



**HAL**  
open science

# Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal

Aurélie Maspataud

► **To cite this version:**

Aurélie Maspataud. Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal. Océanographie. Université du Littoral Côte d'Opale, 2011. Français. NNT : . tel-00658671

**HAL Id: tel-00658671**

**<https://theses.hal.science/tel-00658671>**

Submitted on 11 Jan 2012

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

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

UMR CNRS 8187 LOG  
LABORATOIRE D'OcéANOLOGIE ET GEOSCIENCES  
Equipe 4 - Morphodynamique des Littoraux

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

# Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal

**THESE DE DOCTORAT**

GEPO (Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie)

**Spécialité : Morphodynamique Littorale**

Présentée par

**Aurélie MASPATAUD**

Soutenue publiquement à Wimereux le 10 février 2011 devant un jury composé de :

Directeurs de recherche :

Mme Marie-Hélène RUZ, *Professeur, Université du Littoral, Directrice de thèse*

M. Arnaud HEQUETTE, *Professeur, Université du Littoral, Co-directeur de thèse*

Rapporteurs :

M. Franck LEVOY, *Professeur, Université de Caen Basse Normandie*

Mme Nadia SENECHAL, *Maître de Conférences HDR, Université Bordeaux I*

Examineurs :

M. Stéphane COSTA, *Professeur, Université de Caen Basse Normandie*

M. Philippe LARROUDE, *Maître de Conférences, Université Joseph Fourier Grenoble I*

M. Alain TRENTESAUX, *Professeur, Université de Lille I*



Avec la mer du Nord pour dernier terrain vague  
Et des vagues de dunes pour arrêter les vagues  
Et de vagues rochers que les marées dépassent  
Et qui ont a jamais le coeur à marée basse

...

Avec le vent d'est écoutez-le tenir

...

Avec le vent d'ouest écoutez-le vouloir

...

Avec le vent du nord qui vient s'écarteler

...

Quand le vent est au sud écoutez-le chanter

...

Le plat pays (Jacques Brel)



## AVANT PROPOS

---

A l'aboutissement de longues années d'étude, la thèse représente finalement une aventure riche en expériences, en enseignements et en rencontres faites au fil des années. Cette thèse n'aurait pu se faire seule et constitue, à plusieurs titres, un véritable travail d'équipe, en particulier sur le terrain. C'est aujourd'hui, alors qu'une page de cette aventure se tourne, que j'ai l'occasion de remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de cette thèse.

Je tiens en premier lieu à exprimer ma gratitude à Mylène Ruz, ma directrice de thèse, et Arnaud Héquette, mon co-directeur, pour la confiance qu'ils m'ont accordé pendant ces trois années et l'implication dont ils ont fait preuve dans mon travail de thèse. Je vous remercie d'avoir mis à ma disposition votre expérience et vos conseils avisés, ainsi que tous les moyens nécessaires pour mener à bien cette thèse. Merci d'avoir toujours partagé avec humour mes péripéties et trouvailles de terrain ! Vous n'avez pas hésité à plusieurs reprises, malgré la météo et un emploi du temps chargé, à chausser bottes et ciré, lorsque j'avais besoin d'aide ou simplement pour le plaisir d'aller sur le terrain ! Merci à vous deux.

Je tiens également à remercier les membres de mon jury qui ont accepté d'examiner et juger ce travail. Merci à M. Franck Levoy (Professeur à l'Université de Caen Basse Normandie) d'avoir accepté le rôle de rapporteur de mon manuscrit et consacré du temps à ce travail malgré un emploi du temps serré. Merci à Mme Nadia Sénéchal (Maître de Conférences HDR à l'Université Bordeaux I), d'avoir bien voulu juger ce manuscrit en acceptant également le rôle de rapporteur de cette thèse, et pour l'intérêt qu'elle a porté à ce travail, après avoir été il y a quelques années, tutrice puis co-encadrante lors de mes deux stages de recherche en Master ENVOLH. Merci à M. Stéphane Costa (Professeur à l'Université de Caen Basse Normandie), et M. Alain Trentesaux (Professeur à l'Université Lille 1), qui me font l'honneur de participer à ce jury en qualité d'examineurs. Merci à M. Philippe Larroudé (Maître de Conférences à l'Université Joseph Fourier-Grenoble I), également examinateur, pour sa collaboration en modélisation, ses conseils avisés et ses encouragements répétés (une mention spéciale pour ta photo de ma grenade de Leffrinckoucke, désormais immortalisée !).

Cette thèse a bénéficié d'une Allocation-Moniorat de recherche du Ministère de la Recherche. Une grande partie des travaux menés durant cette thèse ont été financés dans le cadre du Projet VULSACO (*VULnerability of SAndy COast Systems to climatic and anthropic changes*, programme ANR VMC 06-009), sous coordination du BRGM.

Mes remerciements vont également vers l'équipe RNSC/RIC du BRGM d'Orléans, en particulier Déborah Idier, coordinatrice du projet VULSACO pour son aide et ses multiples conseils dans l'utilisation des codes X-BEACH et SWAN notamment. Merci également à Mme Nicole Lenotre de m'avoir accueillie dans son équipe le temps de ma formation sur ces modèles. Un énorme merci à Elodie Charles pour les nombreux coups de main et le temps qu'elle m'a consacré lorsque je subissais les caprices de X-BEACH puis de SWAN (merci pour les routines qui m'ont fait gagner un temps précieux, je suis aujourd'hui réconciliée avec Matlab !). Une pensée également pour Charlotte Vinchon, Jérôme Thiébot et Olivier Brivois, pour les conseils ou les discussions partagées pendant les réunions VULSACO ou en conférences.

Un grand merci également à François Sabatier pour son accueil au CEREGE d'Aix en Provence et le temps qu'il m'a consacré lors de ma formation sur le modèle SBEACH, ce fut un plaisir de modéliser des tempêtes loin du Nord, sous le soleil, avec le chant des cigales (permanent !) comme fond sonore !

Merci à Stéphane Vanhée, de l'Institution Interdépartementale des Wateringues, pour sa collaboration récente sur le risque lié aux tempêtes sur la région dunkerquoise.

Merci à Nicolas Forain, du Grand Port de Dunkerque, d'avoir mis à ma disposition des archives utiles et de m'avoir ouvert les portes de la Capitainerie du Port, avec de précieuses mesures de surcotes.

Merci à l'équipe des Gardes littoraux du CG 59 et plus particulièrement Aline Bué et Laurent Faucon, pour leur intérêt permanent pour ma thématique et mes résultats, pour leur aide à la surveillance sur le terrain (patrouilles Haflinger et SMS « RAS les 2 appareils vont bien ! ») de mes têtes de station et de nos appareils surtout lors de ma dernière longue campagne fin 2009, et pour toutes les « propositions de repli » à la Ferme Nord en cas de trop mauvais temps, finalement jamais honorées, mais merci quand même !

Une pensée également pour M. P. Hesp qui a consacré une après-midi sur nos sites d'étude, et fait partager avec un grand humour ses anecdotes de terrain, de recherche et de voyage lors de son passage au laboratoire en mai dernier.

Je tiens également à remercier les passionnés du club de plongée de Dunkerque (C.P.E.S.M.D.E. !), sans lesquels la mise à l'eau sportive des appareils en mer n'aurait pas été possible lors de la campagne de fin 2009. Merci à eux d'avoir lutté pour retrouver et remonter les Valeports malgré une l'eau à 5°C et un pont de bateau gelé !!

La transition est toute trouvée, après les fous de plongée, pour remercier Vincent Sipka, notre ingénieur d'étude, sans l'aide de qui une très grande partie de mes mesures de terrain n'aurait pas vu le jour ! Merci pour ton aide, les formations sur l'utilisation des appareils, ta bonne humeur sur le terrain (j'ai bien précisé la « bonne humeur » !), et les bruits bizarres dans le tawkie. Merci Mr « père-SPIKA-ce » de m'avoir fait découvrir les friteries et les spécialités du Nord à mon arrivée, et les repas de retour de terrain chez Zaki !

Merci aussi à Denis Marin, pour tous les SOS informatiques et notamment pour ton aide technique et logistique lors de la finalisation ces dernières semaines !

Merci à Olivier Cohen, meilleur fournisseur officiel de données Météo-France, PPIGE et IGN, pour ses conseils et ses macros Excel qui m'auront fait gagner un temps fou dans le traitement de nombreuses données !

Un, non, deux mercis à Caroline Rufin-Soler et Arnaud Oblinger qui ont partagé mon bureau et/ou mes pauses café au labo, merci pour votre bonne humeur, vos conseils et vos coups de main sur le terrain lorsque j'en ai eu besoin !

J'associe également dans mes remerciements les membres du laboratoire LOG, et tout particulièrement l'équipe de Wimereux : merci à Sandric Lesourd pour mon initiation au granulomètre laser et ses discussions géol ! et aussi Antoine Gardel, Sylvie Philippe et Swanne Gontharet.

Une pensée également pour les anciens thésards que j'ai croisé au labo pendant ces 3 ans : Claire Marion, Mouncef Sedrati, Jimmy Bertier, Abdel El Mimouni, ... et ceux qui suivent de près, Erwann Gensac et Raoul Laibi, ce sera bientôt votre tour !

Deux mercis à Aline Aubry et Matthieu Jeanson, rencontrés aux aurores sur le terrain mon 1<sup>er</sup> Dimanche dans le Nord pendant ma semaine de bizutage, merci pour vos conseils et vos encouragements, mais aussi la colloc lisboète, la vanille réunionnaise et les soirées de la rue Nadau !

Deux grands mercis à mes compagnons de galère, pour leur aide au labo, etc... : Adrien "Tonton P....." Cartier (pas loin de 80 profils topo à son actif !), merci pour ton aide sur le terrain malgré la météo capricieuse (vent, pluie, neige, froid, grêle, glace, on a tout eu !) et les réveils aux aurores... pour arriver sur la plage et... « ah ben ya du brouillard... on voit pas les phares ! on rentre ? » (j'attends mon compteur kilométrique de MNT !); Antoine "MilkaBoy" Tresca, le dernier arrivé, merci pour ton aide sur mes derniers profils, pour nos premières manips d'éolien (et de granulo) en solo et tes fameuses maximes trescaïennes « Il n'y a pas de vent dans l'eau », « Ben, tu prends un Mentos et tu sors le quad ! » merci pour la bonne ambiance du bureau (et ailleurs aussi), vos parties de T-M (le jeu ! pas le surnom)... « Allez ZOU ! »

Avec aussi un merci collectif pour tous les stagiaires de passage au labo, qui ont tous contribué à leur échelle à mes mesures de terrain : Célestine B., Marc V., Anne B., sans oublier nos promos successives de petits « scarabées\* » (\* gentil surnom !) du Lycée Guynemer, qui ont animé, bien malgré eux, et contribué à pas mal de sorties terrain.

Mes remerciements se tournent également vers l'Aquitaine, avec une pensée pour l'équipe bordelaise du labo EPOC, où j'ai débuté mes études sur le littoral, celles et ceux qui m'ont conforté dans mon envie de travailler en domaine côtier : M. Patrice Castaing, encadrant de mon stage de recherche de M2, qui m'a aidé et conseillé lorsque j'ai souhaité poursuivre mes études en thèse, ainsi que Jean-Paul Parisot et Aldo Sottolichio, que je recroise avec plaisir à différentes occasions via VULSACO, en conférences ou groupes de travail.

Toujours à Bordeaux, une pensée pour les ex-ENVOLHs (ENVOLH un jour, ENVOLH ?) maintenant éparpillés aux 4 coins de France, et d'ailleurs : un merci et des encouragements pour les potes de galère et futurs docteurs de l'année : Marion "Calamity" P. alias la Pinpine des Alpes, et sa thèse Légo® et nos conférences-msn (et merci à Frédérique pour son soutien à distance et son accueil à bordeaux!) & Thomas G. le guyano-rochelais ! une pensée pour Marie-B. et Célia S. pour les séances de motivation collectives facebookiennes ; Blandine (non ! non ! on ne touche pas à ton Ile d'O., promis !), LE marseillais Alexis A. ("Yéti-du-Sud" toi-même ! oui j'ai migré au pôle Nord, mais non il n'y a toujours pas de pingouins à Dunkerque !), Candice B. (le 4<sup>ème</sup> Elfe) et Christophe V..

Un vrai merci pour ses encouragements sans faille à Marjo la Géologue, merci pour les news en direct de l'Auvergne, promis je reviens bientôt voir mes volcans à Clermont ! ainsi qu'à Delphine "Phinou" N. ma binome clermontoise-creusoise-vendéenne (*signé : boulette*). Une pensée pour les amis de plus longue date, le « club des 6 », un peu délaissé avec l'éloignement pendant cette thèse, Elodie, Anne C, Mel, Titi, Karen, Claire (« RDV Aux Artistes en Décembre ? »).

Enfin, je tiens à remercier ma famille et plus particulièrement mes parents qui m'ont soutenue pendant ces trois années dans le Nord. Merci à eux de m'avoir toujours laissé suivre ma passion, la voie que je souhaitais, et suivi quels qu'aient été mes choix durant toutes ces années d'études ! Merci pour les kits de survie de la côte comme du Sud-Ouest ! et désolée si la météo n'a pas toujours été au beau-fixe lors de vos visites... !

Enfin, un grand merci aux éléments et à la météo d'avoir rendu chaque jour de terrain unique, imprévisible et riche en surprise !

Une spéciale dédicace à Eole le dieu du vent, et merci à Tilo, Johanna, Quinten, Xynthia... d'avoir croisé ma route !

Merci à tous.





## SOMMAIRE

---

<b>AVANT PROPOS .....</b>	<b>i</b>
---------------------------	----------

---

<b>SOMMAIRE .....</b>	<b>v</b>
-----------------------	----------

---

<b>ABREVIATIONS .....</b>	<b>xiv</b>
---------------------------	------------

---

<b>INTRODUCTION GENERALE .....</b>	<b>1</b>
------------------------------------	----------

---

<b>CHAPITRE I      PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR D'ETUDE .....</b>	<b>11</b>
---	-----------

---

<b>Introduction .....</b>	<b>11</b>
<b>1    Contexte général et état de l'art .....</b>	<b>11</b>
1.1      Représentativité de la Mer du Nord à l'échelle mondiale.....	11
1.1.1 <i>Des côtes sableuses, basses et vulnérables .....</i>	<i>11</i>
1.1.2 <i>Des conditions de mer épicontinentale.....</i>	<i>13</i>
1.1.3 <i>Des plages à barres développées en régime macrotidal .....</i>	<i>15</i>
1.2      Vulnérabilité des côtes de la Mer du Nord .....	16
<b>2    Caractéristiques générales de la zone d'étude .....</b>	<b>18</b>
2.1      Situation géographique .....	18
2.1.1 <i>Cadre régional .....</i>	<i>18</i>
2.1.2 <i>Géologie régionale .....</i>	<i>18</i>
2.1.3 <i>Bref historique quaternaire de la plaine maritime flamande .....</i>	<i>19</i>
2.1.4 <i>Variations récentes du niveau marin relatif.....</i>	<i>20</i>
2.2      Caractéristiques climatologiques et météorologiques .....	21
2.2.1 <i>Conditions climatologiques et météorologiques générales .....</i>	<i>21</i>
2.2.2 <i>Types de temps en Europe occidentale.....</i>	<i>21</i>
2.2.3 <i>Vents synoptiques .....</i>	<i>24</i>
2.3      Conditions de forçages hydrodynamiques .....	25
2.3.1 <i>La marée.....</i>	<i>25</i>
2.3.2 <i>Les courants .....</i>	<i>28</i>
2.3.3 <i>Les houles.....</i>	<i>29</i>
2.3.4 <i>Les surcotes .....</i>	<i>30</i>

2.3.5	<i>Impacts des forçages sur la dynamique sédimentaire locale</i> .....	31
<b>3</b>	<b>Le littoral à l'Est de Dunkerque</b> .....	<b>33</b>
3.1	Evolution environnementale et historique .....	33
3.1.1	<i>Contexte physique local</i> .....	33
3.1.2	<i>Gestion actuelle des espaces naturels</i> .....	36
3.1.3	<i>Patrimoine historique et apports de la "bunker archéologie" dans l'étude géomorphologique</i> .....	37
3.2	Le choix de deux sites test représentatifs : les plages de la Dune Dewulf (Leffrinckoucke-Zuydcoote) et des Dunes du Perroquet (Bray-Dunes) .....	38
3.2.1	<i>Morphologie générale</i> .....	38
3.2.2	<i>Cadre morphodynamique des deux sites test</i> .....	39
	<b>Conclusion</b> .....	<b>46</b>
<b>CHAPITRE II APPROCHE METHODOLOGIQUE : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES ET MESURES DE TERRAIN</b> .....		<b>47</b>
<hr/>		
	<b>Introduction</b> .....	<b>47</b>
<b>1</b>	<b>Données météo-marines</b> .....	<b>47</b>
1.1	Données hydrodynamiques <i>in-situ</i> .....	47
1.1.1	<i>Appareils déployés lors des campagnes</i> .....	48
1.1.2	<i>Méthodes de traitement des données</i> .....	50
1.1.3	<i>Homogénéité des données</i> .....	52
1.2	Données hydrodynamiques au large .....	53
1.3	Données marégraphiques .....	54
1.4	Données climatologiques .....	54
1.4.1	<i>Conditions anémométriques</i> .....	54
1.4.2	<i>Mesures ponctuelles de vent in-situ</i> .....	55
<b>2</b>	<b>Données topographiques</b> .....	<b>56</b>
2.1	Suivis topographiques de la morphodynamique du profil dune-plage .....	56
2.1.1	<i>Choix des stations de mesure</i> .....	56
2.1.2	<i>Technique employée</i> .....	57
2.1.3	<i>Précision et erreurs de mesure</i> .....	59
2.1.4	<i>Traitement des données</i> .....	59
2.2	Mesures topographiques par GPS ( <i>Global Positioning System</i> ) .....	60
2.2.1	<i>Technique employée</i> .....	60
2.2.2	<i>Modèles Numériques de Terrain (MNT) de plage et de dune</i> .....	61

2.2.3	Mesures du trait de côte par système GPS.....	62
2.2.4	Suivis ponctuels de la laisse de haute mer .....	63
<b>3</b>	<b>Etude diachronique de l'évolution du trait de côte entre 1957 et 2010 .....</b>	<b>65</b>
3.1	Photographies aériennes : acquisition et type de ressource .....	65
3.2	Correction des photographies et mesures de l'évolution du trait de côte .....	66
3.3	Estimation des rythmes d'évolution du trait de côte à l'aide de différentes méthodes statistiques .....	68
<b>4</b>	<b>Estimation du transport éolien réel et théorique .....</b>	<b>70</b>
4.1	Piégeage éolien <i>in-situ</i> .....	70
4.2	Méthode de traitement des échantillons .....	72
<b>5</b>	<b>Suivi photographique .....</b>	<b>73</b>
<b>6</b>	<b>Récapitulatifs des dates de suivis topographiques et des campagnes de terrain : déploiements et opérations réalisées .....</b>	<b>73</b>
6.1	Levés topographiques saisonniers et pré- /post- tempête .....	73
6.2	Campagnes de mesures .....	76
6.2.1	Campagnes courtes lors de tempêtes et forts coups de vent.....	76
6.2.2	Campagne longue en conditions mixtes : Février 2007 .....	80
6.2.3	Campagne longue en conditions mixtes : Novembre-Décembre 2009.....	81
<b>7</b>	<b>Modèles numériques hydro-sédimentaires .....</b>	<b>83</b>
7.1	SBEACH ( <i>Storm-induced Beach Change</i> ) .....	83
7.2	X-BEACH ( <i>eXtreme BEACH behavior</i> ) .....	84
7.3	SWAN ( <i>Simulating WAVes Nearshore</i> ) .....	85
	<b>Conclusion .....</b>	<b>86</b>

## **CHAPITRE III EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME : REPONSE DE LA COTE AUX EVENEMENTS TEMPETUEUX.....87**

	<b>Introduction.....</b>	<b>87</b>
<b>1</b>	<b>Caractéristiques hydro- et morphodynamiques en conditions mixtes sur les deux sites test.....</b>	<b>87</b>
1.1	Campagne "longue" de Février 2007 .....	88
1.1.1	Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque.....	88
1.1.2	Conditions hydrodynamiques au large et à la côte.....	89
1.1.3	Evolution morphodynamique de la zone d'étude .....	93
1.2	Campagne "longue" de Novembre-Décembre 2009 .....	97

1.2.1	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	97
1.2.2	<i>Conditions hydrodynamiques au large et à la côte</i> .....	98
1.2.3	<i>Evolution morphodynamique de la zone d'étude</i> .....	104
1.3	Bilan : éléments significatifs des campagnes mixtes sur les deux sites test .....	107
<b>2</b>	<b>Evolution évènementielle de la morphodynamique côtière en conditions énergétiques et tempétueuses</b> .....	<b>110</b>
2.1	Tempête de Mars 2007 .....	110
2.1.1	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	110
2.1.2	<i>Conditions hydrodynamiques au large</i> .....	113
2.1.3	<i>Réponse morphologique du profil côtier</i> .....	114
2.2	Tempête de Novembre 2007 .....	120
2.2.1	<i>Caractéristiques de l'évènement et impacts sur les côtes de la Mer du Nord</i> .....	120
2.2.2	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	122
2.2.3	<i>Conditions hydrodynamiques au large et à la côte : Plage de la Dune Dewulf</i> .....	124
2.2.4	<i>Réponse morphologique du profil côtier</i> .....	126
2.3	Forts coups de vent de Mars 2008 .....	130
2.3.1	<i>Caractéristiques de l'évènement et impacts sur les côtes</i> .....	130
2.3.2	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	131
2.3.1	<i>Conditions hydrodynamiques au large et à la côte : Plage de la Dune Dewulf</i> .....	133
2.3.2	<i>Réponse morphologique du profil côtier</i> .....	135
2.4	Coup de vent de Novembre 2008 .....	139
2.4.1	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	139
2.4.1	<i>Conditions hydrodynamiques au large et à la côte : Plages de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet</i> .....	140
2.4.2	<i>Réponse morphologique du profil côtier</i> .....	142
2.5	Coup de vent de Février 2009 .....	147
2.5.1	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	147
2.5.2	<i>Conditions hydrodynamiques au large</i> .....	149
2.5.3	<i>Réponse morphologique du profil côtier</i> .....	150
2.6	Coup de vent et grande marée de février-mars 2010 .....	155
2.6.1	<i>Caractéristiques de l'évènement Xynthia et impacts sur les côtes</i> .....	155
2.6.2	<i>Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque</i> .....	155
2.6.3	<i>Réponse morphologique du profil côtier</i> .....	157
2.7	Bilan des conditions météo-marines et impacts morphologiques mesurés de 2007 à 2010.....	162
	<b>Conclusion</b> .....	<b>167</b>

**CHAPITRE IV VARIABILITE MORPHODYNAMIQUE SAISONNIERE ET  
ROLE DES EVENEMENTS VENTEUX DANS L'EVOLUTION DU LITTORAL DU  
COURT- AU MOYEN-TERME .....169**

<b>Introduction .....</b>	<b>169</b>
<b>1 Evolution du profil côtier de l'échelle saisonnière à pluri-annuelle .....</b>	<b>169</b>
1.1 Conditions météo-marines générales enregistrées de 2007 à 2010 .....	170
1.2 Evolution du profil lors des phases post-érosives sur le site de la Dune Dewulf .....	172
1.2.1 1 <sup>ère</sup> phase post-érosive : novembre 2007 à mars 2008.....	175
1.2.2 2 <sup>ème</sup> phase post-érosive : avril 2008 à janvier 2009.....	177
1.2.3 3 <sup>ème</sup> phase post-érosive : février 2009 à janvier 2010.....	181
1.2.4 Bilan de l'évolution morphosédimentaire de l'échelle saisonnière à pluri-annuelle sur le site de la Dune Dewulf .....	190
1.3 Evolution du profil sur le site des Dunes du Perroquet .....	184
1.3.1 Septembre 2007 à février 2009.....	186
1.3.2 Février 2009 à Janvier 2010 .....	188
1.3.3 Bilan de l'évolution morphosédimentaire de l'échelle saisonnière à pluri-annuelle sur le site des Dunes du Perroquet.....	193
<b>2 Influence des transports éoliens sur la morphodynamique côtière à l'échelle saisonnière .....</b>	<b>197</b>
2.1 Contexte général .....	197
2.2 Observations réalisées sur le littoral Est dunkerquois .....	198
2.2.1 Vents de secteur S à SW.....	198
2.2.2 Vents de secteur SW à NW.....	200
2.2.3 Vents de secteur NW à NE.....	201
2.2.4 Variabilité des transits éoliens sur le court-terme .....	203
2.3 Estimation des transports éoliens efficaces dans l'alimentation de la dune bordière par expérimentation <i>in-situ</i> sur le site de la Dune Dewulf .....	204
2.3.1 Conditions météorologiques lors des expérimentations.....	204
2.3.2 Transport réel déterminé à partir de mesures <i>in-situ</i> .....	205
2.3.3 Synthèse des transports éoliens efficaces dans la restauration et l'alimentation de la dune bordière .....	208
<b>Conclusion .....</b>	<b>210</b>

**CHAPITRE V EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET INFLUENCE DES  
CONDITIONS TEMPETUEUSES A L'ECHELLE PLURI-ANNUELLE .....211**

**Introduction .....211**

**1 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque de 1957 à 2010 .....212**

1.1 Bref historique du littoral Est-dunkerquois .....212

1.2 L'évolution des massifs dunaires .....213

1.3 L'évolution globale du trait de côte depuis 1957 .....216

1.4 Evolution spatiale et temporelle du trait de côte .....219

    1.4.1 De 1957 à 1971 ..... 220

    1.4.2 De 1971 à 1983 ..... 221

    1.4.3 De 1983 à 1994 ..... 222

    1.4.4 De 1994 à 2005 ..... 224

    1.4.5 De 2005 à 2010 ..... 225

1.5 Impacts anthropiques à possible influence dans l'évolution du trait de côte sur le long-terme ..... 227

    1.5.1 Historique des aménagements portuaires et urbains de Dunkerque ..... 227

    1.5.2 L'influence locale d'interventions anthropiques sur l'évolution morphosédimentaire ..... 229

1.6 Bilan de l'évolution du trait de côte sur le littoral Est-dunkerquois .....234

**2 Evènements tempétueux à fort impact sur le littoral Est-dunkerquois pendant la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle .....239**

2.1 Revue de littérature et historique des forts coups de vent, tempêtes et évènements extrêmes ayant affecté le Nord de la France et la Mer du Nord .....239

2.2 Des tempêtes aux conditions météo-marines et aux impacts morphologiques différents : présentation d'évènements marquants bien documentés .....245

    2.2.1 Un évènement historique en Mer du Nord : la tempête de 1953 ..... 245

    2.2.2 La tempête "Capella" du 3 janvier 1976 ..... 248

    2.2.3 Tempête des 11-12 janvier 1978..... 249

    2.2.4 Tempête des 1 et 2 février 1983..... 251

    2.2.5 Succession de tempêtes de janvier et février 1990 ..... 253

    2.2.6 Tempête des 1 et 2 janvier 1995 ..... 257

2.3 Bilan des évènements de tempête historiques au cours de la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle ..... 260

**3 Quelle influence de la variabilité, à moyen terme, des conditions météo-marégraphiques dans l'évolution du trait de côte de 1957 à 2010 ? .....264**

3.1 Variabilité des hauts niveaux d'eau à Dunkerque depuis 53 ans .....264

3.1.1	<i>Des sources de données aux très nombreuses lacunes.....</i>	264
3.1.2	<i>Evolution des niveaux d'eau extrêmes annuels.....</i>	265
3.1.3	<i>Distribution annuelle des niveaux marins potentiellement érosifs.....</i>	267
3.2	Variabilité des conditions anémométriques à Dunkerque de 1957 à 2010 .....	269
3.2.1	<i>Evolution des vents moyens trihoraires.....</i>	269
3.2.2	<i>Choix des seuils de vent pour les évènements tempétueux.....</i>	272
3.2.3	<i>Distribution des vents trihoraires <math>\geq 8</math> m/s selon leur direction.....</i>	274
3.2.4	<i>Analyse de la durée des évènements de vents persistants <math>\geq 8</math> m/s.....</i>	277
3.3	Bilan de l'évolution du trait de côte à long-terme en relation avec les conditions extrêmes météo-marines .....	288
<b>4</b>	<b>Rôle de la bathymétrie à l'avant-côte : l'influence d'un banc pré-littoral dans l'évolution du trait de côte .....</b>	<b>293</b>
4.1	Evolution de la morphologie de l'avant côte et des petits fonds entre 1911 et 2000.....	293
4.2	Quelle a pu être l'influence du Banc Hills sur l'évolution du trait de côte depuis 53 ans ? .....	298
	<b>Conclusion .....</b>	<b>302</b>
<b>CHAPITRE VI SIMULATION DE LA REPONSE MORPHODYNAMIQUE DU PROFIL COTIER AUX FORÇAGES HYDRO-METEOROLOGIQUES : ESSAIS DE MODELISATION NUMERIQUE .....</b>		
<hr/>		
	<b>Introduction .....</b>	<b>303</b>
<b>1</b>	<b>Développement et objectifs de la modélisation en milieu littoral : la réponse à un besoin, face à l'érosion et aux changements climatiques .....</b>	<b>304</b>
1.1	Les apports de la modélisation dans l'étude des systèmes côtiers .....	304
1.2	Revue de littérature : application de modèles numériques en Mer du Nord méridionale en conditions de tempête .....	304
<b>2</b>	<b>Approches et applications de deux modèles numériques : SBEACH et X-BEACH ...</b>	<b>305</b>
2.1	SBEACH (Storm-induced Beach Change) .....	305
2.1.1	<i>Bases théoriques.....</i>	305
2.1.2	<i>Applications de SBEACH dans des environnements différents.....</i>	307
2.1.3	<i>Objectifs et attentes.....</i>	309
2.2	X-BEACH (eXtreme BEACH behavior) .....	310
2.2.1	<i>Bases théoriques.....</i>	310
2.2.2	<i>Développement actuel et applications du code X-BEACH.....</i>	311



2.2.3	<i>Objectifs et attentes</i> .....	314
<b>3</b>	<b>Mise en place des deux codes morphodynamiques de modélisation court-terme sur le littoral dunkerquois</b> .....	<b>315</b>
3.1	Choix et particularités du secteur d'étude .....	315
3.2	Données disponibles .....	318
3.3	SBEACH .....	319
3.3.1	<i>Données en entrée et résolution spatio-temporelle</i> .....	319
3.3.2	<i>Conditions de simulation</i> .....	321
3.3.3	<i>Calibration et validation : Tempête de mars 2007</i> .....	323
3.3.4	<i>Validation : Tempête de novembre 2007</i> .....	326
3.3.5	<i>Scénarios alternatifs</i> .....	334
3.4	X-BEACH .....	337
3.4.1	<i>Données en entrée et résolution spatio-temporelle</i> .....	337
3.4.2	<i>Conditions de simulation</i> .....	339
3.4.3	<i>Validation "Temps calme" en février 2007</i> .....	341
3.4.4	<i>Validation "Tempête" sur un secteur sensible aux tempêtes : le site de la Dune Dewulf en novembre 2007</i> .....	342
3.4.5	<i>Validation "Tempête" sur le site des Dunes du Perroquet en novembre 2007</i> .....	347
3.5	Comparaison des résultats de validation morphodynamique obtenus avec les modèles SBEACH et X-BEACH lors de la tempête de novembre 2007 .....	352
<b>4</b>	<b>Apports, limites et Perspectives</b> .....	<b>354</b>
	<b>Conclusion</b> .....	<b>356</b>
	<b>CHAPITRE VII VERS UNE DEFINITION DES CONDITIONS EROSIVES DU COURT AU LONG TERME : LE ROLE DU BILAN SEDIMENTAIRE ET DES FACTEURS METEOROLOGIQUES ET CLIMATIQUES</b> .....	<b>357</b>
<hr/>		
	<b>Introduction</b> .....	<b>357</b>
<b>1</b>	<b>Variabilité des forçages météo-marins et de la réponse morphologique de la côte à l'échelle événementielle</b> .....	<b>357</b>
1.1	Importance de la trajectoire des tempêtes .....	358
1.2	Variabilité spatiale du caractère morphogène des tempêtes sur la région Manche – Mer du Nord .....	362
1.3	Variabilité spatiale du caractère morphogène des tempêtes sur le littoral Est dunkerquois .....	364
1.4	Variabilité temporelle des phénomènes d'érosion en contexte macrotidal .....	368

<b>2 Réponse de la côte aux évènements tempétueux : discussion en terme de bilan sédimentaire du court au moyen terme .....</b>	<b>370</b>
2.1 Modèles conceptuels d'évolution appliqués au profil côtier sur le littoral Est dunkerquois .....	370
2.2 Tendances évolutives à moyen terme, appliquées au couple dune/plage .....	374
2.3 Tendances évolutives sur l'ensemble du littoral Est dunkerquois du court au moyen terme .....	377
<b>3 Réponse de la côte face aux forçages météo-marins à grande échelle .....</b>	<b>381</b>
3.1 Quelle corrélation entre la NAO et les phases morphogènes sur les côtes du nord de la France ? .....	381
3.2 L'influence de la hausse du niveau marin dans l'évolution de cette côte basse macrotidale .....	385
<b>Conclusion .....</b>	<b>388</b>
<b>CONCLUSION GENERALE .....</b>	<b>389</b>
<hr/>	
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>395</b>
<hr/>	
<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>421</b>
<hr/>	
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>	<b>438</b>
<hr/>	
<b>ANNEXES .....</b>	<b>441</b>
<hr/>	

## ABREVIATIONS

BMME	Basse Mer de Morte-Eau
BMVE	Basse Mer de Vive-Eau
NM	Niveau Moyen
PBMA	Plus Basse Marée Astronomique
PHMA	Plus Haute Marée Astronomique
PMME	Pleine Mer de Morte-Eau
PMVE	Pleine Mer de Vive-Eau
CM	Côte Marine
DGPS	GPS Différentiel ( <i>Differential Global Positioning System</i> )
IGN	Institut Géographique National
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i> (ONA en français : Oscillation Nord Atlantique)
NGF	Nivellement Général Français
NMR	Niveau Moyen Relatif de la mer
PAD	Port Autonome de Dunkerque
PPIGE	Plate-forme Publique de l'Information GEographique
PSMSL	Permanent Service for Mean Sea Level
ZH	Zéro Hydrographique
Hs	Hauteur significative des vagues (m)
T	Période (s)
tan $\beta$	Pente de la plage
Vl	Vitesse de la composante longitudinale du courant (m/s)
Vt	Vitesse de la composante transversale du courant (m/s)

# **INTRODUCTION GENERALE**



## INTRODUCTION GENERALE

---

Tempête, *storm*, ouragan, typhon, cyclone, *tempestade*, *chubasco*, *taino*, *baguio*, *myrsky*... sont autant de noms qui désignent, dans le monde, les phénomènes météo-marins de forte intensité affectant les littoraux, mais aussi les territoires continentaux. De nombreuses côtes meubles basses, parfois gagnées sur la mer au cours des siècles derniers, sont aujourd'hui soumises à des processus d'érosion et de recul du trait de côte, ainsi qu'à des submersions des cordons dunaires et des fronts de mer, dans lesquels l'urbanisation croissante, les nombreux aménagements et protections côtières jouent un rôle non négligeable (Stive *et al.*, 2002).

Ces évènements paroxysmaux, redoutés par les populations côtières en raison de leur capacité destructrice (érosion, vents violents, inondations), sont classés parmi les risques naturels les plus courants et font chaque année des milliers de victimes dans le monde, si bien que les régions les plus menacées mettent en place des mesures de surveillance météorologique, de recherche et de prévision de ces phénomènes extrêmes. Des programmes importants de défense des côtes contre la mer ont ainsi été lancés par exemple aux Etats-Unis tandis que des pays plus démunis comme le Cameroun, le Bénin, la Côte d'Ivoire ou le Sénégal, voient des villages entiers disparaître sous les flots (Andre *et al.*, 2002 ; Prudencio *et al.*, 2002 ; Konan *et al.*, 2009). Plus près de nous, le même phénomène se fait ressentir sur la côte du Jutland au Danemark et l'île allemande de Sylt (CPSL, 2005).

La France n'est pas épargnée par cette offensive de la mer sur les rivages. En effet, du fait de la forte urbanisation du front de mer et de la valeur biologique et patrimoniale des espaces naturels littoraux, le recul des côtes n'est pas sans impact et impose aux gestionnaires des territoires concernés d'intervenir pour conserver leurs plages et leurs dunes. Ces impacts risquent d'ailleurs être accentués par la hausse attendue du niveau de la mer dans le contexte actuel du réchauffement climatique, dans la mesure où les estimations du 4<sup>ème</sup> Rapport d'évaluation du GIEC indiquent une hausse prévisible du niveau moyen de la mer de 18 à 59 cm d'ici à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle (GIEC, 2007). La prise en considération de l'ampleur des phénomènes actuels ou potentiels ne peut que contribuer à anticiper les modes de gestion à mettre en place sur la bande littorale concernée si une telle hausse du niveau de la mer se poursuit pendant les prochaines décennies, d'autant plus si l'on considère que les hauts niveaux d'eau sont susceptibles d'engendrer des phénomènes de submersion et d'érosion potentiellement plus fréquents et plus importants (Zhang *et al.*, 2004).

## Les tempêtes : une notion complexe et des définitions variées

Définir la notion de tempête n'est pas une chose aisée et force est de constater qu'il existe des définitions très différentes selon le point de vue considéré : météorologues, climatologues, assureurs, grand public, journalistes.

### *Un phénomène d'origine atmosphérique*

Tandis que les ouragans (Atlantique Nord et Pacifique Sud), cyclones (Océan Indien et Pacifique Sud-Est) et typhons (Pacifique Nord-Ouest) sont des phénomènes dits cycloniques, des tourbillons atmosphériques qui tirent l'essentiel de leur énergie dans l'évaporation de l'eau de mer sur une zone de basses pressions, les tempêtes sont quant à elles des perturbations atmosphériques nées de contrastes thermiques dans l'atmosphère, par l'affrontement de deux masses d'air différentes. Les tempêtes Nord atlantiques ont ainsi pour zone de prédilection les régions tempérées du globe, avec parmi elles l'Europe, d'où leur qualification fréquente de "tempêtes des latitudes tempérées".

Une tempête au sens météorologique se définit par la notion de régime de tempête analysé notamment par [Trzpit \(1977a, 1977b\)](#), durant lequel une perturbation génère des vents forts et une chute de la pression atmosphérique. En terme de météorologie marine, une tempête se caractérise par une augmentation de l'intensité des agents de forçage météorologiques, c'est-à-dire du vent, de la houle, de la pression atmosphérique et du niveau instantané de la mer.

Comme l'avait souligné [Chaverot \(2006\)](#), se pose alors le problème du seuil de vitesse de vent à partir duquel on peut parler de tempête. L'échelle de Beaufort, adoptée à l'échelle internationale par les marins pour caractériser à l'origine les états de mer et qualifier différentes classes de vent, est généralement employée même si son objectif premier n'était pas de définir de seuil de tempête. Météo-France, suivant le vocabulaire de l'Organisation Météorologique Mondiale, donne de la tempête des définitions fondées sur la mesure de la vitesse ou l'estimation de la force du vent ([Trzpit, 1977a](#)). Ainsi, le qualificatif de tempête est appliqué pour des vents moyens de force 10 sur l'échelle de Beaufort (Bf) (à une hauteur standard de 10 m au dessus du sol, et moyennés sur 10 minutes), c'est-à-dire compris entre 89 et 102 km/h (soit 25-28 m/s). Ce seuil de 28 m/s, qui correspond à environ 100 km/h, est fréquemment utilisé ([Deboudt, 1997](#) ; [Devreton, 2002](#)), avec au-delà de cette valeur le qualificatif de "violente tempête" pour des vents de 103 à 117 km/h (force 11 Bf, 28 à 33 m/s) et d'"ouragan" dès lors que les vents dépassent la force 12 (> 118 km/h ou 33 m/s). Sur terre, ce sont des vents supérieurs à 100 km/h qui sont retenus, tandis que la définition de tempête varie encore pour les assureurs, qui considèrent qu'une tempête correspond aux périodes durant lesquelles au moins 5 % d'un nombre constant de stations françaises ont relevé un vent maximal journalier supérieur à 100 km/h.

Dans les terres, les vents violents peuvent engendrer des dégâts considérables aux infrastructures, cultures, forêts (chablis), mais en mer et sur les côtes, les facteurs météorologiques et plus particulièrement la modification des conditions anémométriques et barométriques lors des tempêtes peuvent également être à l'origine de naufrages et d'effets sur l'hydrodynamique côtière, de processus d'érosion et/ou de submersion du littoral.

Les inondations par la mer dues aux tempêtes résultent principalement d'un phénomène de "marée de tempête" (Caspar *et al.*, 2002 ; Costa *et al.*, 2005). En effet, du fait des conditions atmosphériques, le niveau de marée prédit (théorique) ne correspond souvent pas à celui réellement mesuré : il se produit une décote lorsque le niveau de marée est plus bas que prévu, ou de surcote lorsqu'il est plus haut. Ce phénomène de surcote est une surélévation du niveau d'eau qui résulte de l'action combinée d'un vent du large et d'une basse pression atmosphérique. Lorsqu'une dépression atmosphérique se déplace rapidement sur la mer, elle s'accompagne d'un noyau de baisse atmosphérique (responsable d'une surélévation du niveau d'eau par effet de "baromètre inversé") et d'une zone de vents forts à l'origine de ce que les climatologues appellent une "onde de tempête" (formée en avant et à droite du sillage de la dépression). D'abord modérée au large, l'effet de surcote s'accroît donc à la côte, du fait de la diminution de la profondeur d'eau. La somme, mesurée par les marégraphes, de la marée astronomique normale additionnée d'une surcote atmosphérique (due à une perturbation atmosphérique) est donc appelée marée de tempête (Caspar *et al.*, 2002 ; Costa *et al.*, 2005). Ces événements énergétiques peuvent revêtir sur le littoral un caractère morphogénique et causer un rapide recul du trait de côte, des versants dunaires sur les côtes basses meubles et des dommages aux ouvrages de défense du trait de côte.

### ***Une perception médiatique différente***

Si la presse permet souvent de créer un "relais" entre le milieu de la recherche et le grand public ou les décideurs, la perception « médias » (Bruzzi, 1998) des phénomènes tels que les tempêtes est en effet très différente de celle de la communauté scientifique, car elle insiste en priorité sur la notion de danger et le caractère exceptionnel de l'évènement avec un inventaire des impacts destructeurs, quitte à parfois employer des termes quelque peu abusifs, qualifiant dans les gros titres de véritable "ouragan" ou "cataclysme" des événements certes très destructeurs mais de nature toute différente. Dans la presse et/ou les bulletins météorologiques, une tempête se définit toujours et avant tout par les vents qui ont soufflé, ne précisant que plus rarement l'influence essentielle que le vent représente, selon son intensité et sa direction, sur la houle et l'élévation temporaire du niveau de la mer



## Littérature et connaissances actuelles sur les impacts des événements extrêmes météo-marins

### *A l'échelle du bassin Nord Atlantique*

D'un point de vue climatologique, les travaux de [Trzpit \(1977a, 1977b\)](#) et [Tonnerre-Guérin \(2003\)](#) ont contribué à définir le concept et la genèse des tempêtes ainsi que la saisonnalité et la dispersion spatio-temporelle des trajectoires des dépressions à l'origine de des tempêtes sur ce secteur ([Keim et al., 2004](#)). Le projet européen WASA (*Waves and Storms in the North Atlantic*) a notamment été mis en place pour vérifier ou infirmer les hypothèses d'aggravation des climats de vagues et de tempêtes sur l'Atlantique Nord-Est et ses mers adjacentes au cours du XX<sup>ème</sup> siècle et estimer les climats futurs dans cette région ([WASA, 1998](#) ; [Debernard et al., 2002](#)).

### *Sur le continent nord américain*

Les événements tempétueux représentent ainsi un facteur majeur contrôlant, à court- et moyen-terme, l'évolution morphologique de la plupart des côtes sableuses ([Stone et Orford, 2004](#)). Les effets de ces événements très énergétiques sont relativement bien connus et étudiés sur le continent américain : les fortes surcotes, houles de tempêtes et inondations qui affectent les côtes du Golfe du Saint Laurent au Canada ([Forbes et al., 2004](#)), les *Nor'Easters* qui frappent la côte Est des Etats-Unis ([Lee et al., 1998](#) ; [Zhang et al., 2001](#) ; [Hill et al., 2004](#) ; [List et al., 2006](#)), jusqu'aux ouragans dont les impacts destructeurs sur les côtes de Floride ([Claudino-Sales et al., 2008](#) ; [Houser et al., 2008](#)) et plus généralement du Golfe du Mexique ([Morton et Sallenger, 2003](#) ; [Pepper et Stone, 2004](#) ; [Sallenger et al., 2006](#)) sont aujourd'hui bien documentés.

### *En Europe du Nord-Ouest*

Les impacts des conditions tempétueuses à court-terme et la vulnérabilité des côtes Ouest atlantiques européennes sont également bien documentés sur ce bassin Nord Atlantique ([Lozano et al., 2004](#) ; [Clarke et Rendell, 2008](#)), de la côte Ouest espagnole ([Rodriguez-Ramirez et al., 2003](#) ; [Costas et al., 2005](#)), portugaise ([Ferreira et Dias, 1995](#)), aux côtes Ouest de l'Irlande ([Cooper et al., 2004](#)) et Sud-Ouest du Royaume-Uni ([Betts et al., 2004](#)). La mémoire collective reste très marquée par les conditions exceptionnelles et les conséquences catastrophiques de la célèbre tempête des 31-janvier et 1<sup>er</sup> février 1953, et c'est probablement la raison pour laquelle les impacts morphologiques des tempêtes à court-terme, en particulier l'érosion des plages et des dunes bordières, sont aujourd'hui relativement bien documentés sur les côtes vulnérables de la Mer du Nord méridionale : au Danemark ([Bartholdy et Aagaard, 2001](#)), aux Pays-Bas ([Vellinga, 1986](#) ; [Aagaard et al., 2005](#) ; [Van Thiel de Vries, 2009](#)), en Belgique ([De Moor, 1991](#) ; [De Kraker, 1999](#)), au Royaume-Uni ([Pye et Blott, 2008](#) ; [Parker et Foden, 2009](#)), dans le nord de la France ([Corbau, 1995](#) ;

Vasseur et Héquette, 2000 ; Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Sedrati et Anthony, 2007 ; Maspataud *et al.*, 2009 ; Ruz *et al.*, 2009). Les échanges de sédiments entre les systèmes dune/plage/avant côte, difficiles à mesurer, sont encore peu étudiés dans la région (Kroon *et al.*, 2007 ; Héquette *et al.*, 2008b), tout comme les transports sédimentaires résultant de houles très énergétiques (Steetzel, 1993 ; Green *et al.*, 1995). La perception des tempêtes (Von Storch *et al.*, 2006 ; Von Storch et Woth, 2008), tout comme les enjeux humains et socio-économiques qu'elles engendrent, amènent à s'interroger sur la fréquence de ces événements extrêmes, dans le passé, aujourd'hui et dans un avenir proche (De Kraker, 2005 ; Pye et Blott, 2008 ; Ferreira *et al.*, 2009b).

### *Sur le littoral français*

Plusieurs tempêtes sont rappelées à la mémoire commune sur nos côtes (comme celles de 1953, 1976, 1978, 1983, 1987, 1990) et, si elles sont souvent citées par les géomorphologues ou les gestionnaires comme le processus responsable de l'érosion du littoral, les travaux étudiant les conséquences mêmes des tempêtes sur la dynamique côtière se sont surtout développés depuis une vingtaine d'années. Ces travaux concernent notamment l'étude des tempêtes à partir d'un traitement statistique des données météo-marégraphiques, intégrant le rôle respectif de l'évolution climatique et des actions anthropiques dans l'accroissement observé des submersions de tempête sur le littoral de la Manche orientale (Costa, 1995, 1997) et du Delta du Rhône (Bruzzi, 1998, 1999) et intégrant les variations sédimentaires et morphologiques des plages lors de ces événements érosifs (Levoy, 1994 ; Levoy *et al.*, 1998). Plus récemment, plusieurs études ont concerné les impacts des tempêtes sur l'évolution du trait de côte sur la façade Ouest de la France (Regnauld *et al.*, 2004), évalué leurs impacts à court-terme le long de la côte méditerranéenne (Balouin *et al.*, 2009 ; Gervais *et al.*, 2010), la réponse morphodynamique de plages de la façade Atlantique (Capo *et al.*, 2009), la vulnérabilité de la côte de Charente Maritime aux tempêtes (Musereau *et al.*, 2007 ; Musereau, 2009), l'érosion de cordons dunaires en Bretagne (Suanez *et al.*, 2006a, 2006b ; Suanez et Cariolet, 2010) ainsi que le phénomène de submersion de tempête en Manche orientale (Caspar *et al.*, 2007, 2010). Dans un contexte national encore marqué par la tempête Xynthia des 27 au 28 février 2010, qui a reformulé la question du risque côtier avec une opinion publique traumatisée par la submersion, les dégâts matériels et surtout un lourd bilan humain, il n'est pas à exclure que dans les prochaines années les efforts poursuivis pour l'étude des phénomènes tempétueux et extrêmes ne soit encore fort sur le territoire français.

## **Problématique**

Dans le contexte du changement climatique, de la remontée du niveau de la mer et du débat sur la possible hausse de la fréquence et de l'intensité des tempêtes à l'échelle mondiale

(Zhang et al., 2004 ; IPCC, 2007), la connaissance et la prévision des évènements météo-marins extrêmes est devenue un des enjeux majeur de ce siècle, dont les conséquences peuvent être humanitaires (populations déplacées, territoires rayés de la carte), patrimoniales, politiques, économiques (coût de la prévention, de l'indemnisation et de la reconstruction) et même stratégiques. Il est donc important de comprendre non seulement les effets potentiels des tempêtes sur les plages et les dunes, mais aussi comment ces dernières se reconstruisent suite à ces évènements de forte énergie. Un certain nombre d'études ont été consacrées à évaluer les impacts des tempêtes sur les plages et dunes ainsi que leurs réajustements morphologiques post-tempête (*post-storm recovery*), mais la plupart de ces travaux ont été conduits le long de côtes microtidales et dominées par les tempêtes (Morton et al., 1994, 1995 ; Zhang et al., 2002 ; Stone et Orford, 2004), ainsi qu'au Canada (Davidson-Arnott, 1988 ; Davidson-Arnott et Law, 1990 ; Shaw et al., 1998). Ces travaux ont généralement été réalisés suite au passage de cyclones tropicaux, sur les côtes du Texas ou de la Caroline du Sud, et ont permis d'évaluer les transferts sableux et la récupération des plages sur de longues périodes, jusqu'à parfois 10 ans (Morton et al., 1994, 1995 ; Sexton, 1995), ou bien sur les côtes de la Mer du Nord comme aux Pays-Bas (Jelgersma et al., 1995), Danemark (Bartholdy et Aagaard, 2001) et au Royaume-Uni (Pye et Blott, 2008).

Bien que quelques auteurs aient étudié la réponse morphologique face aux tempêtes de plages et de dunes sur des côtes macrotidales (Levoy, 1994 ; Costa, 1995 ; Cooper et al., 2004 ; Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Suanez et al., 2006a, 2006b ; Ruz et al., 2009), et parfois conclu à une réversibilité des conséquences morphogéniques de ces évènements (Corbau, 1995), très peu d'études ont finalement été menées à la fois sur l'impacts des tempêtes, d'une échelle événementielle à plus long terme, le rétablissement post-tempête des plages et des dunes, en domaine à fort marnage et à fetch limité, comme cela est le cas dans notre région d'étude, et sur la vulnérabilité croissante des côtes basses densément peuplées.

## Contexte scientifique

Les côtes macrotidales de la Manche et de la Mer du Nord constituent un terrain d'investigation privilégié pour la compréhension de la dynamique des littoraux meubles bas régime macrotidal. Sur les côtes méridionales de la Mer du Nord, une grande partie de la plaine maritime flamande est constituée de zones basses densément peuplées, constituées de plages sableuses bordées de cordons dunaires qui protègent de l'inondation un arrière-pays localement situé sous le niveau moyen de la mer. C'est justement le cas du territoire à l'Est de Dunkerque qui correspond ici à notre terrain d'étude.

Les travaux menés durant cette étude s'inscrivent en partie dans le cadre du projet VULSACO (*VULnerability of SAndy COast Systems to climatic and anthropic changes*) lancé en 2007 pour 3 ans (programme ANR VMC 06-009), sous coordination du BRGM et

regroupant une équipe de recherche multidisciplinaire nationale constituée de laboratoires et bureaux d'étude de mesures physiques *in-situ*, modélisation et socio-économie. L'objectif principal du projet visait à établir et estimer, pour l'horizon 2030, des indicateurs de vulnérabilité des plages sableuses basses à l'érosion et à la submersion marine, face au changement climatique, à partir de données acquises *in-situ* puis intégrées à un volet modélisation, sur 4 sites nationaux, le littoral sableux du Nord-Pas-de-Calais étant l'un des 4 sites retenus pour cette étude (Idier *et al.*, 2008 ; Vinchon *et al.*, 2008 ; Idier *et al.*, 2010).

Ce travail s'inscrit dans les travaux entrepris depuis plusieurs années sur la morphodynamique des littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais, notamment par l'équipe de recherche "Morphodynamique des Littoraux" du LOG, sur l'analyse de l'évolution du trait de côte (Aernouts, 2005 ; Chaverot, 2006) face à la variabilité des forçages météo-marins pendant la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle (Clabaut *et al.*, 2000 ; Vasseur et Héquette, 2000 ; Chaverot *et al.*, 2008), et particulièrement sur les effets des surcotes et des événements de tempête sur l'érosion des dunes littorales (Battiau-Queney *et al.*, 2003 ; Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Ruz *et al.*, 2005 ; Chaverot *et al.*, 2005 ; Chaverot, 2006).

## Démarche de l'étude : objectifs et jeu des échelles spatio-temporelles

Cette étude propose de définir le rôle, à différentes échelles de temps et d'espace, et d'étudier les impacts des tempêtes, modérées ou extrêmes, sur la morphodynamique et l'évolution d'une côte basse macrotidale à fetch limité, dans le contexte du changement climatique. Les objectifs de ce travail reposent principalement sur trois échelles de temps :

### *A court terme, à l'échelle événementielle : de quelques heures à plusieurs jours*

- **Collecter et mesurer** un maximum de **conditions météorologiques et hydrodynamiques, modérées à très énergétiques**, avec ou sans impact sur plusieurs secteurs du littoral situé à l'Est de Dunkerque, à partir d'observations et de mesures *in-situ* des variations des paramètres physiques (niveau d'eau, vent, vagues, courants) et topographiques (élévation et morphologies le long du profil).
- **Déterminer les impacts des forçages météo-marins sur l'évolution morphologique du profil côtier** (plage-dune) lors d'épisodes énergétiques ou tempétueux (érosion/accumulation sur la plage, le cordon dunaire, recul du trait de côte).
- **Définir les conditions énergétiques dites morphogènes, ou potentiellement érosives**, sur ce type de côte sableuse macrotidale, les interactions qui s'opèrent entre les différents forçages, ainsi que le rôle de la morphologie préexistante et de la bathymétrie des fonds marins proches.

*Du court au moyen terme : d'une échelle mensuelle à saisonnière jusqu'à une échelle pluriannuelle*

- **Estimer les tendances évolutives du trait de côte et l'évolution morphologique du profil côtier** après, et entre, les différents épisodes érosifs qui se sont produits durant cette étude.
- **Evaluer la capacité de la côte à retrouver son état initial** après plusieurs jours, mois ou années, ou au contraire l'irréversibilité des changements morphologiques constatés.

*A moyen terme : de plusieurs années à plusieurs décennies*

- **Retracer**, sur des périodes allant d'une dizaine d'années à plus de cinquante ans, **les tendances évolutives du trait de côte Est-dunkerquois** à partir d'une analyse diachronique basée sur des séries de photographies aériennes.
- **Identifier l'influence des facteurs anthropiques et naturels dans les variations spatio-temporelles du trait de côte de 1957 à 2010**, à partir :
  - d'un **historique des aménagements urbano-portuaires**, de **protection** et de **réhabilitation** des espaces naturels,
  - de l'**historique des évènements de tempête** passés et de leurs impacts recensés sur la côte étudiée,
  - des **variations temporelles du régime des forçages hydro- et météorologiques** tels que les vents (intensité, direction, fréquence), les niveaux d'eau (maxima, fréquence des hauts niveaux), les paramètres de houle (hauteur, direction),
  - de l'**évolution de la bathymétrie à l'avant côte** entre Dunkerque et la Belgique.

*Avec comme objectifs à plus long terme*

- d'**évaluer dans quelle mesure les modèles morphodynamiques sont capables de reproduire la dynamique d'une côte macrotidale sensible aux évènements tempétueux**, par la mise en place de deux codes morphodynamiques de modélisation court-terme, SBEACH et X-BEACH sur le littoral d'étude,
- de **déterminer les conditions de forçage morphogènes à court terme et définir la notion de tempête** sur le littoral étudié en termes de fréquence, d'intensité, de provenance et de durée des évènements très énergétiques.
- De **discuter l'évolution du littoral dunkerquois** dans le cadre de **variations du budget sédimentaire local**, de **possibles changements dans le régime des phénomènes tempétueux** et dans un **contexte de remontée du niveau de la mer** en réponse au changement climatique et de possibles changements dans le régime des tempêtes.

## Organisation du manuscrit

Ce mémoire s'articule autour de 7 chapitres. En préambule, le chapitre I propose une présentation générale du littoral, ainsi que les sites test choisis dans cette étude, qu'il est important de replacer dans un contexte régional "Mer du Nord – Nord de la France" comme mondial, leur caractéristiques propres ainsi que les forçages météo-marins qui les affectent. Le chapitre II détaille la démarche méthodologique et technique, basée sur une approche à plusieurs échelles spatiales et temporelles, adoptée dans ce travail lors des différentes campagnes de mesures hydrodynamiques et topographiques *in-situ* réalisées depuis 2 ans et demi, ainsi que les données acquises localement et étendues sur une cinquantaine d'années.

Le chapitre III est consacré à l'évolution de la morphodynamique côtière à court terme avec comme objectif une mise en évidence, tout d'abord, des conditions hydro- et morphodynamiques propres au littoral étudié en conditions mixtes, puis de la réponse de la côte aux conditions énergétiques et tempétueuses sur nos deux sites d'étude depuis l'année 2007, à une échelle événementielle. Le chapitre IV, basé sur l'évolution du profil côtier du court au moyen terme, vise à identifier la réponse morphodynamique du profil ainsi que sa capacité à se reconstruire durant des phases post-érosives, dans le cadre d'une évolution de l'échelle saisonnière à pluriannuelle de 2007 à 2010. L'évolution de la côte Est dunkerquoise semblant également nettement dépendante des transports éoliens, leur efficacité dans la restauration et l'alimentation de la dune bordière sera estimée à partir d'observations ainsi que d'expérimentations *in-situ*. Le chapitre V est consacré à l'évolution du trait de côte, à partir d'une analyse diachronique, de 1957 à 2010, et propose d'évaluer quelle influence ont représenté les événements de tempête historiques, la variabilité des conditions marégraphiques, météorologiques et hydrodynamiques, l'évolution de la bathymétrie à l'avant côte et les interventions anthropiques, dans la tendance évolutive de la côte depuis une cinquantaine d'années.

Bénéficiant d'une connaissance et de mesures concernant les impacts des tempêtes sur la morphodynamique à l'échelle événementielle, le chapitre VI propose d'évaluer dans quelle mesure des modèles morphodynamiques de modélisation court terme, SBEACH et X-BEACH, sont justement capables de reproduire la dynamique d'un site côtier macrotidal, avant d'envisager leur utilisation à des fins de prédiction.

En synthèse, le chapitre VII constitue un bilan des résultats présentés précédemment, replacés dans un cadre sédimentaire global ainsi que dans un contexte de remontée du niveau marin, en réponse au changement climatique, avec comme objectif une redéfinition de la notion de tempête sur le littoral Est-dunkerquois.



# **CHAPITRE I**

## **PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR D'ETUDE**





## CHAPITRE I

### PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR D'ETUDE

---

#### Introduction

Ce chapitre propose une présentation générale du littoral choisi pour cette étude. Le littoral est-dunkerquois possède des caractères géographiques et géomorphologiques propres, qu'il est important de replacer non seulement dans un contexte régional "Mer du Nord – Nord de la France", mais aussi dans un contexte mondial. Ceci sera l'objet de la première partie de ce chapitre. En effet, il existe dans le monde et en France des côtes présentent des similitudes avec ce secteur côtier : des plages sableuses, basses et vulnérables, bordées de dunes, en bordure de mer épicontinentale, et soumises à un marnage de type macrotidal. La deuxième partie de ce chapitre présente les caractéristiques générales de notre secteur expérimental et les forçages météo-marins qui l'affectent, avant de définir, en troisième partie, les deux sites test choisis.

#### 1 Contexte général et état de l'art

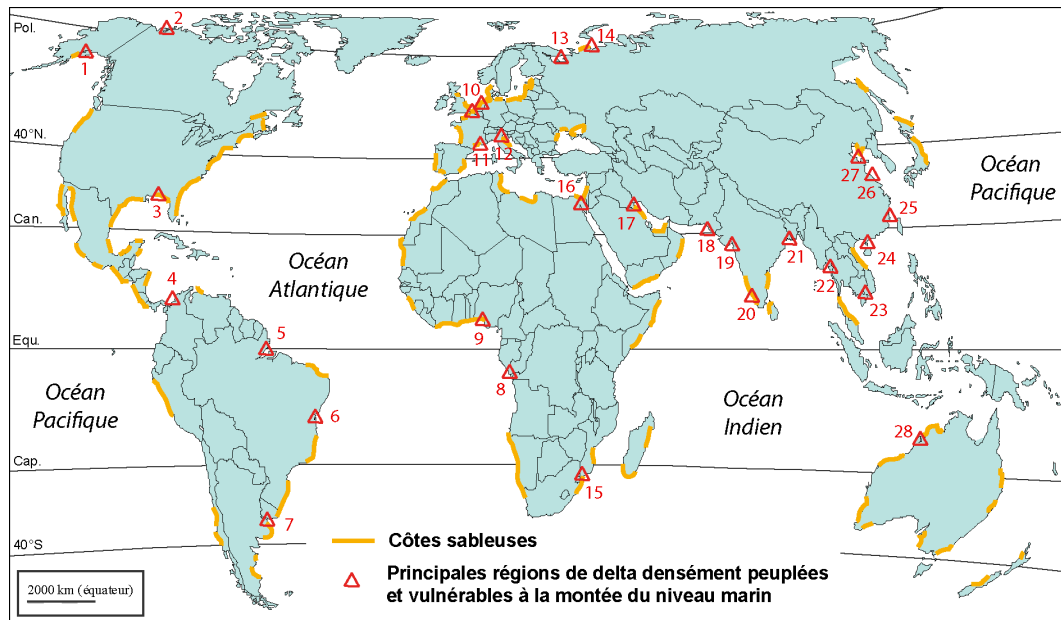
---

##### 1.1 Représentativité de la Mer du Nord à l'échelle mondiale

###### 1.1.1 Des côtes sableuses, basses et vulnérables

Sur l'ensemble de la planète, les côtes à plages sont très attractives pour l'Homme. Les littoraux tendent à s'artificialiser et demeurent souvent menacés par la montée des océans. Dans le monde, les plages sableuses représentent environ 20 % du linéaire côtier, et 70 à 80 % de ces côtes seraient en érosion (Pilkey et Hume, 2001 ; Paskoff, 2004). Ces plages sableuses sont généralement des zones d'accumulation littorale des sédiments remaniés sur le plateau continental pendant la dernière transgression. Façonnées par les mêmes agents de forçage (houle, marée, courants, vent), toutes ces côtes dépendent étroitement du bilan sédimentaire local et sont sous l'influence de nombreux facteurs de contrôle, globaux (climatologie, eustatisme, tectonique) ou locaux (météorologie, géologie, actions anthropiques). La [Figure I-1](#) dresse une distribution non exhaustive des côtes sableuses dans le monde, que l'on retrouve à toutes les latitudes. Des environnements qui peuvent être affectés par les eaux océaniques ou au contraire baignés par des mers, plus ou moins fermées, au cœur même d'espaces ouverts comme des baies et des golfes. Les plages sableuses qui bordent généralement les côtes basses sont plus vulnérables aux phénomènes de submersion ou d'érosion marine, dans un contexte actuel de montée du niveau marin (Nicholls, 1995 ;

Watson *et al.*, 1997). Ces secteurs de faible élévation sont souvent caractéristiques de deltas et d'anciennes côtes submergées suite à une transgression post-glaciaire, d'âge plutôt récent en raison de la stabilisation du niveau marin mondial vers 5000-6000 BP, et où l'effet de la subsidence joue également à long terme un rôle non négligeable (Ericson *et al.*, 2006 ; Nicholls *et al.*, 2007).



**Figure I-1** Distribution mondiale simplifiée des côtes sableuses et des principaux deltas densément peuplés et vulnérables à une remontée du niveau marin (synthèse personnelle ; d'après Carter *et al.*, 1990 ; Bird, 1993 ; Syvitski *et al.*, 2009) : 1 - Yukon (Alaska), 2 - Mackenzie (Canada), 3 - Delta du Mississippi (Etats-Unis), 4 - Magdalena (Colombie), 5 - Amazone et 6 - Sao Francisco (Brésil), 7 - Parana (Uruguay), 8 - Niger, 9 - Congo, 10 - Flandres (France, Belgique, Pays-Bas, Allemagne), 11 - Rhône (France), 12 - Pô (Italie), 13 - Dvina et 14 - Pechora, Ob (Russie), 15 - Limpopo-Zambeze, 16 - Delta du Nil (Egypte), 17 - Tigre-Euphrate (Golfe Persique), 18 - Indus (Pakistan), 19 - Narmada-Tapti, 20 - Cauvery, 21 - Delta du Gange-Brahmapoutre (Inde), 22 - Irrawady (Myanmar), 23 - Mekong, 24 - Red River (Vietnam), 25 - Pearl River, 26 - Yangtse et 27 - Huang He (Chine), 28 - Victoria (Australie).

Il existe dans le monde de nombreuses côtes basses, régions deltaïques et côtes à îles barrières densément peuplées, urbanisées et plus ou moins artificialisées, dont la vulnérabilité face aux conditions climatiques extrêmes (tempêtes, cyclones tropicaux, ouragans) est aujourd'hui relativement bien documentée (Figure I-1). Les îles barrières sont très étudiées, particulièrement au Sud et à l'Est des Etats-Unis, à l'Est du Canada et en Australie (List *et al.*, 1997). Sur le continent américain en particulier, le Delta du Mississippi (Fritz *et al.*, 2007) et

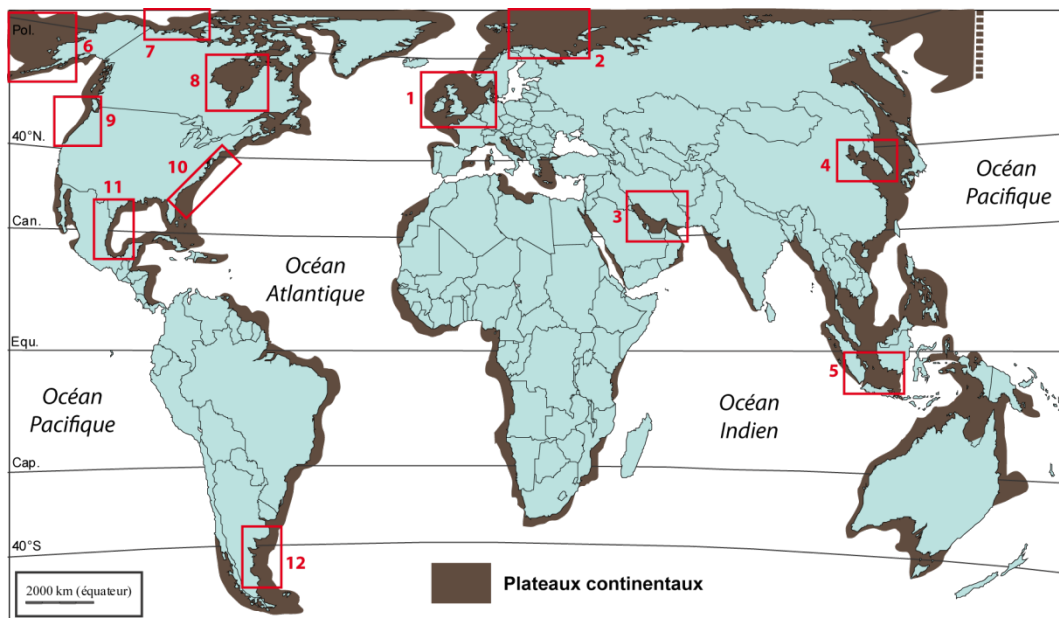
ses côtes portent encore les traces de l'ouragan Katrina qui a frappé plusieurs Etats en Août 2005, avec des dégâts considérables et plus de 1800 morts recensés. Au Sud, le Delta du Parana en Argentine (Nicholls *et al.*, 2007) a déjà subi les assauts de violentes tempêtes, comme en 1820 où une forte "*sudestada*" de vents du Sud-Est emporta des centaines d'habitants. Du côté du continent africain, le Delta du Niger (Nicholls *et al.*, 2007 ; Ogba et Utang, 2010), les côtes d'Abidjan (Côte d'Ivoire ; Konan *et al.*, 2009) ou du Bénin (Prudencio *et al.*, 2002) comptent parmi les côtes basses, en érosion, fortement vulnérables aux évènements de tempêtes de l'Océan Atlantique. Dans l'Océan Indien, le Golfe du Bengale a connu a plusieurs reprises des inondations du Delta du Gange (Bangladesh ; Ali, 1996), aujourd'hui très vulnérable aux cyclones tropicaux et marées de tempête. La région a d'ailleurs subi, le 12 Novembre 1970 le cyclone tropical le plus meurtrier de l'histoire, avec une tempête dont les niveaux d'eau de plus de 9 m ont causé une vaste inondation du Delta du Gange, causé 300 000 morts et des millions de personnes touchées. Dans le sud de l'Inde, les côtes de Cochin sont, du fait de leur faible élévation, fortement vulnérables aux houles de l'Océan Indien notamment dans différents scénarios de hausse du niveau marin (Dinesh Kumar, 2006). En Méditerranée, les côtes et terres du Delta du Rhône sont parmi les territoires côtiers les plus bas de France, où les tempêtes ont souvent un rôle nettement destructeur (Bruzzi, 1998, 1999), et avec une réelle vulnérabilité à l'élévation du niveau marin : un cordon dunaire en recul, des destructions d'ouvrages et des infrastructures côtières directement menacées lors des évènements de tempête.

### 1.1.2 Des conditions de mer épicontinentale

D'un point de vue géologique, les mers épicontinentales sont les mers créées par des transgressions marines, où une partie de l'océan couvre maintenant partiellement la plateforme continentale. Quasi-inexistants dans les zones de subduction (côtes du Chili, Ouest de Sumatra), les plateaux continentaux peuvent aussi être très étendus, comme le plateau de Sibérie, qui atteint jusqu'à 1500 km de large, dans l'Océan Arctique. D'autres vastes plateaux continentaux existent (Figure I-2), tels que le Golfe Persique ou le plateau de la Sonde qui s'étend en Mer de Chine méridionale entre les îles de Java, Sumatra et Bornéo. Sur le continent américain, la Mer de Béring ou la Baie d'Hudson constituent des étendues épicontinentales très étudiées et d'autres zones, dites mers bordières, recouvrent des plateaux continentaux plus réduits le long de la côte, comme la côte Est des USA, le Golfe du Mexique et la Mer de Beaufort. Les zones de mer épicontinentale les plus vastes se situent en Mer du Nord, qui recouvre entièrement un plateau continental, et dans les mers celtiques (Johnson et Baldwin, 1986).

Plus ou moins bien connectés, les échanges d'eau entre ces mers épicontinentales et l'océan mondial se font par une (Mer Baltique) ou bien plusieurs ouvertures relativement

étroites (ensemble Manche-Mer du Nord, Mer de la Sonde). Les mers épicontinentales sont des étendues peu profondes (10 à 200 m) où l'action du vent peut créer des courants. Dans le cas des mers épicontinentales européennes, où nous travaillons, la circulation des eaux est nettement dominée par les courants créés par les marées et par les vents. Contrairement aux mers à issue unique, les marées jouent un rôle important dans les mers à issues multiples, en particulier lorsqu'elles ont une forme en "entonnoir". C'est le cas en Manche et dans le sud de la Mer du Nord où les courants de marée peuvent atteindre jusqu'à 1 m/s lors des vives-eaux, et sont considérablement accrus dans le détroit du Pas de Calais (Augris *et al.*, 1990). Le phénomène est similaire dans le détroit d'Ormuz à l'issue du Golfe Persique, et en Mer Jaune, où ce type de configuration a tendance à accroître considérablement l'amplitude de la marée, le marnage, qui varie beaucoup d'une mer à l'autre, selon la largeur et la profondeur de chaque bassin.



**Figure I-2** Distribution mondiale des plateaux continentaux actuels (modifié, d'après Johnson et Baldwin, 1986). Les régions encadrées représentent quelques unes des mers épicontinentales (1 - Europe Occidentale (Mer du Nord, Manche, Mer d'Irlande, Mer Celtique, Mer des Wadden, *German Bight*), 2 - Mer de Barents, 3 - Golfe persique, 4 - Mer Jaune, 5 - Mer de la Sonde, 6 - Mer de Béring, 8 - Baie d'Hudson) et mers bordières (7 - Mer de Beaufort, 9 - Oregon/Washington, 10 - Est des U.S.A., 11 - Golfe du Mexique, 12 - Golfes du sud-est de l'Argentine) les plus étudiées.

Les mers épicontinentales semi-fermées les plus imbriquées dans le continent, comme la Mer du Nord, ne permettent pas facilement aux houles du large d'y pénétrer, et ne connaissent donc de fortes houles qu'à leur entrée, où la tranche d'eau plus importante permet

encore au vent de produire une agitation importante. A l'intérieur, lorsque le fetch (l'étendue de mer sans obstacle sur laquelle souffle le vent) est plutôt limité, la houle ne peut être générée que par des vents locaux, donc sur des distances plus courtes, la période et l'amplitude de la houle s'en trouvant limitées, ce qui a pour effet de produire une houle capable de se lever et de retomber tout aussi rapidement.

### 1.1.3 Des plages à barres développées en régime macrotidal

La variabilité géographique du marnage répond souvent aux mêmes lois autour du globe, celui-ci tend en effet bien souvent à augmenter lorsque la mer est peu profonde et constitue une "baie", mais d'autres facteurs peuvent également en être à l'origine. La distribution proposée par [Davies \(1980\)](#) souligne la répartition localisée des différents marnages dans le monde ([Figure I-3](#)). Les marnages macrotidaux, avec un marnage moyen de vives-eaux supérieur à 4 m, sont principalement situés dans les régions où les fonds marins sont les moins profonds et tout particulièrement au niveau des mers épicontinentales. C'est le cas de la Mer du Nord, la Baie d'Hudson, la Mer Jaune ou encore le nord-ouest de l'Australie, qui présentent des similitudes de côtes sableuses en contexte de mer épicontinentale et affectées par un fort marnage.

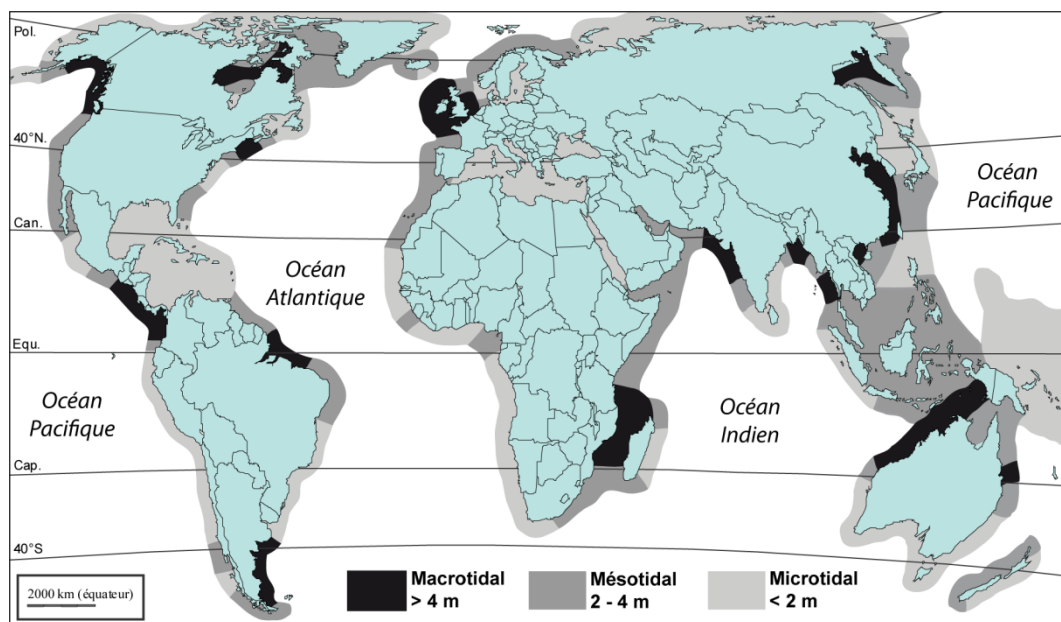


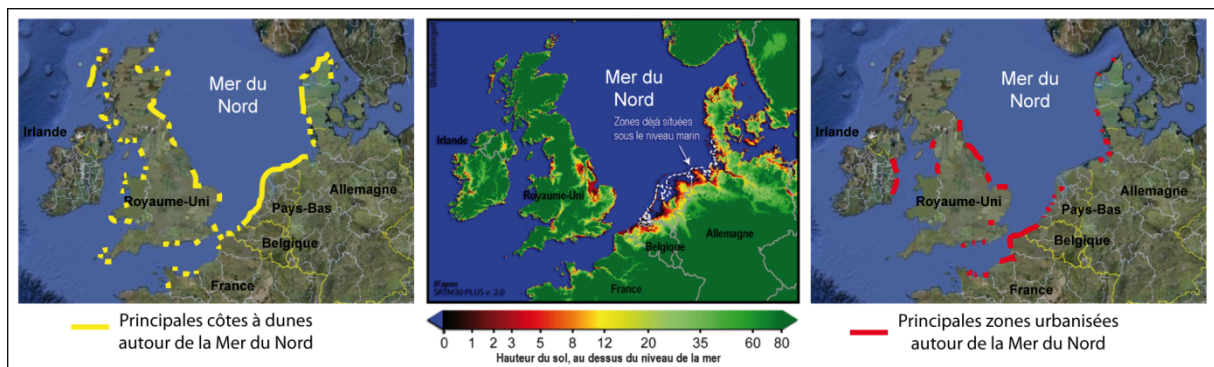
Figure I-3 Distribution mondiale des marnages moyens de vive-eau (d'après [Davies, 1980](#)).

En Europe, c'est en Manche Orientale, Mer d'Irlande et dans le sud de la Mer du Nord, que des côtes sableuses basses regroupent la plus grande étendue documentée de plages à barres intertidales du monde ([Mulrennan, 1992](#) ; [Sipka et Anthony, 1999](#) ; [Masselink et Anthony, 2001](#) ; [Kroon et Masselink, 2002](#) ; [Reichmuth et Anthony, 2002](#) ; [Stepanian, 2002](#) ;

Wijnberg et Kroon, 2002 ; Stepanian et Levoy, 2003). D'autres côtes à barres intertidales ont été caractérisées dans des mers épicontinentales asiatiques, comme la Mer de Chine ou la Mer Jaune (DeVries Klein *et al.*, 1982 ; Dyer et Huntley, 1999) et fréquemment associées à la présence de bancs tidaux au large similaires à ceux présents dans les mers épicontinentales nord européennes, comme en Manche – Mer du Nord (Augris *et al.*, 1990 ; Vicaire, 1991 ; Berné *et al.*, 1994 ; Trentesaux *et al.*, 1994 ; Corbau, 1995 ; Teissier, 1999).

## 1.2 Vulnérabilité des côtes de la Mer du Nord

Sur les côtes de la Mer du Nord, les côtes danoises, allemandes, néerlandaises ainsi que celles de la Belgique (Verwaest *et al.*, 2005 ; Lebbe *et al.*, 2008) et du nord de la France sont des zones basses très urbanisées et aménagées, avec souvent une forte densité de population (Figure I-4). Ces zones sont le plus souvent bordées par des défenses côtières naturelles, telles que des plages sableuses et des dunes, ou à des ouvrages artificiels de protection côtière. Ces territoires côtiers constituent des zones de polders, particulièrement exposées aux aléas côtiers (épisodes et structurels) en raison de leur faible altitude. Ces plaines littorales, dont la plupart sont situées au-dessous du niveau moyen de la mer ou même du niveau des basses mers, sont parfois soumises à une menace directe de submersion pendant les tempêtes et à plus long terme à une menace d'inondation avec la montée du niveau de la mer (Figure I-4). Au Royaume-Uni, plusieurs secteurs littoraux présentent des caractéristiques similaires et ont dans le passé déjà connu des épisodes dramatiques d'inondations et de submersion marine (Lamb, 1991).



**Figure I-4 Localisation des principaux espaces dunaires, bas et urbanisés sur les côtes de la Mer du Nord (synthèse et modifications d'après Géhu, 1985 ; Nordstrom, 2000 ; R.A. Rohde ([www.globalwarmingart.com](http://www.globalwarmingart.com))).**

En Mer du Nord (Figure I-5), les côtes du Danemark, du Nord de l'Allemagne, des Pays-Bas, du Royaume-Uni, de la Belgique et du Nord de la France, sont particulièrement sensibles aux marées et surcotes de tempêtes (Gonnert, 1999 ; Jelgersma *et al.*, 1995 ;

Langenberg *et al.*, 1999 ; McRobie *et al.*, 2005 ; Tolman, 1991 ; Woodworth *et al.*, 2007). Dans le passé, de grands cataclysmes ont résulté des ondes de tempête engendrées par les vents du Nord et de l'Ouest (dus à des dépressions passant sur la zone), où les eaux repoussées par les vents provoquent des surcotes, des surélévations du niveau d'eau qui sont catastrophiques lorsqu'elles coïncident avec de forts marnages et surtout des pleines mers de vive-eau. C'est lorsque des niveaux d'eau extrêmes sont atteints que se peuvent se produire les phénomènes d'érosion côtière, de submersion marine, voire même d'inondation.

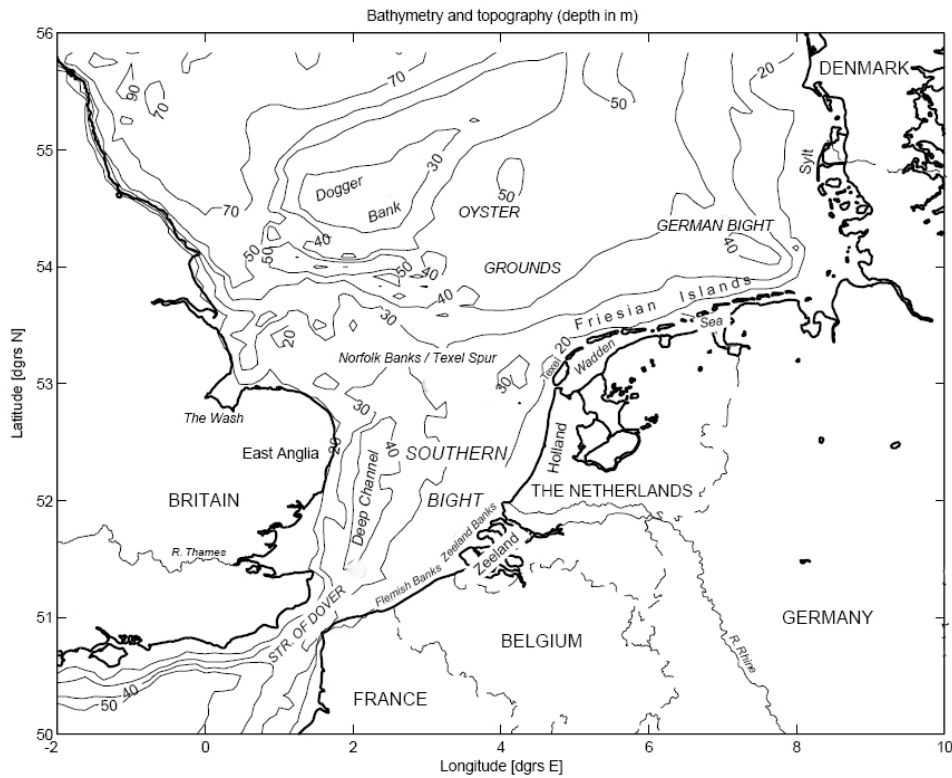


Figure I-5 Topographie des côtes et bathymétrie de la partie méridionale de la Mer du Nord (d'après Van der Molen, 2002).



## **2 Caractéristiques générales de la zone d'étude**

### **2.1 Situation géographique**

#### **2.1.1 Cadre régional**

Baignée par les eaux de la Manche et de la Mer du Nord méridionale, la côte d'Opale s'étend sur près de 140 km, de la Baie d'Authie à la frontière belge, correspond au littoral le plus septentrional de France et s'étend sur les départements du Pas-de-Calais et du Nord. Elle comprend de ce fait deux façades maritimes : une façade occidentale, de Berck au cap Gris Nez, orientée Sud/Nord et une façade Nord, orientée Sud-Ouest/Nord-Est, entre le cap Gris Nez et la frontière franco-belge. Cette côte présente une grande diversité de littoraux, des secteurs à falaises alternant avec de longues plages sableuses surmontées de dunes entrecoupées par des estuaires. Le littoral est cependant très fortement anthropisé, la zone côtière ayant connu une forte urbanisation ainsi que le développement d'infrastructures portuaires de tailles considérables pendant le 20<sup>ème</sup> siècle, notamment à Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-Mer, ce qui a eu pour effet de diminuer de façon importante la superficie des espaces côtiers naturels. De plus, lors des première et deuxième guerres mondiales, les dunes côtières ont été très modifiées par les interventions humaines. Les littoraux meubles représentent environ 43 % du linéaire côtier et leur évolution est régie par des conditions climatiques et hydrodynamiques spécifiques.

#### **2.1.2 Géologie régionale**

D'un point de vue géologique, le Nord de la France se rattache au Bassin de l'Europe du Nord. Les terrains du Mésozoïque forment « le haut-pays » du Boulonnais, des plateaux vallonnés de 140 à 150 m d'altitude découpés par une boutonnière d'érosion, permettant l'affleurement du socle Paléozoïque. La façade littorale de ces formations est en falaises, tandis que les formations quaternaires correspondent à des plaines humides très peu élevées. La façade située au nord-est du cap Blanc Nez, la plaine maritime flamande, n'est que la partie sud-occidentale de la vaste plaine côtière de la Mer du Nord (Sommé, 1975), et s'étend de Calais à la Flandre occidentale en Belgique. D'une largeur moyenne de 12 km, elle atteint une largeur maximale de 20 km au niveau des anciens estuaires de la Hem et de l'Aa. Les dépôts de remplissage holocène de cette plaine peuvent atteindre 30 m dans l'axe des anciennes vallées. Il s'agit d'une zone à topographie très basse, située entre -2 et 5 m au-dessus du niveau marin actuel. Elle est protégée par un cordon dunaire rectiligne quasi-continu, d'une hauteur moyenne de 10 m. Ces dunes, appelées « dunes flamandes » (Briquet, 1930 ; Sommé, 1975), constituent l'unique rempart naturel protégeant la plaine maritime des incursions marines. Leur morphologie d'ensemble est simple, les formes de remaniement sont

rare à l'exception des dunes situées à l'est de Dunkerque, qui présentent des dunes paraboliques traduisant une évolution plus complexe (Fauchois, 1998).

### 2.1.3 Bref historique quaternaire de la plaine maritime flamande

Le développement, pendant l'Holocène, de la plaine maritime flamande est mieux connu depuis quelques années grâce, notamment, aux travaux menés par les chercheurs belges sur la partie occidentale de la plaine maritime (Denys & Baeteman, 1995). La remontée du niveau marin relatif pendant l'Holocène n'aurait pas été entrecoupée par des variations négatives (baisse du niveau marin) et positives (élévation supérieure au niveau actuel) comme on le pensait auparavant (Sommé, 1975), mais a été continue dans le temps comme cela a été démontré récemment (Denys & Baeteman, 1995 ; Baeteman, 1999) à partir de plus de 200 datations au  $^{14}\text{C}$ .

La transgression a été relativement rapide au début de l'Holocène, le rythme de remontée étant de l'ordre de 7 m/1 000 ans (7 mm/an) avant 7 500 années BP (Denys & Baeteman, 1995). Vers 8 500 années BP, la mer n'avait atteint que des espaces limités, mais dès 8 000 années BP, la plus grande partie de la plaine occidentale flamande était soumise à l'influence marine. Lors de cette phase de remontée rapide du niveau marin, la mer a envahi les paléo-vallées pléistocènes, les rivières sont devenues des estuaires, et des tourbières se sont développées localement dans les secteurs marécageux. Au fur et à mesure de la remontée du niveau de la mer, la tourbe, qualifiée de « tourbe de base », a progressé vers l'intérieur des terres. Vers 7 500-7 000 années BP, le rythme d'élévation du niveau de la mer a diminué sensiblement, il est estimé à 2,5 m/1 000 ans (2,5 mm/an) en moyenne. Après 5 500- 5 000 années BP, le rythme de remontée du niveau marin a nettement ralenti : n'étant plus que de 0,7 m/1 000 ans (0,7 mm/an). Les apports sédimentaires littoraux étaient alors prépondérants et les dépôts côtiers (plage et avant-plage) ont progradé vers le large. La presque totalité de la plaine maritime devint un marais d'eau douce. La tourbe dite de surface s'est alors développée et ce, pendant 2 000 à 3 000 ans (Baeteman *et al.*, 2002), les chenaux de marée demeurant néanmoins fonctionnels pendant toute cette période. Des submersions marines se produisirent occasionnellement pendant des périodes plus ou moins longues, en particulier à proximité de la côte, où la tourbe de surface, de 1 à 2 m d'épaisseur, est recouverte par 1 à 3 m de dépôts intertidaux.

Ce n'est que vers 1 800-1 500 BP que la plaine maritime flamande est devenue de nouveau un milieu intertidal, selon les datations disponibles. Dès le début de la période médiévale, des digues ont été édifiées parallèlement à la côte afin de protéger les populations des incursions marines. La formation de la plaine maritime flamande a donc été principalement contrôlée par la morphologie préexistante, la décélération de la remontée du

niveau marin relatif et les apports sédimentaires (Beets & van der Spek, 2000). Les dunes les plus anciennes datent de 2 000 BP près de la frontière belge, mais les dunes actuelles ne se seraient mises en place que vers le X<sup>ème</sup>-XII<sup>ème</sup> siècle, entraînant notamment la fermeture du cordon dunaire.

### 2.1.4 Variations récentes du niveau marin relatif

Pendant plusieurs millénaires la remontée du niveau marin a été très faible mais, depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle, il semble, comme le long de très nombreuses côtes dans le monde (Paskoff, 2001), qu'il y ait une tendance à l'accélération de l'élévation du niveau de la mer. Les données marégraphiques disponibles pour les principaux ports de la côte d'Opale (Boulogne s/ Mer, Calais, Dunkerque) sont très fragmentaires. Les lacunes sont très importantes, les enregistrements ayant fait défaut pendant parfois plusieurs années consécutives et ce sur près de 10 ans dans les années 1990 pour Dunkerque (Chaverot *et al.*, 2005). En revanche, les données marégraphiques du service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL) sont plus complètes pour les stations marégraphiques de la côte belge (Nieuwport et Ostende), situées à peu de distance à l'Est de Dunkerque (Figure I-6).

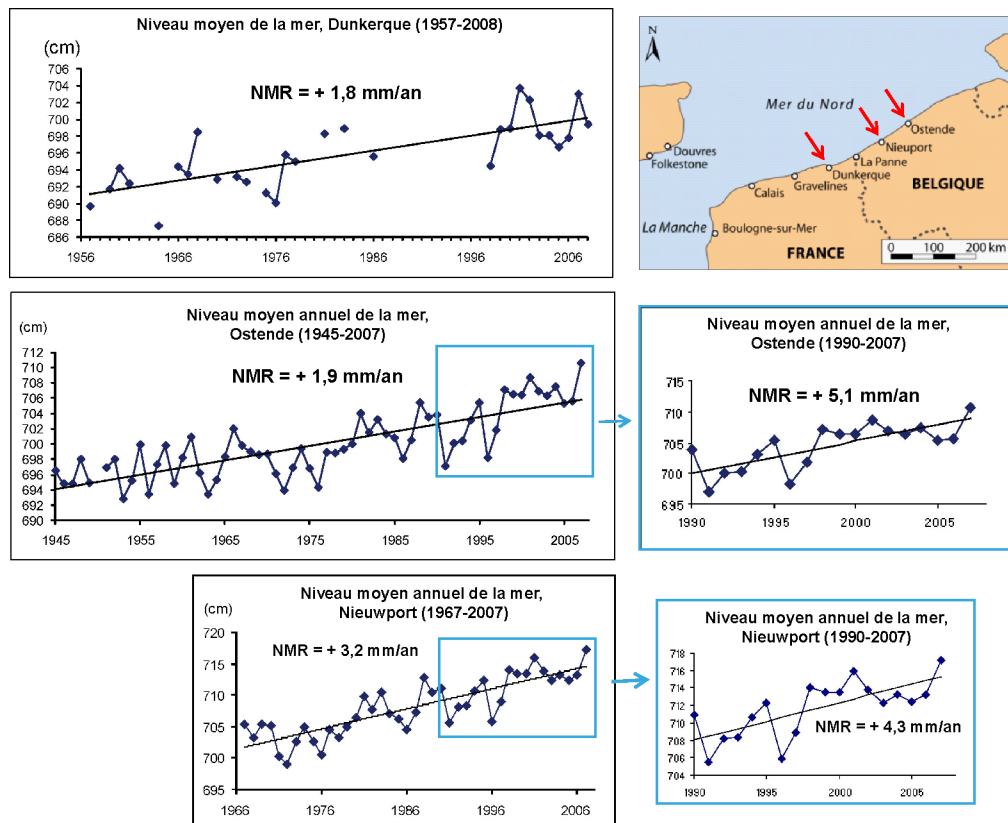


Figure I-6 Variations récentes du niveau marin relatif pour les stations de Dunkerque, Ostende et Nieuwport (Source : PSMSL).

À Ostende, l'élévation du niveau de la mer aurait été de 1,9 mm/an en moyenne entre 1945 et 2007 et aurait atteint 5,1 mm/an entre 1990 et 2007 (Figure I-6). À Nieuwport, situé à quelques kilomètres au nord-est de Dunkerque, le rythme de la hausse du niveau marin aurait été de l'ordre de 3,2 mm/an pour la période 1967-2007, et 4,3 mm/an de 1990 à 2007. Ces données très disparates soulèvent le problème de la fiabilité des mesures et ne permettent pas d'estimer avec la précision souhaitée l'élévation récente du niveau de la mer ; elle serait comprise entre 1 et 2 mm/an le long de la côte d'Opale.

## 2.2 Caractéristiques climatologiques et météorologiques

### 2.2.1 Conditions climatologiques et météorologiques générales

Du fait de sa position latitudinale (50-51° N) et de sa situation en bordure maritime Ouest du continent, la Côte d'Opale se caractérise par un climat de type tempéré océanique. La spécificité de son climat est très liée à sa septentrionalité : un ensoleillement réduit, des hivers assez froids et des amplitudes thermiques saisonnières relativement faibles. Au centre d'une dynamique météorologique littorale très active, la Côte d'Opale est caractérisée par une variabilité marquée des types de temps.

### 2.2.2 Types de temps en Europe occidentale

Les conditions de temps subies dans l'Ouest de l'Europe varient régulièrement. D'heure en heure, de jour en jour, de semaine en semaine des conditions très différentes peuvent se succéder. Malgré la grande instabilité du climat océanique, les états successifs de l'atmosphère permettent de distinguer, en Europe Occidentale, certains types de temps caractéristiques (d'après Sipka, 1998 ; données synthétisées par Vanhée, 2002).

#### Temps perturbé de Sud-Ouest ou d'Ouest

Les centres d'action de ce type de temps se caractérisent par une zone anticyclonique centrée au sud des Açores et s'étendant jusqu'au SW du continent européen, et une zone dépressionnaire, souvent complexe, localisée sur le NE de l'Atlantique, entre la pointe Sud du Groenland, l'Islande et les îles britanniques (Figure I-7 A).

Suivant les positions des centres d'action qui les gouvernent, les perturbations se propagent vers l'Est à des latitudes plus ou moins élevées, à des vitesses de déplacement généralement comprises entre 40 et 80 km/h, mais qui atteignent parfois, l'hiver, 100 à 130 km/h lorsque le contraste thermique des masses d'air en conflit est très marqué. Ces perturbations se succèdent généralement à la cadence d'environ une toutes les 36 à 48 heures,

avec une périodicité pouvant s'abaisser jusqu'à 24 heures dans les régimes très rapides d'hiver. Ce régime dépressionnaire est généralement à l'origine d'un temps perturbé, pluvieux et maussade, néanmoins doux par réchauffement de l'air au-dessus de l'Atlantique et de la Manche, et marqué par des vents de secteur W à SW.

### **Temps perturbé de Nord-Ouest ou de Nord**

Ce type de temps perturbé fait généralement suite au précédent, lorsque l'anticyclone subtropical développe une dorsale vers l'Islande, plus ou moins marquée, et la dépression se déplace vers la Scandinavie (Figure I-7 B).

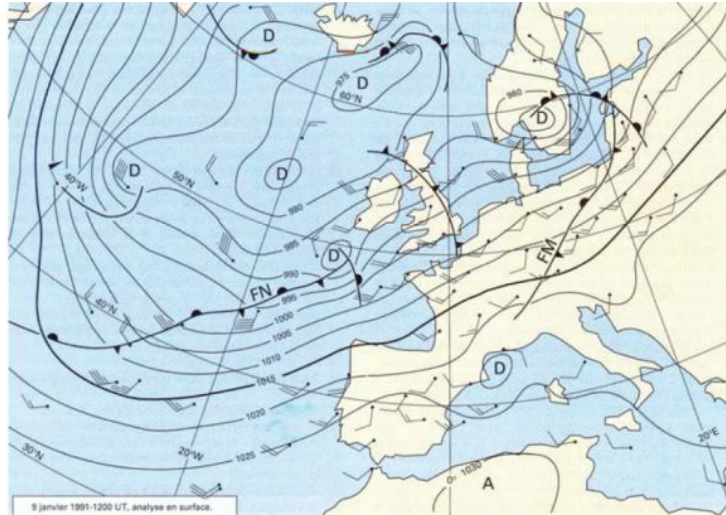
Les perturbations qui circulent dans un flux de NW à Nord n'ont en général pas de front chaud, mais sont constituées d'un front froid secondaire qui apporte une rotation du vent de l'Ouest au NW ou du NW au Nord. Les fronts froids sont actifs et, en raison du fort contraste (maximum en hiver et au début du printemps) entre la température superficielle de la mer et celle de l'air d'origine arctique, les traînes comportent de nombreuses averses de pluie, de neige ou de grêle ainsi que des orages. Les vents de secteur NW, très irréguliers, peuvent atteindre 10 à 15 m/s en Manche et souffler en rafales parfois très violentes sous les grains.

### **Temps froid de Nord-Est à Est**

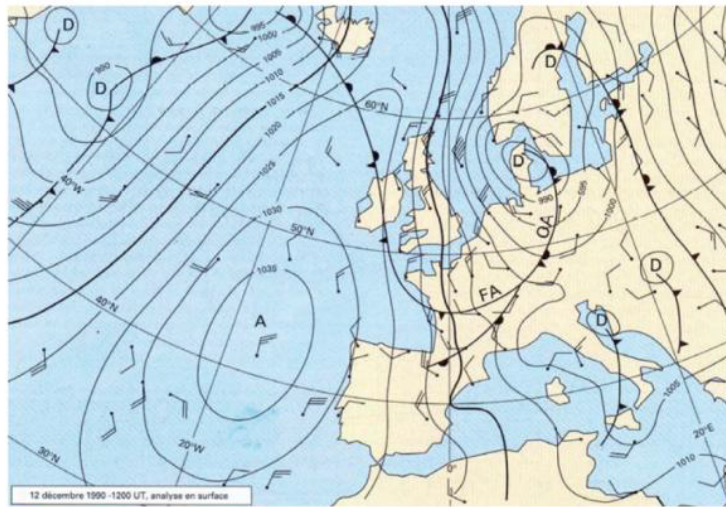
Ce régime, une circulation générale d'Est non perturbée associée à un temps froid de Nord à Est, est caractérisé par la présence d'un centre d'action anticyclonique situé soit à l'Ouest ou au NW des îles britanniques, soit en Scandinavie, mais prolongé par une dorsale en direction de l'Ouest du Golfe de Gascogne (Figure I-7 C).

D'autre part, on observe toujours, au Sud de l'Espagne, des pressions relativement basses et parfois même une dépression bien organisée. Ce régime qui succède souvent à un régime de Nord à NW n'est pas systématiquement perturbé. Dans l'un ou l'autre des cas, on observe, en hiver et en début de printemps, de l'instabilité en mer et sur les côtes avec des averses de pluie ou de neige. Cette instabilité, due au fort contraste thermique entre l'air originaire du continent et la mer, est d'autant plus forte que les masses d'air continentales ont eu un trajet suffisamment long sur la mer pour se charger en humidité. En hiver ou au printemps, des coups de vent de NE à Est surviennent assez fréquemment en Manche dès que le gradient de pression se renforce sur la face SE de l'anticyclone, provoquant des mers fortes sur le littoral Nord.

(A)  
Temps perturbé de  
Sud-Ouest ou d'Ouest



(B)  
Temps perturbé de  
Nord-Ouest ou de Nord



(C)  
Temps froid de  
Nord-Est à Est

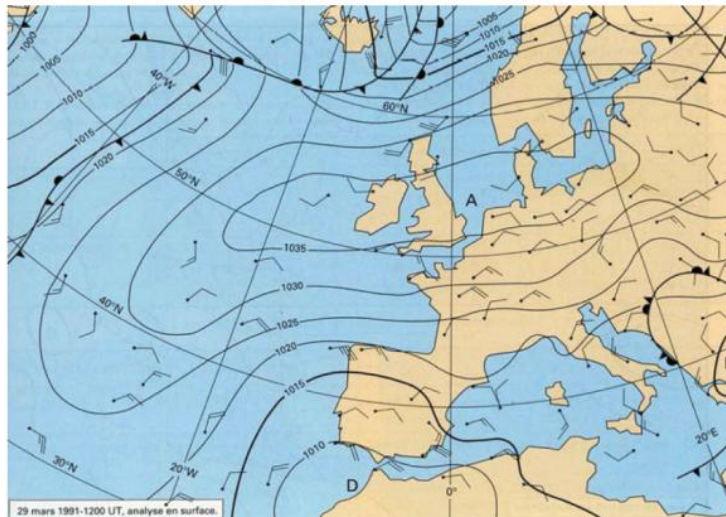
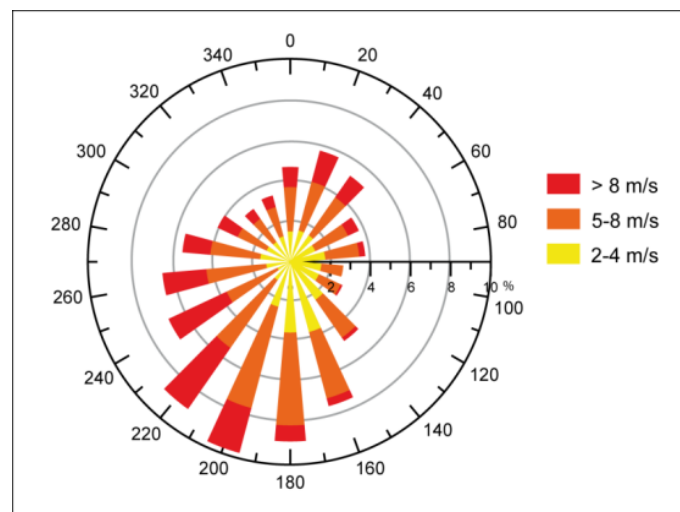


Figure I-7 Situations météorologiques types dans l'Ouest de l'Europe : circulation générale associée à (A) un temps perturbé de Sud-Ouest ou d'Ouest, (B) un temps perturbé de Nord-Ouest ou de Nord, et (C) circulation générale d'Est non perturbée associée à un temps froid de Nord à Est (d'après les données du SHOM (1999), synthétisées par Sipka (1998) ; Vanhée (2002)).

### 2.2.3 Vents synoptiques

Les types de temps affectant les côtes du nord-ouest européen engendrent, pour la côte d'Opale, deux composantes de vents. A Dunkerque, la direction dominante balaie une large ouverture de SSW à WSW, avec des vents dominants de secteur Sud-Ouest, en réponse aux dépressions nord atlantiques qui remontent vers la Manche en relation avec la circulation dominante d'Ouest (Figure I-8). Une fenêtre secondaire est représentée par le secteur N à NE. Ces vents du Nord-Nord-Est sont moins fréquents, mais représentent une proportion non négligeable des vents forts. Ils sont issus du passage des masses d'air provenant de la Mer du Nord.



**Figure I-8** Rose des vents à Dunkerque (données Météo-France, 1981-1990).

Ces vents se déclinent en plusieurs périodes (Figure I-9 ; Guerber *et al.*, 2008) :

- Une période "printanière" marquée par une dominance des vents provenant du secteur sud-ouest, ainsi qu'une proportion relativement importante de vents du quart nord-est, en provenance de la Mer du Nord. Les vents forts (> 16 m/s) sont exclusivement de secteur sud-ouest.
- Une période estivale de mai/juin à octobre de calme relatif, qui se caractérise par une prédominance des vents faibles (< 8 m/s) à moyens (8 à 12 m/s) du secteur sud-ouest. Les vents forts (12 à 16 m/s) représentent une faible proportion, avec une quasi absence des vents supérieurs à 16 m/s.
- Une période dite hivernale de novembre à avril/mai, avec un étalement directionnel plus fort, et l'apparition de composantes nord-ouest et sud-est. Les vents faibles sont observés dans toutes les directions. Cette période est caractérisée par une prédominance des vents modérés et forts (> 8 m/s) de secteur sud-ouest. Plus de la

moitié de ces vents forts sont supérieurs à 12 m/s. Quant aux vents supérieurs à 16 m/s, ils proviennent du large quart sud-ouest.

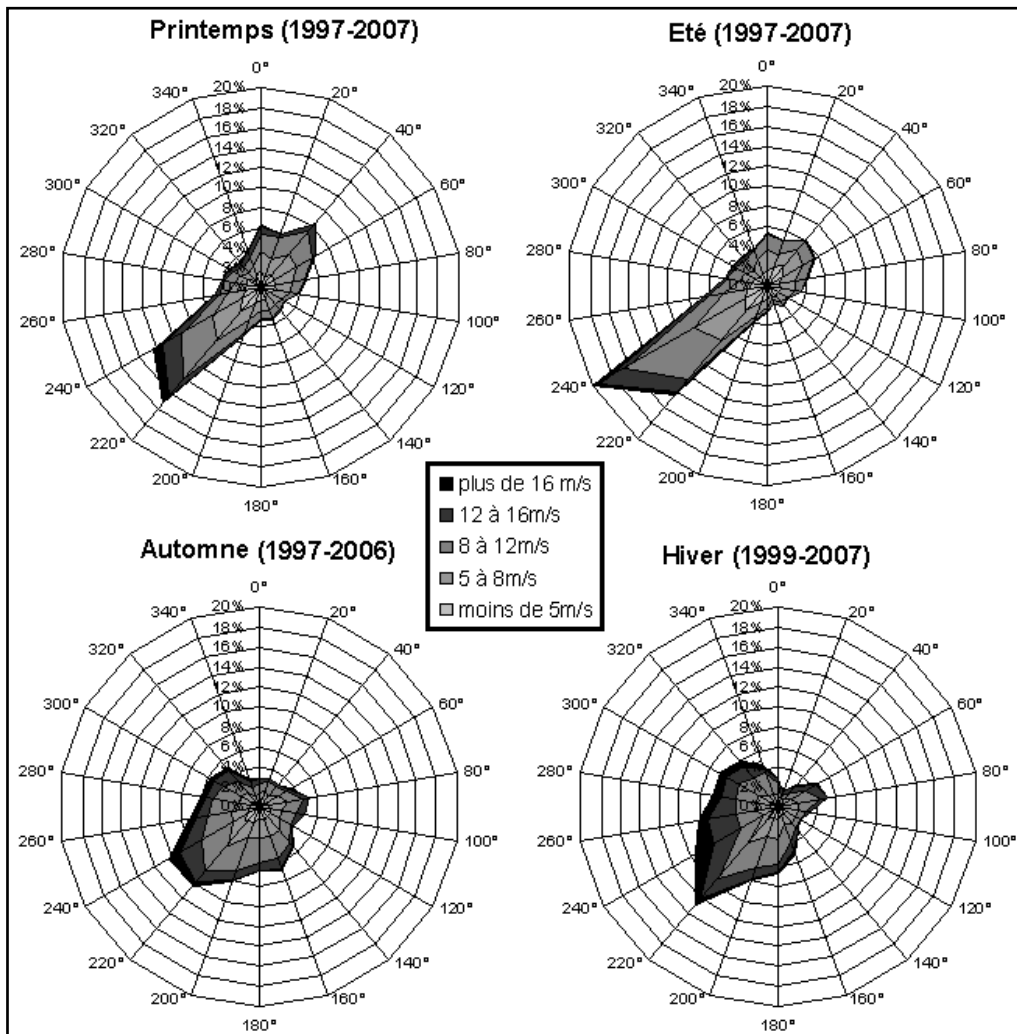


Figure I-9 Roses saisonnières de direction des vents, pour la station Westhinder de 1997 à 2007 (issu de [Guerber et al., 2008](#)).

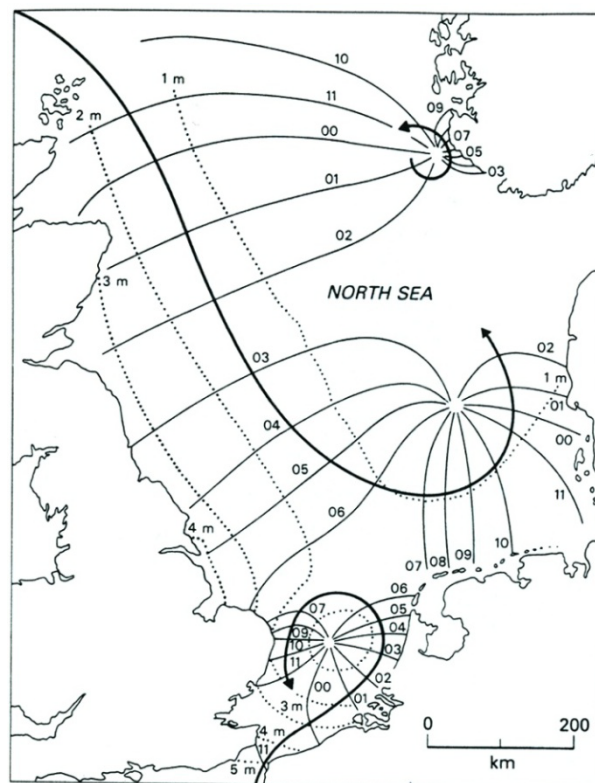
## 2.3 Conditions de forçages hydrodynamiques

### 2.3.1 La marée

Le régime hydrodynamique de la Manche orientale et du Sud de la Mer du Nord est fortement contrôlé par la circulation tidale (marée) et par l'activité épisodique des tempêtes (vents et vagues). La marée, qui résulte des forces gravitationnelles qu'exercent la lune et le soleil sur les masses océaniques terrestres, représente une oscillation périodique de baisse et de montée du niveau de la mer, définie par son régime et son marnage.



Le régime tidal de la Côte d'Opale est de type semi-diurne (dominance de la composante lunaire  $M_2$  suivie de  $S_2$ ), soit une périodicité marquée par deux pleines mers et deux basses mers par jour avec une période moyenne de 12 h 24 min. L'onde de marée se déplaçant le long de la côte d'Ouest en Est, la marée résulte ici d'une onde tidale venant de l'Atlantique par la Manche et d'une onde contournant les îles britanniques par le Nord et rentrant en Mer du Nord. La circulation dite résiduelle, en Mer du Nord, est de type anticyclonique (dans le sens inverse des aiguilles d'une montre), autour de points amphidromiques (Figure I-10), des points fixes où le marnage considéré comme nul.



**Figure I-10 Localisation des points amphidromiques de la Mer du Nord. Les lignes cotidiales (en trait continu) représentent la progression de l'onde de marée, en heures. Les lignes en trait pointillé matérialisent les zones de marnage moyen identique (Houbold, 1968 ; Harvey, 1976).**

Le régime de marée présente un autre type d'oscillation, sur une échelle de temps plus importante, sous forme de cycles :

- Un cycle semi-lunaire (cycle de morte-eau / vive-eau) : conjonction ou opposition de la lune et du soleil sur une période de 14 jours.
- Un cycle lunaire (cycle de grande vive-eau / petite vive-eau) : période de périgée et d'apogée de la lune sur une période de 28 jours.
- Un cycle semi-annuel (cycle solstice / équinoxe) : selon la position de la Terre par rapport au Soleil sur une période de 6 mois.

- Le cycle Saros : période de 18,6 ans, qui peut être utilisée pour prédire les éclipses du soleil et de la lune, durant laquelle le niveau moyen des pleines mers augmente de 3% par an durant 9 ans, puis diminue de 3% durant 9 ans. Ce cycle pourrait exacerber puis diminuer les effets de la montée des océans induite par le réchauffement climatique et de l'érosion du trait de côte qui lui est souvent associée (Gratiot *et al.*, 2008).

Du fait d'une amplification importante provoquée par la bathymétrie peu profonde de la Manche et du Sud de la Mer du Nord, le marnage de la zone d'étude est de type macrotidal. Les côtes des niveaux marins mesurées au marégraphe de Dunkerque sont reportées dans le [Tableau I-1](#), il s'agit des altitudes (CM) atteintes à pleine mer et basse mer en conditions de marée astronomique, de vive-eau et morte-eau. Ainsi, à Dunkerque, le marnage est de 5,45 m en période de vive-eau (coefficient 95) et de 3,50 m en période de morte eau (coefficient 45).

**Tableau I-1 Côtes des niveaux marins rapportés au référentiel cote marine (CM, en mètres) et marnages moyens (en mètres) à Dunkerque, d'après les références altimétriques du SHOM 2009 (zéro hydrographique).**

Niveau moyen de plus haute mer astronomique	<b>PHMA (HAT)</b>	<b>6,48 m</b>
Niveau moyen des pleines mers de vive-eau	<b>PMVE (MHWS)</b>	<b>6,05 m</b>
Niveau moyen des basses mers de vive-eau	<b>PMME (MHWN)</b>	<b>5,00 m</b>
Niveau moyen de la mer	<b>NM (MSL)</b>	<b>3,24 m</b>
Niveau moyen des basses mers de morte-eau	<b>BMME (MLWN)</b>	<b>1,50 m</b>
Niveau moyen des basses mers de vive-eau	<b>BMVE (MLWS)</b>	<b>0,60 m</b>
Niveau de plus basse mer astronomique	<b>PBMA (LAT)</b>	<b>-0,01 m</b>
Marnage moyen de vive-eau (VE)	<b>Coeff. &gt; 95</b>	<b>5,45 m</b>
Marnage moyen de morte-eau (ME)	<b>Coeff. &lt; 45</b>	<b>3,50 m</b>

A ces différents marnages correspondent, en France, des coefficients de marée. Il s'agit d'un nombre sans dimension exprimé en centièmes de 20 à 120, qui correspond au quotient du marnage semi-diurne par la valeur moyenne du marnage pour les marées de vive-eau d'équinoxe, pour une pleine mer admise égale à 6,10 m à Brest ([Tableau I-2](#)). Employée essentiellement en France, sur les côtes de la Mer du Nord, de la Manche et de l'Atlantique, cette notion de coefficient de marée sera souvent adoptée dans cette étude car elle est fréquemment citée dans la presse et de nombreuses études francophones, et présente l'avantage d'être connue et comprise à la fois par la communauté scientifique et par le grand public.

**Tableau I-2 Quelques coefficients de marée représentatifs.**

Coeff. <b>120</b>	Marée extraordinaire de vive-eau (VE dite exceptionnelle)
Coeff. <b>100</b>	Marnage moyen par vive-eau voisine des équinoxes (21/03 et 23/09)
Coeff. <b>95</b>	Marée de vive-eau moyenne
Coeff. <b>70</b>	Marée moyenne
Coeff. <b>45</b>	Marée de morte-eau moyenne
Coeff. <b>20</b>	Marée de morte-eau la plus faible (ME dite exceptionnelle)

### 2.3.2 Les courants

La marée est responsable d'une double alternance quotidienne des courants qui s'écoulent parallèlement au rivage dans la zone côtière, le flot (marée montante) et le jusant (marée descendante) correspondant à des courants alternatifs entre les bassins de la Manche et de la Mer du Nord. Les courants de flot sont dirigés vers l'ENE alors que les courants de jusant sont orientés vers l'WSW. La vitesse maximale du flot est atteinte 1h30 avant la pleine mer (PM). Le début du jusant commence 2h30 à 3h après la PM et sa vitesse maximale atteinte 3h45 après la PM. Les courants de marée sont directement liés au coefficient de marée et présentent de manière générale un flot plus important que le jusant.

En raison de la forte amplitude la marée, les vitesses des courants de marée sont élevées, pouvant atteindre en surface plus de 1 m/s dans les chenaux entre les bancs tidaux de l'avant-côte, en moyenne parallèlement à la côte (Bonnefille *et al.*, 1971 ; Vicaire, 1991). Il existe une nette dissymétrie des courants en faveur du flot, tant du point de vue de la durée que de la vitesse. Lors des grandes marées, l'intensité des courants dépasse partout 0,8 m/s, avec un maximum dans le détroit du Pas-de-Calais. L'action combinée des courants de marée et des vagues induit un transit préférentiel des matériaux meubles du sud vers le nord le long de la façade occidentale de la côte d'Opale et du sud-ouest vers le nord-est le long de la plaine maritime flamande (Corbau, 1995 ; Sipka, 1998). Le marnage important est donc à l'origine de forts courants de marée, notamment à l'avant-côte, avec à noter une influence des conditions météorologiques sur les courants (Héquette *et al.*, 2008b). Les intempéries peuvent perturber le rythme des courants marins autant sur les vitesses que sur les renverses. Sur l'estran, les courants *longshore* qui peuvent atteindre jusqu'à 0,30 m/s pendant le flot contre au maximum 0,15 m/s pendant le jusant, diminuent légèrement vers le haut de plage. Les courants cross-shore restent plus faibles et atteignent rarement plus de 0,06 m/s (Reichmüth et Anthony, 2007).

### 2.3.3 Les houles

Côte mixte à énergie modérée, la côte d'Opale est influencée par la marée et les vagues. Les houles dominantes au large de la zone d'étude proviennent du SW et de l'WSW, c'est-à-dire les houles issues de la Manche qui se propagent en Mer du Nord. Le régime de houles est également caractérisé par des houles de secteur NW à NE provenant de la Mer du Nord. En conditions modales les hauteurs des houles au large sont modérées, les houles ayant une hauteur significative inférieure à 1 m représentant un peu plus de 50% des observations réalisées à la bouée de Westhinder (Figure I-11). Lors de fortes tempêtes, les hauteurs significatives des vagues peuvent dépasser 5 m, mais ces conditions restent très exceptionnelles, car les hauteurs de plus de 2 m ne concernent qu'à peine plus de 8 % des observations, et les vagues de plus de 3 m ne représentent qu'environ 1 % des mesures.

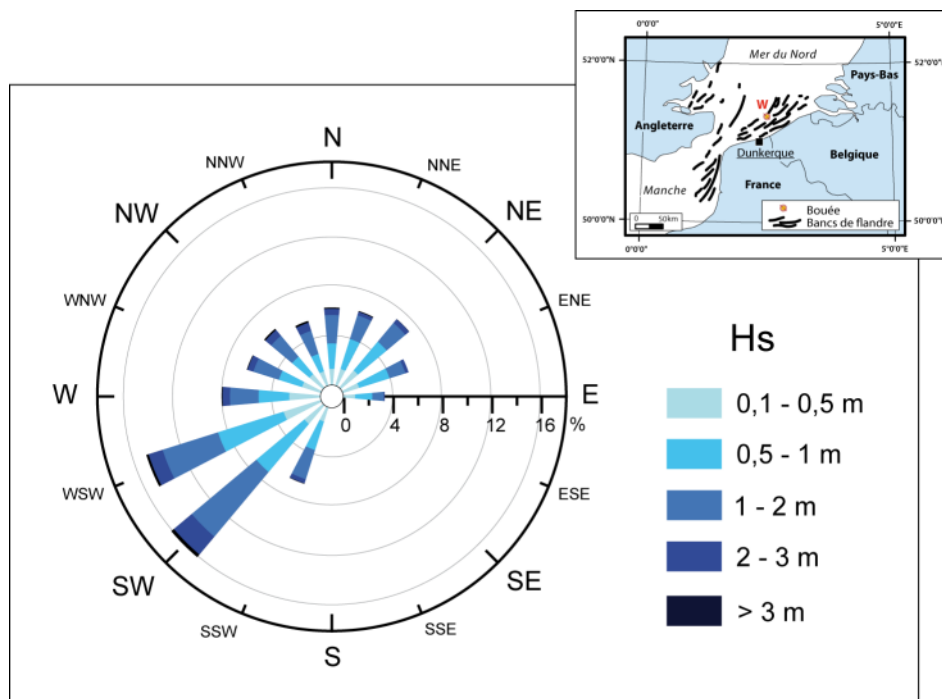


Figure I-11 Rose des houles enregistrées à la station de Westhinder au large du secteur d'étude de 1997 à 2007 (modifié, d'après Héquette et Moses, 2009).

Dans le Sud de la Mer du Nord, les vagues au déferlement (à la côte) sont généralement de secteur N à NW, ce qui sous-entend une réfraction considérable des vagues de secteur SW à WSW (ce secteur représente 40 % des observations contre 47 % du secteur Nord) enregistrées au large (Corbau, 1995 ; Sipka, 1998). Ce secteur SW à WSW correspond à celui des vents synoptiques dominants. Cette réfraction résulte des nombreux bancs tidaux qui parsèment l'avant-côte peu profonde de la Mer du Nord. Il en résulte une forte diminution de la hauteur des vagues et donc une atténuation importante de l'énergie de la houle à la côte.

Les vagues sont caractérisées par des périodes modales inférieures ou égales à 6 secondes, typiques d'un environnement en conditions de fetch limité, et des hauteurs modales au large comprises entre 0,5 et 1,5 mètres (Bonnefille *et al.*, 1971). Près du littoral, près de 80 % des vagues sont inférieures à 1,2 m à Dunkerque (Cliques *et al.*, 1986). De façon générale, le climat de houle comporte des épisodes courts (de un à quelques jours) de vagues de mer de haute énergie (avec des périodes de pic de 4 à 7 s) qui s'intercalent entre des phases plus ou moins longues (ordre de plusieurs jours en hiver à plusieurs semaines en été) de vagues de mer de basse énergie. L'hiver est davantage marqué par de brefs épisodes de vagues de forte énergie de secteur nord, de période et de hauteur plus importante (jusqu'à 2 m lors de tempêtes, d'après Reichmüth (2003) et des enregistrements effectués sur le site de Dunkerque-Est), 60 % des houles sont inférieures à 5 secondes et 23 % sont comprises entre 6 et 7 secondes. Les effets des tempêtes le long de ce littoral, soumis habituellement à des vagues de faible énergie, sont déterminants dans l'évolution du trait de côte.

La houle montre un comportement en deux saisons bien distinctes coïncidant avec le rythme saisonnier du vent (Bonnefille *et al.*, 1971). D'avril à octobre, le régime de vagues est plutôt calme. Les houles les moins hautes (inférieures à 1,25 m) sont fortement dominantes (70 à 90 %) avec, durant les mois de mai à août, au moins 45 à 50 % des hauteurs inférieures à 0,5 m. Les vagues de 1,25 à 2,5 m représentent ici environ 30 % des cas, et environ 10 % des vagues ont des hauteurs comprises entre 2,5 et 6 m. D'octobre à mars, le régime saisonnier se caractérise par une plus grande agitation du plan d'eau. Les vagues inférieures à 0,5 m représentent moins de 40 % des observations. Si les vagues comprises entre 0,5 et 1,25 m restent aussi fréquentes, on note une sensible augmentation des vagues les plus hautes. Celles comprises entre 1,25 et 2,5 m représentent entre 30 et 40 % des cas et celles entre 2,5 et 6 m entre 10 et 20 % des cas. Les vagues supérieures à 6 m constituent autour de 1 % des cas (Sipka, 1998).

#### 2.3.4 Les surcotes

Aux cotes de marnage reportées dans le [Tableau I-1](#), peuvent également s'ajouter d'importantes surcotes (Vasseur et Héquette, 2000 ; Chaverot, 2006) ou se soustraire des décotes qui dépendent des conditions atmosphériques. En effet, des variations de pression peuvent induire des rééquilibrages hydrostatiques. Ainsi, une baisse ou une hausse d'un hectopascal (par rapport à la moyenne au niveau de la mer, soit 1013 hPa) se traduira respectivement par une élévation ou un abaissement d'un centimètre du niveau du plan d'eau. Une baisse des pressions élevant le niveau marin de 1 cm/hectopascal. De plus, les vents d'afflux, des vents forts et persistants soufflant vers ou parallèlement à la côte, engendrent des forces de pression accumulant les eaux de surface vers le littoral (parallèlement à la direction du vent pour des fonds inférieurs à 100 m). Une dépression se déplaçant rapidement, sous

l'effet de la pression et de la force du vent, tend à former ce que les climatologues appellent une onde de tempête.

La conjonction de basses pressions atmosphériques et d'un fort vent d'afflux, agissant souvent lors d'une pleine mer peuvent être à l'origine de surcotes importantes ( $> 1,5$  m) le long de ce littoral. Une étude statistique menée sur les surcotes, différence entre les cotes de pleine mer observées et prédites par l'annuaire des marées du SHOM, observées à Dunkerque (1956-1977) fait état d'une surcote annuelle de 1,04 m, une surcote décennale de 1,49 m et centennale de 1,94 m (Cliques et Lepetit, 1986). Les tempêtes, les surcotes ou les hauts niveaux d'eau jouent un rôle particulièrement important dans la morphodynamique des plages. Lorsqu'elles sont conjuguées à une marée de vive-eau, ces surcotes induisent souvent des événements érosifs majeurs (Vasseur & Héquette, 2000 ; Clabaut *et al.*, 2000 ; Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Ruz *et al.*, 2009).

### 2.3.5 Impacts des forçages sur la dynamique sédimentaire locale

L'action combinée des courants de marée et des vagues induit un transport sédimentaire résiduel vers l'Est, parallèlement au trait de côte, en raison de l'asymétrie de courants de marée en faveur du flot (Anthony et Héquette, 2007 ; Héquette *et al.*, 2008a), les courants de flot pouvant en outre être renforcés par les vents de secteur ouest qui sont les vents dominants dans la région. A long-terme, en Manche et en Mer du Nord, cette circulation résiduelle résulte de la dominance, soit du flot, soit du jusant, associée à un courant de dérive littorale unidirectionnelle, vers l'Est, par la houle (Kenyon et Stride, 1970 ; Augris *et al.*, 1990).

Dans les petits fonds, ce transport résiduel dominant peut cependant être localement perturbé par la présence des bancs sableux de l'avant-côte (Figure I-12) au niveau desquels on observe des transports en directions contraires entre les deux flancs opposés des bancs (De Moor et Lanckneus, 1989 ; Trentesaux *et al.*, 2004 ; Héquette *et al.*, 2008b). Ces nombreux bancs tidaux complexes constituent, à l'avant côte, un domaine morpho-sédimentaire particulier. En effet, ils représentent un important stock sédimentaire, sous forme de bancs sableux, au large, surtout remarquables lors d'une forte houle avec un déferlement important sur leurs crêtes.

Sous l'action conjuguée des houles de tempête et des courants de marée, ces bancs longitudinaux ont tendance à migrer vers la côte (Tessier *et al.*, 1999 ; Héquette et Aernouts, 2010). Orientés parallèlement à la côte, ces bancs sont très nombreux (jusqu'à 7 lignes), d'une épaisseur pouvant atteindre 25 m, et sont constitués de sables fins à grossiers. D'une longueur de 2 à 75 km, les bancs sont larges de 1 à 6 km (Augris *et al.*, 1990). L'âge de leur formation

n'est pas connue, mais leur morphologie et leur structure interne suggèrent qu'il s'agit aussi bien de formes relictuelles mises en place au début de l'Holocène que de formes plus récentes (Tessier *et al.*, 1999). La présence de ses bancs est conditionnée par le renforcement des courants de marée au niveau du détroit du Pas-de-Calais.

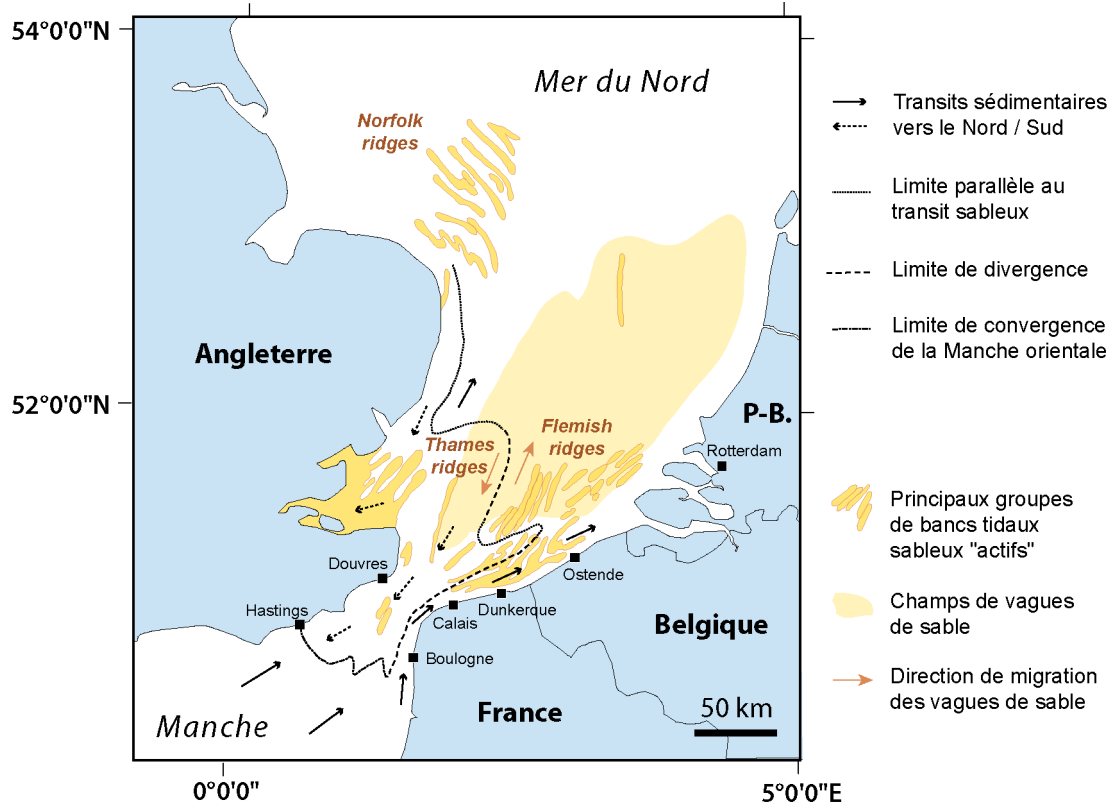


Figure I-12 Orientation des transits sédimentaires à la jonction Manche-Mer du Nord et localisation des principaux groupes de bancs tidaux et vagues de sable (modifié, d'après Dewez *et al.*, 1989 ; Belderson *et al.*, 1982 ; Stride, 1982 ; McCave, 1971 et Houbolt, 1968).

### 3 Le littoral à l'Est de Dunkerque

#### 3.1 Evolution environnementale et historique

##### 3.1.1 Contexte physique local

L'évolution, depuis au moins le XIX<sup>ème</sup> siècle, des littoraux sableux de la côte d'Opale a été, dans une large mesure, conditionnée par les interventions humaines. Sur ce littoral, la densité des communes côtières est nettement supérieure à la moyenne des communes littorales françaises (Dauvin, 2002). L'absence de port naturel le long de la plaine maritime flamande a eu pour conséquence l'édification de digues et de jetées, et ce par exemple dès le XII<sup>e</sup> siècle à Dunkerque (Corbau *et al.*, 1993 ; Corbau, 1995). Le long de la côte, la présence de nombreuses villes, ports industriels et stations balnéaires induit une forte pression anthropique sur les plages et dunes adjacentes. A l'origine quasi-continu, le transit sédimentaire a ainsi été interrompu en de nombreux endroits le long de ce littoral rectiligne. Les jetées des ports de Calais, Gravelines, Dunkerque ouest et Dunkerque-est délimitent donc des compartiments (ou cellules sédimentaires) artificiels qui bloquent les sédiments en transit le long du rivage (Sipka, 1998).

Avec le développement des stations balnéaires et des zones industrialo-portuaires de Dunkerque et de son agglomération, les cordons dunaires n'occupent plus aujourd'hui que 7 km de longueur de Malo Terminus à la frontière belge (Ruz *et al.*, 2005), sur les 35 km de côtes que compte le département du Nord, et dont près de 70 % sont artificialisés (Meur-Férec, 1995). Edifiées très récemment à l'échelle géologique, les dunes côtières actuelles ont été, au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, très modifiées et remaniées par des interventions humaines et particulièrement lors des première et deuxième guerres mondiales. Cette portion de littoral ayant conservé son aspect « naturel » n'est entrecoupée aujourd'hui que par la batterie de côte de Zuydcoote (ouvrage militaire), puis par l'hôpital Maritime et la commune de Zuydcoote et enfin par la digue de Bray-Dunes. Les stations balnéaires (Malo-les-Bains et Bray-Dunes) se sont bâties puis étendues, le long de la côte, aux dépens des dunes et hauts de plages et, été comme hiver, la pression anthropique s'exerce sur les espaces naturels les plus proches de ces agglomérations côtières (Figure I-13).

L'espace ici étudié fait partie du grand ensemble des dunes flamandes, qui constituent sur toute leur étendue un rempart naturel de la plaine maritime flamande contre la mer, une région d'altitudes très basses et parfois inférieures au niveau moyen de la mer. L'espace peut ici être qualifié de massif dunaire, dans la mesure où la largeur occupée par les dunes excède bien souvent 0,5 km et peut atteindre au maximum 1,1 km. Le cordon bordier actuel protège ainsi de l'invasion marine des pannes (creux interdunaires) peu élevées (3 à 6 m) associées à des dunes internes, principalement de forme parabolique.



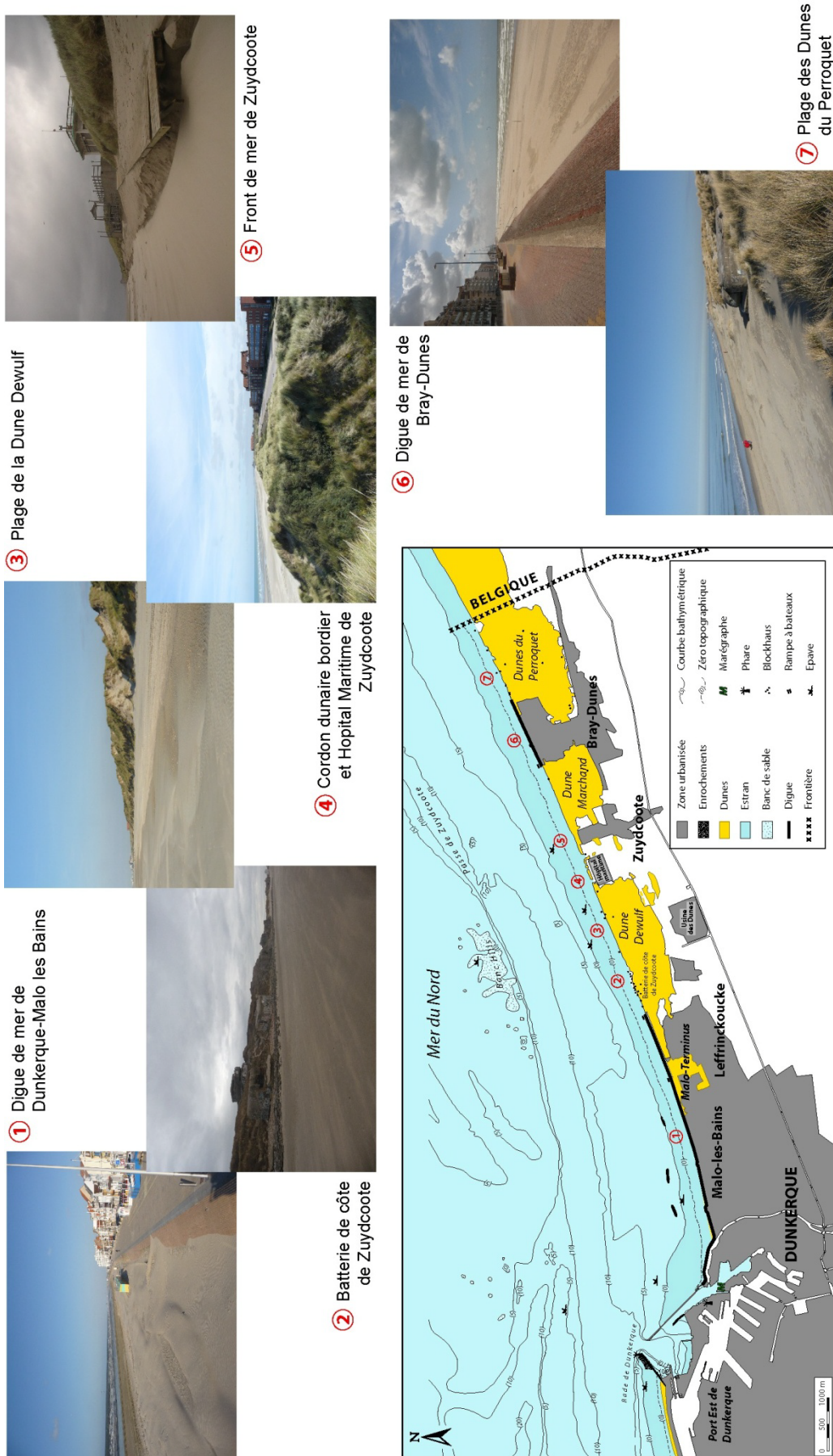
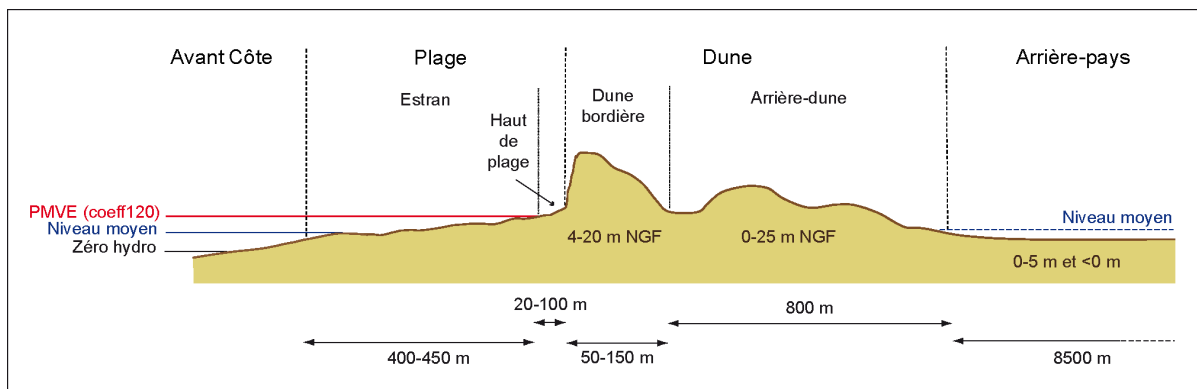


Figure I-13 Panorama des différents paysages présents le long du littoral de Dunkerque à la frontière franco-belge.

Les dunes situées à l'Est de Dunkerque sont divisées en trois grands ensembles, d'Ouest en Est : la Dune Dewulf, située immédiatement à l'est de Malo Terminus, entre Leffrinckoucke et Zuydcoote (sur 3,4 km de long) ; vers l'Est, la Dune Marchand jusqu'à Bray-Dunes (1,8 km) ; puis les Dunes du Perroquet (2 km), qui s'étendent jusqu'à la frontière belge et se prolongent en Belgique jusqu'à La Panne par le massif du Westhoek (Figure I-13). Le cordon bordier, localement affecté par l'action des vagues et marqué par la présence de falaises sableuses, ou au contraire intact et précédé de dunes embryonnaires en développement, protège de larges secteurs d'arrière-dune où la morphologie typique des "dunes flamandes" présente des pannes et des dunes paraboliques plus ou moins bien stabilisées (Fauchois, 1998).

Ces espaces dunaires constituent l'unique rempart naturel protégeant l'arrière-pays où les zones basses de la plaine maritime flamande sont situées entre 0 m et -3 m au-dessous du niveau moyen de la mer (Figure I-14). Située dans ce secteur, la commune des Moères (altitude -4 à +2 m) est la commune la plus basse de France.



**Figure I-14** Terminologie du profil côtier, secteur de la Dune Dewulf, Leffrinckoucke-Zuydcoote.

En raison de cette faible altitude, l'arrière-pays dunkerquois (et plus largement le triangle Calais – Saint-Omer – Dunkerque) est doté d'un réseau hydrologique particulier, les Wateringues, en complément des réseaux courants mis en place dans les zones urbanisées. Avec 85 000 hectares de terres à une altitude inférieure au niveau des plus hautes mers et environ 450 000 habitants concernés, la région des Wateringues se distingue donc par un écoulement naturel et intermittent des eaux à la mer, un réseau de canaux de drainage et d'irrigation très dense (plus de 1 000 km de Watergangs), et plusieurs zones de pompage.

L'ensemble du dispositif constitué et perfectionné au fil des siècles est entièrement voué aux objectifs suivants :

- 1) évacuer les crues à la mer,
- 2) faire barrage aux entrées d'eau marine à marée haute,

3) réguler les écoulements à la mer tout au long de l'année,  
et 4) maintenir le plan d'eau à un niveau constant dans les terres en périodes humides et retenir l'eau douce en périodes sèches.

L'évacuation des eaux excédentaires, vers la mer, s'effectue lors des basses mers, ce qui peut être rendu impossible lors de marées de morte-eau, de fortes houles, lorsque la mer ne descend pas suffisamment bas à BM pour permettre l'évacuation. Le problème peut s'aggraver lorsque ces conditions perdurent, empêchant ainsi toute évacuation à la mer durant plusieurs jours. Un risque permanent en cas de concomitance de circonstances défavorables : un évènement hydrologique rare, un dysfonctionnement des ouvrages, une rupture de digue... Le risque encouru est l'inondation de certains secteurs (zones urbaines, axes routiers, zones cultivables) en arrière même des ouvrages de protection à la mer, une situation déjà vécue dans le passé.

### 3.1.2 Gestion actuelle des espaces naturels

Les dunes de l'Est dunkerquois forment, avec la plaine maritime flamande, un éco-complexe remarquable qui a peu d'équivalent en Europe. Certains espaces font l'objet d'inventaires, de mesures de protection ou de gestion. Acquises par le Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres (CELRL), les dunes Dewulf (245 ha), Marchand (108 ha) et du Perroquet (173 ha) sont les principaux sites inventoriés ou protégés. Ces sites font l'objet d'un inventaire ZNIEFF (Zone Nationale d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique) de type I, d'un classement ENS (Espaces Naturels Sensibles), et appartiennent au réseau Natura 2000 auquel s'ajoute une proposition de SIC (Site d'Intérêt Communautaire) depuis 2003, sous l'appellation "dunes de la plaine maritime flamande" (4 425 ha). Fait particulier, la zone Natura 2000 inclut ici l'estran et s'étend jusqu'au large pour couvrir en partie le Banc aux phoques (Banc Hills) situé au large, face à la Dune Dewulf. Des mesures de protection en matière de patrimoine concernent aussi ces trois secteurs dunaires, qui sont aussi des Sites Classés et Inscrits. La Dune Marchand est également classée comme Réserve Naturelle nationale, et réserve biogénique du Conseil de l'Europe. Située dans les terres, la Dune fossile de Ghyvelde, une dune "ancienne" de 3 500-4 000 ans BP ([Anthony et al., 2010](#)), fait elle-aussi partie des espaces acquis par le CELRL, et bénéficie du classement en ZNIEFF I et Natura 2000. L'arrière-pays dunkerquois, en particulier le secteur des Moères, ainsi que l'Est de la plaine maritime flamande sont concernés par un inventaire ZNIEFF de type II.

Sous maîtrise foncière et d'usage du CELRL les dunes flamandes françaises sont gérées par le Conseil Général du Nord (CG59). Les interventions des Gardes du Littoral, visant à stabiliser les versants dunaires et à favoriser l'accumulation en haut de plage, se sont

soldées par des résultats très positifs (Ruz *et al.*, 2005 ; Anthony *et al.*, 2007a). Localement, des fascines et des ganivelles ont été installées dans les secteurs les plus sensibles : sifflevents, surfaces de déflation, chemins d'accès. Des plantations d'oyats ont été répétées à plusieurs reprises afin de stabiliser les secteurs dépourvus de végétation. Consciente de la solidarité écologique existant entre les dunes et les plages, l'équipe développe dans ce sens une gestion plus respectueuse de l'estran pour assurer une meilleure protection des végétations de « laisses de mer » et des dunes embryonnaires, souvent détruites par le ratisage mécanique des plages pour les besoins du tourisme balnéaire. À partir de 1994, le nettoyage mécanique des hauts de plage pendant la période estivale (de mai à septembre), a été abandonné au profit du ramassage manuel des macro-déchets, difficilement dégradables, accumulés au niveau des laisses de haute mer (Lemoine et Truant, 1999 ; Lemoine et Faucon, 2005). Les opérations de nettoyage sont menées dans le cadre d'une collaboration avec le Syndicat Intercommunal des Dunes de Flandre, l'organisme responsable du nettoyage des plages.

### 3.1.3 Patrimoine historique et apports de la "bunker archéologie" dans l'étude géomorphologique

La côte d'Opale, et tout particulièrement le secteur est-dunkerquois, bénéficie d'un passif historique et surtout militaire (français et allemand) encore très présent. Des vestiges d'époque gallo-romaine ont déjà été découverts sur l'estran dans les années 2000-2002, et le rivage antique qui se situait en avant de son tracé actuel laisse supposer une strate archéologique présente sous la plage, et peut-être un gisement de l'Âge du fer lié à l'exploitation ignigène du sel par les Gaulois ménapes qui occupaient alors tout le littoral. À l'Est, la Dune du Perroquet conserve aussi les vestiges d'un important site saunier gaulois.

Tout au long de ce littoral se succèdent des blockhaus, vestiges militaires du Mur de l'Atlantique (1942-1944) et de nombreuses épaves de navires, témoins des deux guerres mondiales et en particulier de l'Opération « Dynamo » de rembarquement des troupes alliées en Mai-Juin 1940. La Batterie de Zuydcoote, annexe maritime du Fort des Dunes (immense camp retranché dans les dunes), est quant à elle plus ancienne et faisait partie du système défensif après la guerre de 1870, tout comme la voie ferrée, maintenue pour des raisons de logistique militaire. Ces ouvrages ont joué un rôle important dans le passé, mais sont également d'excellents marqueurs géomorphologiques. En effet, la méthode dite "bunker archéologie", c'est-à-dire l'étude de l'agencement des vestiges militaires, donne de nombreuses informations sur l'évolution des paysages côtiers, particulièrement des dunes. Les travaux de Lanoy-Ratel (2002, 2004) ont montré que chaque modèle de bunker est conçu et implanté selon une mission particulière, dans un environnement bien précis. Cinquante ans après, les types de bunker identifiés permettent d'établir assez rapidement quels sont les

éventuels changements paysagers qui se sont produits, comme l'avancée ou le recul du cordon bordier.

De plus, notre présence très fréquente sur ce littoral, en particulier après des évènements érosifs, nous a permis de découvrir fortuitement des traces de ce passé militaire fraîchement mises à jour : obus, grenade, munitions, masque à gaz, ossements humains et équins, éléments de construction des ouvrages, barbelés...

La mise au jour de ces différents éléments ou constructions, dont on connaît l'âge, la localisation initiale et le rôle (pour les ouvrages militaires) permettent d'estimer localement l'évolution de la ligne de trait de côte mais aussi parfois l'abaissement et les mouvements des morphologies de l'estran.

### **3.2 Le choix de deux sites test représentatifs : les plages de la Dune Dewulf (Leffrinckoucke-Zuydcoote) et des Dunes du Perroquet (Bray-Dunes)**

#### **3.2.1 Morphologie générale**

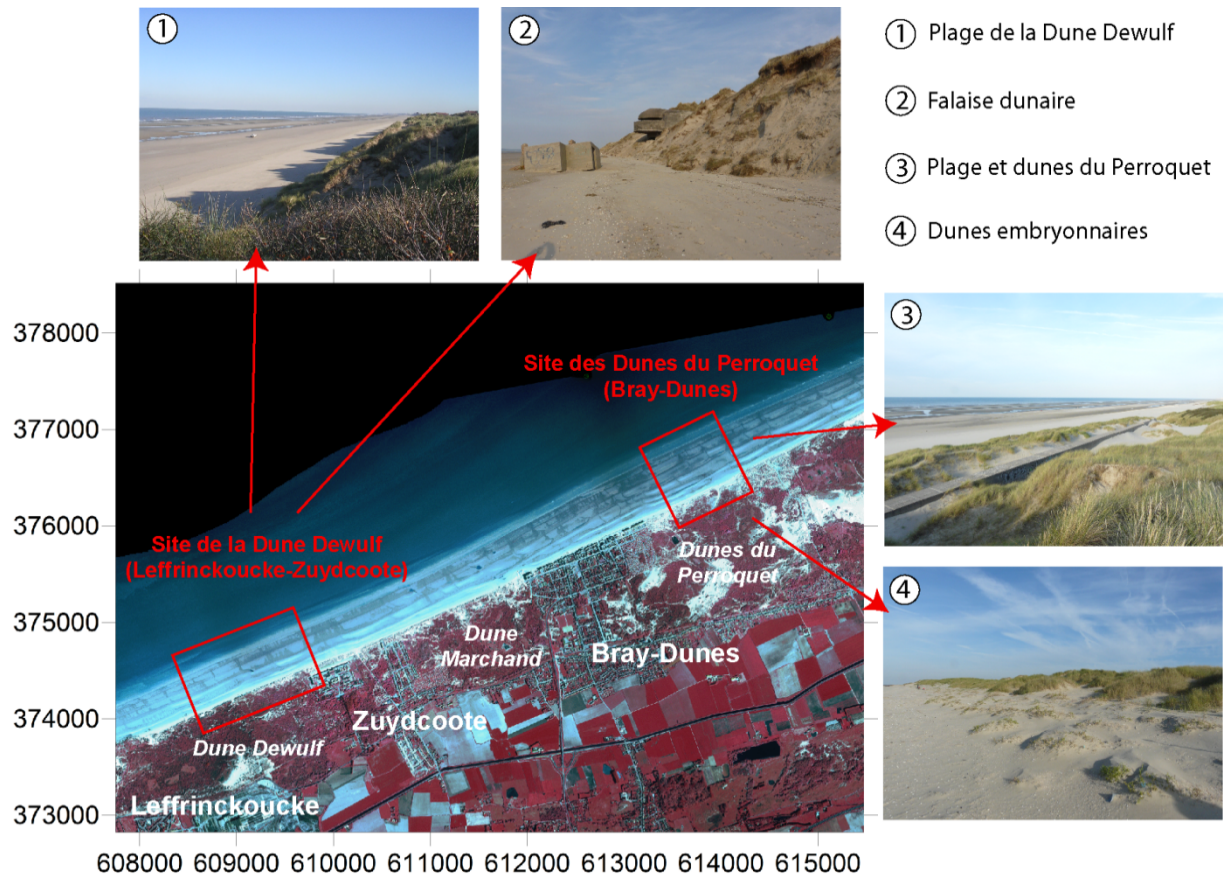
Le choix initial des sites avait pour motivation de définir des plages sableuses macrotidales présentant des caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques variables, sur une même portion du littoral est-dunkerquois. Plusieurs sites étaient initialement envisageables. Deux sites, très différents malgré leur relative proximité (environ 4 km), se sont imposés (Figure I-15).

Le premier site retenu s'étend sur 1200 m d'Ouest en Est, le long de la plage de la Dune Dewulf, sur les communes de Leffrinckoucke et Zuydcoote (Figure I-15), et correspond à une portion représentative du littoral est-dunkerquois. Cette zone d'étude a été choisie pour plusieurs raisons, notamment le fait qu'il s'agisse d'un des rares secteurs possédant encore un aspect naturel (Figure 14 (3) et (4)). Le principal critère ayant aiguillé notre choix reste le fait que ce secteur côtier est épisodiquement sujet aux phénomènes d'érosion marine, avec un cordon bordier dont le versant externe est épisodiquement sapé en falaise vive (Figure I-15 (1) et (2)) lors des tempêtes et évènements de forte intensité. Parmi ces deux sites, celui-ci a été retenu comme l'un des quatre secteurs expérimentaux français étudiés dans le cadre du projet VULSACO (ARN VMC06-009), en raison de nombreuses données de suivi temporel de la topographie de la plage et de mesures hydrodynamiques sur cette portion du littoral épisodiquement érodée lors des évènements de tempête.

Le second site, stable voire en accrétion, est situé plus à l'Est sur la plage jouxtant les Dunes du Perroquet. Ce site s'étend sur 600 m, entre la station balnéaire de Bray-Dunes et la frontière franco-belge (Figure I-15 (3)). Des observations et des mesures montrent que le

cordons dunaires n'est jamais atteint par les houles de tempête depuis plusieurs années, et montre ici plutôt une progradation vers la mer avec le développement (récent et relativement constant) de dunes embryonnaires (Figure I-15 (4)).

La morphologie précise de ces deux sites est différente, par sa dimension et sa géométrie, mais aussi par l'importance et la disponibilité de leur stock sédimentaire, et par la morphologie de l'immédiate avant-côte.



**Figure I-15 Localisation des deux sites test : (1) et (2), la plage de la Dune Dewulf un secteur Ouest en érosion, à Leffrinckoucke-Zuydcoote ; (3) et (4) un secteur Est stable/en accrétion, la plage des Dunes du Perroquet à Bray-Dunes (Orthophotoplan 2000 IRC © ENR/ELM).**

### 3.2.2 Cadre morphodynamique des deux sites test

Les caractéristiques morphologiques de l'estran, typique de plages à barres intertidales, sont globalement communes sur nos deux sites expérimentaux. En revanche, malgré leur proximité géographique et l'apparente linéarité du littoral est-dunkerquois, les morphologies de l'avant côte et des systèmes dunaires sont, actuellement, nettement différentes sur les deux sites test.

## Morphologie de l'avant cote

A l'avant-côte, le site de la plage de la Dune Dewulf est marqué par la présence du Banc Hills, aussi appelé Banc aux Phoques, un banc pré-littoral peu profond situé à environ 2 km de la côte au nord-est du Port Est de Dunkerque (Figure I-16) et qui fait partie des Bancs de Flandres (ou Bancs Flamands). Il s'étend sur approximativement 9 km le long de la côte, entre Malo-les-Bains et Bray-Dunes. Sub-affleurant à basse mer, son sommet se situe à une profondeur voisine du zéro hydrographique, la majeure partie du banc étant caractérisée par des profondeurs généralement inférieures à 1 m. Il est séparé du rivage par la Passe de Zuydcoote, un chenal de 10 à 15 m de profondeur sub-parallèle à la côte, parfois dragué pour la navigation. Ce chenal relie l'extrémité Nord-Est de la rade de Dunkerque à Westdiep, la partie la plus profonde de la rade de Nieuwport, en Belgique. Le versant interne du banc, limité par ce chenal de navigation à proximité du rivage, est donc nettement plus abrupt que le versant externe qui s'abaisse plus doucement vers une dépression inter-banc qui le sépare du Banc Small situé plus au large.

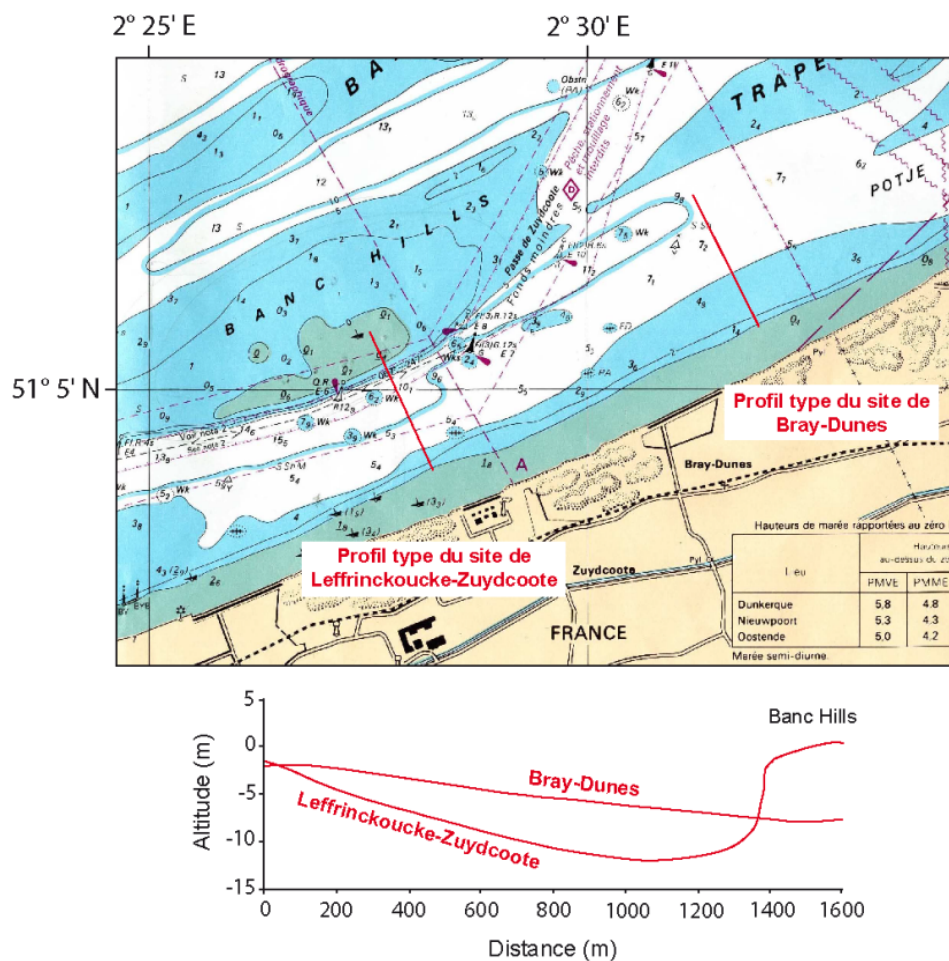


Figure I-16 Profils bathymétriques à l'avant côte des deux sites d'étude à Leffrinckoucke-Zuydcoote (Dune Dewulf) et Bray-Dunes (Dunes du Perroquet) (modifié, d'après Héquette *et al.*, 2009, extrait de la carte marine du SHOM).

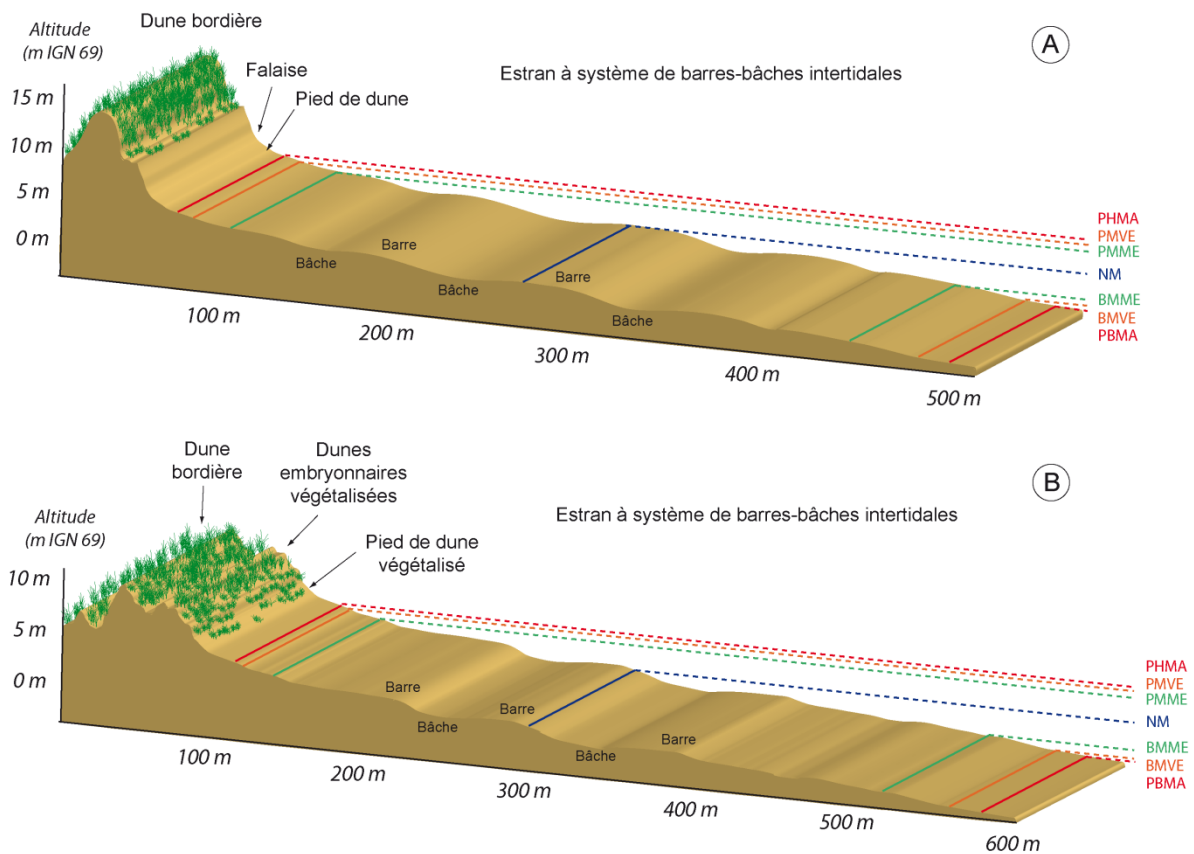
A l'instar des autres bancs côtiers de la région, le Banc Hills subit l'action dominante des courants de flot qui sont dirigés vers le nord-est dans la zone côtière, ce qui induit un transport sédimentaire résiduel dans la même direction (Héquette et Hemdane, 2006 ; Augris *et al.*, 1990). La présence de ce banc face à la plage de la Dune Dewulf induit un profil côtier, à l'avant-côte, avec une pente plutôt forte ( $\tan\beta = 0,01$ ) ; tandis qu'à la plage des Dunes du Perroquet, où les fonds s'abaissent plus progressivement vers le large en l'absence de banc et de chenal de navigation proches, la pente du profil est plus faible ( $\tan\beta = 0,0045$ ) (Héquette *et al.*, 2009).

### **Morphologie de la plage intertidale (estran)**

Comme toutes les plages de la Côte d'Opale, le littoral est-dunkerquois est caractérisé par des plages à systèmes de barres intertidales, généralement localisées dans la zone de déferlement et de dissipation des vagues (Wijnberg et Kroon, 2002 ; Kroon et Masselink, 2002 ; Masselink et Anthony, 2001 ; Mulrennan, 1992 ; Stepanian, 2002 ; Stepanian et Levoy, 2003 ; Senechal *et al.*, 2009). Les synthèses de Reichmüth (2003) et Aubry (2010) ont mis en évidence les nombreuses recherches, à travers le monde, dont ont fait l'objet ces barres intertidales. Typiques des côtes macrotidales du nord de la France, leur fonctionnement et leur mobilité ont déjà été très étudiés sur ce secteur (Reichmüth, 2003 ; Reichmüth et Anthony, 2002, 2007, 2008 ; Sipka et Anthony, 1999 ; Triquet, 1998). Ces plages, marquées par un contexte morphodynamique dissipatif, selon la classification de Masselink et Short (1993), sont caractérisées par la présence d'une pente côtière très douce et des houles courtes à fetch limité. Elles sont reconnaissables par leur topographie complexe due à la présence de barres et de bâches (*ridges and runnel*), entrecoupées par des "chenaux de drainage", sur un large estran à granulométrie prépondérante de sables fins à moyens, bien à très-bien classé, découvrant largement à marée basse (Figure I-17).

Sur la plage de la Dune Dewulf, la topographie de l'avant côte et des petits fonds est marquée par la présence du Banc Hills et de la Passe de Zuydcoote. L'estran, d'une pente de 0,018 ( $\tan\beta$ ), peut découvrir de 400 à 450 m lors de basse mer de vive-eau (Figure I-17 A) et, selon le marnage, 3 à 5 barres peuvent émerger. Un échantillonnage granulométrique réalisé en Novembre 2009 montre que la granulométrie des sables varie sur l'estran, avec une taille de grain moyen plus forte (210-240  $\mu\text{m}$ ) sur le haut de plage et qui tend à diminuer vers le bas de plage (180-200  $\mu\text{m}$ ). La taille des grains des bâches et du flanc externe des barres est souvent plus grossière (230-270  $\mu\text{m}$ ), avec également la présence de débris coquilliers. Sur le haut de plage les sables sont généralement très bien à bien classés ( $0\phi < \text{indice de tri} < 0,50\phi$ ), et plutôt bien à assez bien classés sur les systèmes de barres-bâches ( $0,35\phi < \text{indice de tri} < 0,71\phi$ ).





**Figure I-17 Profil côtier type sur les sites (A) de la plage de la Dune Dewulf et (B) de la plage des Dunes du Perroquet : terminologie des différentes unités de la dune à la plage.**

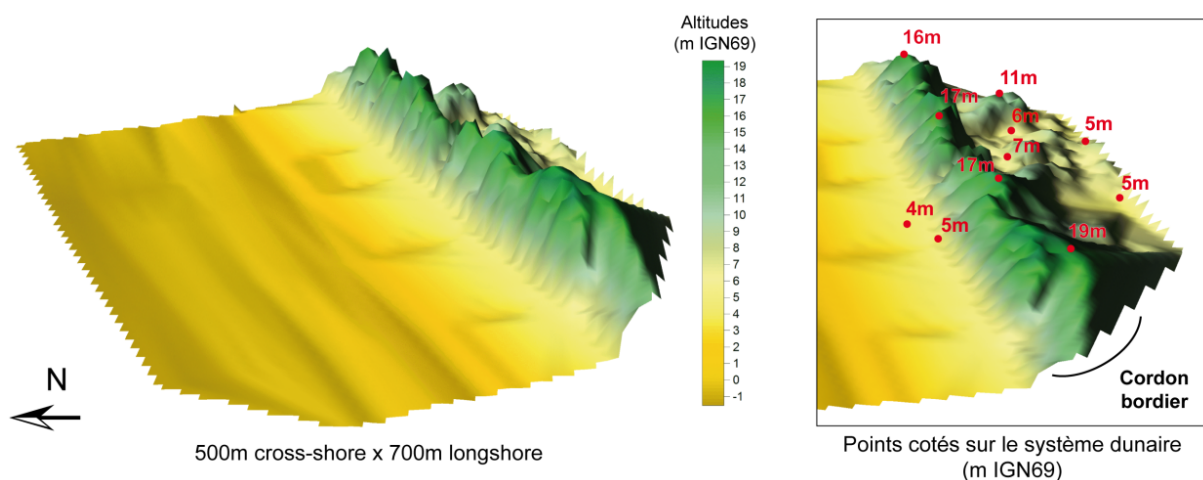
A Bray-Dunes, sans chenal proche à l'avant côte, la pente de la plage est légèrement plus faible ( $\tan\beta = 0,012$ ) et l'estran peut ainsi découvrir ici plus largement, entre 500 m et 550 m en basse mer de vive-eau, laissant apparaître 4 à 6 barres intertidales (Figure I-17 B). La granulométrie diminue aussi du pied de dune et haut de plage (220-240  $\mu\text{m}$ ) vers le bas de l'estran où les grains sont plus fins sur ce site (170-180  $\mu\text{m}$ ). Il est possible d'observer sur cette plage le dépôt de particules vaseuses dans les bâches, à différentes périodes de l'année. Les sables sont très bien à bien classés ( $0 \phi < \text{indice de tri} < 0,50 \phi$ ) sur le haut de plage et les barres, et plutôt bien à assez bien classés dans les bâches ( $0,35 \phi < \text{indice de tri} < 0,71 \phi$ ).

### Morphologie du cordon dunaire

Le long du littoral est-dunkerquois, les dunes côtières (*established foredunes* des anglophones ; Hesp, 1988) représentent non seulement une barrière naturelle de protection de zones d'enjeu important (des pannes et d'un arrière-pays bas) contre l'invasion marine, mais aussi une "aire de jeu" appréciée et un terrain "naturel" d'intérêt biologique et géomorphologique (Ruz, 2006). Malgré cet aspect naturel, les dunes ont parfois été remaniées sur certains secteurs par des interventions anthropiques ou militaires. Plus ou moins élevée,

large, ou végétalisée, la morphologie de cette barrière de dunes est nettement variable d'Ouest en Est.

Le cordon dunaire du site de Leffrinckoucke-Zuydcoote, qui fait partie intégrante du domaine de la Dune Dewulf, constitue une dune bordière qui culmine à près de 19-20 m d'altitude (NGF), un complexe dunaire massif d'une largeur comprise entre 50 et 150 m (Figure I-18). La partie externe de la dune bordière (versant proche de la mer) est quasi-uniformément colonisée par une végétation constituée essentiellement d'Oyat (*Ammophila arenaria*), et son versant interne fréquemment couvert d'Argousier. Ce cordon peut être interrompu localement par des siffle-vents, des marques de la déflation éolienne. Directement en arrière de ce cordon se trouvent des zones relativement peu élevées (5 m NGF soit 7,693 m CM) dont l'altitude est proche du pied de dune et du haut de plage. L'arrière-dune de la Dune Dewulf s'étend jusqu'à la route et à l'Usine des Dunes (*Ascometal*, industrie lourde classée SEVESO), avec un système dunaire (de 0 à 25 m d'altitude NGF) (Figure I-14). Sur ce site, deux secteurs réduits ont bénéficié dans les années 90 de la mise en place de ganivelles et de la plantation d'oyats, des opérations qui ont favorisé l'accumulation de sédiments. Mais depuis 2007, ces ganivelles sont réapparues localement, dégagées par érosion causée par des tempêtes et le recul du cordon dunaire de l'ordre de plusieurs mètres.

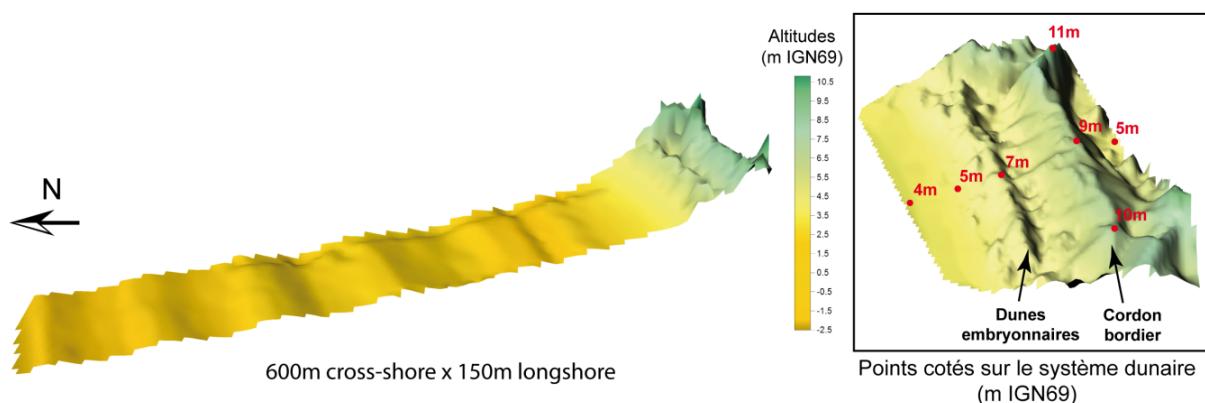


**Figure I-18** Modèle Numérique de Terrain du système dune/plage sur le site de la Dune Dewulf et altitude de points particuliers sur le cordon dunaire (campagne de Décembre 2007).

A l'Est, au niveau des Dunes du Perroquet, le site de Bray-Dunes présente une morphologie très différente témoignant d'un budget sédimentaire positif, en accrétion depuis plusieurs années. Une partie du site, présentée sur la Figure I-19, a fait l'objet d'un programme de fixation par phytostabilisation dès 1998, avec la pose de ganivelles et la plantation de milliers de pieds d'oyats. La dune bordière établie, qui culmine aujourd'hui à

11 m NGF sur la portion représentée, peut s'élever jusqu'à 14-15 m NGF sur le site, sur une largeur de 30-40 m. Elle est précédée, sur le versant maritime, d'une dune bordière embryonnaire (*incipient foredune*) de 5 à 7 m d'altitude NGF. Très rarement entaillée en micro-falaise par les vagues ces dernières années, cette dune s'est nettement développée depuis 2003 et constitue aujourd'hui un second cordon dunaire, en avant du cordon bordier d'origine.

En arrière du cordon bordier se trouvent sur ce site aussi des zones relativement peu élevées (5 m NGF soit 7,693 m CM). Certaines dépressions relativement étendues ont une forme parabolique, un fond plat, et constituent des pannes semi-humides où affleure la nappe phréatique. Jusque dans les années 1990, la présence d'une brèche dans le cordon dunaire permettait encore des incursions marines vers une panne humide lors de grandes marées ou d'évènements de tempête. Aujourd'hui, cette ancienne entrée de mer s'est comblée, et toute incursion marine est impossible vers l'arrière-dune. Le complexe de dunes paraboliques qui les entoure représente la partie la plus septentrionale du territoire français, où les Dunes du Perroquet communiquent avec le massif dunaire du Westhoek en Flandre Belge. Ce massif dunaire de 260 hectares est, au niveau même de la frontière franco-belge (du côté français), occupé sur plus de 30 hectares par le Camping du Perroquet, très étendu. Depuis les années 1980, ce camping gagne chaque année du terrain sur la plage du Perroquet, et par conséquent sur le domaine public maritime, au prix de mesures de "protection" autonomes (mise en place de fascines, de ganivelles et plantation d'oyats). Ces structures ont été à plusieurs reprises arrachées ou sectionnées par les vagues et hauts niveaux d'eau lors de tempêtes, et une grande partie du camping reste vulnérable car elle se situe à faible altitude directement en arrière d'un cordon dunaire de faible largeur.



**Figure I-19** Modèle Numérique de Terrain du système dune/plage sur une portion du site des Dunes du Perroquet et altitude de points particuliers sur le cordon dunaire (campagne de Février 2007).

Essentiellement recouvertes par l'Oyat, les dunes et plus particulièrement les dunes embryonnaires sont colonisées par une ceinture de Chiendent maritime (*Elymus farctus*), halophile, sur le versant marin du massif dunaire. Grâce à l'abandon du ratissage mécanique au profit du ratissage manuel des macro-déchets, les laines de mer permettent le développement saisonnier d'une végétation primitive sur le haut de plage. Sur ce site, la flore habituellement observée au pied des dunes, d'Avril à Septembre-Octobre est constituée du Cakilier (*Cakile maritima*) et du Pourpier de mer (*Honkenya peploides*).

## **Conclusion**

Le littoral est-dunkerquois, qui borde le sud de la Mer du Nord, a comme particularités d'appartenir à un secteur de côtes sableuses, basses, en bordure d'une mer épicontinentale. La Mer du Nord méridionale est une région dont les côtes ont été affectées, dans leur histoire, par de nombreux épisodes tempétueux de provenance, cause et intensité variables, plus ou moins catastrophiques. Ce secteur, même s'il présente des caractères particuliers, n'est pourtant pas un cas isolé, car plusieurs régions dans le monde montrent des similitudes physiques et hydrodynamiques, ainsi qu'en termes de vulnérabilité à l'érosion côtière et aux phénomènes tempétueux, en particulier dans le contexte de montée du niveau marin. Les faibles profondeurs et l'"enclavement" de cette zone proche du détroit du Pas de Calais, induisent un fort marnage et des courants de marée importants. Cette situation géographique soumet les plages à l'influence non seulement de la marée, qui domine nettement, mais aussi des vagues générées par un fetch plutôt limité. Les houles étant elles mêmes localement perturbées par les nombreux bancs sableux tidaux qui jalonnent l'avant côte. De l'avant côte au complexe dunaire, les deux sites test choisis montrent, à quelques kilomètres de distance et sur un littoral pourtant rectiligne, de grandes différences non seulement morphologiques mais aussi morphodynamiques. Le budget sableux nettement positif du site de la plage des Dunes du Perroquet, contraire à l'érosion manifeste du cordon dunaire de la Dune Dewulf lors des événements de tempête, malgré la présence d'un important stock sédimentaire sous forme d'un banc de sable au large (Banc Hills), pose une problématique d'alimentation et d'inter-dépendance entre la topographie complexe de l'avant côte, des petits fonds puis de l'estran, et les forçages hydrodynamiques.

## **CHAPITRE II**

### **APPROCHE METHODOLOGIQUE : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES ET DES MESURES DE TERRAIN**



## **CHAPITRE II**

### **APPROCHE METHODOLOGIQUE :**

### **ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES**

### **ET MESURES DE TERRAIN**

---

#### **Introduction**

Pour atteindre les objectifs fixés dans cette thèse, à savoir mesurer, décrire et analyser le comportement morphodynamique de plages macrotidales dans différentes conditions hydrodynamiques et météorologiques, notamment lors d'évènements de tempête ou de forte agitation, une démarche méthodologique appropriée a été mise au point, basée sur un croisement de plusieurs approches, à différentes échelles de temps : (1) une première approche à l'échelle événementielle, réalisée à travers différentes campagnes d'expérimentation sur deux sites test (de quelques heures à quelques semaines), avec pour objectif de dégager les aspects hydrodynamiques, morphologiques et de transport sédimentaire associées à l'évolution du profil côtier (des petits fonds à la dune) lors d'évènements tempétueux ; (2) une approche à l'échelle saisonnière basée sur le croisement d'un suivi régulier d'une série de profils topographiques levés pendant plus de 2 ans, avec les conditions météorologiques et de houles au large ; (3) une approche à plus long terme basée sur l'étude diachronique de l'évolution du trait de côte de 1957 à 2010, croisée elle aussi avec une analyse de données météo-marines sur une longue période de temps.

Ce chapitre présente l'instrumentation employée lors des différentes campagnes de mesures et expérimentations *in situ*, ainsi que les méthodes et techniques appliquées lors du traitement des diverses données utilisées pour cette étude.

#### **1 Données météo-marines**

---

##### **1.1 Données hydrodynamiques *in-situ***

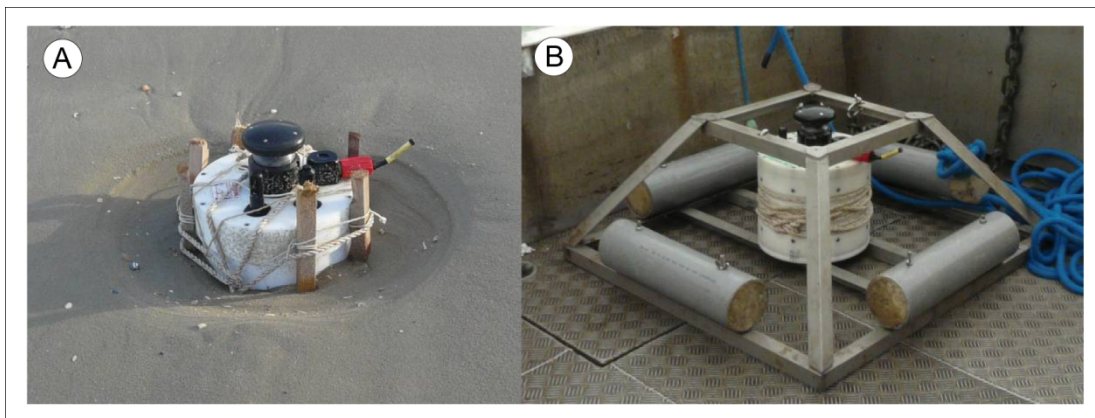
Les instruments présentés ici ont été programmés de façon identique lors des différentes campagnes de mesures. La durée d'enregistrement choisie (*burst*) correspond à 9 minutes de mesures toutes les 15 minutes avec une fréquence de 2 Hz. Le choix de ce type de programmation est largement répandu dans les études sur les littoraux à influence mixte de la houle et de la marée, et caractérisés par des marées à marnage important (macro- à mégatidal). Ce choix correspond à un compromis entre une bonne représentativité des



paramètres hydrodynamiques et une courte durée d'enregistrement, en tenant compte de la limitation d'utilisation liée aux batteries et aux capacités de stockage des données.

### 1.1.1 Appareils déployés lors des campagnes

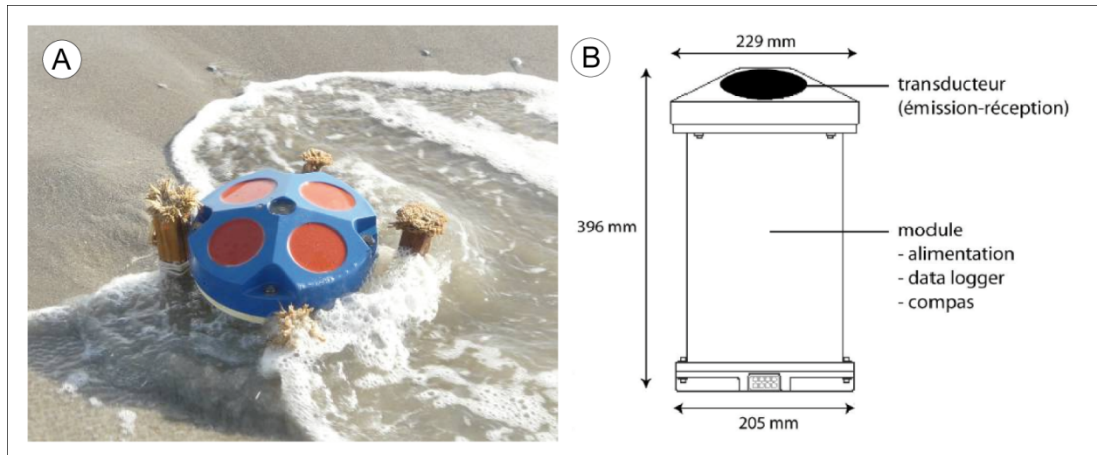
○ Les MIDAS DWR (Valeport) (Figure II-1) sont des courantomètres-houlographes munis d'un capteur de pression permettant de mesurer les variations de la surface libre d'eau liées à la marée et à la houle. Ils sont également pourvus d'un capteur électromagnétique qui mesure les oscillations du courant 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. Les composantes du courant sont enregistrées à 15 cm au-dessus du fond lorsque l'appareil est mis en place sur l'estran, et à 45 cm au-dessus du fond lorsqu'il est déployé sur sa structure dans les petits fonds. Ces instruments sont également munis de capteurs de turbidité, qu'il est nécessaire de calibrer si on souhaite les utiliser.



**Figure II-1 Photographie d'un Midas DWR (A) déployé sur la plage, et (B) structure de déploiement dans les petits fonds.**

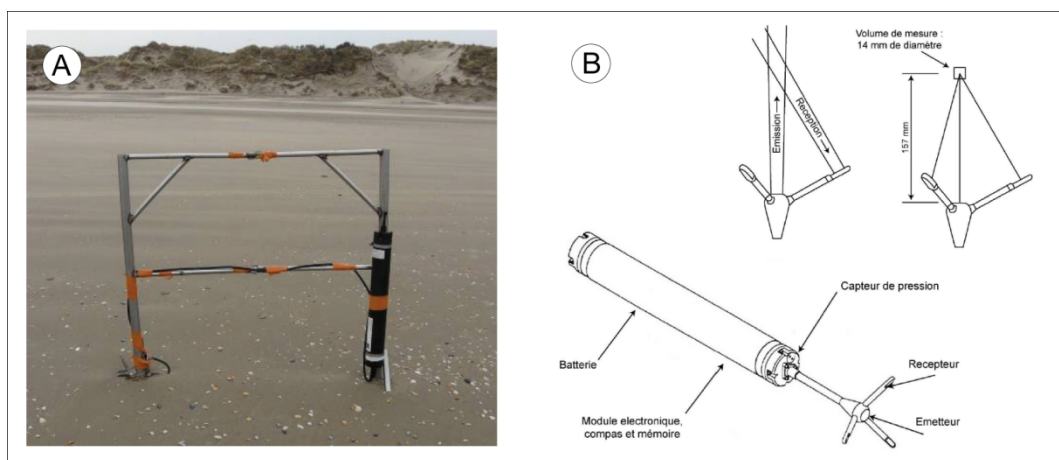
○ Les ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler* ; RD Instruments) (Figure II-2) sont des courantomètres qui mesurent la direction et la vitesse des courants en se basant sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. Les capteurs de l'appareil transmettent des impulsions acoustiques, à une fréquence de 1200 Hz dans l'eau, qui sont ensuite réfléchies par les particules. Ceci permet de calculer la vitesse et la direction des courants en se basant sur les variations de fréquence de l'écho retourné sur le principe de l'effet Doppler. Trois composantes de la vitesse sont ainsi obtenues,  $V_e$  (est),  $V_n$  (nord) et  $V_{up}$  (verticale). Les ADCP fournissent des profils verticaux haute résolution des courants, et permettent d'obtenir les directions et vitesses des courants dans différentes tranches d'eau

(bins) définies lors de la programmation de l'appareil. Ils sont également équipés d'un capteur de pression afin de mesurer l'élévation de la surface libre de l'eau.



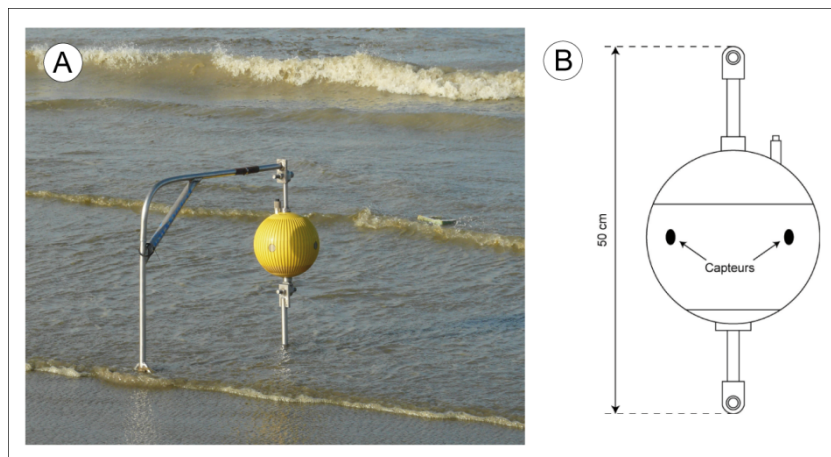
**Figure II-2 Photographie d'un ADCP (A) déployé sur l'estran à Zuydcoote et (B) schéma de l'appareil.**

○ Les ADV (Acoustic Doppler Velocimeter ; Nortek) (Figure II-3) sont des courantomètres acoustiques à effet Doppler qui permettent d'acquérir des données à très hautes fréquences, afin de mesurer la turbulence et ce, quelle que soit la turbidité de l'eau. A partir des vitesses et des directions des particules en suspension dans l'eau, l'ADV en déduit la vitesse et la direction de mouvement des masses d'eau. L'appareil est constitué d'un tube contenant le module électronique, les batteries et la mémoire ; 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, comme les ADCP, les trois composantes de la vitesse,  $V_e$ ,  $V_n$  et  $V_{up}$ .



**Figure II-3 Photographie d'un ADV (A) déployé sur la plage de la Dune Dewulf et (B) schéma de l'appareil.**

○ Les S4 ADW (InterOcean) (Figure II-4) sont des courantomètres électromagnétiques qui mesurent le champ des courants selon 2 composantes X et Y suivant le principe de Faraday : un courant électrique est généré par un conducteur traversant un champ magnétique établi. Le champ magnétique du S4, produit par 2 couples d'électrodes X et Y (capteurs) situés au niveau de l'équateur de l'appareil, est traversé par l'eau de mer en mouvement, ce qui génère un courant électrique, linéairement proportionnel à la vitesse du courant hydrodynamique. Ces instruments sont également munis d'un capteur de pression. Les données acquises par le S4 pendant l'expérimentation correspondent aux 4 caractéristiques de la houle utilisées : hauteur significative de la houle ( $H_s$ ), période pic ( $T_p$ ), période significative houle ( $T_s$ ) et direction de provenance de la houle. Les variables utilisées pour caractériser les courants sont la vitesse, la direction, et la profondeur moyenne. Les vitesses et directions des courants mesurés par le S4 sont orientées par rapport au Nord à l'aide d'un compas interne. Fixé sur une structure lestée sur l'estran, la hauteur moyenne du S4 par rapport au sol est d'environ 40 à 46 cm.



**Figure II-4 Photographie d'un S4 ADW (A) déployé sur l'estran à Bray-Dunes, et (B) schéma de l'appareil.**

### 1.1.2 Méthodes de traitement des données

Les enregistrements sont automatiquement stockés dans la mémoire interne de chaque appareil puis transférés sur un PC où ils sont traités par différents logiciels.

#### La houle

Les données enregistrées par les Midas DWR (Valeport) sont extraites de l'appareil sous forme de fichiers exploitables à partir du logiciel *WaveLog Express* (ou *WaveLog 400*), et permet d'obtenir la hauteur significative ( $H_s$ ), période ( $T$ ), et l'élévation de la surface libre.

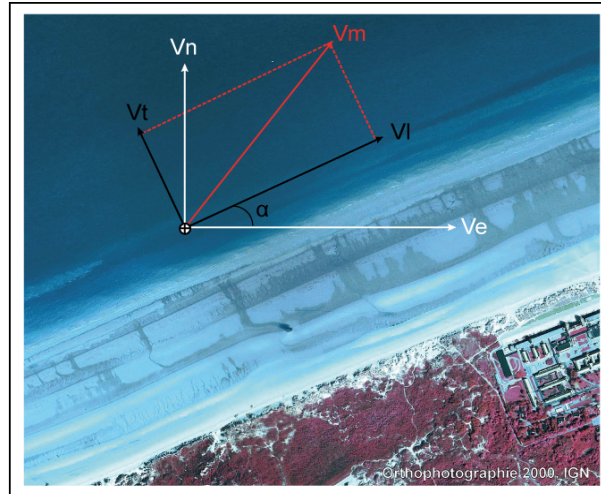
Pour les ADCP, l'extraction des données brutes n'étant pas possible pour effectuer la même opération, le prétraitement, le calcul et la visualisation des caractéristiques des houles a été effectué avec les logiciels *WaveMon* et *WaveView* fournis avec l'appareil. Les ADCP permettent de déterminer les 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 Hs, Tp et la direction de la houle afin de pouvoir comparer les données obtenues avec les mesures acquises par les autres types d'instruments. Les fichiers *ASCII* ainsi extraits sont traités sous Excel pour obtenir Hs, Tp et Dir.

Pour le S4 *ADW*, le logiciel *Wave*, développé par le constructeur, a été utilisé pour traiter les données de houle. *Wave* effectue les calculs par transformées de Fourier des fluctuations de la surface libre de l'eau, obtenus à partir des fluctuations correspondantes des séries temporelles de pression mesurée, en utilisant la théorie linéaire d'Airy. Chaque *burst* de 1080 données permet d'obtenir les Hs, Tp (période de pic), Tz (période par zéro-crossing), Ts, et Direction.

### **Les courants**

La démarche méthodologique appliquée au traitement des houles pour le Midas *DWR* a été la même pour le traitement des données courantologiques. Pour les données issues de l'ADCP et du S4 *ADW*, ce sont respectivement les logiciels *WinADCP* et *S4App 4.1 21* qui ont été utilisés.

Les différents courantomètres utilisés possèdent un compas interne qui permet leur permet d'orienter leurs mesures par rapport au Nord magnétique. Les composantes des courants issus des courantomètres sont exprimées selon les axes Nord et Est. Afin de faciliter l'interprétation des courants le long du trait de côte des sites étudiés, les vitesses nord et sud ont été projetées sur des axes parallèles et perpendiculaires à la ligne de rivage ([Figure II-5](#)), 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. Pour l'ensemble des sites littoraux, lorsque la vitesse transversale est positive le courant est orienté vers le large (*offshore*), alors que lorsqu'elle est négative ce dernier porte vers la côte (*onshore*).



**Figure II-5** Décomposition du vecteur de courant moyen ( $V_m$ ) en courants longitudinaux ( $V_l$ ) et transversaux ( $V_t$ ).

### 1.1.3 Homogénéité des données

Lors de nos différentes campagnes de mesures, nous avons été amenés à déployer différents types d'appareils dans un axe transversal (1 à 2 appareils différents sur le même profil *cross-shore*) et/ou longitudinal (sur deux sites d'étude distants de quelques kilomètres). Ce déploiement d'instruments différents aurait pu poser un problème d'homogénéité des résultats.

Des études passées ayant déjà poussé les membres du laboratoire à s'interroger sur cette question d'homogénéité, des co-déploiements test de ces mêmes appareils ont déjà été réalisés. La validité de la comparaison entre les mesures issues de l'ADCP et du S4 a donc été vérifiée par [Sedrati \(2006\)](#) suite à la comparaison des enregistrements des deux appareils qui ont été déployés sur plusieurs marées, dans le même profil *cross-shore* ou côte à côte ([Figure II-6](#)). Les résultats de ces tests montrent une bonne cohérence entre les deux types d'appareils (hauteur d'eau, hauteur significative de la houle, courants longitudinal et transversal). [Jeanson \(2009\)](#) et [Aubry \(2010\)](#) ont également réalisé sur l'est-dunkerquois un co-déploiement test d'un ADV, un ADCP et un Midas DWR. Les résultats ont montré de très bonnes corrélations pour les hauteurs significatives et les directions. La corrélation des périodes pics est bonne pour les mesures enregistrées lors des périodes agitées, en revanche elle est beaucoup moins bonne pour les valeurs obtenues dans le cas de mers très peu énergétiques. Les appareils étant préférentiellement déployés, dans notre étude, lors d'évènements agités à tempétueux, donc dans le cas de conditions énergétiques, les périodes pics seront considérées ici comme valides.

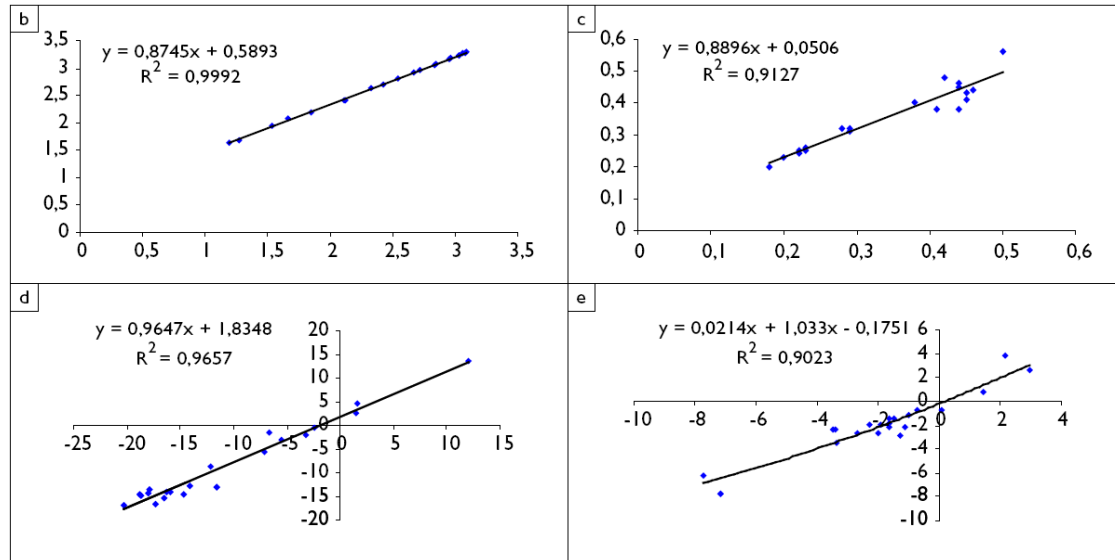


Figure II-6 Déploiement côte à côte d'un S4 ADW et un ADCP en Baie de Wissant (a), et corrélations de la hauteur d'eau (b), la hauteur significative de la houle (c), le courant longitudinal (d) et du courant transversal (e) à partir d'enregistrements simultanés des deux courantomètres (Sedrati, 2006).

## 1.2 Données hydrodynamiques au large

Des données de houle, au large du site d'étude, ont été fournies par l'Agency for Maritime Services and Coast - Division COAST (Vlaamsehydrografie, Belgique) pour la période 1997-2009. Il s'agit de données de houles directionnelles à une fréquence de 30 minutes enregistrées au niveau de la bouée Westhinder (26,5 m de fond) à 36 km au large de la côte belge, et de données non-directionnelles à une fréquence de 15 minutes au niveau de la bouée Trappegeer (2,4 m de fond) située plus près de la côte (11 km) (Figure II-7).

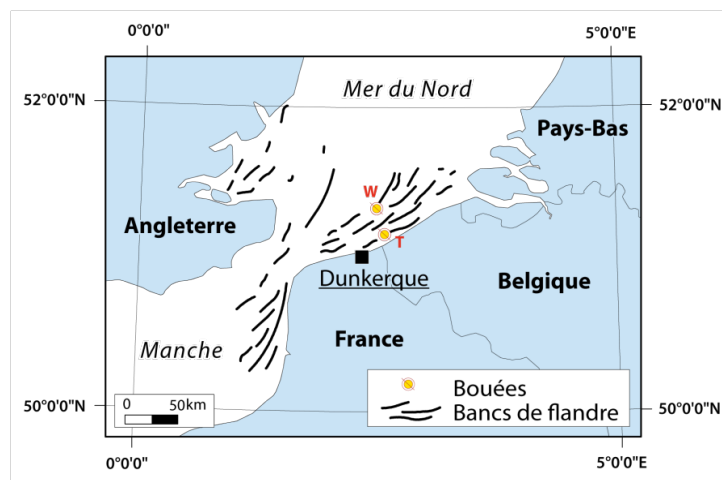


Figure II-7 Localisation des houlographes au large de Dunkerque ; W : Station Westhinder, T : Station Trappegeer.

### 1.3 Données marégraphiques

Des valeurs de marée théorique, calculées par le logiciel PREDIT du S.H.O.M., ont été utilisées très fréquemment pour la prévision des dates et horaires de travail sur le terrain, la prévision des campagnes de mesures... Il s'agit de la hauteur d'eau prédite en un point donné à un moment donné, qui s'appuie sur une méthode de calcul basée sur la connaissance théorique du phénomène des marées. A ces valeurs théoriques de marée, ont pu être comparées les valeurs réellement observées aux courantomètres déployés in-situ ou mesurées par des marégraphes.

Les données marégraphiques enregistrées au marégraphe de Dunkerque ont été fournies par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M.), à partir du site internet du Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales (S.O.N.E.L., [www.sonel.org](http://www.sonel.org)). Il s'agit de séries de mesures horaires de la hauteur de la marée, exprimées (ou réduites) en heures TU+0. Le zéro de référence altimétrique est le Zéro Hydrographique (ZH). Des mesures ponctuelles du niveau d'eau mesuré au Port Est de Dunkerque ont pu être obtenues auprès de la Capitainerie du Grand port maritime de Dunkerque (*ex* PAD). Ces enregistrements d'une fréquence de 5 minutes ont, par exemple, permis de connaître avec plus de précision la surcote record de 2,40 m enregistrée à basse mer à Dunkerque le 9 novembre 2007.

### 1.4 Données climatologiques

#### 1.4.1 Conditions anémométriques

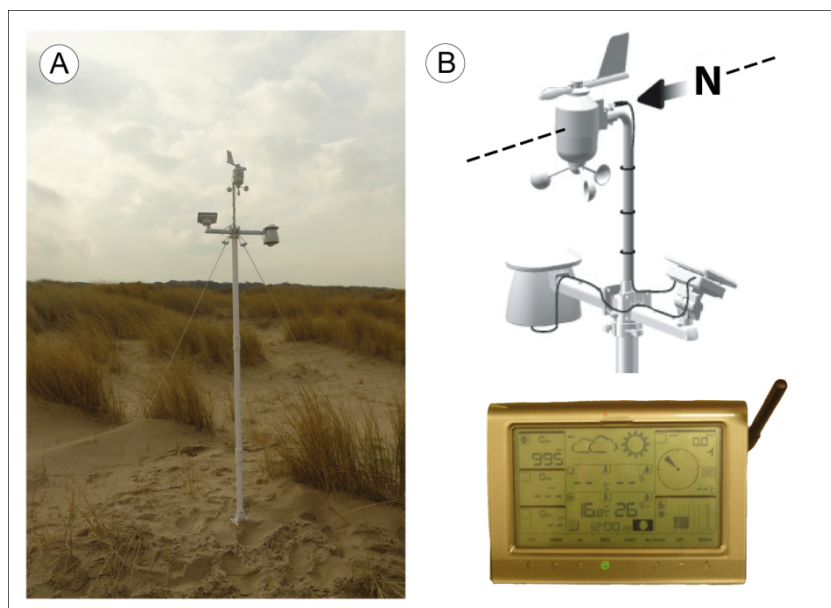
Une convention liant l'Université du Littoral à Météo-France, l'analyse des conditions anémométriques a été réalisée à l'aide des données de la station Météo-France de Dunkerque (1956-2010). Nous disposons ainsi de séries temporelles des vents moyens, tri-horaires sur la période 1956-1997 puis horaires à partir de 1997, fournissant des informations sur la force du vent (m/s), sa direction (°N) et la pression atmosphérique. La marge d'erreur relative à ces données météorologiques n'est pas à négliger car elle dépend des changements de capteurs, du déplacement du matériel d'enregistrement, de nouvelles pratiques d'observation, et du traitement apporté aux données brutes. Après l'installation en 1947 d'un capteur de type électromagnétique, plusieurs changements de capteurs ont en effet eu lieu sur la station météorologique de Dunkerque : installation d'un capteur fréquence métrique en septembre 1974, d'un capteur de type Déolia 92 en septembre 1994 puis d'un capteur de type Alizia en mars 2009. De plus, un déplacement du mat de vent de 600 m vers le Sud-Est a eu lieu en 1978. Très difficiles à obtenir, ces informations n'ont été connues que très tardivement dans notre étude.

Comme pour les données marégraphiques, des mesures ponctuelles de vent mesurées au Port Est de Dunkerque ont pu être obtenues auprès de la Capitainerie du Grand port maritime de Dunkerque (*ex* PAD). Ces enregistrements sont obtenus avec une fréquence de 5 minutes. Ces données récentes ont pu compléter des données ponctuelles acquises *in-situ*, sur l'Est dunkerquois. Des données de vent à la Westhinder MP7 (voir localisation [Figure II-7](#)), mises à disposition par l'Agency for Maritime Services and Coast - Division COAST (*Vlaamsehydrografie*, Belgique) couvrent également la période du 1 janvier 1997 au 31 août 2007. Les données sont la vitesse du vent et sa direction, avec un pas de temps de 10 min.

#### 1.4.2 Mesures ponctuelles de vent *in-situ*

Disposant de mesures de vent moyen au sémaphore de Dunkerque et parfois de données au large, il s'est avéré capital de réaliser des enregistrements ponctuels des conditions de vent sur site d'étude, afin d'estimer la correspondance des valeurs à quelques kilomètres de distance.

Pour effectuer ces enregistrements, une *Station Météorologique Professionnel Oregon Scientific (WMR200)* ([Figure II-8](#)), a été déployée *in-situ*. Il s'agit d'un instrument multi-capteurs, disposant d'un anémomètre girouette, d'un baromètre et d'un thermo-hygromètre. La station dispose également d'un "ordinateur de bord" équipé d'un enregistreur interne (*data logger*). La fréquence d'enregistrement des mesures choisie est de 1 minute pour les différents paramètres, avec une précision de vitesse de +/- 3 % pour la gamme de vents de 2 m/s ~ 10 m/s, et de +/- 10 % pour la gamme 10 m/s ~ 56 m/s.



**Figure II-8** Station Météo Pro WMR200 Oregon (A) déployée sur la dune bordière, et (B) dispositif d'orientation et de fonctionnement de l'instrument.



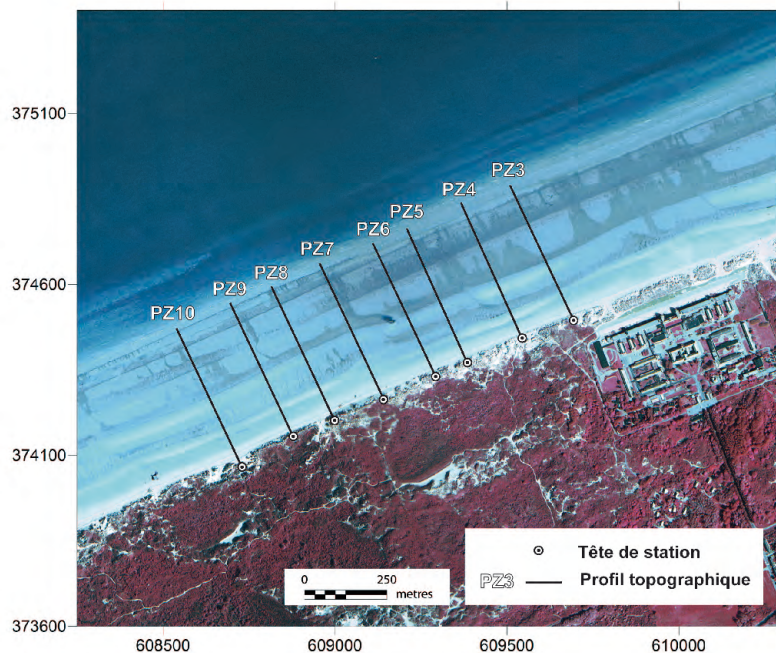
## 2 Données topographiques

### 2.1 Suivis topographiques de la morphodynamique du profil dune-plage

Afin de mesurer et quantifier l'évolution spatiale et temporelle de la morphodynamique dune-plage, l'approche méthodologique choisie a consisté à réaliser un suivi topographique régulier sur les deux sites d'étude.

#### 2.1.1 Choix des stations de mesure

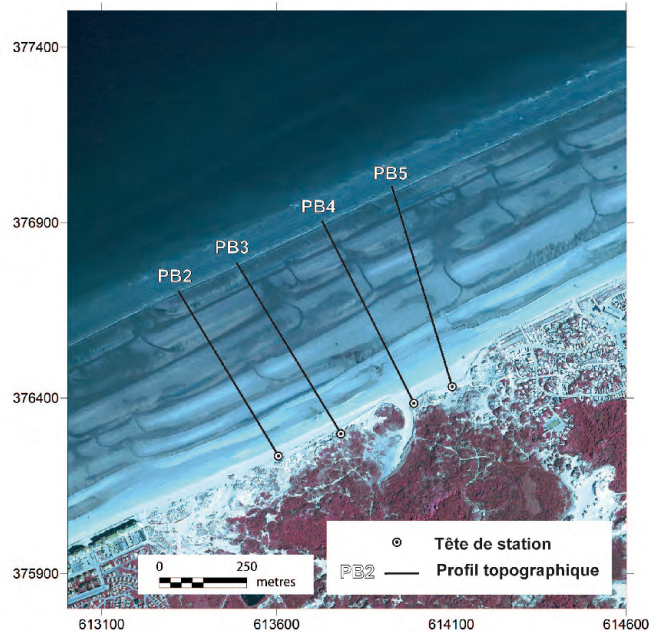
Dès octobre 2007, il a donc été nécessaire de définir une série de profils transversaux permettant de couvrir le front dunaire, le pied de dune et la plage, afin que chaque secteur des zones d'étude soit le mieux représenté. Sur chacun des deux sites d'étude, des profils préexistants avaient déjà fait l'objet d'un suivi, dans le cadre de travaux de thèse ou de stages de Master, et ce depuis plusieurs années en particulier à Bray-Dunes. Le choix des stations de mesure à conserver s'est donc porté, sur le site de la Dune Dewulf, sur le profil PZ3 (Sipka, 1998 ; Triquet, 1998), auquel 7 stations supplémentaires ont été ajoutées, portant à 8 le nombre de profils *cross-shore* suivis sur ce site (Figure II-9).



**Figure II-9 Localisation et orientation des profils topographiques dune-plage sur le site de la Dune Dewulf, Leffrinckoucke-Zuydcoote.**

L'originalité de la méthode consiste ici à réaliser des profils couvrant à la fois la dune et l'estran, ce qui n'avait pas encore été réalisé sur ce site, où les profils anciens ne concernaient jusqu'à présent que la plage. Les profils définis sont distants d'environ 150 m et

sont tous orientés (371,627 grades soit  $\sim 334^\circ\text{N}$ ) de façon à réaliser des profils perpendiculaires au trait de côte. Le site des Dunes du Perroquet à Bray-Dunes bénéficiant de mesures topographiques réalisées de mai à octobre 2003 (Brulez, 2004), puis en juillet 2006 par les membres du laboratoire, nous avons choisi de suivre quatre profils existants, PB2, PB3, PB4 et PB5 (Figure II-10). Le profil PB1, d'un moindre intérêt dans cette étude, n'a pas été réimplanté en raison de sa trop grande proximité par rapport à la digue de Bray-Dunes et du piétinement fréquent auquel il est exposé.



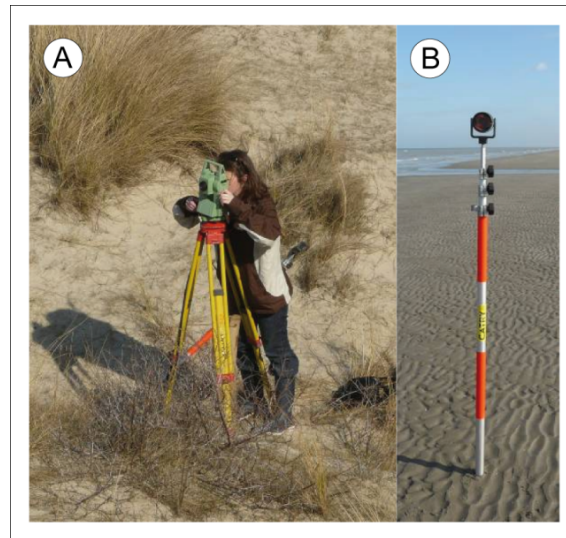
**Figure II-10 Localisation et orientation des profils topographiques dune-plage sur le site des Dunes du Perroquet, Bray-Dunes.**

### 2.1.2 Technique employée

L'acquisition de séries temporelles de mesures topographiques de haute précision a été réalisée à l'aide de stations électroniques dites totales de type Leica TC 407. Ces tachéomètres à visée laser sont constitués d'une station de mesure sur tripode, associée à une canne télescopique dotée d'un prisme réflecteur (Figure II-11).

Les levés topographiques ont été effectués à partir de « têtes de station » fixes, c'est-à-dire des points d'orientation et de calage, installés sur chaque site d'étude afin de permettre la réitération précise des profils à chaque levé (Figure II-12). Ces têtes ont été matérialisées par des clous topographiques installés sur des invariants (piquets en bois) de manière à les identifier et à les retrouver facilement. Le recul de la falaise dunaire lors des tempêtes ainsi que la fréquentation touristique ou de loisir, sur nos sites, a entraîné à plusieurs reprises la

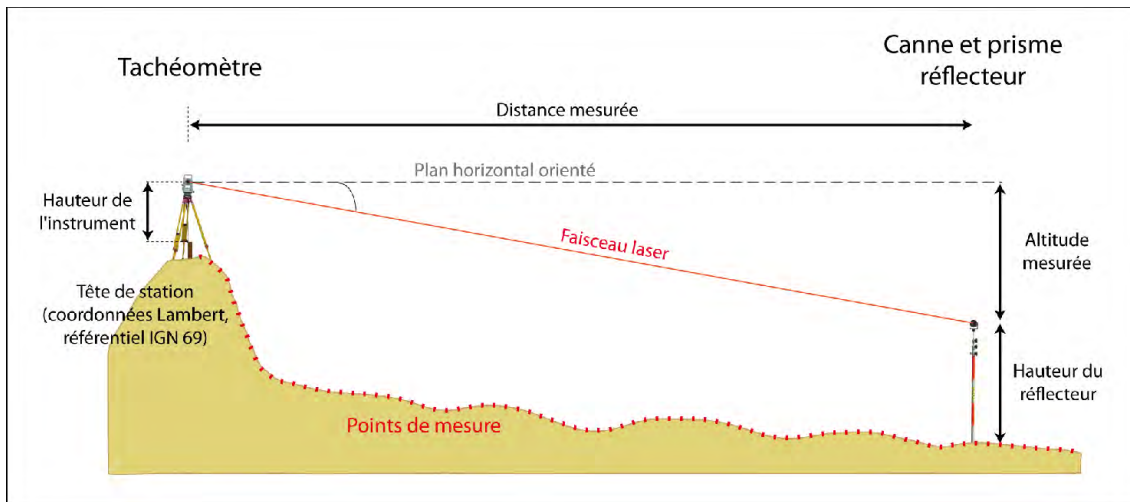
dégradation et la disparition de certaines têtes de station, que nous avons dû réimplanter de façon plus robuste et durable.



**Figure II-11 Station électronique (A) de mesures topographiques très haute résolution Leica TC 407 et (B) canne équipée du prisme réflecteur.**

Les coordonnées des anciennes et nouvelles têtes de stations ont été nivelées et vérifiées par implantations directes à partir de points géodésiques (repères de nivellement disponibles) de l'IGN. Chaque point a ainsi été raccordé au système altimétrique légal, exprimé en coordonnées géographiques métriques (Lambert 1 Nord) de type "X, Y, Z" rattachées au zéro IGN69 pour l'altitude. Initialement rapportés à ce système d'altitude des cartes topographiques, les mesures topographiques ont ensuite toutes été converties de façon à être exprimées par rapport au zéro hydrographique. Ceci dans un souci de plus grande homogénéité lors de l'analyse conjointe des profils topographiques, niveaux d'eau, et mesures hydrodynamiques *in-situ*.

Le levé topographique consiste à mesurer la topographie de la dune puis de l'estran le long de profils (préalablement définis) depuis la tête de station sur la dune jusqu'à la ligne de rivage. Les nombreux levés réalisés au cours des différentes campagnes sont donc des profils 2D établis dans un axe perpendiculaire au trait de côte suivant une orientation prédéfinie, avec un pas de mesure de quelques centimètres à une dizaine de mètres selon la position dans le profil. Lors de ces mesures à pied, les lignes de rupture de pente au niveau du pied de dune ou de falaise, des formes sédimentaires (barre-bâches intertidales, chenaux) et des points d'inflexion du profil sont minutieusement levées de façon à ce que le profil mesuré s'ajuste parfaitement à la topographie observée. Les points de mesure ont donc été pris de façon rapprochée lorsqu'il était important de marquer avec précision la morphologie (Figure II-12).



**Figure II-12 Dispositif de mise en station et de mesure du tachéomètre.**

### 2.1.3 Précision et erreurs de mesure

La précision de la mesure (fabricant) est de  $\pm 0,3$  mm pour la distance et de  $\pm 0,0015^\circ$  pour la direction, la distance maximale de mesure est d'environ 1800 m. Ces paramètres varient bien sûr en fonction des conditions atmosphériques et de la précision avec laquelle l'opérateur au tachéomètre et l'opérateur chargé du réflecteur réalisent le levé. La mise en place de l'instrument est une étape importante car en dépendent la qualité et la précision des mesures. Le tachéomètre doit être placé à l'exacte verticale du point de station géoréférencé et dans un plan horizontal à orienter par rapport à un (ou plusieurs) point(s) de repère fixe(s) (phares) (Figure II-12). Des points d'orientation un peu lointains et parfois perdus dans les brumes hivernales ou la pollution ont pu parfois compliquer les manipulations sur le terrain. La nébulosité et la faible luminosité peuvent en effet altérer la qualité du faisceau, de la même façon qu'un prisme réflecteur non maintenu à la verticale ou mal orienté peut induire des erreurs de mesure non négligeables, estimés à  $\pm 3$  cm.

### 2.1.4 Traitement des données

Les données brutes issues des tachéomètres ont été traitées à l'aide de la macro Excel *Profiler 3.0 XL* développée par Olivier Cohen de l'Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO). 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), de standardiser les mesures sur un pas régulier ou de calculer par interpolation des variations d'altitude pour chaque mètre linéaire.

## 2.2 Mesures topographiques par GPS (*Global Positioning System*)

### 2.2.1 Technique employée

Dans le cas de mesures sur de grandes distances ou lorsque le manque de visibilité rend impossible l'utilisation d'un tachéomètre, les relevés topographiques se font à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS) *Leica TPS Syst1200*, qui se décompose en deux récepteurs GPS reliés entre eux par radio : une base fixe et une antenne mobile manipulée par un opérateur (*Figure II-13*). La base fixe est en général déployée sur la dune bordière, sur un point fixe dans le temps et l'espace, dont on connaît les coordonnées avec une précision centimétrique. Ce point de base peut être géoréférencé très précisément à l'aide de points de nivellement (IGN) dont les coordonnées géographiques sont connues. L'antenne mobile est, elle aussi, composée de deux parties : un ordinateur de bord branché sur le récepteur GPS, et l'antenne GPS située au bout d'une canne carbone.

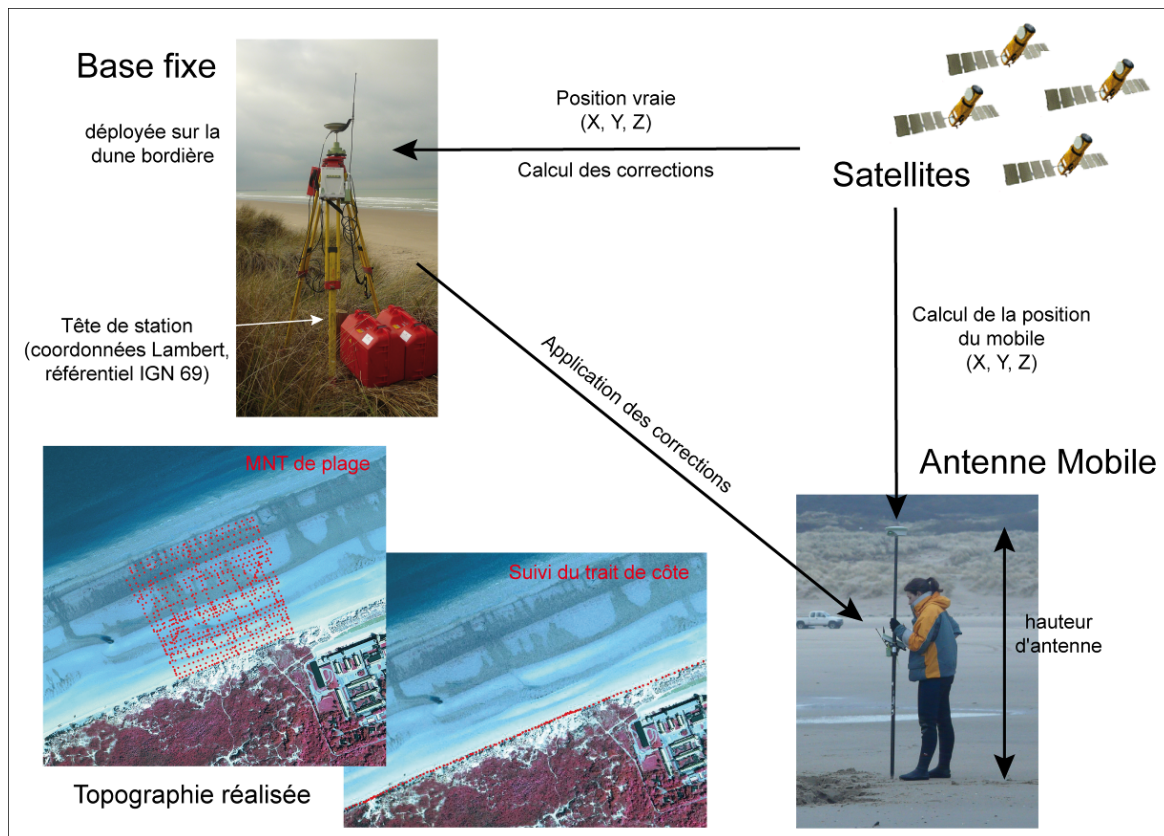


Figure II-13 Dispositif de mesures topographiques par Station DGPS Leica Système 1200.

Indépendamment l'un de l'autre, les deux récepteurs GPS (mobile et base) calculent leur position à partir des mêmes satellites. Puis, la base compare sa position calculée à l'instant  $t$  avec les coordonnées très précises de sa position, entrées par l'opérateur. Elle en déduit une correction en  $X$ ,  $Y$  et  $Z$  à appliquer à cet instant  $t$  et la transmet par radio au

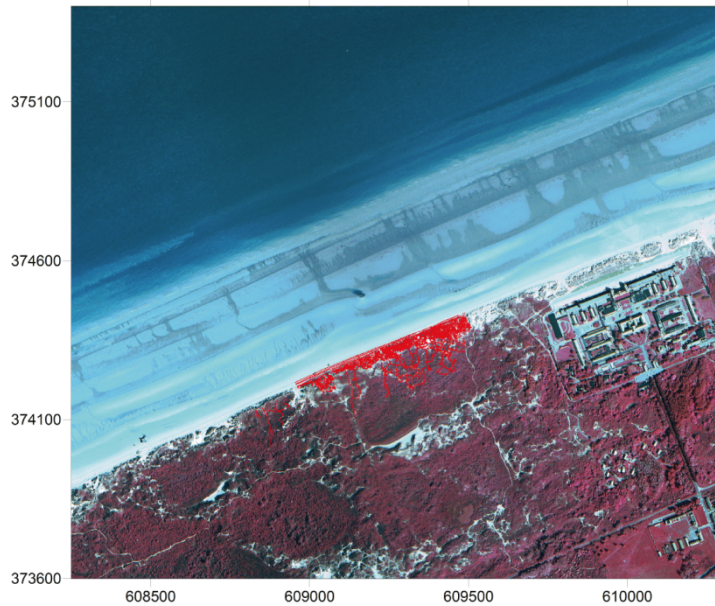
récepteur GPS mobile. Celui-ci applique la correction adéquate et enregistre ensuite la valeur mesurée dans l'ordinateur de bord. Les points enregistrés représentent alors la position en X, Y et l'altitude (Z) de chaque mesure. La marge d'erreur constructeur de cet instrument est de +/- 1-2 cm en X, Y, et de +/- 1-4 cm en Z, auxquelles s'ajoutent +/- 4 cm d'erreur de mesure en Z et d'éventuelles erreurs de bullage du manipulateur lors de la prise de mesure.

### 2.2.2 Modèles Numériques de Terrain (MNT) de plage et de dune

Un MNT (Modèle Numérique de Terrain) est obtenu par l'emploi d'un logiciel d'interpolation et de création de bloc-diagramme en 3 dimensions. Les MNT ont été réalisés avec le logiciel *Surfer (Golden Software)* et le maillage des points topographiques a été interpolé selon la technique de *triangulation with linear interpolation*. L'utilisation du DGPS permet d'obtenir, dans le cas des MNT, un semis de points dense (environ 600-1000 points) sur une grande surface (300 x 400 m) pour restituer la topographie de la zone d'étude.

La prise de points de mesure se fait à pied par la réalisation de radiales *cross-shore* et *longshore*, pour constituer un maillage qui couvre de façon régulière la zone et permette de marquer ses particularités morphologiques (ruptures de pente, chenaux) (Figure II-13). Des points de mesure sont également pris hors de la zone pour éviter des extrapolations sur les bords du domaine d'étude. Cette méthodologie a été employée régulièrement dans le cadre de campagnes de mesures au sein du laboratoire et permet de comparer puis de traduire les variations morphologiques et volumétriques subies par la plage entre deux levés, à des dates différentes.

Un MNT de dune partiel a été réalisé, du 10 au 14 décembre 2007 sur une portion de la Dune Dewulf sur le site de Leffrinckoucke-Zuydcoote (Figure II-14). Ces mesures ont nécessité l'utilisation de 3 antennes mobiles reliées à notre base fixe *Leica TPS Syst1200*, pendant 5 jours. 9183 points de mesure ont été relevés sur 500 m d'Est en Ouest, et 50 à 150 m vers l'arrière-dune, sur le secteur de la Dune Dewulf. L'objectif de ce MNT de dune était d'évaluer en différents secteurs l'élévation des dunes et particulièrement du cordon bordier de la Dune Dewulf, le long de notre site d'étude de Leffrinckoucke-Zuydcoote. En effet, suite aux épisodes érosifs qui se sont produits en mars puis novembre 2007, la dune bordière était entaillée en falaise, ayant localement subi un recul de plusieurs mètres. Il était donc important de connaître avec précision non seulement l'épaisseur du cordon bordier le long du site, mais aussi l'altitude des secteurs situés directement en arrière de cette dune bordière.



**Figure II-14 Localisation des points de mesure relevés au DGPS du 10 au 14 décembre 2007 sur la Dune Dewulf à Leffrinckoucke-Zuydcoote.**

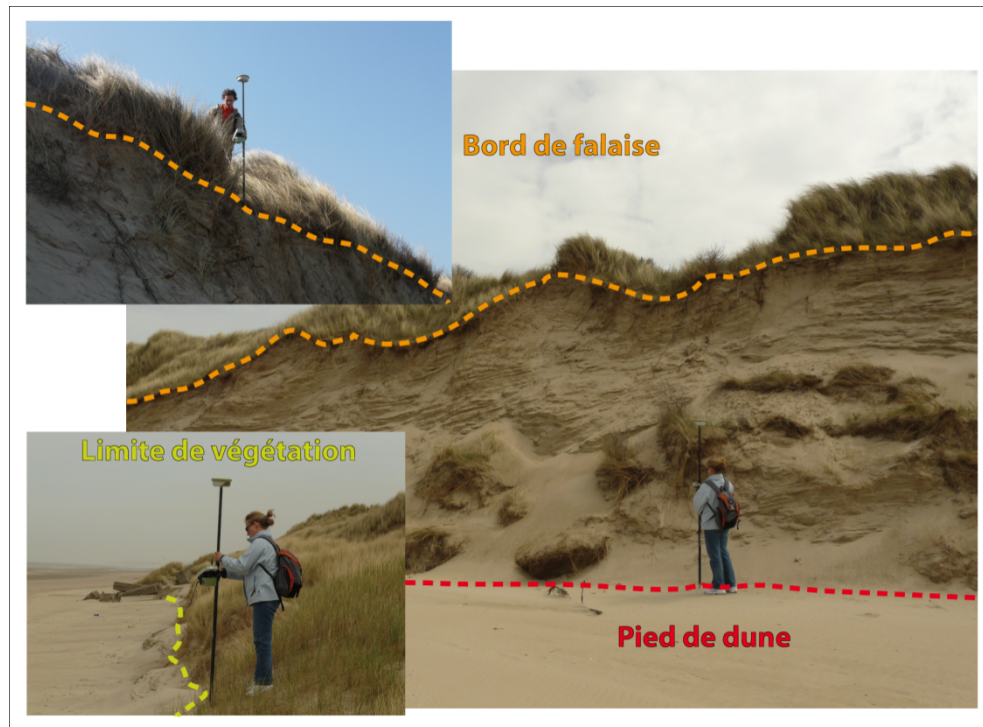
### 2.2.3 Mesures du trait de côte par système GPS

Sous l'influence des évènements météo-marins, le trait de côte peut évoluer de manière plus ou moins importante à court-terme mais aussi à l'échelle annuelle ou pluriannuelle. Afin de matérialiser précisément sa position dans l'espace et son altitude durant notre étude, des suivis du trait de côte ont été réalisés en avril-mai 2008, puis avril 2009 et 2010 sur une distance de 8 km, de l'extrémité Est de la Batterie de côte de Zuydcoote jusqu'à la frontière belge (Tableau II-1).

**Tableau II-1 Récapitulatif des dates et de la localisation des différents levés du trait de côte sur le littoral Est dunkerquois.**

Dates	Distance	Localisation sur l'Est dunkerquois
25-30/04 + 27-28/05/2008	8 km	
2-8/04/2009		
8-9/04/2010		
13/11/2008	300 m	
17/11/2008		
24/11/2009		

La limite, ou ligne de référence, choisie pour ce suivi était le pied de dune ou le pied de falaise lorsqu'elle était marquée, sinon la limite de végétation dunaire a été prise comme ligne de référence. Les secteurs à falaise dunaire ont bénéficié d'une double mesure : le pied de dune et le bord de falaise, afin d'estimer la pente de l'escarpement (Figure II-15). La portée de l'instrument, de l'ordre de 1 à 1,2 km, entre la base fixe et l'antenne mobile a nécessité plusieurs mises en station successives afin de couvrir la distance totale.



**Figure II-15** Méthode de relèvement de la position du trait de côte au moyen d'un DGPS.

Des mesures de l'altitude et de la position du pied de dune ont également été menées à plusieurs occasions (Tableau II-1) sur une distance longitudinale de 300 m sur le site de Leffrinckoucke-Zuydcoote uniquement.

#### 2.2.4 Suivis ponctuels de la laisse de haute mer

Les niveaux d'eau mesurés par les marégraphes dans les ports, et d'autant plus ceux mesurés à quelques kilomètres le long du littoral, reproduisent rarement les niveaux d'eau théoriques prédits par les logiciels, sous l'influence notamment des conditions de vent, de houle, et de pression du niveau de la mer.

Le suivi de la laisse de haute mer a ainsi été réalisé le 11 mars 2008 par coefficient 101, sur une distance de 1200 m le long du site de Leffrinckoucke-Zuydcoote (Tableau II-2).



**Tableau II-2 Récapitulatif des dates de levé de la laisse de haute mer par différents coefficients.**

<b>Dates</b>	<b>Coefficient de marée</b>	<b>Distance <i>longshore</i></b>	<b>Site</b>
11/03/2008	101	1200 m	Leffr. - Zuydcoote
29/11/2009	58	300 m	Bray-Dunes
30/11/2009	69	300 m	Leffr. - Zuydcoote
01/12/2009	78	300 m	Leffr. - Zuydcoote
03/12/2009	89	300 m	Leffr. - Zuydcoote
04/12/2009	93	300 m	Bray-Dunes

D'autres levés de cette laisse de pleine mer, sur 300 m *longshore* ont également été effectués pour différents coefficients de marée et conditions de mer sur les 2 sites d'étude, ainsi que quelques mesures ponctuelles prises dans l'axe des profils *cross-shore* lors de la réalisation des suivis topographiques réguliers. Lors du levé de la limite de haute mer, les points sont pris à pied avec un pas de mesure de 1-2 m, suivant la limite sable sec / sable mouillé ou la laisse de haute mer lorsqu'elle est présente (matériaux d'origine humaine ou naturelle : algues, bois, coquillages...).

### 3 Etude diachronique de l'évolution du trait de côte entre 1957 et 2010

Afin de travailler sur une période de temps la plus étendue possible, la méthodologie de travail a reposé sur différentes sources de données et a consisté à comparer des photographies et mesures retraçant l'évolution du trait de côte sur le littoral est-dunkerquois, entre Dunkerque et la frontière belge.

#### 3.1 Photographies aériennes : acquisition et type de ressource

La première et plus importante ressource est constituée par des photographies aériennes verticales de 1957 à 1994, issues de missions de survol réalisées par l'IGN (Tableau II-3), qui restent l'outil le mieux adapté pour étudier l'évolution du trait de côte sur une période de plusieurs décennies. Puis nous avons bénéficié, pour l'année 2000, d'un orthophotoplan infrarouge couleur, ortho-rectifié, issu d'une mission aérienne Eurosense et fourni par l'Espace Naturel Régional (ENR) du Nord-Pas-de-Calais. En 2005, une orthophotographie en couleurs naturelles a été réalisée par l'IGN puis acquise auprès de la PPIGE (Plate-forme Publique de l'Information GEographique) du Nord-Pas de Calais dans le cadre d'une convention avec l'ULCO.

Tableau II-3 Caractéristiques des différentes séries de photographies aériennes utilisées.

<i>Année</i>	<i>Mission</i>	<i>Date de prise de vue</i>	<i>Echelle ou Résolution</i>	<i>Type</i>	<i>Source</i>
1957	F 2202-2402	22/03/1957	1 : 25000	Noir et Blanc	IGN
1963	F 2202-2402	01/06/1963	1 : 25000	Noir et Blanc	IGN
1971	FR 2113	13/07/1971	1 : 25000	Noir et Blanc	IGN
1983	IFN 59-62	14/07/1983	1 : 20000	Noir et Blanc	IGN
1988	FD 59-62 P	08/09/1988	1 : 20000	Noir et Blanc	IGN
1994	FD 59-62	28/06/1994	1 : 20000	Noir et Blanc	IGN
2000	FD 59-62	09/06/2000	1 : 25000	Noir et Blanc	IGN
2000	Mission	06/05/2000	Rés. 50 cm	Orthophotoplan	IRC ©
	Eurosense			(infrarouge)	ENR/ELM
2005		Du 15/09 au	Rés. 50 cm	Orthophoto	IGN via
		15/10/2005		(couleurs naturelles)	PPIGE

En l'absence de photographie aérienne plus récente, l'étude a été complétée en avril-mai 2008, avril 2009 et avril 2010, par des levés GPS du trait de côte, réalisés directement en marchant le long du littoral Est dunkerquois, à l'aide d'un DGPS de haute précision selon la

méthode expliquée précédemment (Figure II-13). La distance parcourue représente 8 km, de l'extrémité Est de la batterie de côte de Zuydcoote jusqu'à la frontière franco-belge.

### 3.2 Correction des photographies et mesures de l'évolution du trait de côte

Le traitement des photographies aériennes repose ici en partie sur la méthode utilisée par Aernouts (2005) et Chaverot (2006), en particulier la première étape de travail (Figure II-16) qui consiste à scanner, rectifier et géoréférencer les documents.

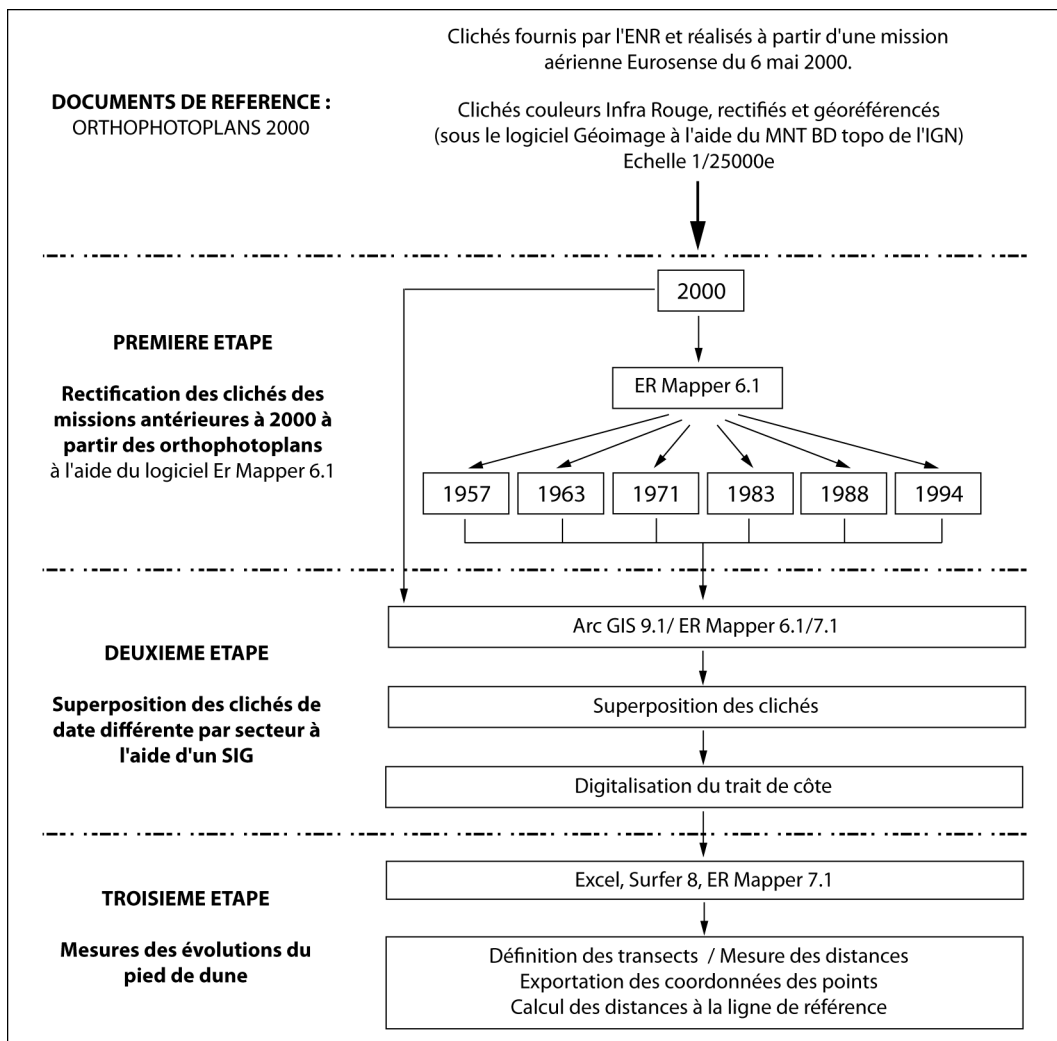


Figure II-16 Méthode de rectification des missions aériennes utilisées, de digitalisation et de calcul de l'évolution du trait de côte (modifié d'après Chaverot, 2006).

Les photographies aériennes présentent de nombreuses déformations, bien connues (Thieler et Danforth, 1994), liées à des erreurs pendant la prise de vue et au développement. A partir de l'orthophotoplan infrarouge couleur fourni par l'ENR pour l'année 2000, dont les coordonnées (NTF, Lambert 1) de tous les pixels d'un mètre carré de l'image sont connues, le

travail a consisté à entrer sur la photographie à rectifier, préalablement scannée en haute résolution, les coordonnées d'un maximum de points, appelés amers, en latitude et en longitude. Ces amers doivent être répartis de façon homogène et choisis pour leur invariabilité temporelle, ce qui reste difficile sur le domaine côtier. En effet, aucun amer n'est disponible en mer et les massifs dunaires sont aussi intégralement dépourvus d'amers repérables ou viables dans le temps. Enfin, la zone côtière de la Côte d'Opale ayant connu depuis la fin de la Seconde Guerre Mondiale de profondes mutations (impacts des bombardements alliés, reconstruction de l'après guerre, développement du tourisme balnéaire lié aux congés payés, développement de la sidérurgie sur l'eau), les paysages ont évolué et les amers doivent être choisis avec une grande prudence sur des repères fiables. Il est difficile de pointer avec précision un amer sur une image, une erreur d'un pixel occasionnant alors un mètre d'erreur dans la réalité. Cette incertitude ou absence totale de points de repère sur les milieux dunaires est la raison pour laquelle nous n'avons pu exploiter, sur notre site d'étude, deux séries de photographies datant de 1937 et 1949.

Après rectification, les déformations ont été réduites et l'image géo-référencée. Le géoréférencement visant à mettre les clichés à la même échelle à partir de points de repère connus, il a été réalisé en utilisant les mêmes systèmes de projection et de coordonnées géographiques (Lambert de zone I). Les photographies et documents créés à partir de ce traitement permettent ainsi de superposer les différentes couches d'information avec une grande précision. L'orthophoto 2005 a subi un regroupement, mosaïquage et changement de référentiel, afin de réaliser la deuxième étape (Figure II-16) de superposition des différents clichés.

Avant de procéder à l'étape de digitalisation, une réflexion sur la position du trait de cote a été nécessaire afin de déterminer la limite à prendre en compte. Cette limite peut être de nature hydrologique ou morphologique : la limite eau/terre, la limite sable mouillé/sable sec... Le long d'une côte macrotidale, l'importance du marnage rend difficile la prise en compte de cette limite. Dans les travaux de Chaverot (2006), la limite choisie est le contact entre la végétation dunaire et l'estran. Toutefois, cette limite présente des inconvénients (Ruggiero *et al.*, 2003). Elle n'est pas toujours bien visible sur des clichés aériens, notamment dans les secteurs où des apports récents de sable en haut de plage n'ont pas encore été fixés par la végétation. C'est pourquoi dans le cas de brèches ou de siffle-vent, le trait de côte risque d'être identifié trop en retrait du rivage, tandis que dans les secteurs en érosion la présence d'une falaise dunaire rend son identification plus aisée.

Conscients de ces difficultés et tout en tenant compte du risque d'erreur dans l'interprétation de nos résultats, nous avons choisi d'appliquer la limite de la végétation, qui reste la plus adaptée pour notre secteur, mais en ayant recouru à la stéréoscopie sur les clichés

originaux, aux documents et témoignages historiques, quand ils existent, pour aider à repérer la bonne position du trait de côte. Disposant de suffisamment de photographies aériennes, celles-ci ont pu être couplées et observées en vision stéréoscopique, restituant ainsi le relief de la zone. Cette méthode s'est avérée très utile pour déterminer précisément deux limites selon le secteur : la limite de la végétation, ou la limite du pied de dune, lorsqu'une falaise dunaire est présente.

Après la digitalisation des différents traits de côte (ArcGIS) d'après les photos aériennes rectifiées et l'importation des profils réalisés au DGPS à partir de fichiers Excel, la troisième étape (Figure II-16) a consisté à définir sur le littoral étudié 405 transects distants de 20 m. Puis, pour chacun de ces transects, la distance entre les traits de côte successifs a été calculée.

Au total, la marge d'erreur potentielle maximale avait été estimée par Chaverot (2006) à  $\pm 9,5$  m en valeur approchée pour chaque photographies rectifiées et  $\pm 6$  m pour l'orthophotoplan de 2000. L'erreur potentielle maximale lorsque l'on compare deux photographies rectifiées serait donc de  $\pm 19$  m, soit une erreur moyenne de  $\pm 9,5$  m. Elle est plus faible lorsque l'on compare l'orthophotoplan de 2000 avec une photographie rectifiée, car on ne prend pas en compte la RMS (*Root Mean Square*). La marge d'erreur potentielle maximale peut alors être estimée dans ce cas à  $\pm 15,5$  mètres ( $\pm 9,5$  m et  $\pm 6$  m), soit une erreur moyenne de  $\pm 7,5$  m (Figure II-17 ; Chaverot, 2006). La marge d'erreur inter photographies de  $\pm 9,5$  m initialement déterminée est apparue sur-estimée et réduite à  $\pm 7,5$  m, avec dans ce cas une erreur moyenne est réduite à  $\pm 6,75$  m (Héquette et Aernouts (2010)).

	Sources d'erreur			Somme des erreurs
	Repérage des amers	Mesures du pied de dune	RMS	
<b>Document de référence :</b> Orthophotoplans 2000	+/- 3 m	+/- 3 m	/	+/- 6 m
<b>Photographies corrigées</b> à partir de la mission 2000	+/- 2 m	+/- 3 m	+/- 1,5 m	+/- 9,5 m

Figure II-17 Récapitulatif de l'estimation de la marge d'erreur maximale potentielle entre les photographies corrigées (Chaverot, 2006).

### 3.3 Estimation des rythmes d'évolution du trait de côte à l'aide de différentes méthodes statistiques

Les séries de photographies aériennes utilisées ne sont pas réalisées chaque année, c'est la raison pour laquelle le pas-de-temps entre les prises de vue est irrégulier. L'évolution

de la côte n'est généralement pas parfaitement linéaire, les variations se produisent plutôt de façon cyclique. Afin d'estimer le plus précisément possible les rythmes moyens annuels d'évolution du trait de côte, différentes méthodes statistiques ont été utilisées. Ces méthodes ont déjà été fréquemment employées et éprouvées par plusieurs auteurs dans leurs travaux relatifs à l'évolution du trait de côte (Dolan *et al.*, 1991 ; Smith et Zarillo, 1989 ; Zuzek *et al.*, 2003).

- **La méthode des points extrêmes, ou *End Point Rate* (EPR),**

Cette méthode consiste à diviser la distance totale d'évolution du trait de côte par le temps écoulé entre les mesures ou comme cela est fréquent, les dates extrêmes de l'étude. Cette méthode simple est très utilisée car elle ne nécessite que deux années de référence, mais elle ne prend pas en compte les variations du rythme d'évolution qui ont pu avoir lieu pendant l'intervalle. C'est pourquoi, si l'on dispose de mesures intermédiaires, il peut être judicieux d'utiliser la méthode de la moyenne des rythmes (AOR).

- **La méthode de la moyenne des rythmes, taux moyens ou *Average Of Rates* (AOR)**

Cette méthode nécessite de calculer autant de EPR possibles avec les données disponibles, c'est-à-dire pour toutes les dates disponibles de l'étude, puis d'en faire la moyenne. Il faut ici que la période de mesure soit suffisamment longue. Le laps de temps minimum entre chaque pas de temps dépend de la marge d'erreur associée aux mesures et de la variabilité totale (EPR) de la position du trait de côte sur l'intervalle de temps considéré. Si la marge d'erreur est plus importante que la variabilité totale, les points de mesure concernés sont à rejeter pour calculer la moyenne finale. Une fois les pas de temps minimums calculés, les points à conserver et à rejeter déterminés, on effectue la moyenne des EPR retenus. La limite de cette méthode est le fait de déterminer les pas de temps minimums à partir de marges d'erreur estimées, qui sont souvent difficiles à estimer avec exactitude. Ceci peut amener à éliminer trop de mesures correspondant à des changements faibles et à finalement obtenir un résultat erroné.

- **La régression linéaire, ou *Linear Regression* (LR)**

Cette approche consiste à tracer une droite passant par le maximum de points. La valeur du rythme de recul correspond ainsi au coefficient directeur (pente) de cette droite dite de régression. Un maximum sinon la totalité des points sont ici pris en compte, l'intérêt étant qu'ils soient le plus proches possibles de la droite. Le cas échéant, des points groupés ou isolés risquent avoir un poids statistique démesuré.

## 4 Estimation du transport éolien réel et théorique

### 4.1 Piégeage éolien *in-situ*

L'évaluation des quantités de sables transportées et l'intensité du transport éolien sont des données primordiales pour comprendre et quantifier les échanges sableux qui ont lieu à l'interface dune-plage et en particulier de la plage vers la dune bordière. En effet, sur le site d'étude de la Dune Dewulf, des observations et mesures topographiques montrent que les apports sableux éoliens sont capables, plus ou moins rapidement, de produire des accumulations de sable en pied de dune tendant à "comblent" totalement ou partiellement la falaise. Un engraissement du haut de plage exondé est aussi souvent noté. Ces processus se produisent naturellement de façon saisonnière, à la faveur des vents, mais aussi plus aléatoirement après un évènement tempétueux érosif.

L'importance, mais aussi l'efficacité du transport éolien, pour des conditions météorologiques variées ont donc été évaluées *in-situ* sur le site de la Dune Dewulf lors de campagnes de mesures éoliennes réalisées en avril et mai 2010. L'objectif étant de déterminer les conditions anémométriques (direction et intensité) et météorologiques (température, humidité) capables de transporter efficacement du sable de la plage à la dune bordière.

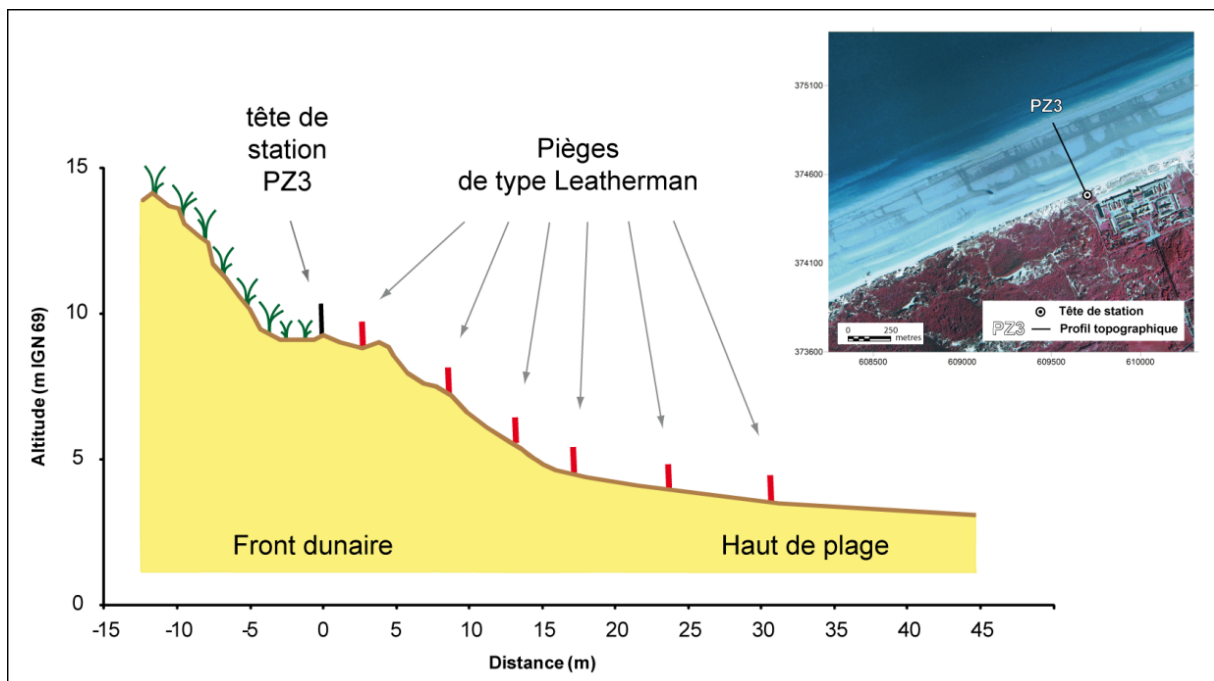


Figure II-18 Localisation de la zone de piégeage et répartition des pièges éoliens sur la dune et le haut de plage dans le profil PZ3, sur le site de la Dune Dewulf.

Au cours des périodes de déflation éolienne, les flux de transport ont été quantifiés à partir de pièges à sables verticaux, déployés pour évaluer le flux pour un temps d'exposition de 15 minutes, coïncidant avec les mesures automatiques des données de vent. Le choix d'utiliser ces pièges s'explique d'une part, par leur simplicité de déploiement, leur faible coût de construction et, d'autre part, par leur efficacité reconnue et leur usage dans de nombreuses études (*e.g.* Bauer *et al.*, 1990 ; Pye et Tsoar, 1990 ; Goldsmith *et al.*, 1988). Il convient de rester prudent quant aux résultats obtenus à partir des pièges éoliens qui, selon Bagnold (1938), doivent être considérés comme approximatifs, leur interférence avec l'écoulement de l'air étant inévitable. Lors de chaque expérimentation, 6 points de piégeage ont été réalisés, de façon synchrone, dans l'axe du profil transversal PZ3, et disposés le long du flanc dunaire, du pied de dune et jusqu'aux premiers mètres du haut de plage (Figure II-18).

Les pièges à sables verticaux utilisés, de type Leatherman (1978) modifié (d'après Goldsmith *et al.*, 1988), sont constitués d'un tube de PVC de 10 cm de diamètre et de 1 m de long (Figure II-19). La partie inférieure du tube (collecteur) est enterrée dans le sable. La partie supérieure est conçue avec deux ouvertures de 46 cm de long, en vis-à-vis (6 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 en géotextile d'une maille de 60  $\mu\text{m}$  (diamètre minimal des grains de sable) qui permet de piéger les grains. Les extrémités du piège sont obturées par un bouchon à vis. Le sable piégé tombe donc dans le collecteur enfoncé dans le sol, où l'on peut le récolter en fin de manipulation.

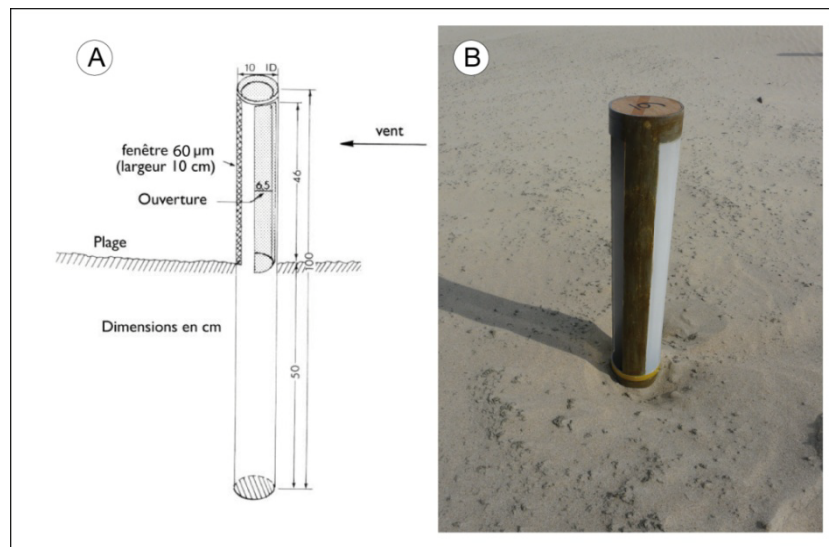


Figure II-19 Piège à sable vertical de type Leatherman : (A) schéma (d'après Goldsmith *et al.*, 1988), (B) piège déployé *in-situ* et affouillement éventuellement créé à sa base.



Lors des séries de piégeage, des données anémométriques sont enregistrées *in-situ* à l'aide d'une *Station Météorologique Professionnel Oregon Scientific (WMR200)* (Figure II-8) déployée sur le site. Les données de vent (vitesses du vent moyen et des rafales, direction) et météorologiques (température, pression atmosphérique) sont mesurées à 2 m du sol à une cadence d'acquisition de 1 minute.

#### 4.2 Méthode de traitement des échantillons

A la fin de la période de piégeage (15 minutes ici), le sable est récupéré dans le collecteur, pesé (à l'état "humide"), séché en étuve, puis repesé (à sec) et soumis à une analyse granulométrique (selon la méthode expliquée dans la partie précédente).

Nous avons donc eu recours à la méthode gravimétrique, décrite par [Cosandey et Robinson \(2000\)](#), pour déterminer la teneur en eau de la tranche superficielle de la plage (< 5 cm), à partir des échantillons de surface récoltés devant nos pièges. Cette méthode est considérée comme la référence par des pédologues ([Cosandey et Robinson, 2000](#)), puisque c'est la seule qui permette une mesure directe de la teneur en eau du substrat. Son principe est simple : des échantillons de sables ont été prélevés 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 déflation éolienne potentielle) en avant des pièges répartis le long du profil d'étude. Ces échantillons ont été pesés immédiatement au laboratoire, ce qui permet d'en connaître le poids à l'état humide, séchés 72 heures en étuve, puis de nouveau pesés à sec.

L'humidité pondérale ( $W$ , exprimée par rapport au poids de sol sec, en %) est obtenue par la simple opération décrite par [Namikas et Sherman \(1995\)](#) :

$$W = 100 [(W_t - W_d) / W_d]$$

où  $W_t$  est le poids total de l'échantillon humide et  $W_d$  est le poids sec de l'échantillon.

Afin de caractériser la granulométrie de la surface de déflation, ces échantillons ont ensuite été soumis à une analyse granulométrique, selon la méthode habituelle ([Annexe I](#)).

## **5 Suivi photographique**

---

Des photographies ont été réalisées très régulièrement et au cours des différentes campagnes de mesures. Elles fournissent un support qualitatif sur les états de mer dans la zone d'étude lors des différentes campagnes réalisées dans des conditions de houles énergétiques, ou lors de hauts niveaux d'eau (gros coefficient de marée et/ou évènement tempétueux). Mais elles fournissent également des informations qualitatives sur la morphologie de la zone elle-même, et replacée dans son contexte géographique à plus grande échelle (plusieurs kilomètres de trait de côte). D'un point de vue historique, plusieurs séries (jusqu'à 60 ans) de photographies d'archives ont apporté nombre d'informations utiles sur la position du trait de côte, l'état du littoral après des tempêtes ([Service Maritime du Nord, S.I.L.E. Les Dunes de Flandres, 1995](#) ; [S. M. du N., S.I.L.E. Les D. de F., Clabaut Ph., 1995](#) ; [Secrétariat d'état à la mer, Service maritime du Nord, Subdivision des phares et balises de Dunkerque, 1987](#)).

## **6 Récapitulatifs des dates de suivis topographiques et des campagnes de terrain : déploiements et opérations réalisées**

---

### **6.1 Levés topographiques saisonniers et pré- /post- tempête**

Au cours des deux ans et demi de suivi, l'évolution morphologique des deux sites d'étude a été mesurée et quantifiée par le suivi topographique régulier d'une série de profils transversaux, réalisés du sommet de dune jusqu'au niveau de la basse mer du jour, couvrant à la fois le front dunaire, la falaise (si elle est présente), le pied de dune et les systèmes de barres-bâches intertidales. Afin de caractériser les variations morphologiques du profil côtier à court-terme lors de conditions fortement énergétiques, mais aussi à plus long terme, ces profils ont été réalisés le plus souvent possible selon un pas de temps régulier ([Figure II-20](#)).

La méthodologie a reposé sur un suivi mensuel de chaque série de profils sur les deux sites d'étude. Pour des raisons logistiques et météorologiques, ceci n'a pas toujours été possible. En effet, le domaine macrotidal de notre secteur d'étude impose une réelle dépendance aux horaires de basse mer, durant lesquelles sont réalisées les mesures topographiques, réduisant ainsi les périodes potentielles de travail sur le terrain. Le raccourcissement des jours, ou le brouillard, typiques en automne-hiver, sont autant de facteurs ayant fortement influencé et/ou perturbé la régularité des levés. Les évènements énergétiques marins, les forts coups de vents et tempêtes sont des phénomènes difficiles à prévoir à l'avance. C'est pourquoi le suivi topographique, l'observation régulière du terrain, ainsi qu'une surveillance des conditions météo-marines locales ont été des éléments clés dans

l'approche évènementielle. Ceci a permis une certaine réactivité pour déployer rapidement des appareils et réaliser des mesures sur nos sites lors de l'annonce d'un coup de vent. Certains levés topographiques ont donc été effectués selon une méthodologie pré-/post-tempête : juste avant l'évènement et le plus tôt possible après.

La [Figure II-20](#) propose une synthèse des séries de levés topographiques réalisés sur les deux sites d'étude d'octobre 2007 à mars 2010 : 182 profils sur le site de la Dune Dewulf et 62 profils sur le site des Dunes du perroquet, soit un total de 244 profils transversaux réalisés lors de conditions de marnage variées. Parmi ceux-ci, des profils pré- et post-tempête levés avant/après les tempêtes, gros coups de vent, ou fortes marées de : novembre 2007, mars et novembre 2008, février 2009, puis février 2010. Cette mise en évidence à court et moyen terme de l'évolution morphodynamique de nos deux sites d'étude montre un intérêt particulier : la base de données compilée, importante, représente une source originale et pertinente, qui peut être valorisée et exploitée dans des travaux de modélisation numérique.

**(Page suivante)**

**Figure II-20 Synthèse des dates de profils topographiques dune-plage réalisés au cours des 2 ans et demi de suivi, sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet, avec mise en évidence des profils **pré-tempête** et **post-tempête**.**

Dates	Coeff. de marée	DUNE DEWULF								DUNES DU PERROQUET					
		PZ3	PZ4	PZ5	PZ6	PZ7	PZ8	PZ9	PZ10	PB2	PB3	PB4	PB5		
2007	Septembre	111												28/09/07	
	Octobre	69	02/10/07												
		72		07/11/07											
	Novembre	74							08/11/07						
		77	09/11/07												
		76	12/11/07												
		61													
		45													
	Décembre	47												19/11/07	
	Janvier	-													
2008	Février	66													
		59	14/02/08												
	Mars	57													
		70	05/03/08												
	Avril	56	14/03/08												
		109													
	Mai	95													
		80													
	Juin	97													
		96													
	Juillet	73													
		51-55													
	Août	-													
		101	01/09/08												
	Septembre	101													
		97													
	Octobre	26													
		26													
	Novembre	63													
		65													
Décembre	55														
	51														
2009	Février	60													
		53													
	Mars	47													
		85													
	Avril	48													
		45													
	Mai	108	12/02/09												
		102													
	Juin	46													
		32													
Juillet	24														
	68														
Août	-														
	73														
Septembre	70														
	67														
Octobre	94-98														
	102														
Novembre	-														
	107														
Décembre	99														
	87														
2010	Janvier	98													
		91													
	Février	69													
		52													
	Mars	58													
		67													
	Avril	76													
		36													
	Mai	39													
		47													
Juin	-														
	39														
Juillet	45														
	70														
Août	39														
	45														
Septembre	-														
	87														
Octobre	70														
	70														
Novembre	39														
	45														
Décembre	-														
	70														
<b>TOTAL</b>			<b>182 profils</b>								<b>244 profils</b>				<b>62 profils</b>

Dune Dewulf

Dunes du Perroquet

Profil pré-tempête

Profil post-tempête

## 6.2 Campagnes de mesures

Des conditions météo-marines plutôt favorables ont permis, dès le début de cette thèse, d'enregistrer et mesurer *in-situ* plusieurs évènements tempétueux : de forts coups de vent de provenance variable et associés ou non à de hauts niveaux d'eau. La particularité de ces évènements extrêmes, plus ou moins violents et surtout très difficiles à prévoir à l'avance, a nécessité une surveillance accrue des prévisions météo-marines et des conditions de marée afin d'intervenir sur le terrain et déployer des instruments de mesure le plus rapidement possible.

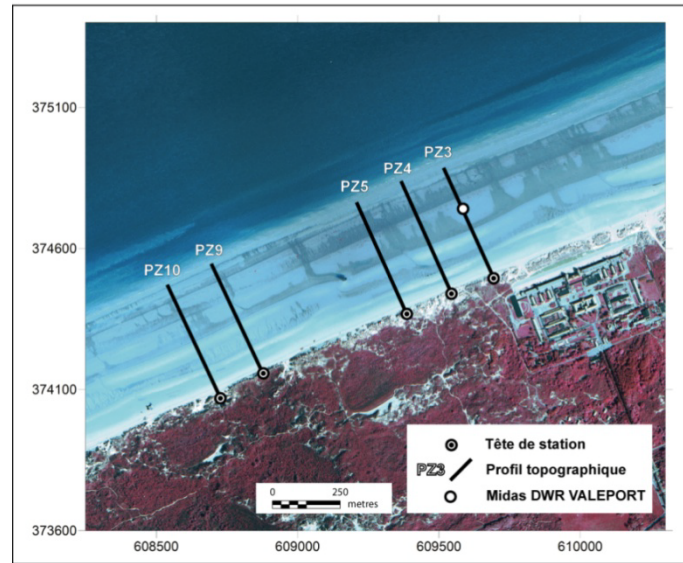
Durant cette étude, 3 campagnes courtes ont été menées lors d'évènements de tempêtes ou de forts coups de vent en novembre 2007, mars puis novembre 2008. Selon les conditions (horaires et météo) d'intervention, le matériel et le personnel disponibles, différentes méthodes ont été mises en œuvre sur ces 3 campagnes. Enfin, une campagne longue, cette fois ci programmée, s'est déroulée en novembre-décembre 2009 dans des conditions énergétiques mixtes. Cette dernière campagne a permis le déploiement de davantage de matériel et la réalisation d'une large gamme de mesures.

### 6.2.1 Campagnes courtes lors de tempêtes et forts coups de vent

#### Campagne de novembre 2007

Cette première campagne s'est déroulée du 7 au 15 novembre 2007 (coefficient 69 à 57, maximum 78), sur le site de la Dune Dewulf (Figure II-21 et Figure II-22), dans des conditions météo-marines de tempête dont le paroxysme fut atteint le 9 novembre par coefficient 76, avec des vents frontaux du Nord (270-360°N), des vagues de 1,80 m sur la plage et dépassant les 4,50 m au large. Une surcote record de 2,40 m a été enregistrée ce jour-là à Dunkerque lors de la basse mer à mi-journée.

L'objectif principal de cette campagne était d'enregistrer *in-situ*, sur la plage de la Dune Dewulf, les conditions de houle (hauteur, période, direction), l'intensité et la direction des courants, ainsi que les niveaux d'eau au cours d'une tempête. Un courantomètre-houlographe *Midas DWR Valeport* a été déployé sur la partie basse de l'estran (à + 1,853 m CM) dans l'axe du profil PZ3 (Figure II-21 et Figure II-22). Un ADCP installé sur la même radiale plus haut sur l'estran, et destiné à estimer l'amortissement de la houle, n'a pas malheureusement pas fonctionné. Les profils topographiques transversaux et les photographies réalisés avant, pendant et après l'évènement ont permis de mettre en évidence et de quantifier le recul conséquent subi par le front dunaire le long du site d'étude.



**Figure II-21 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf : profils transversaux et déploiement d'un courantomètre-houlographe.**

Dates		Coeff. de marée	Site de la Dune Dewulf					
			Mesures hydrodynamiques	Profils topographiques				
				estran	PZ3	PZ4	PZ5	PZ9
Novembre 2007	7	69-72						
	8	74	Midas DWR VALEPORT + 1,853 m CM					
	9	76-77						
	10	78						
	11	78-77						
	12	76-75						
	13	73-71						
	14	68-64						
	15	61-57						

Tempête

**Figure II-22 Récapitulatif des mesures réalisées sur le site de la Dune Dewulf durant la campagne de novembre 2007.**

### Campagne de mars 2008

En mars 2008, deux évènements tempétueux se sont produits avec différentes conditions de vent et coefficients de marée. La seconde campagne de cette étude a eu lieu du 5 au 14 mars 2008 (coefficient 62 à 73, maximum 107) sur le site de la Dune Dewulf, durant le premier évènement, qui a débuté le 9 mars 2008 et a duré 4 jours. Le 12 mars, par coefficient 96, des vents moyens jusqu'à 14-16 m/s du sud-ouest à ouest ont été enregistrés à Dunkerque, les hauteurs significatives de houle ont atteint un maximum de 4,2 m au large, et sur la plage des hauteurs plus modérées de 0,5 à 1 m.

Pour enregistrer ces paramètres *in-situ*, 2 instruments ont été déployés sur l'estran durant 4 jours (Figure II-23 et Figure II-24), un Midas DWR Valeport (+ 2,677 m CM) et un ADV Nortek (+ 4,22 m CM). Le second évènement a eu lieu entre les 20 et 22 mars 2008 sans enregistrement de houles et de courants *in-situ*. Néanmoins, 3 profils topographiques ont été levés à 3 dates différentes, avant et après le 1<sup>er</sup> coup de vent, puis quelques jours après le 2<sup>nd</sup> évènement.

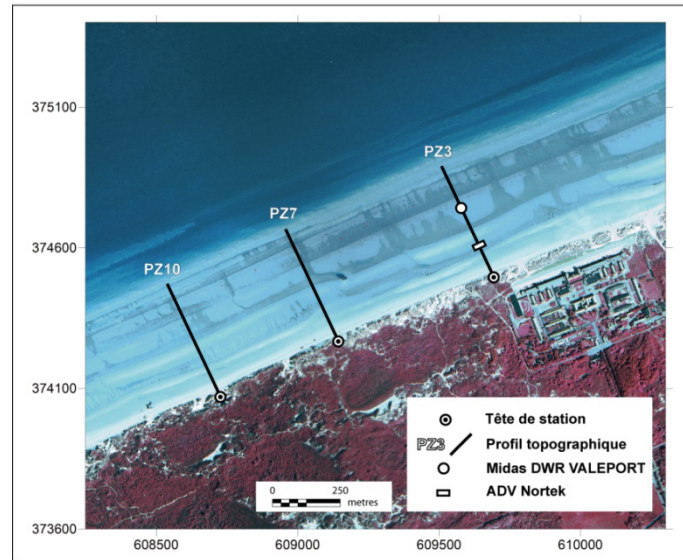


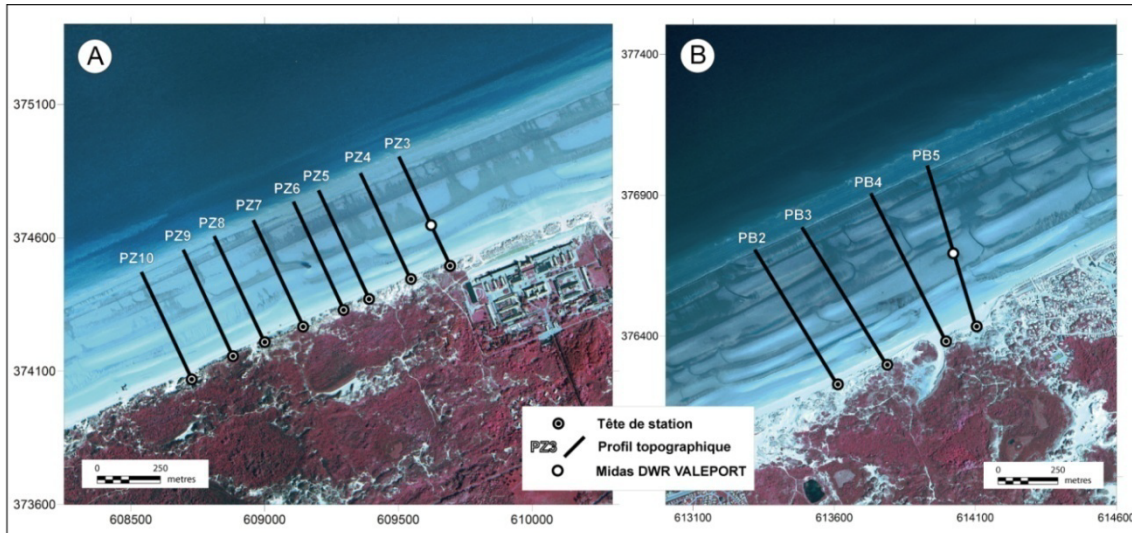
Figure II-23 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf : profils transversaux et déploiement de courantomètres-houlographes.

Dates	Coeff. de marée	Site de la Dune Dewulf						
		Mesures hydrodynamiques		Profils topographiques				
		estran		PZ3	PZ7	PZ10		
Mars 2008	5	62-70						
	6	78						
	7	84-91						
	8	96-101						
	9	104-106	Midas DWR VALEPORT + 2,677 m CM	ADV Nortek + 4,22 m CM				1er évènement tempétueux
	10	107-106						
	11	104-101						
	12	96-89						
	13	82-73						
	14	65-56						
	...	...	...	...	...	...	...	
	20	84-88						2nd évènement tempétueux
	21	92-94						
	22	95-95						
...	...	...	...	...	...	...		
Avril 2008	8	109-108						
	10	95-87						

Figure II-24 Récapitulatif des mesures réalisées sur le site de la Dune Dewulf durant la campagne de mars 2008.

### Campagne de novembre 2008

La fin d'année 2008 a de nouveau été marquée par un évènement venteux notable les 21-22 novembre 2008, par coefficient moyen de 50 à 70. Des vents de secteur nord-ouest à nord-est ont atteint 15 à 16 m/s les 21-22 novembre, les houles sur la plage 0,80 à 1 m, tandis que celles mesurées au large ont montré un pic supérieur 4 m le 21 novembre.



**Figure II-25 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de novembre 2008 sur les sites (A) de la Dune Dewulf et (B) des Dunes du Perroquet : profils transversaux et déploiement de courantomètres-houlographes.**

Dates	Coeff. de marée	Site de la Dune Dewulf								Site des Dunes du Perroquet								
		Mesures hydrodynamiques	Profils topographiques								Mesures hydrodynamiques	Profils topographiques						
			estran	PZ3	PZ4	PZ5	PZ6	PZ7	PZ8	PZ9		PZ10	estran	PB2	PB3	PB4	PB5	
Novembre 2008	19	65-59																
	20	55-52																
	21	51	Midas DWR VALEPORT + 3,633 m CM	Fort coup de vent								Midas DWR VALEPORT + 3,633 m CM						
	22	52-54																
	23	57-60																
24	63-66																	
25	68-71																	
...	...	...																
Décembre 2008	3	60-56																
	4	53-50																
	5	47-45																

**Figure II-26 Récapitulatif des mesures réalisées sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet durant la campagne de novembre 2008.**

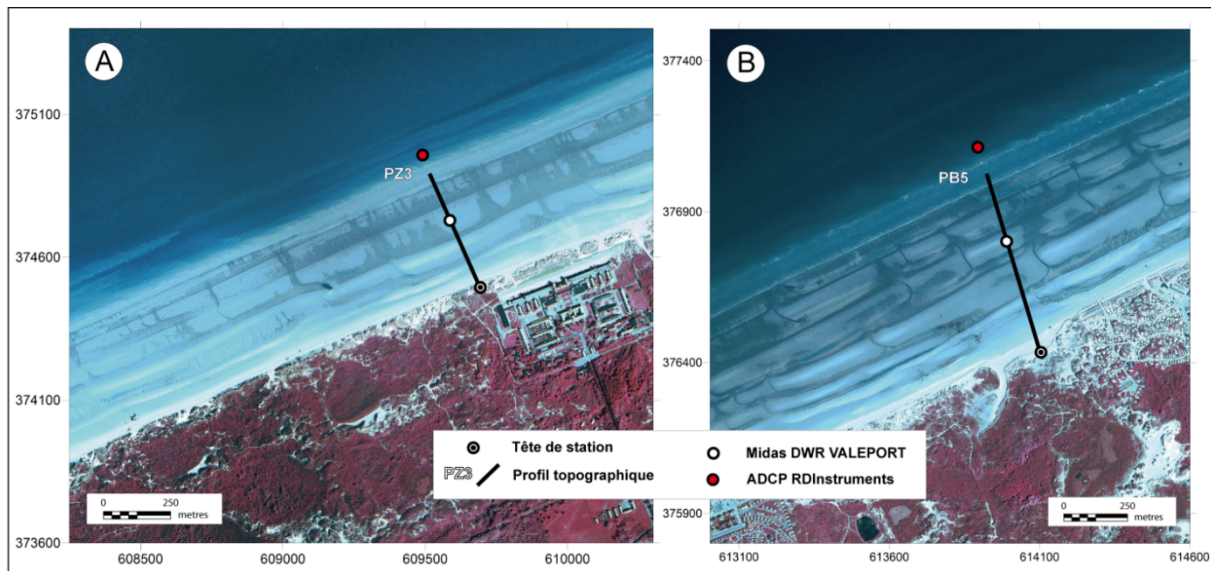
Cette troisième campagne courte s'est déroulée à partir du 19 novembre et il a été possible cette fois-ci de déployer, malgré les conditions météorologiques difficiles, des instruments de mesure sur chacun des 2 sites d'étude afin de comparer leur réponse face aux conditions énergétiques. Deux *Midas DWR Valeport* ont ainsi été mis en place à la même



altitude (+3,633 m CM) du 21 au 23/25 novembre dans l'axe du profil PZ3 sur la plage de la Dune Dewulf et de la radiale PB5 sur la plage des Dunes du Perroquet (Figure II-25 et Figure II-26). Les 2 séries complètes de profils topographiques ont également pu être réalisées avant et après l'épisode venteux.

### 6.2.2 Campagne longue en conditions mixtes : février 2007

L'auteur a également bénéficié de mesures topographiques et hydrodynamiques acquises durant une campagne de 15 jours en février 2007, soit quelques mois avant le début de cette étude, sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet (Figure II-27 et Figure II-28) avec, à mi-campagne, un fort coefficient de marée (110). Le traitement opéré sur ces données a donc été réalisé durant cette thèse, selon la même méthodologie que celle employée pour toutes les données acquises depuis le début de cette thèse.



**Figure II-27 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de février 2007 sur les sites (A) de la Dune Dewulf et (B) des Dunes du Perroquet : profils transversaux, déploiement de courantmètres-houlographes sur l'estran et dans les petits-fonds.**

Pour les besoins de cette campagne, deux courantmètres avaient été mis en place sur chacun des deux sites d'étude : deux ADCP à l'avant côte (- 2 m CM), et deux courantmètres-houlographes *Midas DWR Valeport* en bas de plage (respectivement + 2,12 m et + 2,9 m CM). Des profils topographiques transversaux ont été effectués à plusieurs reprises sur les deux sites. Un échantillonnage granulométrique de surface a également été réalisé en prélevant du sable sur 11 points géoréférencés le long du profil PZ3 et sur 14 points dans l'axe du profil PB5.

Dates	Coeff. de marée	Site de la Dune Dewulf					Site des Dunes du Perroquet						
		Mesures hydrodynamiques		Profils topographiques		Ech. Granulo.	Mesures hydrodynamiques		Profils topographiques		Ech. Granulo.		
		petits-fonds	estran	Profil PZ3	MNT		petits-fonds	estran	Profil PZ3	MNT			
Février 2007	13	30-34	ADCP RDInstr. - 2 m CM	Midas DWR VALEPORT + 2,12 m CM			ADCP RDInstr. - 2 m CM	Midas DWR VALEPORT + 2,9 m CM					
	14	41-48											
	15	57-64											
	16	73											
	17	81-89											
	18	95-101											
	19	105-108											
	20	110-110											
	21	108-105											
	22	100-94											
	23	86-78								11 éch.			14 éch.
	24	69-59											
	25	51-43											
	26	38-36											
27	38-43												
28	49-56												
Mars 2007	1	62											

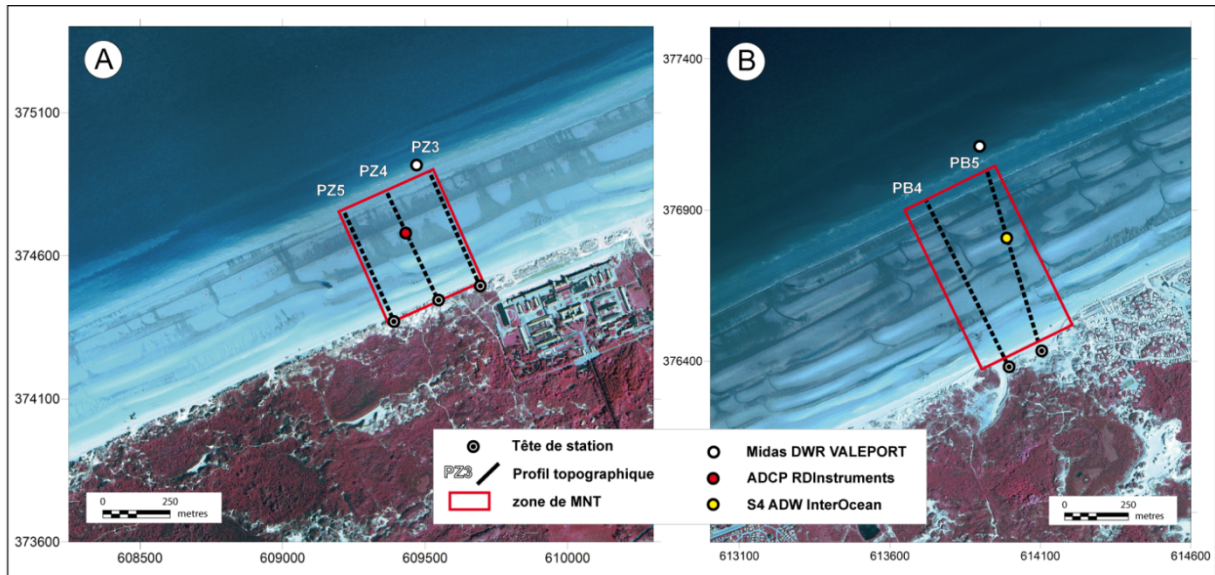
**Figure II-28 Récapitulatif des mesures réalisées sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet durant la campagne longue de février 2007.**

### 6.2.3 Campagne longue en conditions mixtes : novembre-décembre 2009

Avec comme objectif de mesurer, sur chacun des deux sites d'étude, les paramètres de houle, de courant et les niveaux d'eau, pour des conditions météo-marines calmes à agitées, une dernière campagne de mesures a été programmée en novembre-décembre 2009, permettant l'acquisition d'une large gamme de mesures topographiques, hydrodynamiques, courantométriques, granulométriques et aérodynamiques (Figure II-30).

Pour cela, des courantomètres-houlographes ont été déployés, à la même altitude sur les deux sites d'étude, deux Midas DWR Valeport dans les petits fonds ainsi qu'un ADCP et un S4 en bas estran. Des points de mesure destinés à réaliser des MNT de plage ont été levés à plusieurs dates sur une distance longitudinale de 300 m, jusqu'au niveau de la basse mer du jour en distance transversale (en moyenne de 550 à 800 points de mesure) (Figure II-29). Des points de mesure ont également été levés sur le pied de dune et la falaise dunaire sur le site de la Dune Dewulf (541 points), et la dune embryonnaire sur le site des Dunes du Perroquet (393 points). Parallèlement à cela, des mesures ponctuelles de vent ont été enregistrées *in-situ*. Chacun des deux sites a aussi fait l'objet d'un échantillonnage granulométrique de surface : respectivement 39 et 58 échantillons de sable répartis sur trois radiales distantes de 100 m, sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet.

Cette campagne longue de mesures a été réalisée conjointement avec un autre doctorant du laboratoire, comprenant donc des mesures communes et individuelles (évaluation des flux sédimentaires *cross-shore* et *longshore* par piégeages Kraus, Cartier (en préparation)). Ceci explique la logistique et la répartition des mesures suivies pour cette campagne.



**Figure II-29 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de novembre-décembre 2009 sur les sites (A) de la Dune Dewulf et (B) des Dunes du Perroquet : profils transversaux, modèles numériques de terrain (MNT), déploiement de courantomètres-houlographes sur l'estran et dans les petits-fonds.**

Dates	Coeff. de marée	Site de la Dune Dewulf					Site des Dunes du Perroquet							
		Mesures hydrodynamiques		Mesures Vent <i>in-situ</i>	MNT		Ech. Granulo.	Mesures hydrodynamiques		Mesures Vent <i>in-situ</i>	MNT		Ech. Granulo.	
		petits-fonds	estran		dune	plage		petits-fonds	estran		dune	plage		
Novembre 2009	13	67-72												
	14	76-80												
	15	82-85												
	16	86												
	17	87												
	18	86-84												
	19	82-80												
	20	77-73												
	21	69-65												
	22	61-56	Midas DWR VALEPORT - 2,2 m CM ADCP RDInstr. + 2,42 m CM S4 Inter-Ocean + 2,43 m CM											
	23	52-47												
	24	44-40												
	25	37-36			7h	247 pts	707 pts							
26	36-37													
27	39-43			7h30	294 pts	635 pts	39 éch.							
28	47-52													
29	58-63													
30	69-74			5h		769 pts								
Décembre 2009	1	79			5h30	576 pts								
	2	83-87												
	3	89-92			5h30		793 pts							
	4	93												
	5	92-91												
	6	89-85		5h		807 pts								
	7	82-77												
	8	73-69												
	9	65-61												

**Figure II-30 Récapitulatif des mesures réalisées sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet durant la campagne longue de novembre-décembre 2009.**

## 7 Modèles numériques hydro-sédimentaires

Le panel de données hydrodynamiques et topographiques acquises dans ces travaux lors de conditions tempétueuses, mais aussi par temps plus calme, présente ici un second avantage. L'apport de mesures de terrain (campagnes présentées ci-dessus), réalisées *in-situ*, a montré un net avantage dans la mise en place et la validation de trois codes morphodynamiques de modélisation numérique court-terme sur les sites d'étude (Maspataud *et al.*, 2010).

### 7.1 SBEACH (*Storm-induced Beach Change*)

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé, en juin 2009, la version SBEACH acquise et mise à jour par le CEREGE (UMR 6635) d'Aix-en-Provence.

Le modèle *cross-shore* semi-empirique SBEACH est un outil numérique 2DV (bidimensionnel vertical), développé pour modéliser l'érosion des dunes et du haut de plage lors de houles de tempêtes et de hauts niveaux d'eau. Il a été conçu à la fin des années 80 par Magnus Larson de l'Institut des Sciences et des Technologies de Lund (Suède), en collaboration avec Nicholas C. Kraus et Mark R. Byrnes du CERC (*Coastal Engineering Research Center*) appartenant au WES (*Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers*) (Larson et Kraus, 1989 ; Larson, 2002).

Les objectifs de SBEACH, fixés par ses développeurs, étaient de : (1) simuler l'évolution d'un profil de plage soumis à des conditions de houle variables ; (2) calculer un état d'équilibre si tous les paramètres de houle sont constants ; (3) simuler la formation, la disparition, et le mouvement des morphologies caractéristiques du profil ; et (4) reproduire l'accrétion et l'érosion du profil.

Ce programme est basé sur des relations semi-empiriques de transport sédimentaire, qui calculent les transformations d'un profil *cross-shore*, en fonction des conditions de houle au large et du profil d'équilibre. Le modèle SBEACH part du principe que les changements dans le profil résultent uniquement des processus *cross-shore* dus au déferlement des vagues. Il est supposé une conservation de la masse, du volume sableux, de telle sorte qu'il n'y ait ni de perte ou ni de gain net de matériel. Dans une simulation *cross-shore*, seul le transport perpendiculaire au trait de côte est donc considéré. Les processus *longshore* tels que des courants de marée ou un éventuel transport résiduel dominant sont supposés uniformes et ne sont donc pas pris en compte par ce modèle.

Ce modèle a déjà montré des résultats satisfaisants en domaine microtidal (Morellato *et al.*, 2004 ; Sabatier, 2008). Ces études menées sur la côte méditerranéenne ont souligné le fait que le modèle SBEACH n'est pas capable et ni conçu pour reproduire l'évolution

morphodynamique sous-marine, et ne peut pas être utilisé pour des périodes de temps supérieures à un événement de tempête, en raison notamment de sa difficulté à simuler des phases d'accrétion (Morellato *et al.*, 2004 ; Sabatier *et al.*, 2002). Les résultats issus des sites méditerranéens, différents de ceux obtenus sur d'autres littoraux, confortent l'idée selon laquelle il existe différentes interprétations de la validité d'un modèle numérique selon les sites d'études (Creed et Reilly, 2008 ; Prenzler, 2007 ; Xuan Tinh, 2006 ; Zheng et Dean, 1997).

## 7.2 X-BEACH (*eXtreme BEACH behavior*)

Le programme X-BEACH est un modèle hydrodynamique (courants, vagues, ondes infragravitaires, *undertow*) et morphodynamique (partie immergée, pied de dune, érosion dunaire, évolution du littoral), encore en développement, conçu pour modéliser l'impact des événements climatiques extrêmes sur les dunes.

X-BEACH est un modèle du domaine public (code source, documents et cas tests disponibles sur le site [www.xbeach.org](http://www.xbeach.org)), développé par Dano Roelvink de UNESCO-IHE (Principal Investigateur), Ad Reniers et Jaap van Thiel de Vries de *Delft University of Technology* et Ap van Dongeren, Dirk-Jan Walstra et Jamie Lescinski de *WL-Delft Hydraulics* (Roelvink *et al.*, 2008, 2009a, 2009b). X-BEACH fait partie du projet « *Modeling of Hurricane Impacts* » financé par l'US Army, avec pour objectif de fournir un environnement capable de tester des concepts de modélisation morphologique dans les cas d'érosion de dune, de submersion ou de formation de brèche.

Le programme X-BEACH contient des routines fortran 90/95 qui permettent de résoudre les équations de propagation des vagues, de Saint Venant instationnaire, de transport et de conservation du sédiment (évolution du fond). Ces équations peuvent être couplées de différentes manières, et sont paramétrées pour intégrer des conditions extrêmes, telles que celles rencontrées lors de fortes tempêtes ou d'ouragans. Le modèle est rendu plus robuste par l'utilisation d'un maillage décalé. Les schémas numériques sont explicites, avec un calcul de pas en temps automatique basé sur le critère de Courant-Friedrichs-Lewy.

Il est particulièrement adapté pour les événements de tempêtes et est par exemple utilisé dans le cadre de démonstrateur de plateforme opérationnelle de prévision morphodynamique (projet Européen FP7 MICORE, Baart *et al.*, 2009). Récemment, ce modèle a été très employé, aux Pays-Bas surtout, pour restituer puis modéliser l'érosion des dunes pendant les tempêtes (Van Dongeren *et al.*, 2009 ; Van Thiel de Vries, 2009), parfois à partir de tempêtes passées dont les effets destructeurs et les conditions météo-marines sont

connues (Voukouvalas, 2010), ou encore le phénomène d'*overwash* (McCall, 2008 ; McCall *et al.*, 2010).

Le choix et l'utilisation du second modèle, X-BEACH, résulte d'une étroite collaboration avec le BRGM d'Orléans, coordinateur du projet VULSACO (<http://vulsaco.brgm.fr/>). X-BEACH fait en effet partie, avec la chaîne TELEMAC, des deux modèles sélectionnés dans le cadre de ce projet. Ces modèles ont été utilisés tout d'abord pour reproduire les tendances actuelles, puis pour donner les tendances futures à échelle 2030, en traitant aussi des événements exceptionnels possibles en 2030, et incluant des scénarios de montée du niveau marin. Avec comme objectif de donner des informations sur les évolutions morphologiques de la plage à court-terme et plus long-terme. La calibration du modèle X-BEACH a initialement été réalisée par le BRGM (Charles, 2008). Après la prise en main du code, en Aout 2009, sa validation a été effectuée à partir de nos données topographiques et hydrodynamiques *in-situ* (Maspataud *et al.*, 2010), toujours dans le cadre du projet VULSACO, puis nous avons pu indépendamment réaliser différentes simulations sur nos sites.

### 7.3 SWAN (*Simulating WAves Nearshore*)

Le modèle de vagues SWAN (Booij *et al.*, 2004) est un modèle numérique de propagation de la houle, développé par *Delft University of Technology* aux Pays-Bas, et destiné à obtenir une estimation réaliste des caractéristiques des vagues dans les zones côtières, les lacs et les estuaires à partir de données de vent, de bathymétrie et de courant. Cependant SWAN peut être utilisé sur n'importe quelle échelle pour générer des ondes gravitaires de surface. Le modèle est basé sur l'équation de conservation de l'action des vagues.

Les conditions de vagues aux limites du domaine de calcul employé pour les modèles cités précédemment ont fait l'objet d'un travail sur ce modèle de génération et de propagation de vagues (Charles, 2008). Dans un premier temps, ce modèle a du être utilisé sur toute la Manche pour pouvoir propager les vagues jusqu'à l'avant-côte, à partir de données de vagues du modèle de prévision WW3 développé au NOAA/NCEP. SWAN a ainsi fourni les conditions aux limites pour les modèles morphodynamiques (Maspataud *et al.*, 2010). Dans un deuxième temps, les caractéristiques des vagues extraites des simulations SWAN ont été imposées à la limite *offshore* du domaine des modèles (-10 m). Les résultats des simulations ont ensuite été comparés avec des mesures des capteurs et les relevés topographiques, afin de calibrer au mieux les paramètres des modèles (Charles, 2008).

## **Conclusion**

L'approche méthodologique présentée dans cette étude a nécessité une grande diversité d'outils et de mesures. Cette démarche résulte directement des différentes échelles spatio-temporelles choisies, sur deux sites d'étude, pour étudier l'évolution morphodynamique de systèmes plage-dune en domaine macrotidal sous l'influence d'évènements de forte énergie. A court-terme (échelle évènementielle), l'originalité de la méthode a reposé sur des mesures topographiques et hydrodynamiques pré-/syn-/post- évènements tempétueux, réalisées dans des conditions météo-marines particulières. A l'échelle saisonnière et annuelle, des campagnes de mesure *in-situ* ont permis de définir les aspects morphodynamiques de nos sites, dans des conditions modales, et leur réponse face aux différents forçages locaux grâce, notamment, à l'étude des houles, des courants, et du transport sableux éolien. A long-terme (macro-échelle), de l'année à plusieurs décennies, l'étude de l'impact des conditions morphogènes/érosives sur le trait de côte (périodes de hauts niveaux d'eau, vents forts) a bénéficié de données sur une plus grande échelle spatiale et temporelle à l'aide de photographies aériennes et mesures GPS. Les sources de données, très variées, se révèlent des outils clés face à la diversité des processus morphodynamiques en jeu dans ce travail, et ont pu être également mis en valeur dans l'utilisation de codes numériques de modélisation court-terme.

## **CHAPITRE III**

### **EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME : REPONSE DE LA COTE AUX EVENEMENTS TEMPETUEUX**





# **CHAPITRE III**

## **EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE**

### **A COURT-TERME : REPOSE DE LA COTE**

### **AUX EVENEMENTS TEMPETUEUX**

---

#### **Introduction**

Il s'agit, dans ce chapitre, d'évaluer l'évolution de la morphodynamique côtière à court-terme, en identifiant dans quelle mesure des évènements tempétueux caractérisés par des conditions météo-marines différentes, vont avoir, ou non, un impact morphogène sur un littoral macrotidal. Dans un premier temps, des campagnes de mesures "longues" en conditions mixtes ont permis de connaître le fonctionnement morphodynamique de nos sites d'étude, à savoir l'action des processus hydrodynamiques sur le profil côtier.

Malgré le caractère difficilement prévisible des évènements très énergétiques, la réponse morphologique de la côte a pu être mise en évidence en conditions tempétueuses grâce à plusieurs tempêtes et forts coups de vent, bénéficiant de mesures topographiques et hydrodynamiques *in-situ*, couplées aux conditions météo-marines enregistrées au large et à la côte. Ces mesures ponctuelles ont été, dans la mesure du possible, menées soit sur l'un, soit sur chacun, des deux sites étudiés dans ce travail, les plages de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet.

#### **1 Caractéristiques hydro- et morphodynamiques en conditions mixtes sur les deux sites test**

---

Dans cette première partie seront analysés les résultats de deux campagnes de terrain conduites sur les deux sites d'étude du littoral Est-dunkerquois, présentés précédemment, afin d'évaluer les effets d'un banc de sable peu profond à l'avant-côte sur l'hydrodynamique des petits fonds et de la plage. Pour cela deux séries de mesures hydrodynamiques et topographiques ont été réalisées à deux ans et demi d'intervalle avec une méthodologie similaire, notamment la mise en place de courantomètres-houlographes dans les petits-fonds et en bas de plage, dans des conditions énergétiques mixtes mais nettement différentes entre février 2007 et novembre-décembre 2009.

## 1.1 Campagne "longue" de Février 2007

### 1.1.1 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

Cette campagne, d'une durée de 15 jours (du 14 au 28 février 2007), s'est déroulée dans des conditions de vent et de houle d'intensité faible à modérée. Cette campagne s'est déroulée sur un cycle morte-eau (coefficient 30) - vive-eau (110) - morte-eau (60). Les données horaires de vent (vitesse et direction) obtenues à partir de la station météorologique Météofrance de Dunkerque montrent que plusieurs évènements plus venteux se sont produits, avec des vents venus essentiellement du secteur SW à NW, à des vitesses s'étendant généralement de 9 à 10 m/s (Figure III-1 A). Pendant la première partie de la campagne, les vents de provenance S-SW étaient globalement inférieurs à 8 m/s, tandis que vers la fin de la campagne (26 février au 1<sup>er</sup> mars), une période plus agitée a été marquée par des vents du secteur W-SW supérieurs à 8 m/s et qui ont atteint les 12 m/s le 28 février. Une chute de pression, jusqu'à 990 hPa les 24-25 février semble avoir induit une légère surcote à basse et pleine mer autour du 25 février également, avec une marée mesurée à Dunkerque légèrement plus haute que celle prédite par les logiciels du SHOM (Figure III-1 B et C).

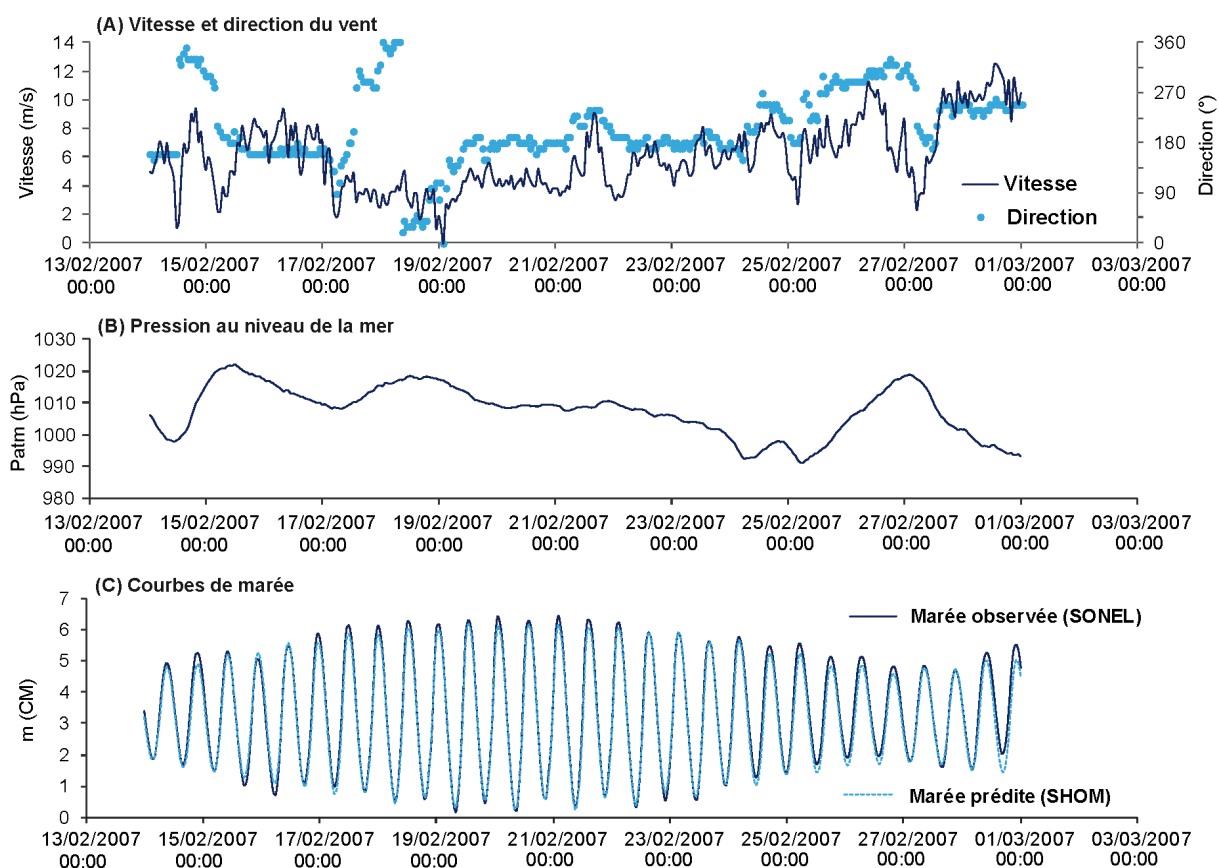


Figure III-1 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques lors de la campagne de Février 2007.

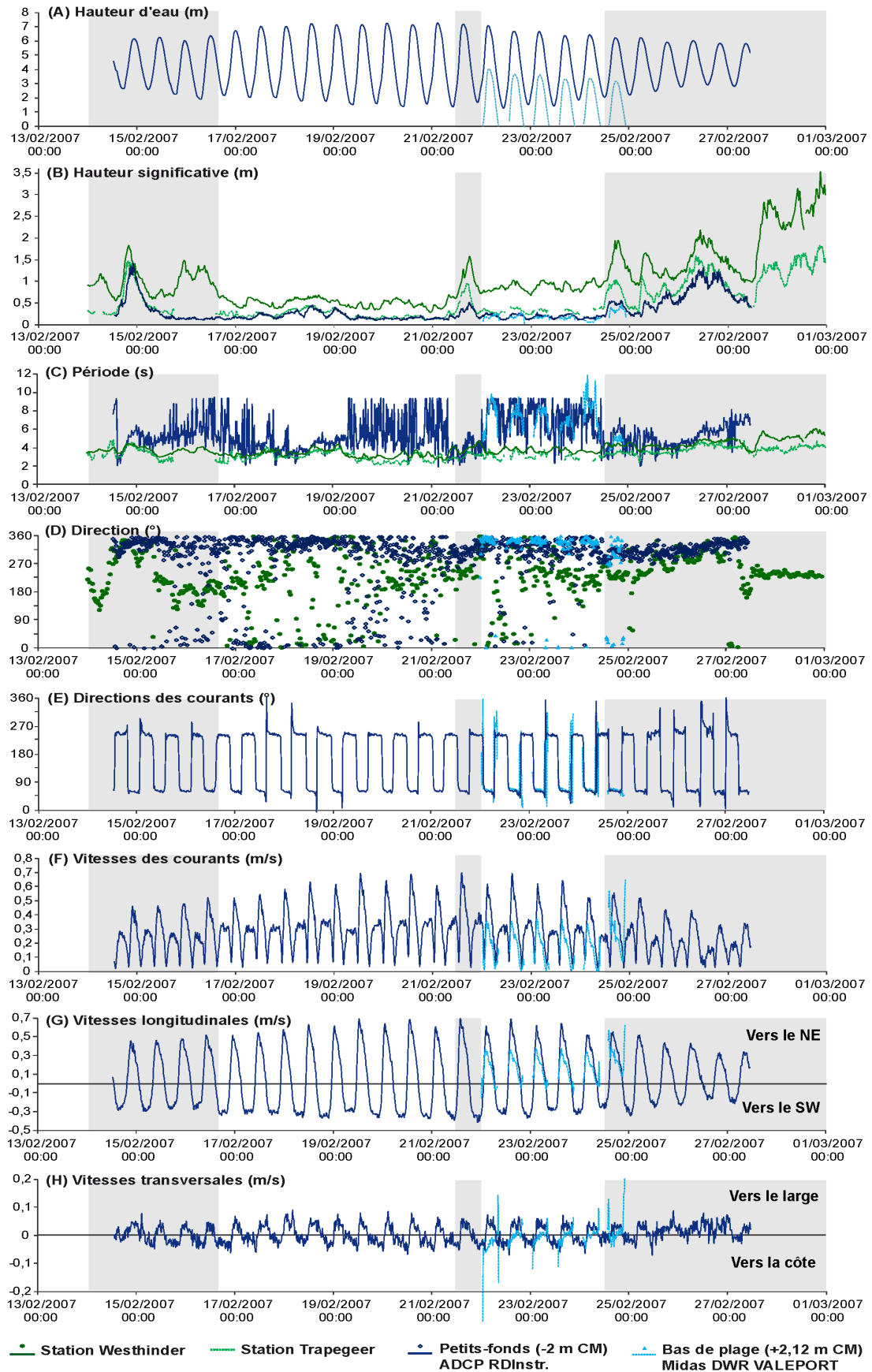
### 1.1.2 Conditions hydrodynamiques au large et à la côte

En raison de la différence de profondeur d'eau à laquelle les ADCP ont été déployés dans les petits fonds (-1,45 m à l'Ouest, -1,90 m à l'Est par rapport au ZH), les données obtenues à partir de ces instruments ne pourront pas facilement être comparées de façon quantitative entre les deux sites, sachant que l'amplitude de la houle et les vitesses des courants de marée tendent généralement à diminuer avec la profondeur. En revanche, les instruments installés à même altitude sur la plage permettent de comparer les données hydrodynamiques obtenues sur une portion de côte séparée du large par un banc sableux (Plage de la Dune Dewulf), d'une autre portion peu ou pas influencée par ce corps sédimentaire (Plage des Dunes du Perroquet). Malheureusement, l'un des courantomètres déployés sur la plage n'a pas enregistré de mesures pendant plusieurs jours, c'est pourquoi la période de mesures communes avec l'autre appareil a été limitée à trois jours (22 au 25 février). Les mesures hydrodynamiques réalisées sur le bas de plage et dans les petits fonds ont été complétées par des données de houle (hauteur, période, direction) obtenues aux bouées Westhinder et Trappegeer, respectivement à 36 et 11 kilomètres au large de la côte belge.

En relation avec les conditions météorologiques présentées ci-dessus, les enregistrements des paramètres de houle ont permis de distinguer plusieurs périodes successives, calmes à un peu plus agitées, ponctuant les mesures hydrodynamiques (Figure III-2 et Figure III-3).

Pendant les périodes calmes (du 17 au 21 puis du 22 au 24 février), les hauteurs significatives de vague étaient nettement inférieures à 1 m au large et très inférieures à 0,50 m à la côte, avec des périodes pic respectivement de 3 à 4 s et de 4 à 9 s (Figure III-3).

En conditions plus énergétiques, particulièrement en fin de campagne à partir du 24 février, les hauteurs de vague au large ont dépassé 1 m avec des pics atteignant à la station Westhinder 2 m le 26 puis 3,50 m le 28 février, en provenance du secteur SW à NW. Les directions de houle enregistrées à la bouée de Westhinder, dans les petits fonds et sur le bas de plage, montrent une réfraction des houles vers la côte. Majoritairement de secteur S-SW au large, avec de rares passages au N, les houles mesurées par les appareils déployés à la côte sont de provenance NW à N. Les mesures des hauteurs significatives de vagues ont également montré une diminution importante de leur hauteur, non seulement entre le large et la côte, mais aussi entre les petits fonds et le bas de plage, indiquant une dissipation d'énergie très nette sur la zone intertidale.



**Figure III-2 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage de la Dune Dewulf, campagne de Février 2007.**

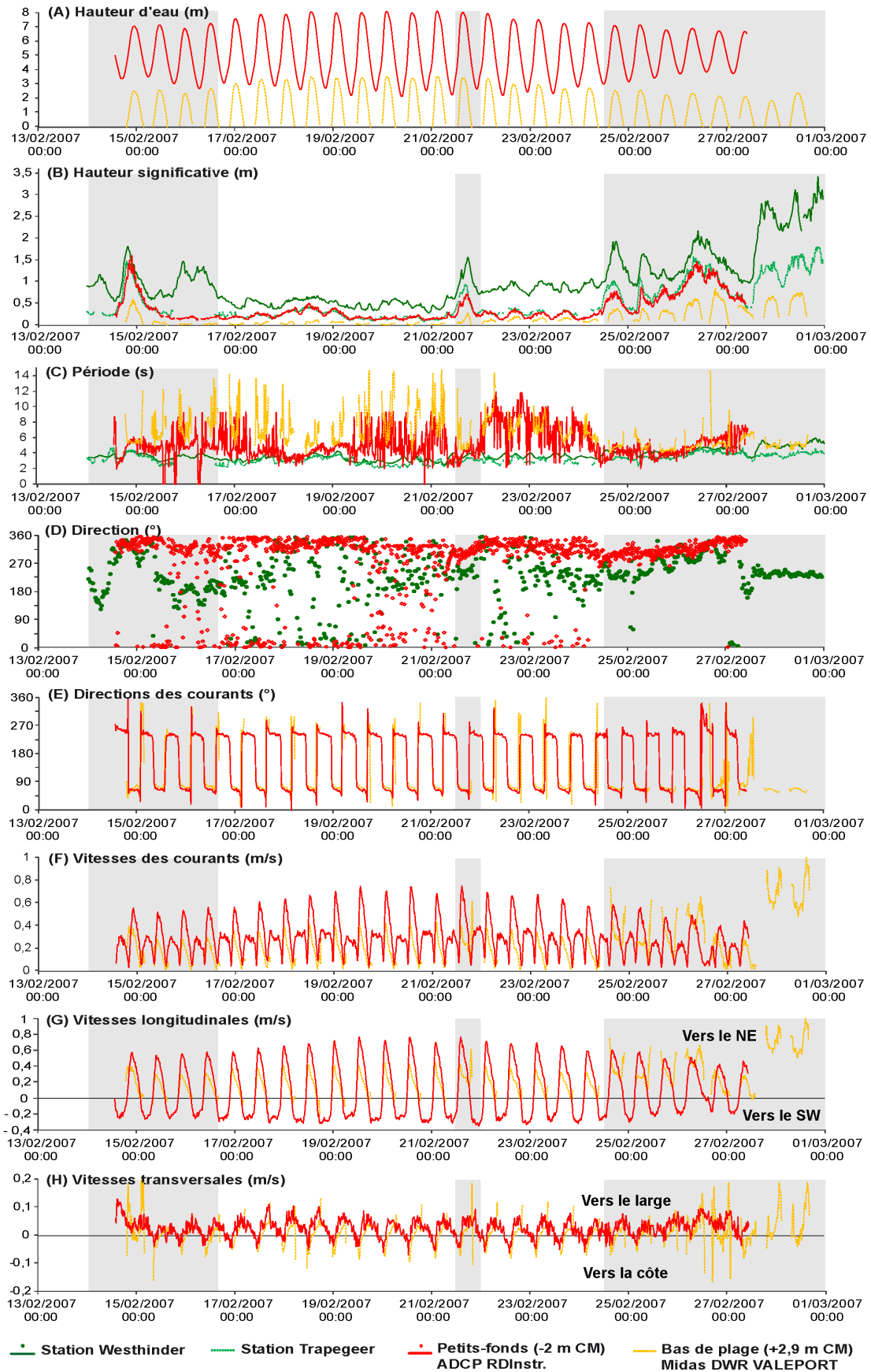


Figure III-3 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage des Dunes du Perroquet, campagne de Février 2007.

Lors de telles conditions d'agitation faible à modérée, les courants moyens apparaissent nettement dominés par leur composante longitudinale, parallèle à la côte (Figure III-2 et Figure III-3 F). Le courant moyen étant sensible aux fluctuations de la marée, cette évolution est nette dans les petits-fonds, tandis que sur le bas de plage, le manque de données à basse mer ne permet pas de suivre l'évolution du courant moyen pendant les différentes phases de la marée. En revanche, les deux instruments déployés dans les petits fonds ont été toujours immergés et ont par conséquent enregistré les courants de flot et de jusant pendant des cycles de marée complets.

Dans les petits-fonds, de forts courants de marée au flot, jusqu'à 0,7 m/s, ont été enregistrés sur les deux sites pendant la campagne, mais la vitesse du courant était généralement plus élevée derrière le banc, vraisemblablement parce que des écoulements de marée sont canalisés dans le chenal situé entre le banc de sable et la plage. Le courant de flot, dirigé vers le NE, a ainsi pu atteindre 0,7 m/s tandis que le jusant s'écoule vers le SW et ne dépasse pas 0,4 m/s. En bas de plage, le courant moyen est également dominé par sa composante longitudinale mais avec des vitesses assez faibles ne dépassant pas 0,4 m/s dans le sens du flot. Pendant les périodes de faible agitation, la direction du flot est quasiment la même dans les petits-fonds et le bas de plage. Lors de cette période de faible agitation, les courants transversaux (perpendiculaires à la côte) enregistrés sont très faibles dans les petits fonds (vitesses maximales de 0,1 m/s) comme sur le bas de plage (0,05 m/s au maximum).

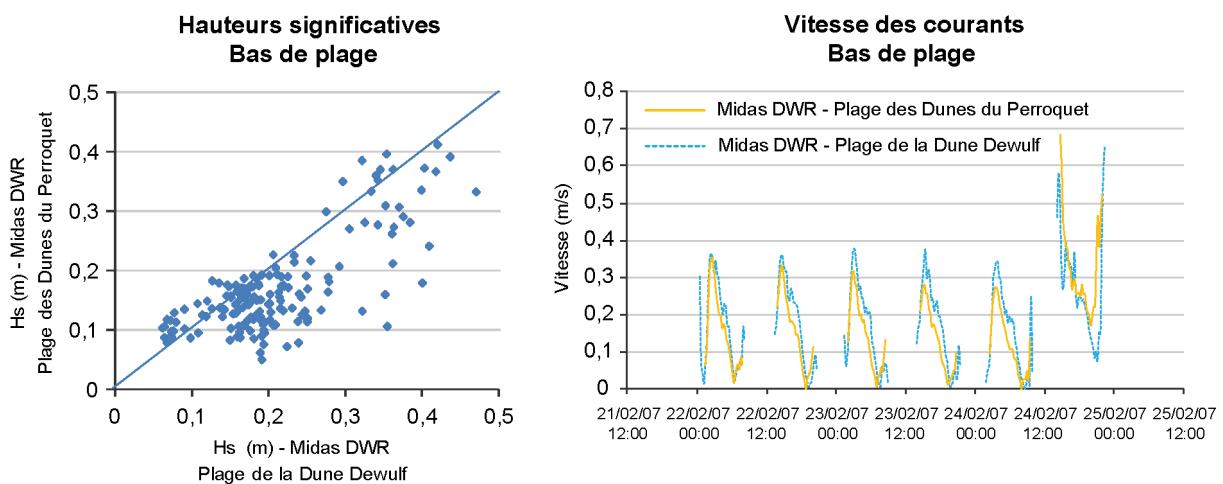
Comme le montrent les Figures III-2 et III-3, le bas de plage apparaît fortement dominé par les courants de flot vers le NE, à l'origine d'un transport résiduel vers l'ENE dans la zone littorale, qui peuvent être temporairement renforcés par les vents parallèles à la côte, comme dans l'après midi du 24 février où les vents de 8 à 9 m/s soufflaient en provenance du SW. Dans ces conditions plus énergétiques, à partir du 24 février, les courants longitudinaux ont montré sur le bas de plage une nette asymétrie vers le NE.

Ceci est principalement visible sur le site des Dunes du Perroquet (Figure III-3) où les enregistrements sur l'estran ont été poursuivis jusqu'au 28 février, montrant des courants longitudinaux maximums de 0,8 à 1 m/s, vers le NE. Parallèlement, les courants transversaux ont été plus forts (0,15 m/s) avec une nette asymétrie vers le large de leurs vitesses, mais ces vitesses restent inférieures à la vitesse limite de cisaillement de 0,38 m/s nécessaire pour être à l'origine d'un transport de sédiments (Héquette *et al.*, 2009).

Les résultats obtenus en zone intertidale pendant les phases d'agitation modérées (Hs comprises entre 1 et 2 m au large les 15-16 et 22 février), plus énergétiques (à partir du 24 février), ou plus calmes, montrent que les hauteurs significatives sont semblables ou même légèrement plus élevées derrière le banc Hills (Plage de la Dune Dewulf, Figure III-2 B) en comparaison avec le second site d'étude (Plage des Dunes du Perroquet, Figure III-3 B). La

comparaison des hauteurs significatives mesurées sur les deux sites uniquement en bas de plage (Figure III-4), lors de la période commune d'enregistrement du 22 au 25 février, montre également des Hs plus élevées sur la plage de la Dune Dewulf, indiquant que le banc n'atténuerait pas de manière significative la hauteur des vagues, et n'aurait pas comme conséquence une plus forte dissipation de l'énergie des houles, du moins lors de conditions d'énergie modérée. De plus faibles hauteurs de vagues sur le site à l'Est peuvent s'expliquer par les faibles pentes ( $\tan \beta$ ), fortement dissipatives, de l'avant côte (0,0045) et de l'estran (0,012), ce qui occasionnerait plus de perte d'énergie que sur le profil côtier du site Ouest (entre la Dune Dewulf et le Banc Hills), caractérisé par des pentes plus fortes (avant côte : 0,01 ; estran : 0,017).

Les mesures indiquent également que les vitesses des courants moyens sont généralement plus fortes sur le site de la Dune Dewulf, que sur le site des Dunes du Perroquet (Figure III-4), dans ces conditions de houles modérées où le courant est essentiellement induit par la marée ou intensifié par des vents du SW parallèles à la côte. Cette différence d'intensité des courants moyens peut s'expliquer par le fait que l'écoulement des eaux se trouve canalisé dans le chenal entre le banc Hills et la côte, avec une possible accélération des courants (Héquette *et al.*, 2009).



**Figure III-4** Comparaison des hauteurs significatives de vagues et des vitesses moyennes de courant mesurées sur le bas de plage sur les deux sites d'étude lors de la campagne de février 2007.

### 1.1.3 Evolution morphodynamique de la zone d'étude

Cette campagne de mesures de février 2007 a bénéficié d'un suivi topographique assez régulier, sous forme de profils transversaux (X, Z) et de MNT (X, Y, Z), sur les deux sites d'étude.



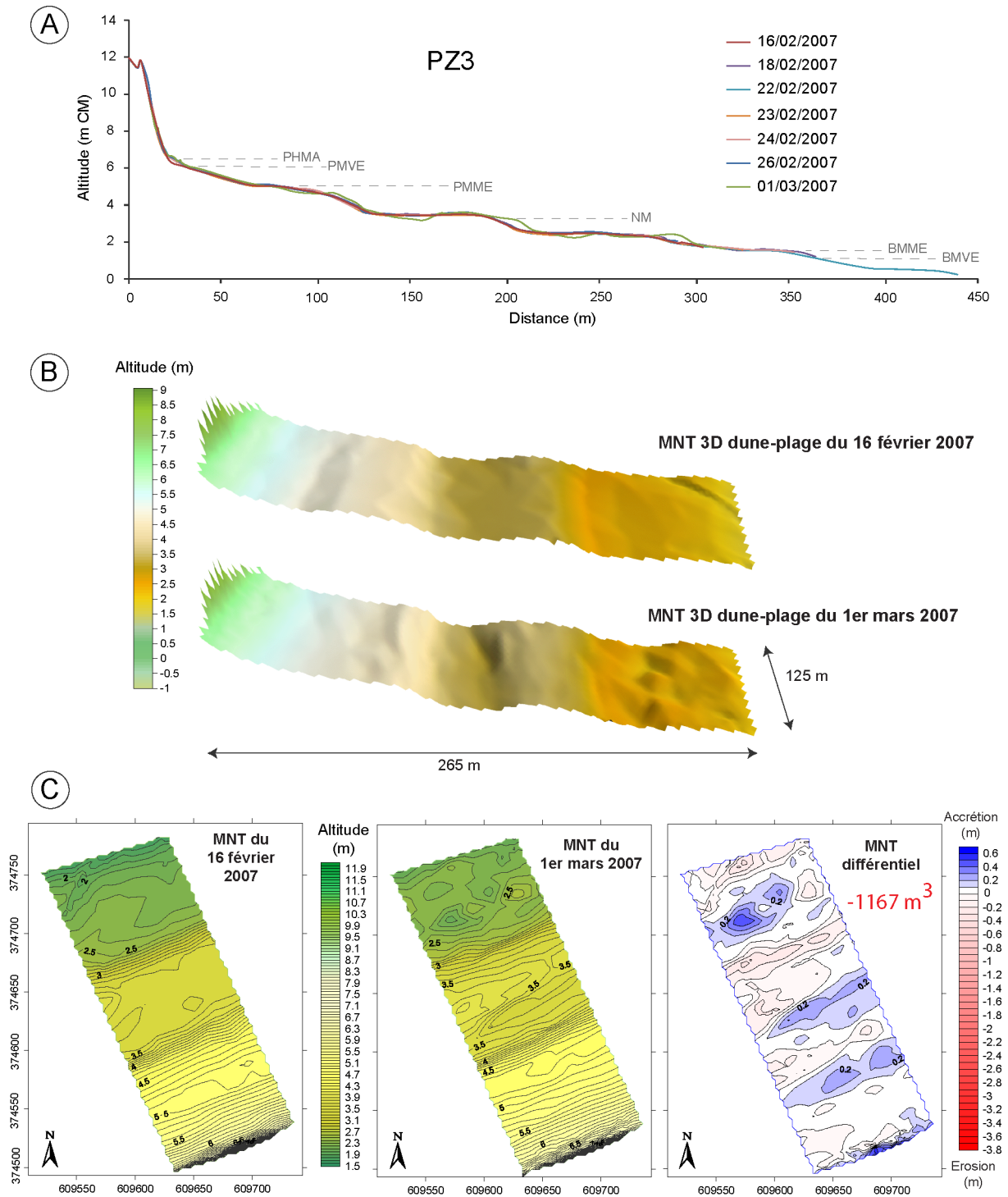


Figure III-5 Mesures topographiques réalisées sur la plage de la Dune Dewulf pendant la campagne de février 2007 : (A) profils topographiques, (B) représentations 3D, (C) MNT et différentiel 2D entre le début et la fin de la campagne.

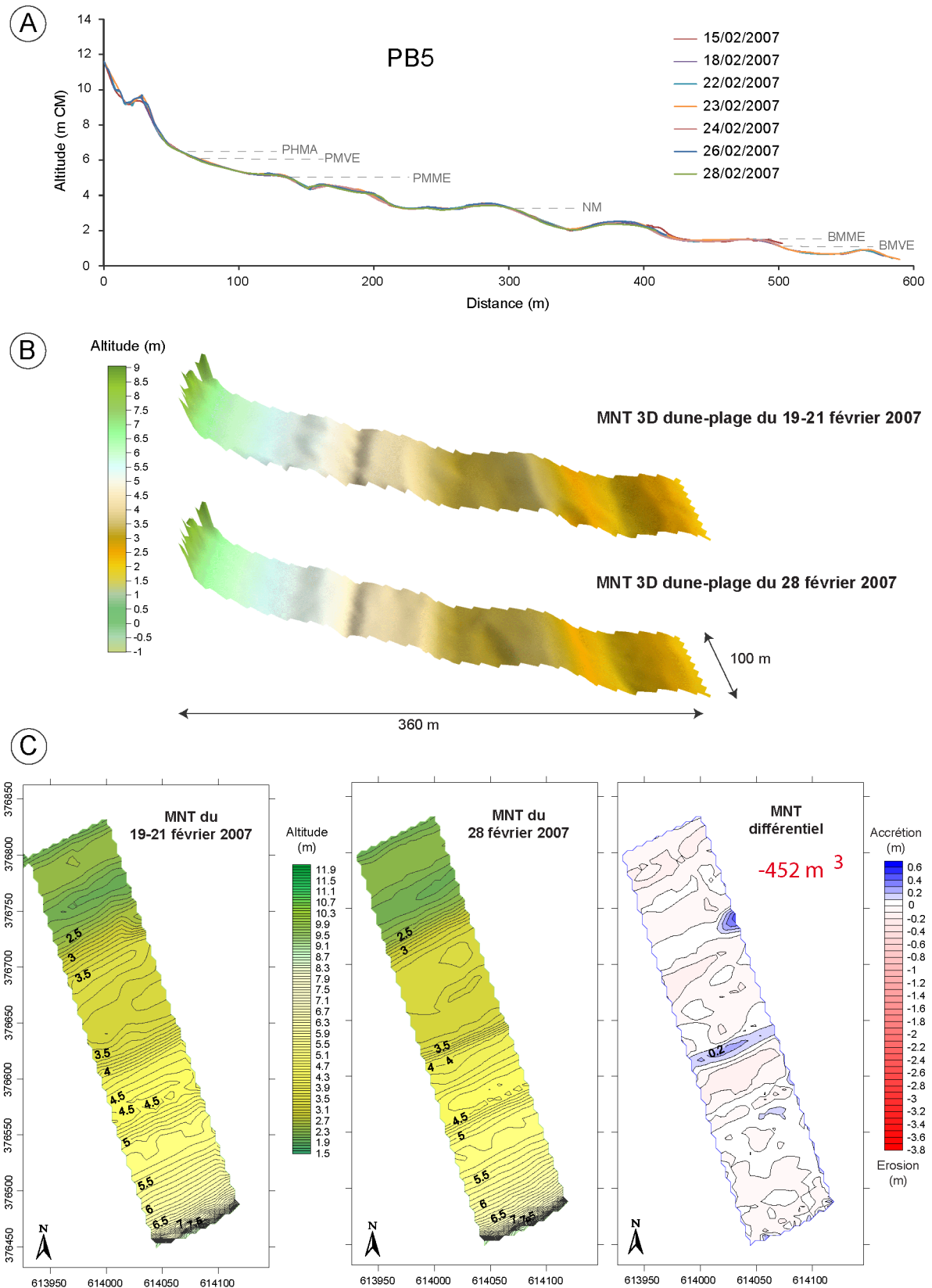


Figure III-6 Mesures topographiques réalisées sur la plage des Dunes du Perroquet pendant la campagne de février 2007 : (A) profils topographiques, (B) représentations 3D, (C) MNT et différentiel 2D entre le début et la fin de la campagne.

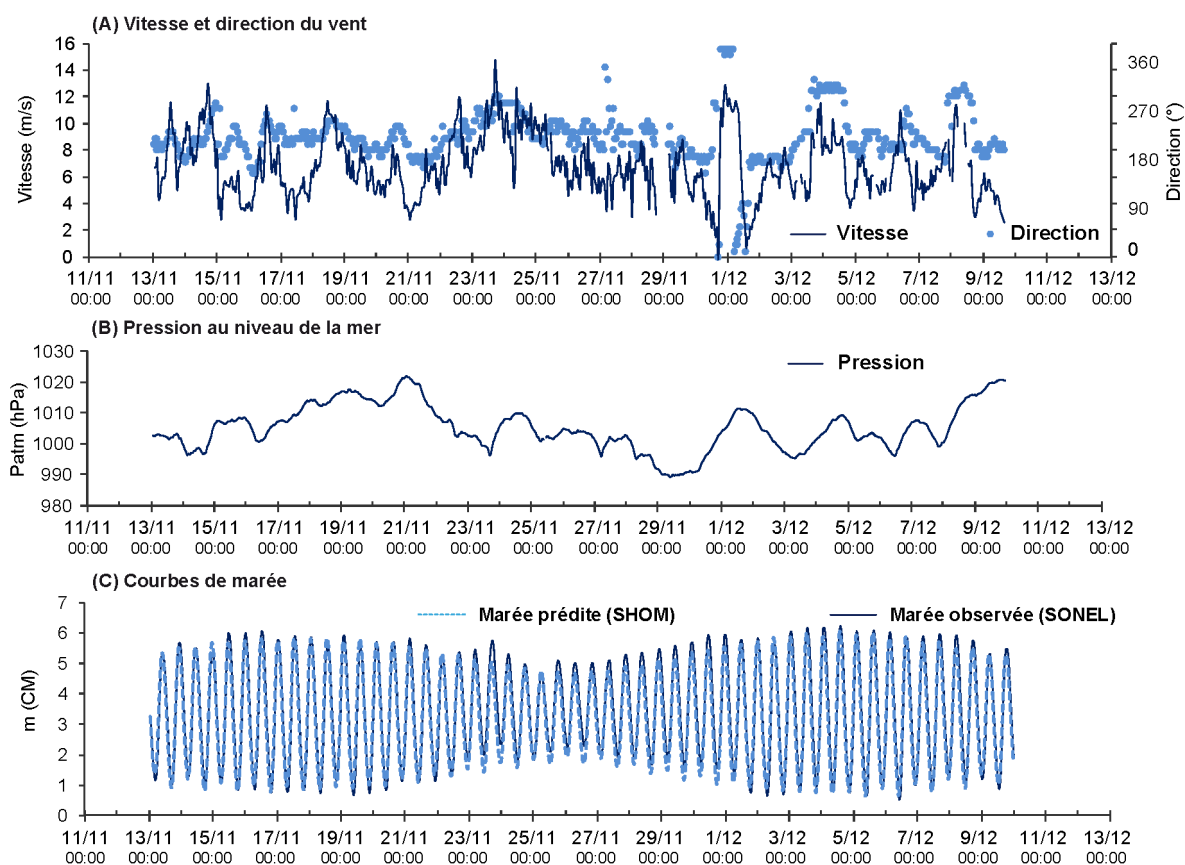
Sur le site de la Dune Dewulf, 7 profils transversaux dune-plage ont été réalisés suivant un intervalle de 2 à 4 jours entre le 16 février et le 1<sup>er</sup> mars 2007 (parfois limités à la plage), dates auxquelles deux MNT (265 m x 125 m) ont été levés du pied de dune au bas de plage. Les profils topographiques PZ3 réalisés reflètent peu de variations de la morphodynamique sur la période suivie (Figure III-5 A), à l'exception toutefois d'un léger engraissement en pied de dune dès le début de la campagne (du 16 au 18/02/2007), et d'une migration vers le bas de plage des barres-bâches en fin de campagne, lors de la période plus agitée (dès le 26/02/2007). Les représentations 3D de la topographie du 16 février et du 1<sup>er</sup> mars laissent apparaître une morphologie plus variable dans la direction longitudinale en fin de campagne, ainsi que des bâches plus marquées, peut être en raison de l'intensification des conditions marines notée à partir du 26-27 février (Figure III-5 B). Le bilan volumétrique déterminé à partir des MNT du 16 février puis du 1<sup>er</sup> mars indique au final une érosion de l'ordre de  $-1167 \text{ m}^3$  sur l'ensemble du domaine étudié, malgré une apparente alternance de zones en érosion/accrétion (Figure III-5 C).

Sur le site des Dunes du Perroquet, 7 transects dune-plage ont également été levés à intervalle de 2-3 jours, du 15 au 28 février 2007 (parfois limités à la plage). L'évolution morphologique mesurée ici apparaît encore plus réduite que sur le site de la Dune Dewulf. En effet, les différents profils topographiques réalisés au cours de la campagne montrent que les barres-bâches intertidales de la plage sont restées très stables durant ces 13 jours de mesures (Figure III-6 A et B). Seul un léger aplanissement de la crête des barres est visible, essentiellement en fin de campagne. Le bilan volumétrique, déterminé d'après les deux MNT (sur un domaine de 360 m x 100 m) de début et fin de campagne, témoigne de la relative stabilité de l'ensemble du profil, avec une perte de sédiment modérée, de  $-452 \text{ m}^3$ , sur l'ensemble du domaine (Figure III-6 C). Les évolutions mesurées restant très faibles, il convient de rester prudent quant à la marge d'erreur de l'appareil et de l'opérateur responsable de la prise de points. Au niveau des Dunes du Perroquet, en particulier, l'accrétion apparente sur le cordon dunaire embryonnaire, sans exclusion de potentiels apports éoliens au cours de la période d'étude (non recensés ni mesurés), est probablement due à un manque de précision de la prise de mesure ou à des opérateurs différents lors des 7 levés effectués en deux semaines (morphologie de dune irrégulière, présence de végétation, points de mesure variables).

## 1.2 Campagne "longue" de Novembre-Décembre 2009

### 1.2.1 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

Cette seconde campagne en conditions mixtes s'est déroulée sur 13 novembre au 8 décembre 2009, une période relativement longue couvrant une large gamme de conditions météo-marines et de coefficients de marée, avec les marnages les plus grands atteints en vives-eaux moyennes, en première (coeff. 87) et dernière partie (coeff. 93) de campagne, en passant par un marnage réduit de mortes-eaux à mi-campagne (coeff. 36) (Figure III-7 C). Les pressions atmosphériques n'ont pas chuté de manière très importante durant l'étude, avec toutefois une baisse de 20 hPa du 21 au 23 novembre, puis un minimum à 990 hPa atteint le 29 novembre (Figure III-7 B).



**Figure III-7 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la campagne de novembre-décembre 2009**

Cette campagne s'est déroulée dans des conditions plus énergétiques que la précédente campagne ayant eu lieu début 2007. Les vents moyens, présentés Figure III-7 A, ont plus fréquemment atteint et dépassé les 8 m/s, en majorité en provenance d'un large quart SW. Plusieurs coups de vents ont marqué cette campagne : le premier les 13-14 novembre avec un

pic de vitesse à 12 m/s du secteur SW ; le second coup de vent, plus long avec des vents W à WNW, s'est produit entre les 22 et 25 novembre, les vents atteignant un maximum de 15 m/s dans la journée du 23 novembre ; les directions virant au N se sont accompagnées d'un pic de vitesse de 13 m/s dans la nuit du 30 novembre au 1<sup>er</sup> décembre ; puis en dernière partie de campagne, les vents tournant au NW ont atteint 11 m/s les 4 et 8 novembre.

### 1.2.2 Conditions hydrodynamiques au large et à la côte

Lors du déploiement, les instruments ont été cette fois-ci installés à des profondeurs identiques sur les deux sites d'étude, à la fois dans les petits fonds et sur le bas de plage, permettant la comparaison des différents paramètres de houle et des courants. Les mesures de houle acquises par ces instruments ont été ici encore complétées par des mesures réalisées au large aux stations Westhinder et Trapegger (Figure III-8 et Figure III-9).

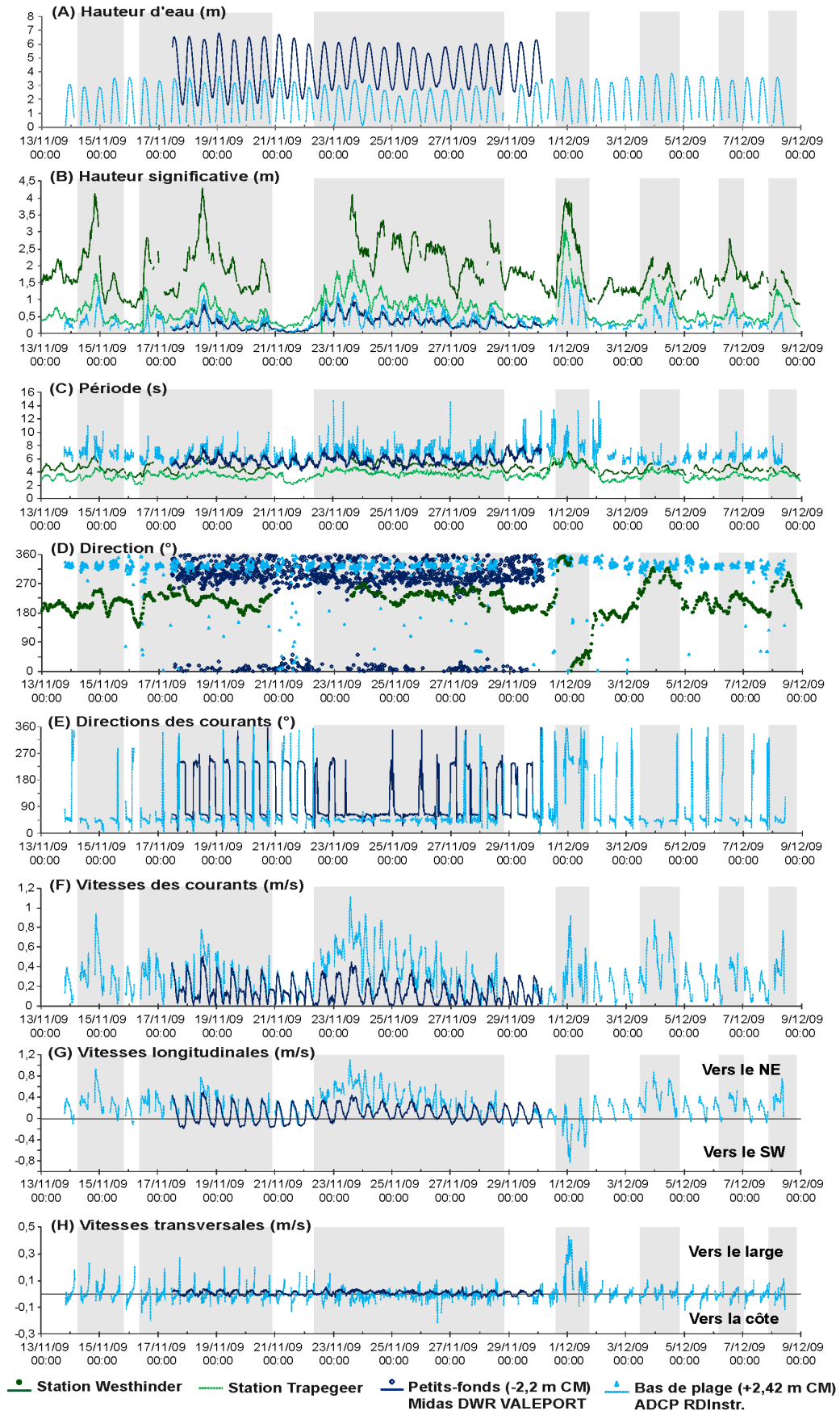
Les coups de vent mis en évidence précédemment grâce aux vents enregistrés à Dunkerque ont été accompagnés d'épisodes de houles relativement énergétiques durant lesquels les hauteurs significatives de vagues ont atteint à plusieurs reprises 4 m (les 14 et 23 novembre, et le 1<sup>er</sup> décembre) à 4,5 m (le 18 novembre) au large à Westhinder, pour respectivement 1,5 à 2 m à Trapegger (à l'avant côte par -2,4 m de fond), et 1 à 2 m à la côte. La période agitée qui s'est déroulée du 22 au 29 novembre a été marquée par des hauteurs significatives supérieures à 1,5 m au large pendant plusieurs jours, accompagnées de vagues non négligeables à la côte. Entre ces évènements agités, la campagne a été ponctuée d'épisodes courts plus calmes, où les vagues à Trapegger, dans les petits fonds et sur le bas de plage ne dépassaient pas 0,5 m.

Principalement en provenance du quart SW à la station Westhinder, les houles ont ponctuellement viré au Nord dans la nuit du 30 novembre au 1<sup>er</sup> décembre, comme il a été observé pour le vent, s'accompagnant d'un bref mais fort pic énergétique. Comme lors de la campagne précédente, les données acquises sur les deux sites d'étude montrent nettement la réfraction de la houle produite à l'approche de la côte. En effet, les houles de secteur SW au large, arrivent sur la côte avec une orientation du secteur NW à N. Une réfraction d'intensité différente semble mise en évidence par les jeux de données des deux sites : la réfraction apparaît plus marquée à l'Ouest sur le site de la Dune Dewulf (au droit du banc Hills) où les houles W-NW dans les petits fonds atteignent l'estran avec un angle N-NW, contrairement au site des Dunes du Perroquet (à l'Est) où les directions sont similaires, des petits fonds à la côte.

Lors des phases de faible énergie, cette campagne a été marquée par des courants moyens de 0,3 à 0,4 m/s lors du flot dans les petits fonds et le bas de plage, ces derniers étant sensiblement plus forts en particulier sur la plage des Dunes du Perroquet, avec des pics de vitesse atteignant ou dépassant 0,8 à 1 m/s les 18 et 22 novembre puis les 1<sup>er</sup>, 5 et 8 décembre. Il convient de préciser ici qu'en raison de la hauteur (40 cm au-dessus du fond sableux) à laquelle l'appareil S4 a été déployé sur l'estran des Dunes du Perroquet, les paramètres hydrodynamiques présentés ici pour l'estran de la Dune Dewulf ont été extraits à la même hauteur (seconde cellule de mesure de l'ADCP, à 40 cm du fond), de façon à comparer des valeurs mesurées à la même élévation dans la tranche d'eau.

A plusieurs reprises, lors de ces coups de vent qui ont ponctué la campagne, le forçage météorologique s'est superposé au signal de la marée aussi bien dans les petits-fonds que dans le bas de plage et particulièrement du 22 au 29 novembre. En comparaison des conditions calmes, les vitesses et les directions du courant moyen ont été nettement influencées par les forçages météorologiques et les deux composantes longitudinales et transversales se sont manifestées différemment.

En conditions agitées, il a donc pu être observé une asymétrie totale des courants longitudinaux dans la direction du flot (vers le NE) où les vitesses maximales enregistrées ont atteint 1 m/s les 23-24 novembre, limitant ainsi la renverse des courants. Ce phénomène montre l'action prépondérante du vent sur les courants, qu'il peut renforcer ou même au contraire annuler, dans les faibles tranches d'eau du bas de plage. Une situation nette dans ces conditions énergétiques où le vent a atteint une vitesse maximale de 15 m/s de direction SW à W, soufflant quasiment dans le sens de propagation du flot. Ce renforcement des courants de marée par le vent se produit surtout dans les faibles tranches d'eau du bas de plage, mais il est tout de même perceptible, dans une moindre mesure, dans les petits fonds ([Figure III-8](#) et [Figure III-9](#)). Ce phénomène similaire d'action prépondérante du vent sur les courants a pu être observé encore les 3-4 et 8 décembre sur les deux sites, mais uniquement sur le bas de plage (en l'absence de données dans les petits fonds ces jours là). Toutefois, lors du bref coup de vent du 1<sup>er</sup> décembre, durant lequel le vent a atteint 13 m/s en provenance du N, la composante longitudinale des courants a été marquée cette fois-ci par une nette asymétrie vers le SW, relativement brève et dans le sens du jusant.



**Figure III-8 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage de la Dune Dewulf, campagne de novembre-décembre 2009.**

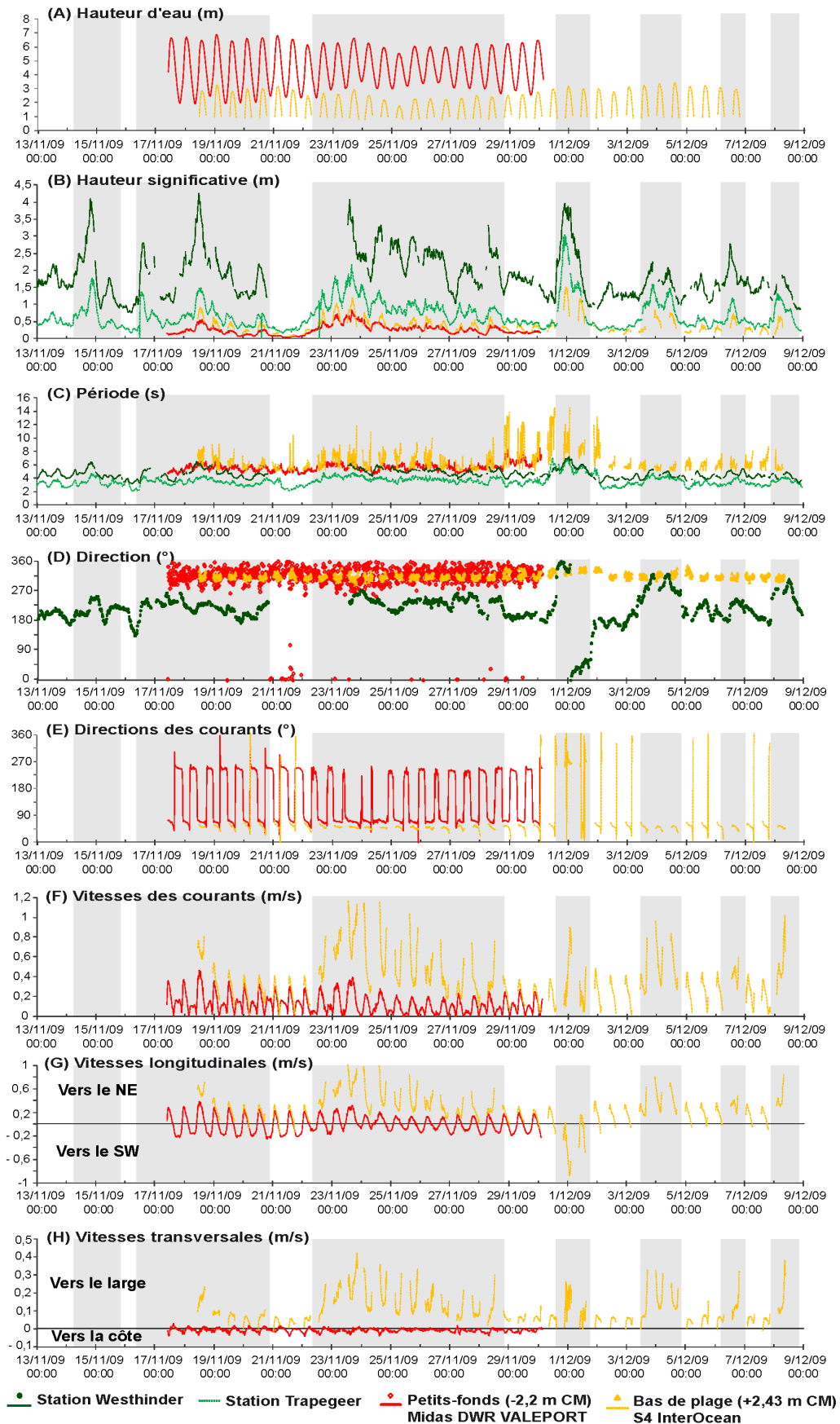


Figure III-9 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage des Dunes du Perroquet, campagne de novembre-décembre 2009.



Lors de ces périodes de coup de vent, la composante transversale du courant moyen enregistrée a montré une réaction différente non seulement entre les petits fonds et le bas de plage, mais aussi entre les deux sites d'étude. Dans les petits fonds, la vitesse des courants transversaux, relativement faible ne dépasse pas 0,05 m/s vers le large ou la côte. Sur le site de la Dune Dewulf, cette composante transversale reste relativement faible sur le bas de plage en conditions énergétiques et de vents de secteurs W-SW, hormis lors du bref coup de vent du 1<sup>er</sup> décembre venu du N où la vitesse transversale atteint 0,45 m/s vers le large.

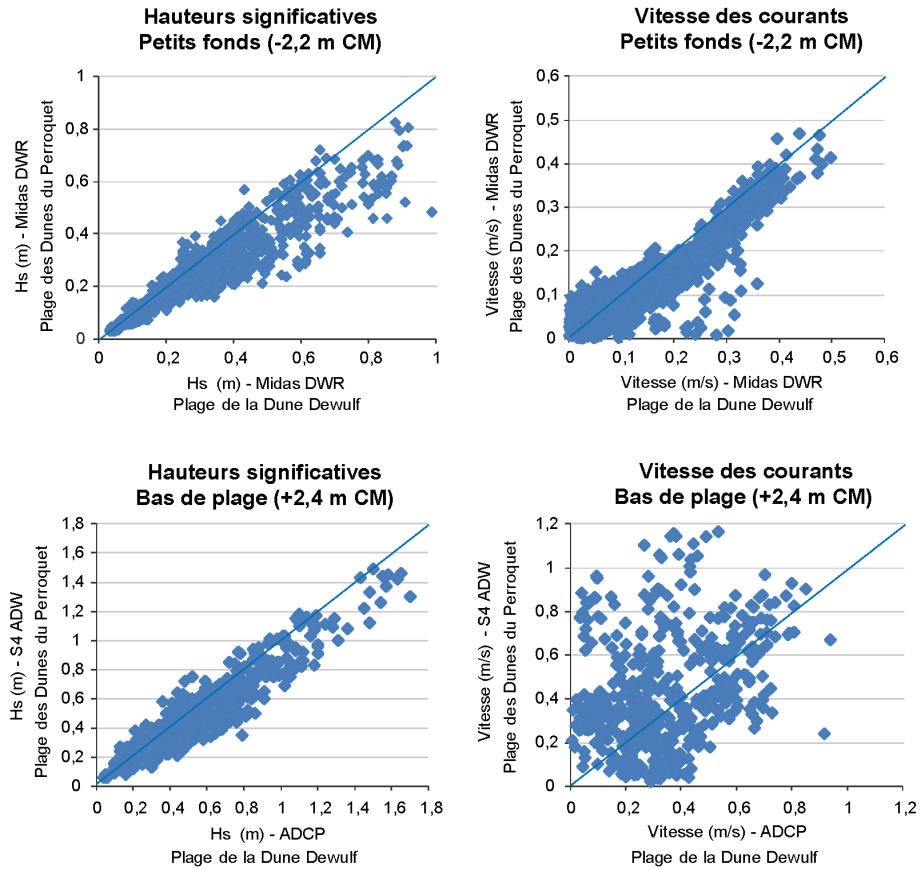
En revanche, les courants transversaux enregistrés en bas de plage sont plus rapides sur le site des Dunes du Perroquet, présentant une forte asymétrie vers le large et des vitesses maximales dépassant 0,3-0,4 m/s en corrélation avec les forçages météorologiques. Cette asymétrie marquée de la composante transversale des courants observée ainsi en bas de plage pourrait être due aux vagues qui arrivent à la côte selon une direction NW à N, c'est-à-dire quasiment perpendiculaire à l'orientation du trait de côte. Une conclusion déjà abordée par [Sedрати \(2006\)](#), qui avait également constaté, en baie de Wissant, que pendant les conditions de forte agitation le comportement hydrodynamique des plages tend à devenir étroitement lié aux directions et aux vitesses des vents et des houles, du fait de l'orientation du trait de côte par rapport au vent.

Lors de mesures hydrodynamiques réalisées en 2001 sur l'est-dunkerquois, [Hemdane \(2006\)](#) avait également émis l'hypothèse selon laquelle le fort apport d'eau à la côte (*wave set-up*), engendré par les vagues se propageant vers le rivage, pourrait être à l'origine d'un courant de retour (ou compensation) de type *undertow* ou *bed return flow*, agissant en ré-équilibre de la masse d'eau de déferlement.

Grâce au déploiement des instruments réalisé aux mêmes profondeurs sur chacun des deux sites, il est possible de comparer, lors de cette campagne, les hauteurs significatives et les vitesses des courants moyens mesurées en chaque point de mesure ([Figure III-10](#)).

Conformément aux observations faites précédemment, les hauteurs significatives enregistrées sont plus élevées sur le site de la Dune Dewulf, particulièrement dans les petits fonds. En revanche, les mesures des courants montrent des résultats divergents. Si les vitesses sont en effet plus grandes sur le site de la Dune Dewulf dans les petits fonds, comparées à l'autre site, au contraire, c'est sur le site des Dunes du Perroquet que les vitesses des courants du bas de plage, mesurées pourtant à la même hauteur dans la colonne d'eau (à 40 cm du fond) sur les deux plages, seraient nettement plus fortes. Cette différence est due à la forte asymétrie de la composante transversale vers le large sur le bas de plage face aux Dunes du Perroquet, mise en évidence sur l'intégralité des mesures de ce site. L'hypothèse d'un fort courant d'*undertow*, exclusivement sur ce site et en conditions modérées comme agitées, ne voit ici comme seule explication que l'influence possible de la topographie de la plage, à

l'endroit où l'appareil de mesures a été déployé sur la plage des Dunes du Perroquet : une barre large et au relief peu marqué, à une centaine de mètres vers l'Est d'un chenal de vidange de la bêche supérieure.



**Figure III-10** Comparaison des hauteurs significatives de vagues et des vitesses moyennes de courant mesurées dans les petits fonds et sur le bas de plage sur les deux sites de mesures lors de la campagne de novembre-décembre 2009.

### 1.2.3 Evolution morphodynamique de la zone d'étude

Lors de cette campagne, les deux sites d'étude ont fait l'objet de mesures topographiques au DGPS, destinées à dresser des modèles numériques de terrain (MNT) de plage, dans le but d'évaluer les changements morphologiques survenus pendant la période étudiée en relation avec les conditions hydrodynamiques mesurées. Sur la plage de la Dune Dewulf, 6 MNT ont été réalisés avec des intervalles de 1 à 3 jours entre deux levés (Figure III-11). Sur la plage des Dunes du Perroquet, trois MNT ont été réalisés à 4 et 5 jours d'intervalle (Figure III-12). Des représentations en 3D ont été établies à partir des mesures topographiques ainsi que des MNT différentiels, représentant les zones d'érosion/accrétion préférentielles sur le domaine d'étude, sur chaque intervalle de temps et sur une superficie commune de 300 m x 250 m pour la Dune Dewulf et 300 m x 350 m pour les Dunes du Perroquet. Par la suite, les changements volumétriques ont été calculés entre les levés successifs.

Sur l'ensemble de la période, les variations morphologiques ou d'altitude ont été relativement faibles sur le site de la Dune Dewulf, mais les volumes d'érosion ou accrétion globaux sont assez bien corrélés aux variations des conditions hydrodynamiques (Figure III-11). Le levé réalisé à basse mer dans la journée du 27 novembre montre l'apparition d'un chenal dans la partie Ouest du domaine, entaillant la barre de mi-plage. Avec une apparente alternance accrétion/érosion sur la succession barres/bâches, le MNT différentiel montre un léger comblement de la bache la plus basse et une érosion de la barre supérieure. L'érosion finale de 1061 m<sup>3</sup> durant les 3 jours coïncide avec une phase d'agitation modérée, des houles incidentes du N-NW de hauteur significative maximale atteignant 1m en bas de plage, et des courants moyens diminuant de 0,8 à 0,5 m/s, à prédominance longitudinale vers l'Est.

Après des conditions énergétiques plus calmes jusqu'au 30 novembre et une accrétion légère de la zone d'étude, le bref coup de vent de Nord dans la nuit du 30 au 1<sup>er</sup> décembre s'est traduit par une nouvelle érosion générale de 1142 m<sup>3</sup> en 24 heures. La faible accrétion voire même de stabilité (potentiellement due à des artefacts de mesure) du 1<sup>er</sup> au 3 décembre, puis d'érosion jusqu'au 6 décembre, correspondent encore à des épisodes d'hydrodynamique calme à faiblement agitée. Le chenal de vidange, de faible activité, s'est relativement peu déplacé dans ces conditions pourtant agitées de secteur W-SW durant la majorité de la campagne (et N le 30-1<sup>er</sup> décembre). Au final, le site présente un bilan négatif avec un déficit de -3077 m<sup>3</sup>.

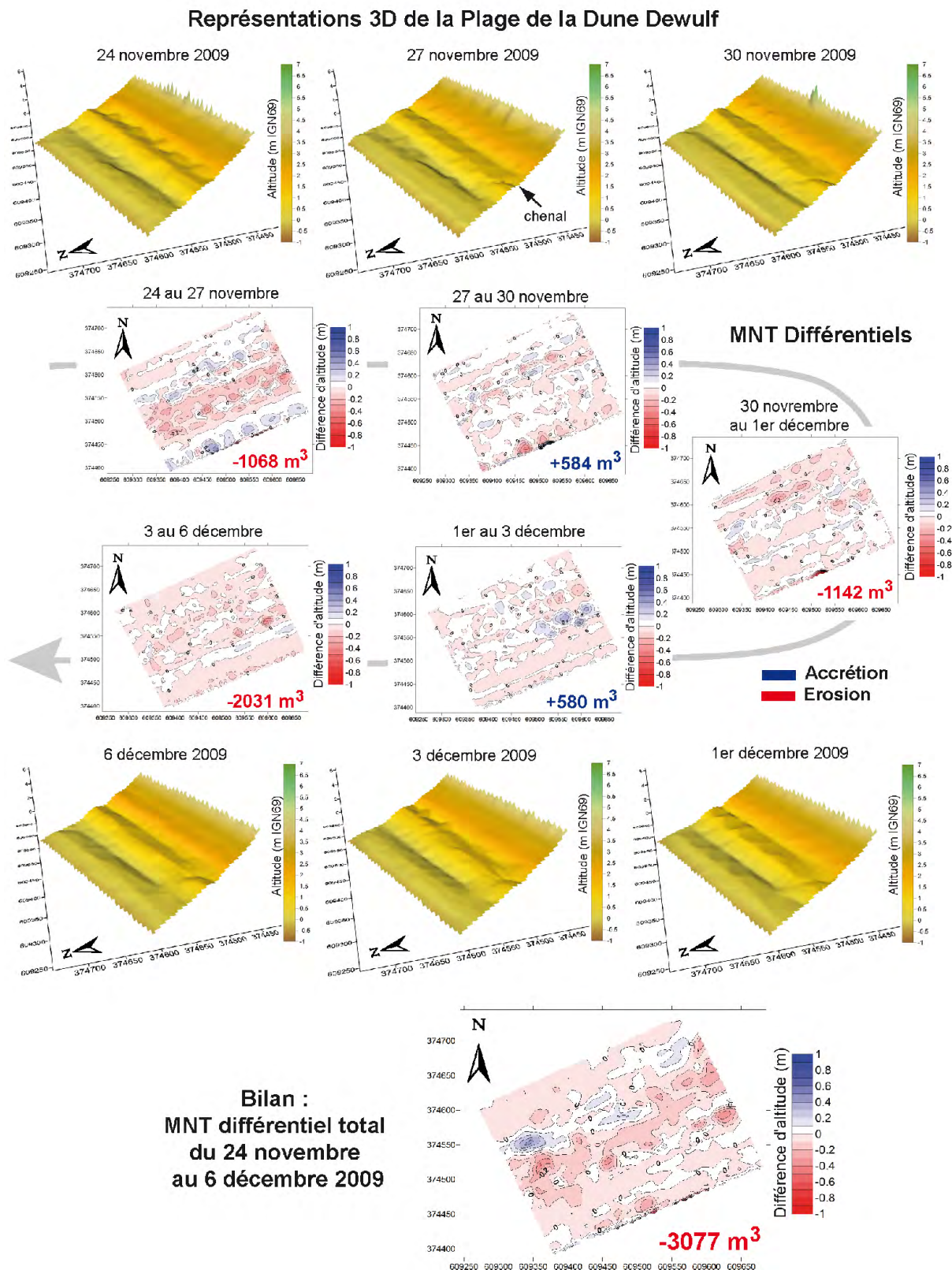
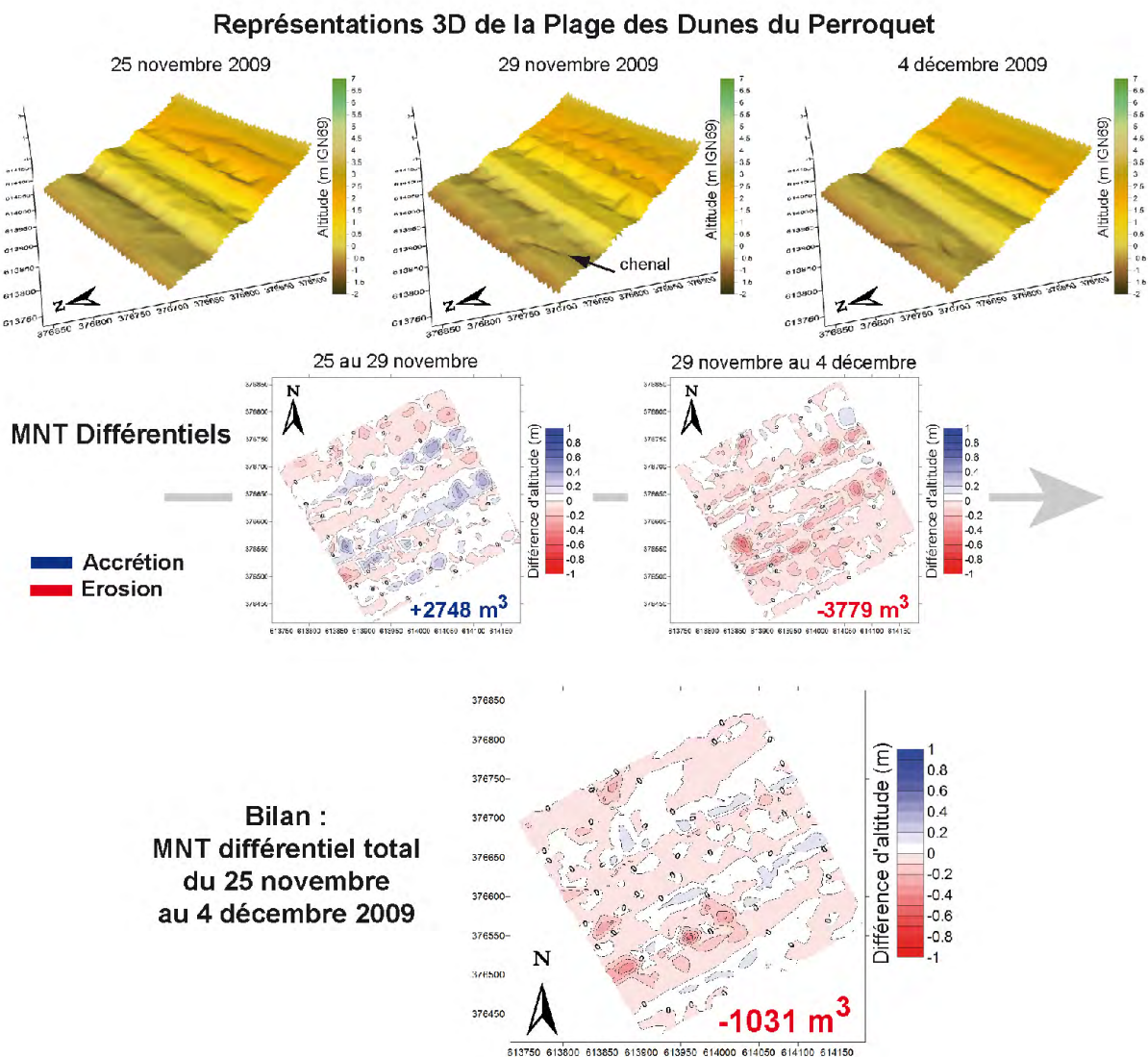


Figure III-11 Mesures topographiques réalisées sur la plage de la Dune Dewulf pendant la campagne de novembre-décembre 2009 : représentations 3D, MNT différentiels et distribution granulométrique sur l'estran.

Sur la plage des Dunes du Perroquet, des changements volumétriques non négligeables ont été mesurés entre les 3 levés topographiques : + 2748 m<sup>3</sup> par comblement des bâches du 25 au 29 novembre ; puis une érosion générale de -3779 m<sup>3</sup> du 29 novembre au 4 décembre (Figure III-12). Le bilan final témoigne d'une perte de 1031 m<sup>3</sup>, relativement modérée pour une superficie de 300 m x 350 m. Sur ce site aussi, le chenal de bas de plage visible dès le MNT du 29 novembre est resté assez stable, avec une faible variabilité morphologique des barres-bâches, hormis le surcreusement des bâches observé suite aux conditions agitées du 1<sup>er</sup> décembre ainsi que la nette asymétrie des courants longitudinaux (tantôt vers le SW ou le NE) et transversaux vers le large.



**Figure III-12** Mesures topographiques réalisées sur la plage des Dunes du Perroquet pendant la campagne de novembre-décembre 2009 : représentations 3D, MNT différentiels et distribution granulométrique sur l'estran.

### 1.3 Bilan : éléments significatifs des campagnes mixtes sur les deux sites test

Les deux campagnes de mesures se sont déroulées dans des conditions énergétiques venteuses et hydrodynamiques assez différentes, calmes à moyennement agitées en février 2007 (conditions "modales" ou moyennes, couramment observées sur le secteur) et plus agitées en novembre-décembre 2009 (conditions énergétiques). Pour chaque campagne, différentes phases hydrodynamiques ont été identifiées, avec des conditions variables étroitement liées à la météorologie, en particulier lors des périodes de moyenne à forte agitation. Dans le cadre de cette thèse, l'un des objectifs visait à déterminer l'impact de conditions énergétiques à tempétueuses sur la morphodynamique côtière, à une échelle événementielle. Avant tout, il a donc été nécessaire de connaître les conditions dites "modales" ou "normales", ainsi que leur impact sur le profil côtier, avant d'identifier et évaluer les conditions énergétiques (plus ou moins fortes) puis tempétueuses potentiellement érosives et destructrices pour les littoraux sableux macrotidaux similaires à notre littoral d'étude. Des mesures hydrodynamiques menées sur la plage de Leffrinckoucke, à proximité du secteur étudié sur la plage de la Dune Dewulf, ont montré il y a plusieurs années des résultats relativement similaires (Hemdane, 2006 ; Reichmuth, 2003), en terme de caractérisation des conditions "modales" et agitées, même si bien sûr chaque condition météorologique reste unique. La nouveauté a consisté ici à comparer ces conditions météo-marines et leurs impacts sur deux sites relativement proches (4 km) mais morphologiquement assez différents, notamment en raison de leur réponse (récente) différente face aux évènements tempétueux.

Le comportement de la houle ainsi que les courants de marée, fortement calqués sur les niveaux d'eau au cours des cycles de marée, a montré des variations différentes selon les conditions de vent auxquelles ces paramètres ont été soumis. Quelle que soit l'agitation, les mesures montrent que la hauteur significative de la houle est toujours plus élevée sur le secteur de la Dune Dewulf (Ouest), marqué par la présence d'un chenal et du Banc Hills à l'avant-côte, que du côté des Dunes du Perroquet (Est). Ce qui indique que le banc ne semble pas atténuer autant les vagues qu'on pourrait le penser, ni protéger cette portion de côte de l'énergie des houles du large. Les houles seraient donc davantage dissipées sur le site des Dunes du Perroquet où la pente, régulière de l'avant-côte à l'estran, est plus douce. La variabilité des conditions a néanmoins montré une intensité différente des hauteurs significatives entre les petits fonds et le bas de plage. Dans les conditions modales de février 2007, les hauteurs significatives mesurées dans les petits fonds sont apparues nettement plus élevées que celles acquises sur le bas de plage. Au contraire, dans les conditions plus agitées survenues lors de la campagne de novembre-décembre 2009, ces hauteurs enregistrées en bas de plage ont été plus fortes que celles des petits fonds. Sachant que les instruments déployés en bas de plage (à la même altitude sur chaque site) sont systématiquement installés, pour des

raisons logistiques et de "sécurité" du matériel, en sommet de barre et préférentiellement du côté du flanc maritime de la barre, ces mesures pourraient s'expliquer par le gonflement et l'asymétrie des vagues à la côte, à l'approche du déferlement. Lorsque la houle se propage et arrive à la côte, son profil perd sa symétrie, les vagues gagnent en hauteur, et deviennent instables jusqu'au point de rupture ou elles déferlent.

En conditions calmes, ou "modales", la vitesse des courants moyens (0,3-0,4 m/s au maximum) est essentiellement déterminée et régulée par la marée, au flot comme au jusant. La composante longitudinale des courants présente une asymétrie liée au flot et par conséquent une vitesse résiduelle vers le NE, tandis que la composante transversale est, elle, assez faible. En conditions calmes de secteurs W-SW, les vitesses des courants et en particulier la composante longitudinale, ont été plus fortes dans les petits fonds que sur le bas de plage, avec une augmentation conjointe à la hausse des coefficients de marée (tranche d'eau plus grande à pleine mer). Cette même composante peut être soumise à l'influence du vent et induire des vitesses plus élevées que celles uniquement dues à la marée.

En conditions agitées de secteur W-SW, la direction des courants, directement liée à celle du vent, montre une forte asymétrie de sa composante longitudinale en faveur du flot (vers le NE) avec parfois l'absence de renverse de courant et de jusant. Des vitesses nettement intensifiées par le forçage du vent, dans les petits fonds et surtout sur le bas de plage, où la tranche d'eau est plus réduite.

Des conditions agitées de secteur N-NW ont pu être observées, de manière assez brève pendant la seconde campagne, avec ici aussi une direction des courants directement liée à celle du vent et des vitesses intensifiées par le forçage du vent : les vitesses longitudinales marquées par une forte asymétrie vers le SW, renforçant la puissance du jusant, et les vitesses transversales asymétriques vers le large.

Lors de conditions énergétiques, le plus fort apport de masse d'eau, induit par les vagues, et de particules à la côte, peut être à l'origine d'un courant de retour orienté vers le large (vitesses transversales), emportant du sédiment et agissant comme un facteur de l'évolution du profil de plage, tout comme la double alternance journalière des courants de marée sur la zone intertidale (à l'origine de la formation et de la migration des barres sableuses intertidales). La dynamique des vagues à la côte et leur asymétrie sont aussi un réel moteur de l'hydrodynamique et du transport de sédiments sur les plages. Dans les conditions calmes de la campagne de février 2007, malgré une agitation plus forte en fin de période, l'évolution morphologique du profil côtier avait été réduite. En novembre-décembre 2009, les conditions modérées à un peu plus agitées n'ont pas montré de modifications importantes en terme de morphologie mais des variations volumétriques des zones d'étude sur chaque site : une érosion générale (comblement de bêche et érosion de barre) en conditions agitées, en

provenance du N-NW comme du W-SW, et une accrétion lors des phases de faible énergie. Même sous l'influence de vents du secteur W-SW, les marées de vive-eau moyenne n'ont jamais atteint le pied de dune au cours des campagnes mixtes présentées.

Cette relative stabilité des systèmes de barres-bâches n'est pas exceptionnelle. En effet, différents mécanismes, décrits sur des plages macrotidales du nord de la France par [Anthony et al. \(2004\)](#), peuvent contribuer à limiter l'évolution morphologique des barres intertidales. La translation verticale et horizontale de la marée provoquant une migration latérale des zones de *shoaling*, de *surf* et de *swash*, ceci laisse peu de temps aux processus propres à chacune de ces trois zones hydrodynamiques pour agir sur chaque barre et remobiliser le sédiment, durant les phases de flot comme de jusant. L'importance même du marnage est directement déterminante dans le temps de résidence de chacun de ces processus sur les différentes parties du profil. En effet, l'influence de la marée sur les plages à plusieurs barres intertidales repose essentiellement sur les forts marnages, qui génèrent des taux variables de translation verticale de la marée, rapides, affectant la durée d'action des processus hydrodynamiques sur le profil, et contribuant à augmenter la relaxation morphologique des barres ([Reichmüth et Anthony, 2007](#)).

Malgré des variations morphologiques réduites au cours des deux campagnes de mesures, début 2007 puis fin 2009, les bilans volumétriques déterminés sur chacun des deux sites d'étude ont systématiquement montré une érosion plus forte à l'Ouest qu'à l'Est. En février 2007, une perte de - 1167 m<sup>3</sup> (sur une zone de 265 x 125 m) a été enregistrée sur le site de la Dune Dewulf, soit 2,6 fois supérieure à la perte de - 452 m<sup>3</sup> enregistrée sur le site des Dunes du Perroquet (sur 360 x 100 m, MNT pourtant plus étendu). Puis, en novembre-décembre 2009, l'érosion mesurée sur le site de la Dune Dewulf a atteint - 3077 m<sup>3</sup> (sur 300 x 250 m), soit près de 3 fois supérieure à la perte de - 1031 m<sup>3</sup> enregistrée sur le site des Dunes du Perroquet (sur 300 x 350 m). En conditions météo-marines calmes comme modérées à plus énergétiques, le site de la Dune Dewulf ne semble donc pas plus protégé des houles du large par la proximité du Banc Hills situé à l'avant-côte, que le site des Dunes du Perroquet qui, à quelques km vers l'Est, n'est plus sous son influence.

Les mesures ponctuelles réalisées lors de coups de vents et tempêtes entre 2007 et 2010, présentées dans les sections suivantes, vont permettre de déterminer quelle est la réponse morphodynamique du profil côtier face aux forçages météo-marins, sur chacun des deux sites d'étude, dans le cas de conditions beaucoup plus énergétiques.



## 2 Evolution évènementielle de la morphodynamique côtière en conditions énergétiques et tempétueuses

### 2.1 Tempête de Mars 2007

#### 2.1.1 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

Dès la mi-mars, le ciel de l'Europe occidentale a été marqué par plusieurs zones de basses pressions (Figure III-13). Du 16 au 18 mars, une dépression baptisée Orkun a progressé vers l'Est depuis l'Atlantique Nord, au large de Terre Neuve, jusqu'à l'Allemagne, enregistrant un creux de pression à 952 hPa le 18 mars à son passage au dessus des Iles Shetland. Cette zone dépressionnaire a engendré un fort gradient de pression entre la Mer du Nord et les Alpes, qui s'est déplacé vers l'Est, accompagné de fortes rafales de vent dans la moitié Nord (des rafales de 10-11 Beaufort enregistrées en Allemagne). Le 19 mars, la dépression encore très marquée a atteint la Suède méridionale et dominé sur l'Europe occidentale. Affaiblie à son passage sur le Nord de la Scandinavie (20 mars), la dépression Orkun a perdu toute influence sur la météorologie le 21 mars, au profit du système de basses pressions Paul (pression centrale de 958 hPa le 20 mars) installé sur le Golfe de Gènes. Toujours avec un fort flux de NW vers les Alpes, cette zone de basse pression s'est ensuite divisée en deux dépressions, l'une sur l'Italie, l'autre migrant vers le NE (Pologne) puis l'W (Allemagne) dès les 22-23 mars.

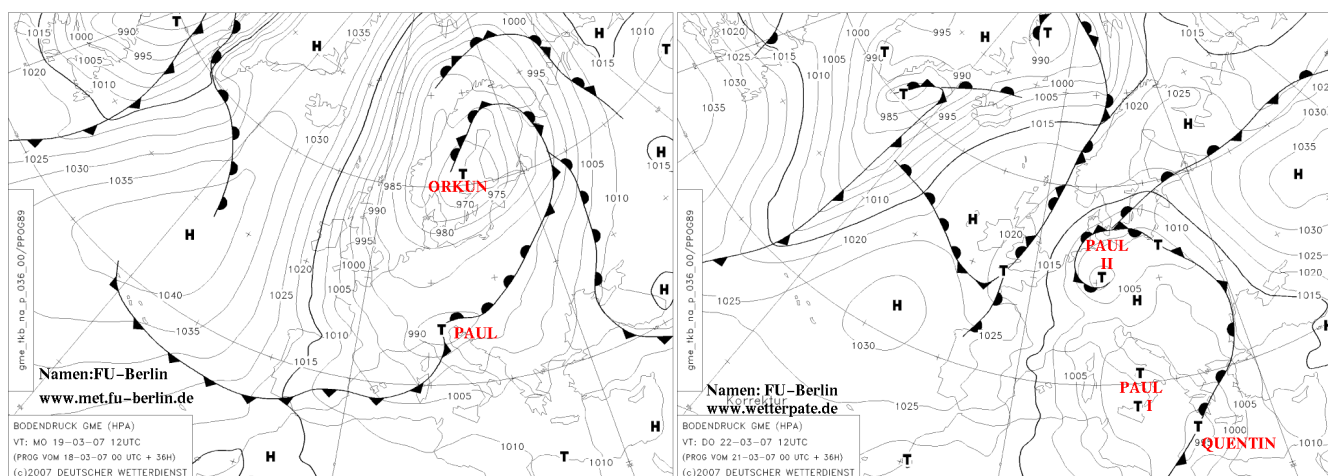
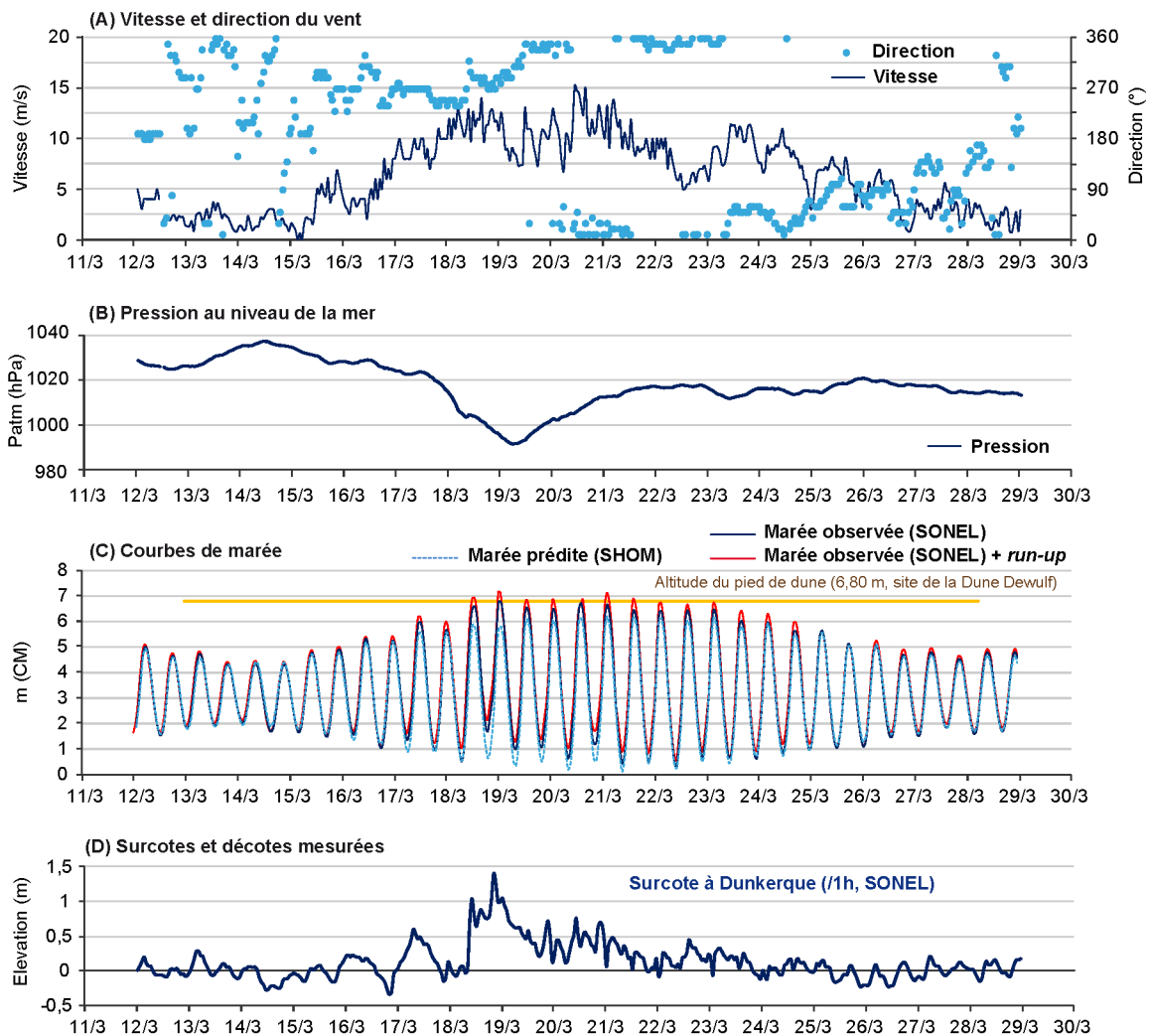


Figure III-13 Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface émises par le *Deutscher Wetterdienst* pour les 19 et 22 mars 2007 à 12h UTC (sur la base des réseaux respectifs du 18 et du 21 mars à 00h UTC). Les dépressions sur ces cartes de surface isobarique sont représentées par une lettre "T" pour basse pression, les anticyclones par la lettre "H".

Du fait de l'évolution de ces conditions atmosphériques, les vents enregistrés à la station Météo France de Dunkerque (à une fréquence horaire) ont forcé dès le 17 mars en provenance, dans un premier temps, du secteur W à SW les 17-18 mars, puis ont viré au NW à cause du fort gradient de pression présent au-dessus de la Mer du Nord, avec une vitesse maximale du vent de 14 m/s et de 13 m/s respectivement les 18 et 19 mars (Ruz *et al.*, 2009). Les vents se sont ensuite maintenus au N du 19 au 22 mars, avec une vitesse maximale de 15,3 m/s enregistrée dans la journée du 20 mars. Sans être exceptionnellement forts, les vents ont soufflé de façon persistante de 8 à 15 m/s pendant 40 heures (17-19 mars) puis 48 heures (20-22 mars) soit, sur 5 jours, un total d'au moins 88 heures (70 à 75% du temps) de vents de 8 m/s et plus (Figure III-14 A).



**Figure III-14 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la tempête de mars 2007.**

Cet évènement tempétueux, non seulement durable du fait de vents persistant, a en plus eu lieu dans des conditions de grandes marées de vives-eaux, les marées d'équinoxe de mars 2007, avec des coefficients de marée de 78 le 17 mars, 95 à 108 les 18-19 mars, 115-116 le 20 mars, puis 112 à 93 du 21 au 23 mars. Les vents relativement constants et frontaux du N, associés à une chute de la pression atmosphérique (993 hPa enregistrés à Dunkerque le 19 mars ; [Figure III-14 B](#)), ont eu pour conséquence une surélévation du niveau d'eau. Le niveau d'eau maximal enregistré à Dunkerque lors de cet évènement est de 6,80 m (CM), le 19 mars à 00h à pleine mer, grâce à une surcote de 1,06 m ([Figure III-14 C et D](#)). Ce niveau est plus élevé que la marée prédite du jour (5,74 m) et bien supérieur aux plus hautes mers astronomiques prédites (6,48 m). A la basse mer précédente, c'est une surcote de 1,41 m qui a été enregistrée, le 18 mars vers 20h. Le 21 mars, avec un fort marnage et une surcote de 0,5 m, la marée observée a encore atteint un niveau d'eau élevé de 6,70 m.

D'après les niveaux d'eau réellement mesurés à Dunkerque, le pied de dune (6,80 m) n'aurait *à priori* été atteint qu'une seule fois lors de cet épisode de tempête ([Figure III-14 D](#) ; [Tableau III-1](#)). Pourtant, les vents du N frontaux et persistants ont très probablement induit une surélévation supplémentaire du niveau d'eau à la côte (*wind et wave setup*) ([Ruz et al., 2009](#)). De façon à estimer le niveau extrême, incluant les vagues, atteint par la mer à la côte, une estimation du *run-up* a donc été réalisée à partir des enregistrements de houle disponibles au large à la station Westhinder ([Figure III-15](#)). Son calcul, au moyen de formules empiriques, permet la prise en compte du déferlement dans l'estimation du niveau marin extrême intervenant dans l'érosion du pied de dune. La méthode repose sur la combinaison de deux paramètres influant sur la déformation du plan d'eau : (1) la marée observée (niveaux d'eau mesurés au marégraphe de Dunkerque mises à disposition par SONEL) ; et (2) l'action de la houle à la côte définie par le *run-up*. Ce dernier est la somme de deux composantes : les variations du plan d'eau liées à l'agitation (*setup* :  $\eta_{\max}$ ) et l'action du jet de rive (*wave uprush* : R), soit  $R^T = \eta_{\max} + R$  ([Komar, 1998](#)). L'équation de calcul choisie pour calculer le *run-up* est celle de [Ruggiero et al. \(2001\)](#), bien appliquée aux plages à caractère dissipatif ( $\tan\beta$  : 0,018 sur la plage de la Dune Dewulf) :

$$R^T_{2\%} = 0,27 \sqrt{S H_o L_o} \quad (1)$$

où S représente la pente de la plage ( $\tan\beta$ ),  $H_o$  la hauteur de la houle au large ( $H_{mo}$  à la station Westhinder),  $L_o$  la longueur d'onde au large ( $L_o = 1,561T^2$  et  $T = T_{pic}$  en secondes). Cette équation, utilisée par [Suanez et al. \(2006\)](#) donne des valeurs de *run-up*, certes théoriques et dont il est difficile d'estimer l'incertitude, mais cohérentes avec les observations faites sur le terrain lors des différentes tempêtes ou coups de vent présentés ici. Une seconde formule a également été testée ([Stockdon et al., 2006](#) ; adaptée aux plages dissipatives, pour un nombre d'Iribaren  $< 0,3$  et utilisée par [Suanez et Cariolet, 2010](#)), et montre des valeurs de

*run-up* du même ordre de grandeur voire légèrement plus fortes. Conformément aux observations et mesures topographiques présentées dans ce chapitre, la formule (1) a été considérée comme valide sur notre site d'étude et choisie ici.

Même si les niveaux extrêmes estimés (marée mesurée + *run-up*, *run-up* de l'ordre de +0,35 à +0,50 m) restent théoriques, les calculs réalisés indiquent qu'avec la conjonction d'une marée de grandes vives-eaux, des vents du N persistants et de fortes vagues à la côte, des niveaux d'eau bien supérieurs à 6,90 m ont potentiellement pu être atteints à pleine mer du 18 au 21 mars, dépassant même à deux reprises la cote de 7 m (le 19 mars à 00h et le 21 mars à 2h) (Tableau III-1). Dans tout les cas, les cotes estimées dépassent nettement l'altitude connue du pied de dune (6,80 m), et ce lors de plusieurs hautes mers consécutives, augmentant considérablement leurs chances d'éroder le cordon dunaire.

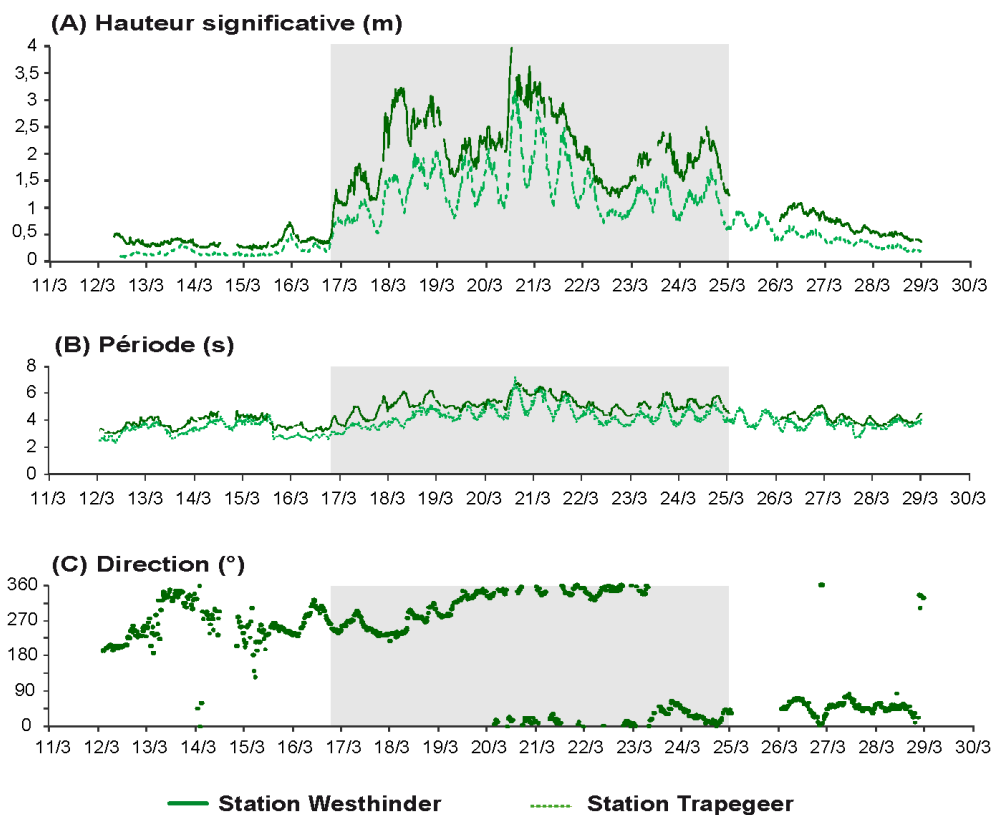
**Tableau III-1 Récapitulatif des niveaux d'eau atteints à pleine mer au marégraphe de Dunkerque et des niveaux d'eau extrêmes estimés après ajout du *run-up* à la marée observée, du 18 au 22 mars 2007.**

Dates (TU+1)	Niveaux d'eau mesurés (m /ZH)	Marée mesurée + <i>run-up</i> (m /ZH)
18/03/2007 00:00	5,69	6,05
<b>18/03/2007 13:00</b>	6,62	<b>6,99</b>
<b>19/03/2007 00:00</b>	<b>6,80</b>	<b>7,22</b>
<b>19/03/2007 13:00</b>	6,57	<b>6,92</b>
<b>20/03/2007 01:00</b>	6,50	<b>6,90</b>
<b>20/03/2007 15:00</b>	6,34	<b>6,91</b>
<b>21/03/2007 02:00</b>	6,69	<b>7,19</b>
<b>21/03/2007 14:00</b>	6,45	<b>6,93</b>
22/03/2007 03:00	6,43	6,79

### 2.1.2 Conditions hydrodynamiques au large

Evoquées dans le paragraphe précédent, les conditions hydrodynamiques sont en effet connues, lors de cet évènement de mars 2007, exclusivement au large (Westhinder) et à l'avant-côte (Trapegeer), puisque aucun appareil de mesure n'a ici pu être déployé sur l'estran. En réponse aux vents modérés à forts (8 à 15 m/s) et persistants, les hauteurs significatives de la houle ont augmenté significativement, dépassant 1 m du 16 au 24 mars inclus (Figure III-15 A). Avec une vitesse du vent élevée le 18 mars (14 m/s à 16h), les vents du SW ont induit une rapide intensification des hauteurs de vagues au large qui ont dépassé 3 m. A l'avant côte, la hausse a été plus modérée et les hauteurs maximales de vagues ont atteint 1,5 m. Du 20 mars à 9h au 21 mars à 12h, avec des vents frontaux (NW à N) jusqu'à 15 m/s à Dunkerque, les hauteurs significatives ont atteint à peine 3 m à l'avant-côte

(Trapegeer) et 4 m au large (Westhinder) en provenance du NW-N (Figure III-15 A et C). Plus près de la côte, la hauteur des vagues apparaît nettement modulée par la marée avec des fluctuations verticales et des hauteurs de vagues maximales enregistrées à pleine mer (Ruz *et al.*, 2009). Les périodes de vagues ont, quant à elles, atteint des valeurs maximales respectives de 6,7 s et 6,4 s, au large et à l'avant-côte (Figure III-15 B). Sans pouvoir quantifier précisément la hauteur des vagues sur l'estran au cours de cet épisode, il est probable qu'une houle bien formée et énergétique ait atteint la côte les 18-19 et 21 mars en particulier, avec un fetch long, des vents frontaux et une houle NW à N probablement peu (ou pas) réfractée entre la station Westhinder et la plage, mais normalement amortie par les nombreux bancs tidaux présents du large à l'avant-côte.



**Figure III-15 Synthèse des mesures hydrodynamiques enregistrées au large (station Westhinder) et à l'avant côte (station Trapegeer) pendant la tempête de mars 2007.**

### 2.1.3 Réponse morphologique du profil côtier

Cet évènement de tempête de mars 2007 a bénéficié de mesures topographiques pré-/post-tempête, dans le prolongement de la campagne de février 2007, ainsi que d'un suivi photographique (Ruz *et al.*, 2009). Du 18 au 21 mars, avec la conjonction d'une marée d'équinoxe et de vents du Nord persistants, combinés à de fortes vagues, les hauts niveaux

d'eau à la côte ont pu dépasser l'altitude du pied de dune à plusieurs reprises (6,80 m sur le site de la Dune Dewulf ; [Tableau III-1](#)). Les observations et mesures réalisées après la tempête montrent, d'Ouest en Est, des impacts d'intensité nettement variable, sur des secteurs portant distants d'à peine quelques kilomètres ([Figure III-16](#) ; [Figure III-17](#)).

**Site de la Dune Dewulf, 22-25 mars 2007**

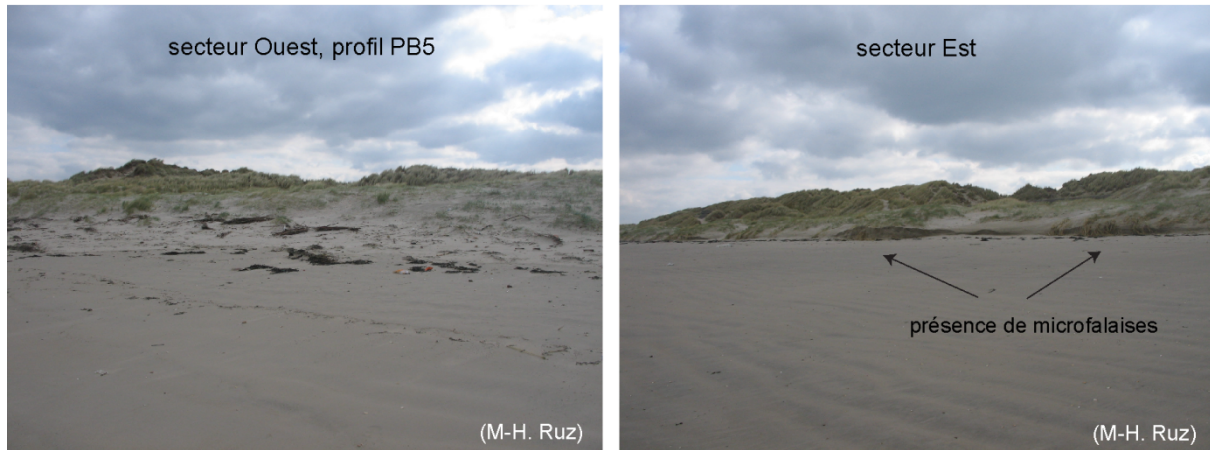


**Figure III-16 Photographies du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf après la tempête des 19-21 mars 2007 (clichés : M-H. Ruz).**

A l'Ouest, la côte a été marquée par une érosion significative du front dunaire tout le long de la Dune Dewulf ([Figure III-16](#)). Localement, les fascines mises en place en pied de dune, sur un secteur d'étude en mars 2004, ont été emportées sous l'action des vagues de tempête ([Ruz et Anthony, 2008](#)). L'évolution morphologique dune-plage produite lors de cet épisode a pu être déterminée à partir de profils topographiques (transect PZ3 levé les 23 février et 22 mars) ainsi que plusieurs MNT (275 m *cross-shore* sur 125 m *longshore*, les 20 février et 28 mars) disponibles avant et après la tempête. Des profils et MNT plus proches,

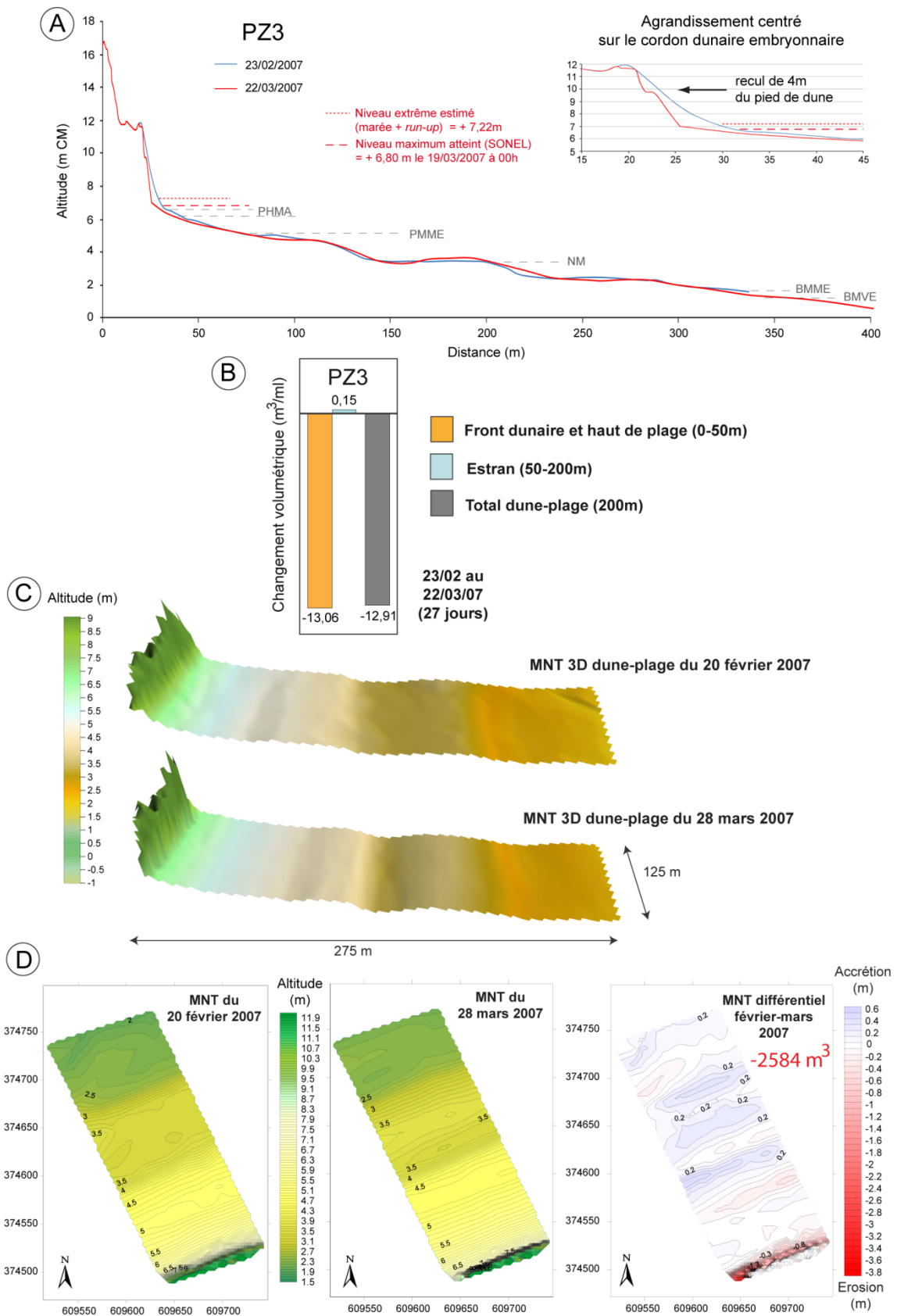
dans le temps, de la tempête des 19-21 mars existaient (campagne de février 2007 ; [Figure III-5](#)) mais n'ont pas été sélectionnés ici dans la mesure où les levés topographiques étaient limités à la plage (du pied de dune au bas de l'estran) sans prendre suffisamment en compte le front dunaire important à considérer dans des conditions tempétueuses telles que celles observées.

**Site des Dunes du Perroquet, 22 mars 2007**



**Figure III-17 Photographies du front dunaire sur le site des Dunes du Perroquet après à la tempête des 19-21 mars 2007 (clichés : M-H. Ruz).**

En réponse à cet évènement, les mesures topographiques montrent clairement, sur le site de la Dune Dewulf, que le front dunaire a subi une attaque marine avec un recul du pied de dune de l'ordre de 4-5 m dans l'axe du profil PZ3 ([Figure III-18 A](#)). Désormais entaillé en falaise vive, le front dunaire présente une pente plus forte que celle du versant pré-tempête, plus doux, accompagné d'un lissage et un abaissement du haut de plage ([Figure III-18 A et C](#)). En termes de bilan sédimentaire, une perte importante de  $13 \text{ m}^3/\text{ml}$  de sédiment a été enregistrée au niveau du front dunaire et du haut de plage (sur une distance de 50 m) en l'espace de 27 jours, tandis que l'estran montre un budget stable entre le 23 février et le 22 mars ( $0,15 \text{ m}^3/\text{ml}$ , inclus dans la marge d'erreur) ([Figure III-18 B](#)). Sur l'ensemble du profil PZ3, le bilan sédimentaire est donc déficitaire de près de  $13 \text{ m}^3/\text{ml}$ , essentiellement en raison de l'érosion du front dunaire. Sur l'ensemble du domaine de  $275 \text{ m} \times 120 \text{ m}$ , il apparaît un déficit de  $- 2584 \text{ m}^3$  du 20 février au 28 mars ([Figure III-18 D](#)). Considérant qu'un déficit de  $- 1164 \text{ m}^3$  avait été précédemment estimé entre le 16 février et le 1<sup>er</sup> mars, uniquement sur la plage (campagne de février 2007 ; [Figure III-5](#)), il en résulte tout de même un bilan sédimentaire négatif (d'environ  $1400 \text{ m}^3$ ), engendré par les conditions météo-marines de cette tempête.



**Figure III-18** Mesures topographiques réalisées sur la plage de la Dune Dewulf avant et après la tempête de mars 2007 : (A) profils topographiques, (B) bilan volumétrique, (C) représentations 3D, (D) MNT et différentiel 2D.



A l'Est, sur le site des Dunes du Perroquet, des profils topographiques (23 février et 22 mars 2007) ainsi que des MNT (19-21 février et 29 mars) ont été réalisés en situation pré-/post- tempête (avec également des levés intermédiaires d'une étendue insuffisante pour l'évaluation des impacts de la tempête (uniquement la plage, campagne de février 2007 ; [Figure III-6](#)).

Contrairement aux impacts constatés à l'Ouest, le site des Dunes du Perroquet a été peu affecté par la tempête de mars 2007. Le versant marin du cordon dunaire reste intact et n'a pas été sapé par les vagues à pleine mer, hormis très localement où de petites microfalaises ont été observées ([Figure III-17](#) ; [Figure III-19 A](#)). L'estran présente des variations morphologiques faibles, avec un lissage du haut de plage et des systèmes de barres-bâches intertidales ([Figure III-19 C](#)). Le profil PB5 enregistre, entre le 23 février et le 22 mars, un bilan volumétrique positif de l'ordre de  $+ 5,92 \text{ m}^3/\text{ml}$  : faible ( $+ 0,64 \text{ m}^3/\text{ml}$ , marge d'erreur due à la prise de mesure) au niveau du haut de plage et du cordon dunaire, et nettement excédentaire sur l'estran ( $+ 5,28 \text{ m}^3/\text{ml}$  sur une distance de 250 m) ([Figure III-19 B](#)). Du 19-21 février au 29 mars, un gain moyen de  $+ 516 \text{ m}^3/\text{m}$  a été calculé sur l'ensemble du domaine de 400 m x 100 m ([Figure III-19 D](#)). Sachant qu'une perte modérée de  $- 452 \text{ m}^3/\text{ml}$  avait été estimée du 19-21 février au 28 février (sur la plage uniquement), il convient de conclure à une stabilité, voire un léger gain sédimentaire, du site des Dunes du Perroquet au cours de la tempête de mars 2007.

Les résultats obtenus au cours de cette tempête montrent que, sur le secteur d'étude est-dunkerquois, un évènement érosif majeur peut se produire lorsque des vents modérés à forts (8 à 15 m/s) soufflent pendant une durée suffisamment longue, ici plus de 48 heures, et produisent une surcote combinée aux hauts niveaux d'eau d'une marée d'équinoxe. L'étude de [Ruz et al. \(2009\)](#) a donc suggéré que des évènements érosifs majeurs ne seraient pas nécessairement dus à des vents exceptionnellement forts. Un seuil de vitesse de 8-10 m/s semble en effet suffisant, dans la mesure où les vents sont persistants. Les vents horaires enregistrés à Dunkerque lors de cet épisode de mars 2007 ont à peine excédé 15 m/s, et de façon très ponctuelle. Les conditions de marée ainsi que la durée et la direction du vent semblent avoir joué ici un rôle majeur, contrôlant le potentiel érosif de la tempête. Pour des conditions météo-marines identiques, les sites de la Dune Dewulf (à l'Ouest) et des Dunes du Perroquet (à l'Est) n'ont pas été atteints avec la même intensité : à l'issue de la tempête, le premier affiche une érosion uniforme le long du cordon bordier avec un front dunaire entaillé en falaise vive, tandis que le second est resté relativement stable, marqué localement par des microfalaises assez réduites. Dans les deux cas, l'estran est resté assez stable en termes de morphologie, et montre un léger lissage avec localement un abaissement du haut de plage.

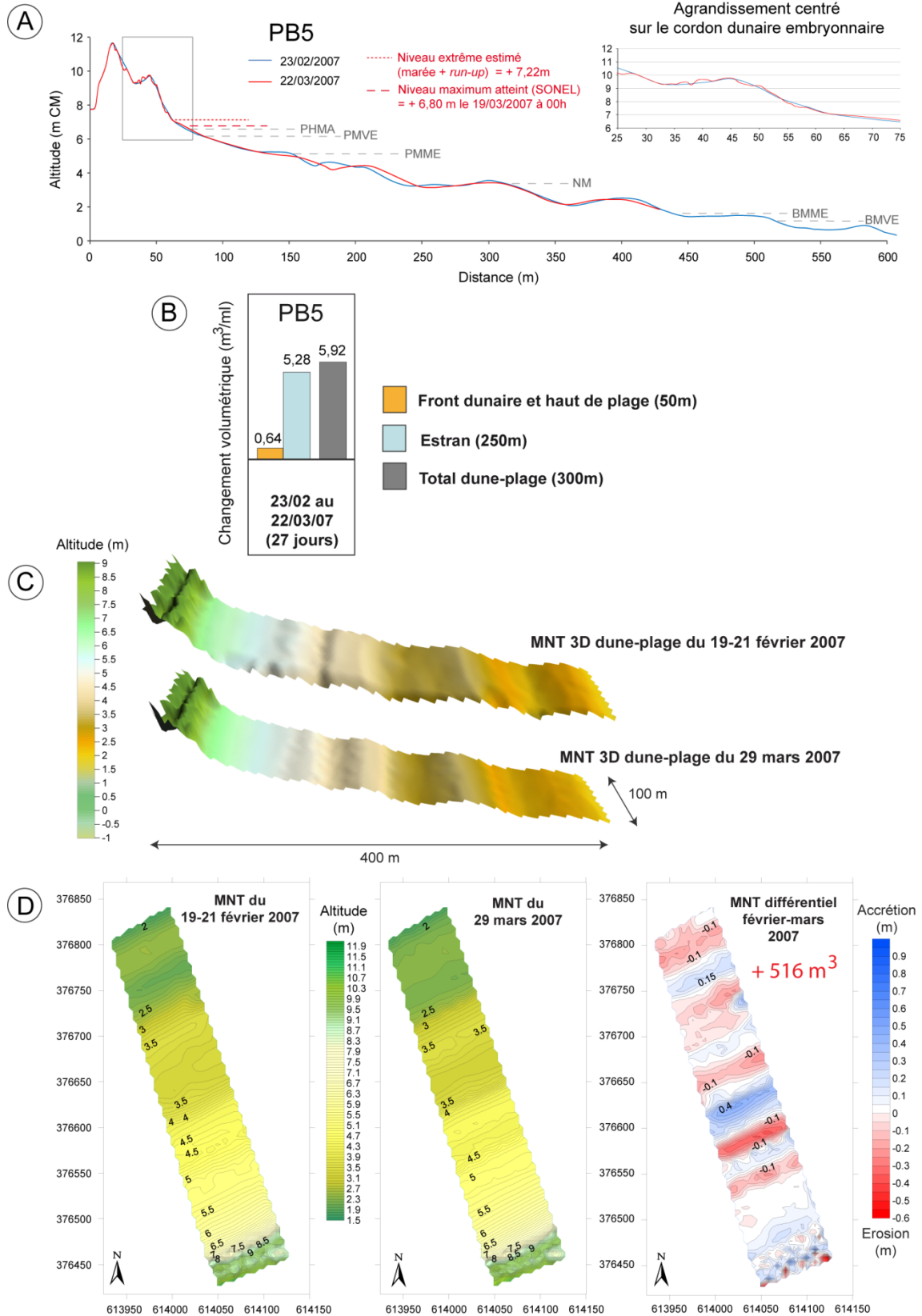
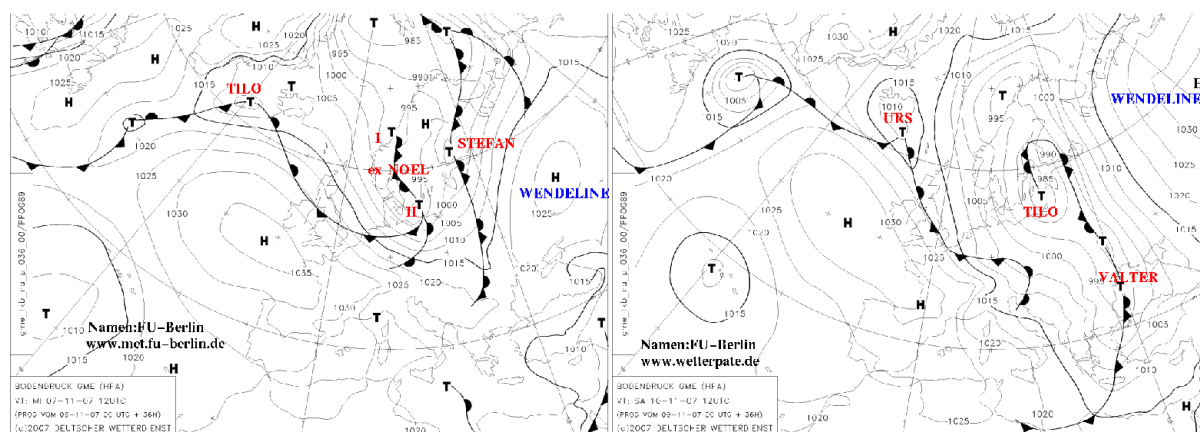


Figure III-19 Mesures topographiques réalisées sur la plage des Dunes du Perroquet avant et après la tempête de mars 2007 : (A) profils topographiques, (B) bilan volumétrique, (C) représentations 3D, (D) MNT et différentiel 2D.

## 2.2 Tempête de Novembre 2007

### 2.2.1 Caractéristiques de l'évènement et impacts sur les côtes de la Mer du Nord

Cet évènement tempétueux s'est produit à partir du 8 novembre 2007 et a connu son paroxysme le 9 novembre, avec une intensité due à des conditions atmosphériques particulières (Figure III-20) : une zone de hautes pressions (1035-1040 hPa) localisée au SW des îles britanniques en début de semaine est à l'origine d'un flux de NW au-dessus des ces îles avec un rail de perturbations de l'Irlande au sud de la Baltique (Annexe II). L'une de ces perturbations s'est développée en une forte dépression, baptisée Tilo, qui est passée sur le Nord de l'Ecosse le 8 novembre (971 hPa à 12h UTC), où le gradient de pression, assez fort, a mené à de sévères rafales de vent (42 m/s à Fair Isle au Nord de l'Ecosse). Le flux d'Ouest a rapidement viré au N-NW avec des vents de surface maximaux de 25-27 m/s (le 8 novembre à 17h UTC sur une plateforme en Mer du Nord, *Met Office observations*) (Parker et Foden, 2009). C'est cette combinaison de forts vents du N-NW, soufflant avec un fetch étendu en Mer du Nord, et de basses pressions atmosphériques, qui a causé cet évènement de tempête des 8-9 novembre 2007.



**Figure III-20** Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface émises par le Deutscher Wetterdienst pour les 7 et 10 novembre 2007 à 12h UTC (sur la base des réseaux respectifs du 6 et du 9 novembre à 00h UTC) au passage de la dépression Tilo sur la Mer du Nord. Les dépressions sur cette carte de surface isobarique sont représentées par une lettre "T" pour basse pression, les anticyclones par la lettre "H".

Ce phénomène sans précédents depuis le tragique évènement des 30 janvier-1<sup>er</sup> février 1953, a touché de façon générale l'Europe du Nord et logiquement affecté l'ensemble des côtes de la Mer du Nord avec des vents violents et un niveau de la mer accru de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres (Figure III-21).

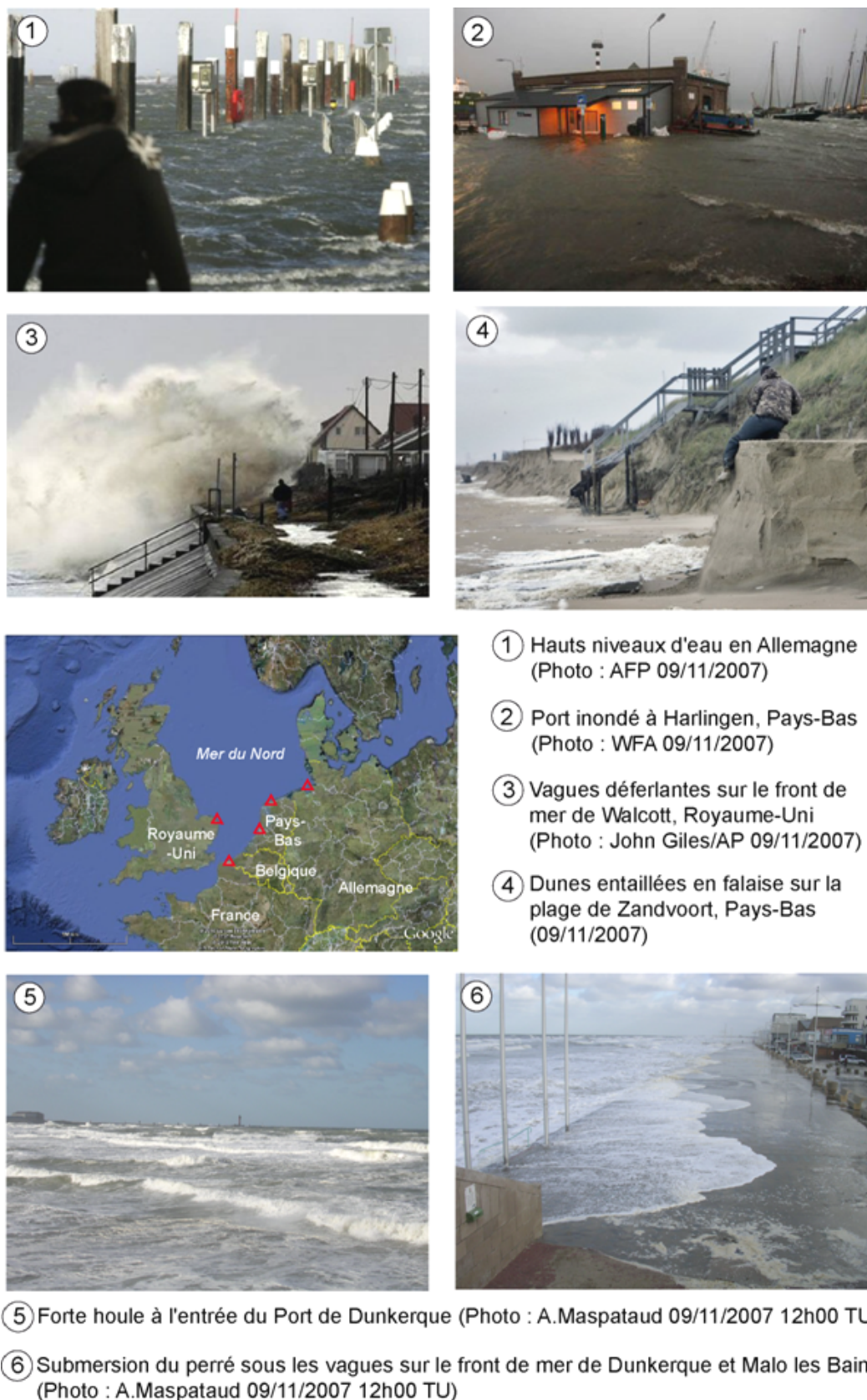


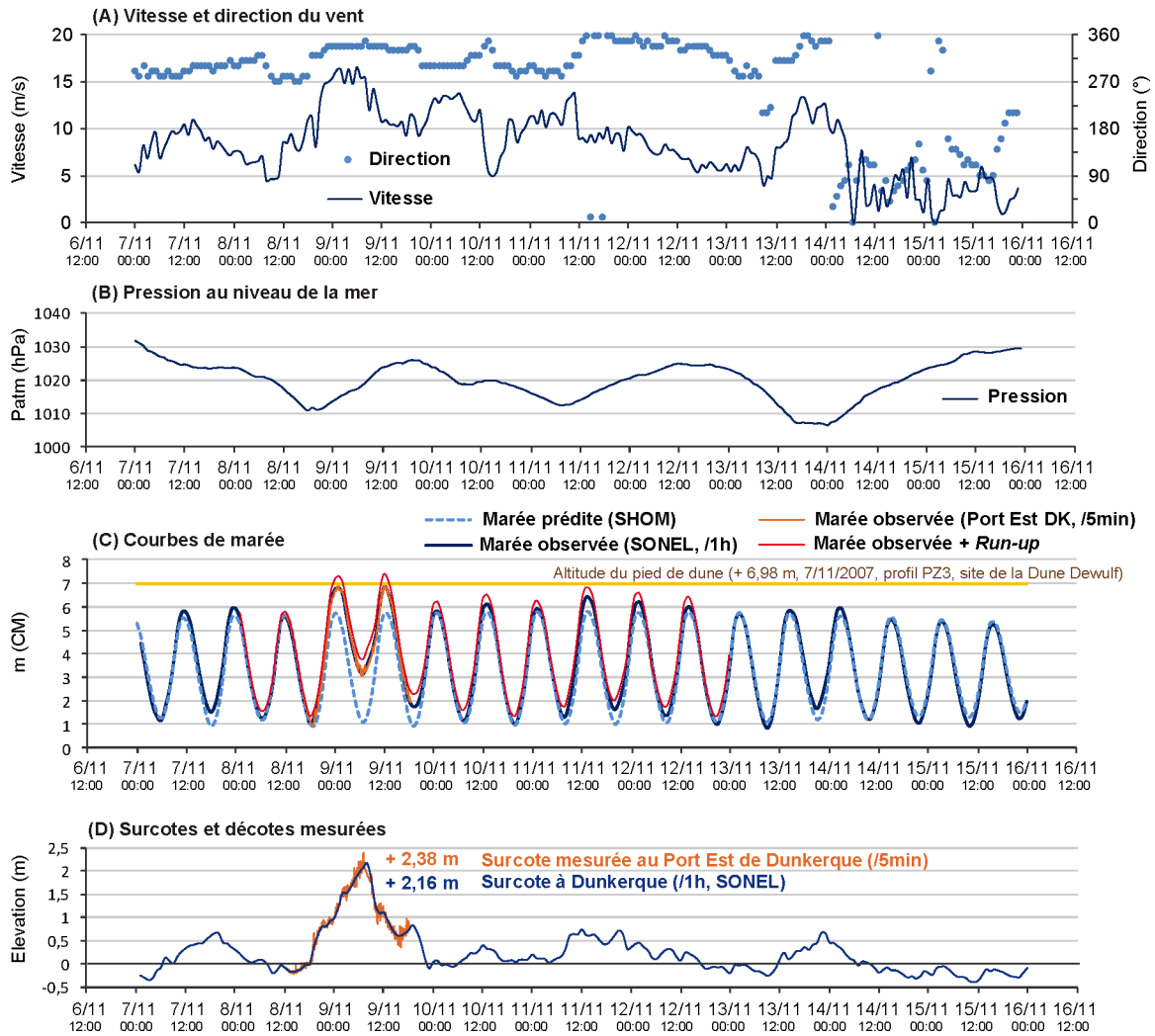
Figure III-21 Aperçu des impacts de la tempête du 9 novembre 2007 sur les côtes de la Mer du Nord (Photographies (1) à (4) disponibles sur [www.safecoast.org](http://www.safecoast.org)).

Les alertes lancées dans plusieurs pays, craignant de nouvelles inondations désastreuses semblables à 1953, ont permis de limiter le risque. En Angleterre, les alertes et évacuations prévenant le risque d'inondation ont évité des victimes humaines, et les barrières de la Tamise ont été actionnées afin de protéger la ville de Londres d'une éventuelle crue. Tout comme aux Pays-Bas, où les barrières anti-tempêtes ont toutes été fermées, en particulier le nouveau "*Maeslantkering*" actionné pour la première fois dans la nuit du 8 au 9 novembre 2007 pour protéger la ville de Rotterdam. Les niveaux d'eau, à pleine mer le 9 novembre, ont atteint des niveaux record sur les côtes de la Mer du Nord : + 1,8 à + 2,4 m au-dessus de la normale en Angleterre, + 1,5 m en Suède et au Danemark. Des inondations importantes, partiellement limitées, ont tout de même eu lieu en Angleterre, aux Pays-Bas, et dans le Nord de l'Allemagne où les eaux se sont engouffrées dans l'estuaire de l'Elbe qui relie le Port d'Hambourg à la Mer du Nord. Grace aux études et techniques aujourd'hui employées sur les côtes, peu d'ouvrages ont subi des avaries lors de cette tempête, contrairement aux ruptures de centaines de digues qui s'étaient produites en 1953, causant des milliers de pertes humaines, en l'absence de tout alerte et évacuation à l'époque. Les cordons dunaires hollandais, britanniques ou du département du Nord en France ont par contre été fortement attaqués par la mer, et le trait de côte montre selon les secteurs 1 m à plusieurs mètres de recul.

### 2.2.2 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

Cette tempête s'est produite à partir du 9 novembre 2007, caractérisée par des forts (> 8 m/s) vents frontaux du N-NW (330-360°N, [Figure III-22 A](#)) soufflant avec persistance durant 48 heures. Les vents ont atteint une vitesse maximale de 16 m/s dans la mi-journée du 9 novembre lors de la pleine mer. Malgré un coefficient de marée plutôt moyen de 76, les vents frontaux combinés à une chute de pression de 23 hPa ont eu pour conséquence une surcote de 2,38 m à basse mer et des surcotes de 1,20 m à pleine mer le 9 novembre ([Figure III-22 B, C, D](#)). Il s'agit d'une surcote record, même si elle s'est produite à basse mer, puisque la plus importante enregistrée à Dunkerque datait du 3 janvier 1976, avec une surcote de 2,18 m ([Chaverot \*et al.\*, 2008](#) ; [Tomasin et Pirazzoli, 2008](#)).

Les données faisant état d'une surcote de 2,38 m ont été enregistrée avec un pas de temps de 5 minutes (communiquées par la Capitainerie du Port Est de Dunkerque), tandis que les mesures acquises auprès de SONEL sont moyennées et de type horaire (surcote de 2,16 m). Aux deux pleines-mers du 9 novembre, les surcotes de l'ordre de 1,20 m ont entraîné une submersion du perré de Dunkerque par les vagues déferlantes et une érosion du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf en particulier ([Figure III-21 \(5\) et \(6\)](#)).



**Figure III-22 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la tempête de novembre 2007**

Pourtant, si l'on ne considère que les niveaux d'eau mesurés au marégraphe de Dunkerque, le pied de dune n'aurait pas du être atteint par la mer, ou à peine (Figure III-22 C), contrairement aux observations et mesures montrant que les vagues ont bien sapé le front dunaire à sa base. Cette action de la houle à la côte vraisemblablement due au *run-up*, correspondant au niveau extrême atteint par la mer incluant les vagues. Avec des houles au large de près de 5 m et à la côte de 1,8 m, les niveaux d'eau mesurés et les niveaux d'eau extrêmes (niveau potentiellement atteint = marée mesurée + *run-up*), montrent aux deux pleines-mers du 9 novembre 2007 un *run-up* de 0,52 à 0,57 m au plus fort du coup de vent, sur la plage de la Dune Dewulf (Tableau III-2). Le pied de dune du profil PZ3, à l'altitude 6,98 m (côte marine), n'aurait pas été atteint si l'on ne considère que la marée mesurée sans tenir compte des vagues et de la poussée exercée par le vent du Nord. L'estimation du *run-up* élève les niveaux d'eau extrêmes à respectivement 7,31 m et 7,40 m (Tableau III-2),

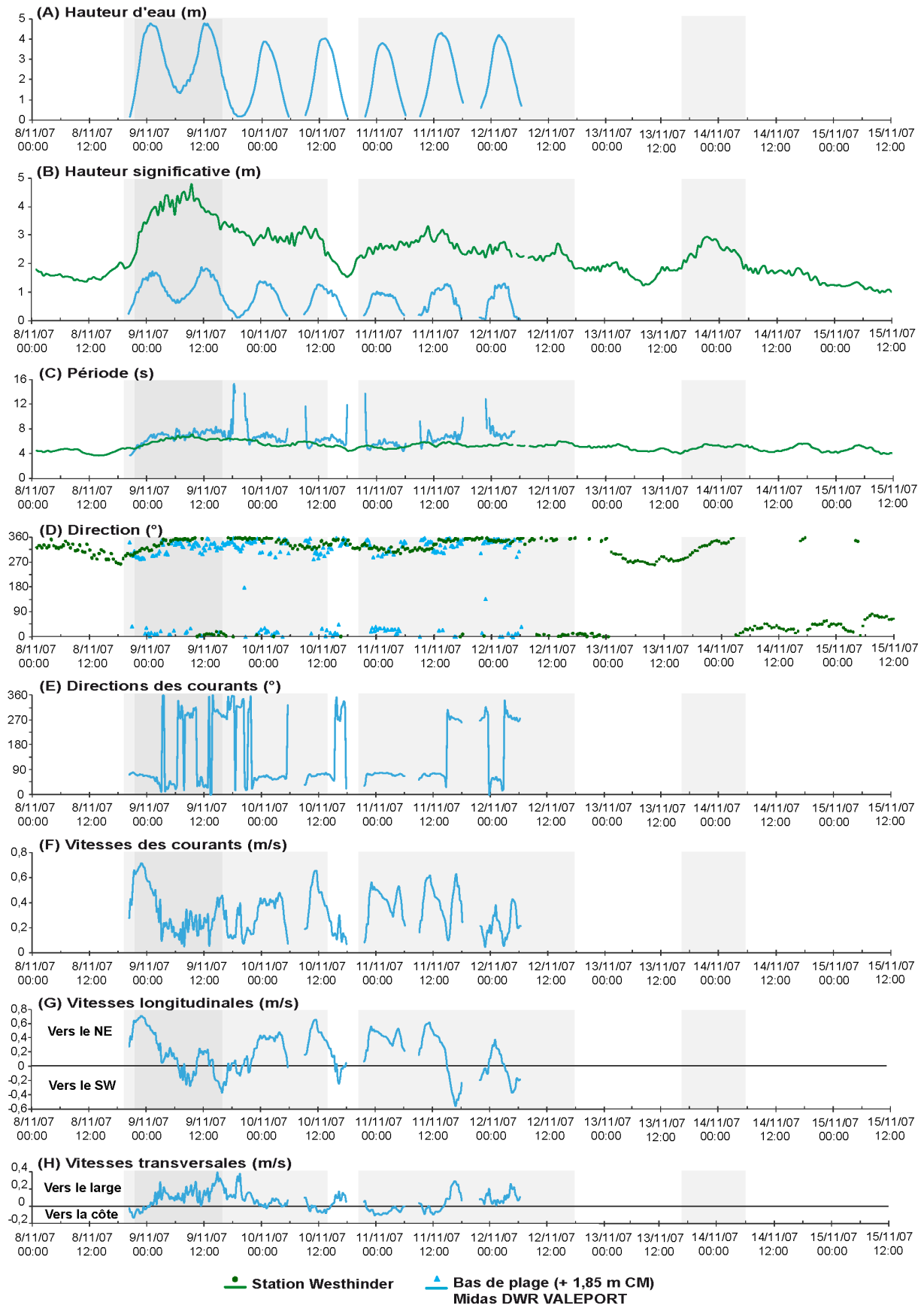
permettant aux vagues d’atteindre le pied de dune et provoquer des effondrements de falaise dunaire, sapée à sa base par les vagues.

**Tableau III-2 Récapitulatif des niveaux d’eau atteints à pleine mer au marégraphe de Dunkerque et des niveaux d’eau extrêmes estimés après ajout du *run-up* à la marée observée, du 8 au 12 novembre 2007.**

<b>Dates (TU+1)</b>	<b>Niveaux d’eau mesurés (m /ZH)</b>	<b>Marée mesurée + <i>run-up</i> (m /ZH)</b>
08/11/2007 12:00	5,58	5,80
<b>09/11/2007 01:00</b>	<b>6,79</b>	<b>7,31</b>
<b>09/11/2007 12:00</b>	<b>6,83</b>	<b>7,40</b>
10/11/2007 01:00	5,81	6,23
10/11/2007 13:00	6,11	6,53
11/11/2007 01:00	5,9	6,27
11/11/2007 12:59	6,39	6,81
12/11/2007 00:59	6,08	6,47
12/11/2007 13:59	6	6,44

### **2.2.3 Conditions hydrodynamiques au large et à la côte : Plage de la Dune Dewulf**

Malgré la difficulté à pouvoir prévoir longtemps à l’avance l’arrivée d’un coup de vent, un courantomètre (*Midas DWR Valeport*) a pu être déployé à temps et pendant 5 jours (du 8 au 12 novembre 2007) sur la plage de la Dune Dewulf. Il a permis de mesurer, au paroxysme de la tempête, des vagues atteignant 1,80 m en bas de plage, tandis qu’au large, les vagues dépassaient les 4,50 m à la station Westhinder (Figure III-23 B). Cette forte houle, associée à un coup de vent du Nord, a atteint la côte en provenance directe du secteur N à NNW, marquée par des périodes plus longues (6-8 s) que celles habituellement mesurées sur le site (Figure III-23 C et D). Les hauteurs significatives de houle enregistrées au large ont diminué progressivement de 4,5 à 2 m dès le 9 novembre. A la côte, les vagues toujours régulées par la double fluctuation journalière de la marée, dépassaient encore 1 m le 12 novembre en fin d’enregistrement.



**Figure III-23 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large (station Westhinder) et sur la plage de la Dune Dewulf pendant la tempête de novembre 2007.**



Des courants moyens de 0,7 m/s au maximum ont pu être enregistrés au niveau de l'appareil, sur la partie inférieure de l'estran (Figure III-23 F), à pleine mer le 9 novembre 2007 à 00h. L'alternance flot/jusant des courants apparaissant nettement perturbée au pic de la tempête. La composante longitudinale montre une vitesse maximale de 0,7 m/s le 9 à 00h, alors que les houles et vents sont encore de provenance W à NW, tandis que le 9 en matinée, les conditions frontales du N (légèrement obliques par rapport à l'orientation du trait de côte), freinent nettement le flot et les vitesses longitudinales vers le NE sont réduites (0,2 m/s) (Figure III-23 G). En compensation des fortes masses d'eau apportées à la côte par les vagues, la composante transversale des courants a atteint au niveau de l'instrument 0,3 à 0,4 m/s en direction du large, des valeurs moyennes mais sur une durée suffisamment longue pour pouvoir vraisemblablement mobiliser du sédiment et l'emporter vers le large (Figure III-23 H), et pour affecter les morphologies du profil côtier.

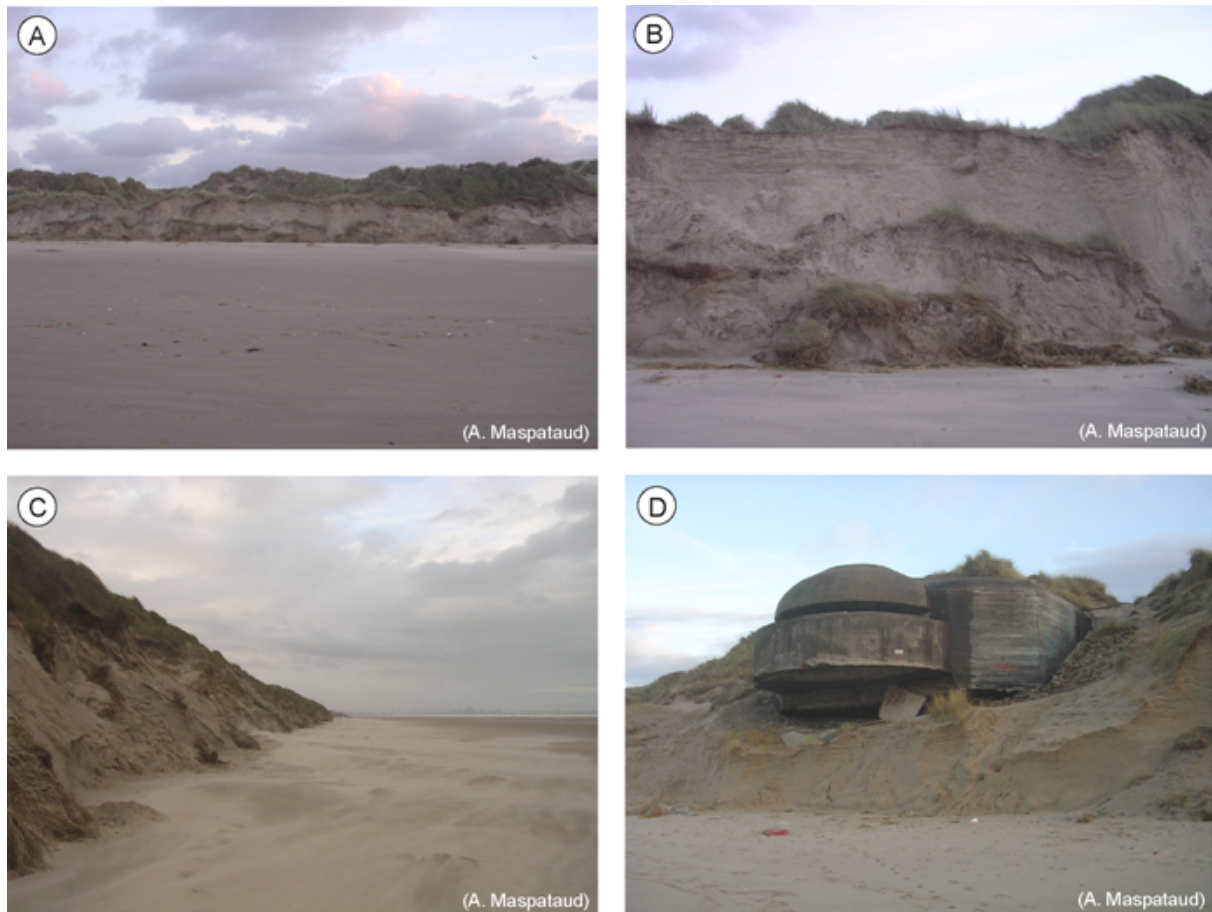
#### 2.2.4 Réponse morphologique du profil côtier

Cet évènement de tempête s'est traduit sur l'ensemble du site de la Dune Dewulf par une érosion notable de la falaise sableuse dunaire (Figure III-24), déjà atteinte et fragilisée lors de la précédente tempête de mars 2007, où elle avait localement reculé de plus de 3 mètres (Ruz *et al.*, 2009). Des profils topographiques haute résolution réalisés à des dates différentes en novembre 2007 ont permis de mesurer un recul d'environ 1 m du pied de dune et du front dunaire sur tout le site d'étude. Les cinq profils topographiques présentés dans la Figure III-26 ont bénéficié d'un levé pré-tempête le 7 ou 8 novembre, puis un levé post-tempête le 15 novembre. Afin de connaître précisément l'évolution du profil au cours de l'évènement, le levé d'un profil en particulier (PZ3) a été réalisé de façon plus rapprochée avant érosion (le 7/11), juste après l'attaque du pied de dune (le 9/11 au soir, après le paroxysme de la tempête), puis 3 jours (12/11) et 5 jours (15/11) plus tard.

Comme nous l'avons précisé lors de la présentation des conditions marégraphiques de cette tempête, les niveaux maximaux atteints (SONEL) de 6,79 et 6,83 m (CM), placés à titre indicatif sur la figure, n'auraient pu atteindre le pied de dune sans l'action des vagues. En revanche, les encoches d'érosion marquées en pied de dune, à une altitude de 7,30 à 7,50 m, sur les profils post-tempête PZ10, PZ9, PZ4 et PZ3 correspondent bien aux valeurs théoriques de niveau marin extrême estimés avec le calcul du *run-up*. Ce calcul, purement indicatif et empirique, semble ainsi tout à fait cohérent avec les mesures réalisées *in-situ*.

La méthodologie du suivi nous a permis de connaître avec davantage de précision l'érosion causée à la dune, au haut de plage et à l'estran par attaque marine. Le profil suivi le plus fréquemment (PZ3) est d'ailleurs celui ayant subi l'érosion la plus forte : un recul de la falaise dunaire d'1 m à 1,50 m à sa base (Figure III-26). Une érosion due au sapement du pied

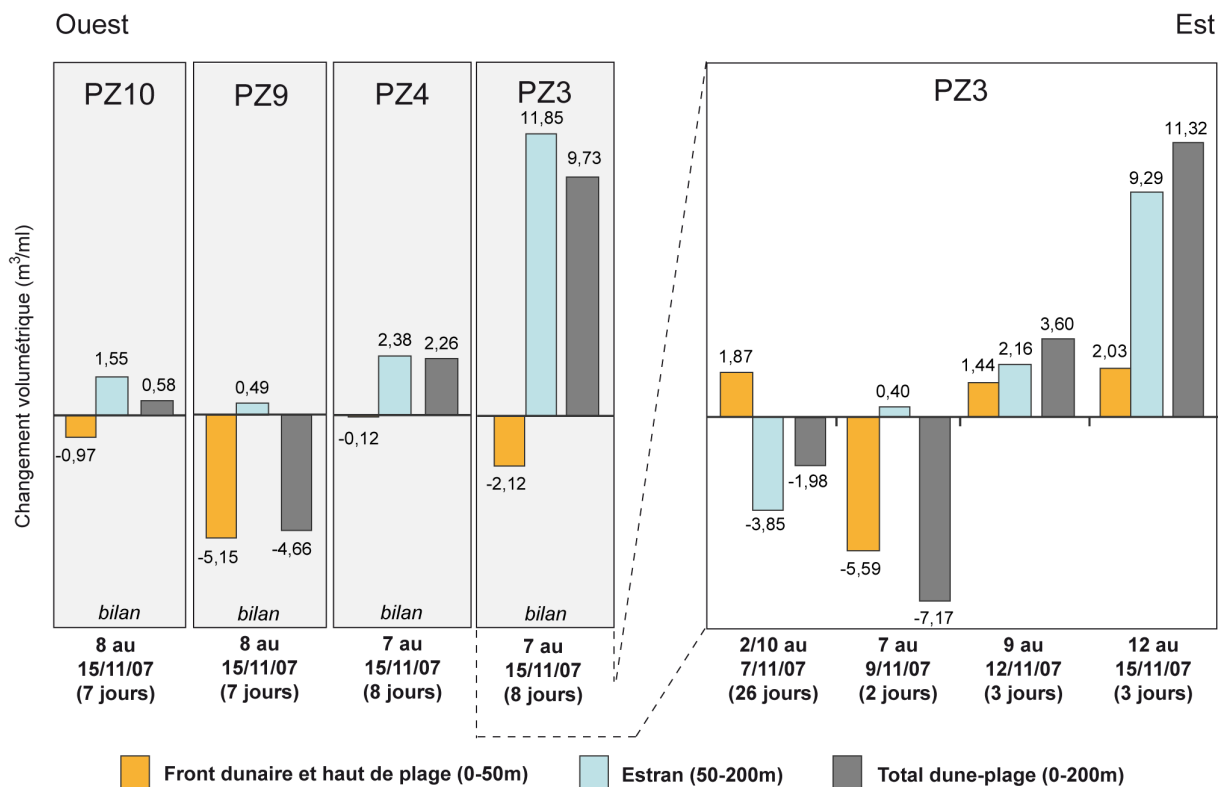
de dune par les vagues déferlantes et hauts niveaux d'eau à pleine mer, déstabilisant la falaise sableuse qui s'est effondrée par glissements de pans entiers, entraînant la végétation fixée à son sommet (Figure III-24 A et B). Du 7 au 9 novembre, après 24 heures de fort coup de vent, le calcul du bilan sédimentaire de la dune et du haut de plage (sur une distance de 50 mètres) montre que le profil PZ3 enregistre une perte de sédiments de  $-5,6 \text{ m}^3$  par mètre linéaire ( $\text{m}^3/\text{ml}$ ) (Figure III-25). Une perte compensée, en partie seulement et essentiellement sur le haut de plage, par les apports éoliens générés par les vents du secteur W à NW les jours qui ont suivi ( $+1,44$  et  $+2 \text{ m}^3/\text{ml}$  jusqu'au 15/11). En bilan, du 7 au 15 novembre, le front dunaire et le haut de plage témoignent toujours d'une érosion avec une perte de  $-2,12 \text{ m}^3/\text{ml}$ , tandis que la plage enregistre un important gain sédimentaire ( $+11,85 \text{ m}^3/\text{ml}$ ), récent, puisqu'il s'est produit au tombant de la tempête (entre le 9 et le 15 novembre).



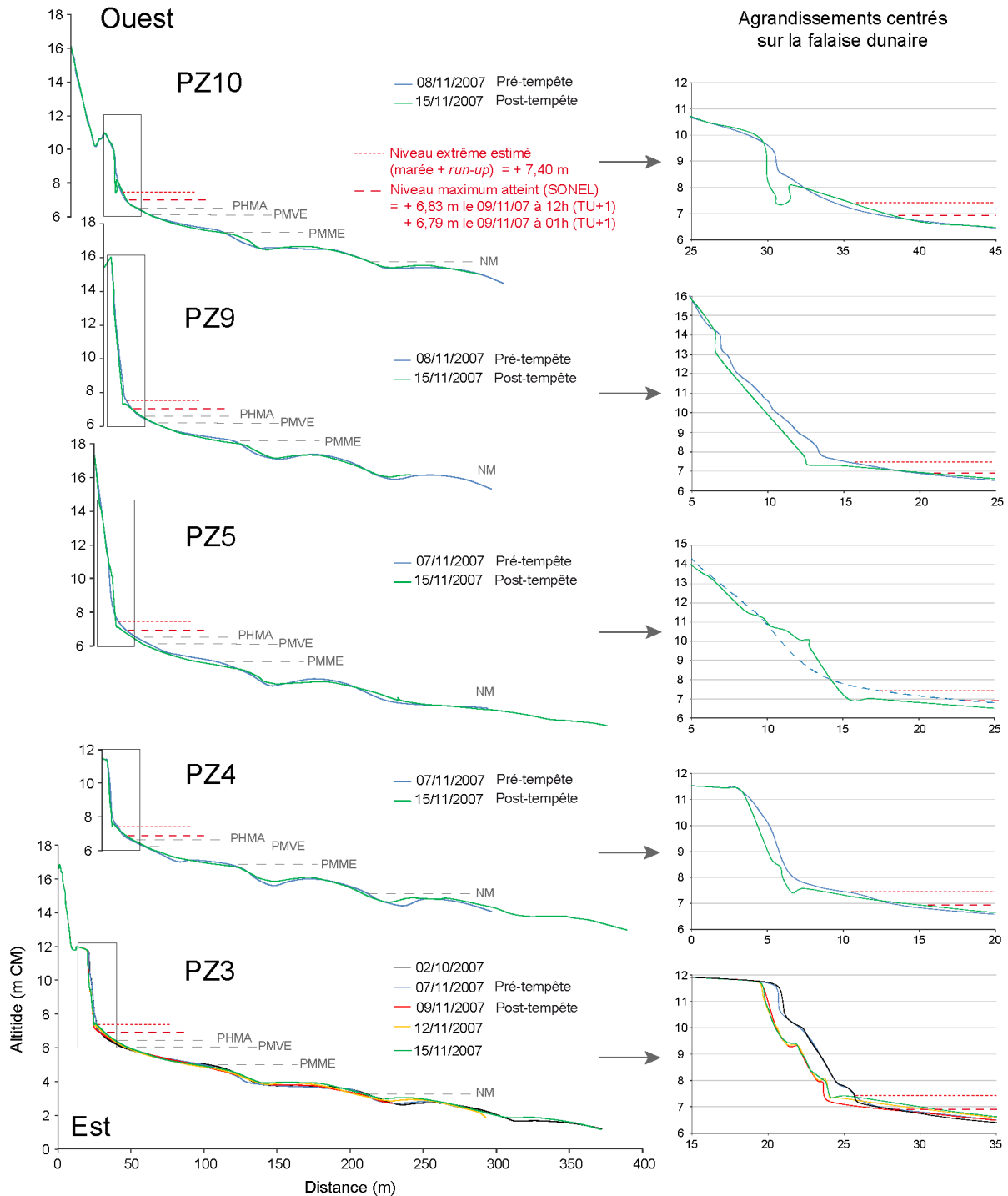
**Figure III-24** Photographies du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf : (A) falaise d'érosion continue le 9/11/07 en fin de journée, (B) effondrements de falaise en bordure de dune au niveau du profil PZ3 le 9/11/07 (chute de l'ancienne tête de station mise en place l'année précédente), (C) apports sableux éoliens sous l'influence de vents W-NW le 11/11/07 au matin, (D) falaise d'érosion au pied d'un blockhaus le 22/11/07.

Vers l'Ouest, les trois autres profils ont également enregistré un recul significatif de leur front dunaire, en particulier le profil PZ9 qui accuse une perte de  $-5,15 \text{ m}^3/\text{ml}$  par effondrement/glisement de sa falaise, la plus élevée sur le site, et sur le secteur où la dune bordière est la plus étroite (50 m de large). Au vu des volumes perdus/acquis par le profil PZ3 du 7 au 15 novembre et des observations de terrain, les volumes érodés des autres profils sur un total de 8 jours nous semblent sous-estimés, comme cela est visible sur la [Figure III-26](#) avec la présence sur le haut de plage de "bourrelets" d'apport éolien sur les différents profils réalisés le 15 novembre 2007 ([Figure III-24 C](#)).

Contrairement au front de dune et au haut de plage qui sont été érodés, l'estran ne montre pas de grande évolution morphologique des systèmes de barres-bâches intertidales, hormis un comblement partiel des bâches. D'un point de vue volumétrique, l'estran témoigne, du 7 au 15 novembre, d'une certaine variabilité d'Ouest en Est, avec sur l'ensemble des profils un gain de sédiment au niveau de la zone intertidale, de façon presque croissante du profil PZ10 (+  $1,55 \text{ m}^3/\text{ml}$ ) au profil PZ3 (+  $11,85 \text{ m}^3/\text{ml}$ ) avec un gain plus faible sur le profil PZ9 (+  $0,49 \text{ m}^3/\text{ml}$ ) ([Figure III-25](#)).



**Figure III-25 Variations volumétriques du profil côtier pendant la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf.**



**Figure III-26 Profils topographiques réalisés avant/après la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf (altitudes renseignées par rapport au 0 hydrographique).**

Le comportement morphodynamique différent de l'estran, par rapport à l'ensemble dune-haut de plage, lors de cet évènement de tempête, confirme les mesures de forte asymétrie des composantes longitudinale et transversale des courants moyens, respectivement dirigées vers le NE et le large, emportant vers le bas de plage et en translation vers la Belgique les sédiments arrachés à la dune et au haut de plage. Les volumes érodés sur la dune

et le haut de plage ne correspondant pas du tout aux gains nets de matériel au niveau de l'estran, il ne s'agit donc pas ici d'une simple redistribution des masses sableuses de la dune à la plage. En effet, entre le 7-8 et le 15 novembre, les 4 transects dont les volumes ont pu être déterminés indiquent une érosion sur l'intervalle dune-haut de plage ( $x = 0$  à  $50$  m) et un gain de sédiment sur la partie supérieure de l'estran ( $x = 50$  à  $200$  m). Toutefois, les volumes gagnés/perdus ne se "compensent" pas. Au cours de cette tempête, trois profils ( $x = 0$  à  $200$  m) tendent vers un gain volumétrique, PZ10 (+  $0,58$  m<sup>3</sup>/ml), PZ4 (+  $2,26$  m<sup>3</sup>/ml) et PZ3 (+  $9,73$  m<sup>3</sup>/ml), tandis que le profil PZ9 enregistre une perte de l'ordre de  $-4,66$  m<sup>3</sup>/ml (Figure III-25). Ces résultats suggèrent un transit longitudinal, car les pertes enregistrées sur l'ensemble du profil PZ9 sont largement compensées par des gains au profil PZ3, avec un apport de sédiment (surtout au niveau du profil PZ3) venant de l'Ouest ou des petits fonds.

La stabilité de la morphologie de l'estran, comme l'absence de migration transversale des barres, avait été déjà soulignée par Anthony *et al.* (2004) sur la plage de Merlimont où, malgré le contexte relativement énergétique de cette plage et une tempête de 2 jours, le comportement à court-terme des barres intertidales n'avait montré aucun changement significatif.

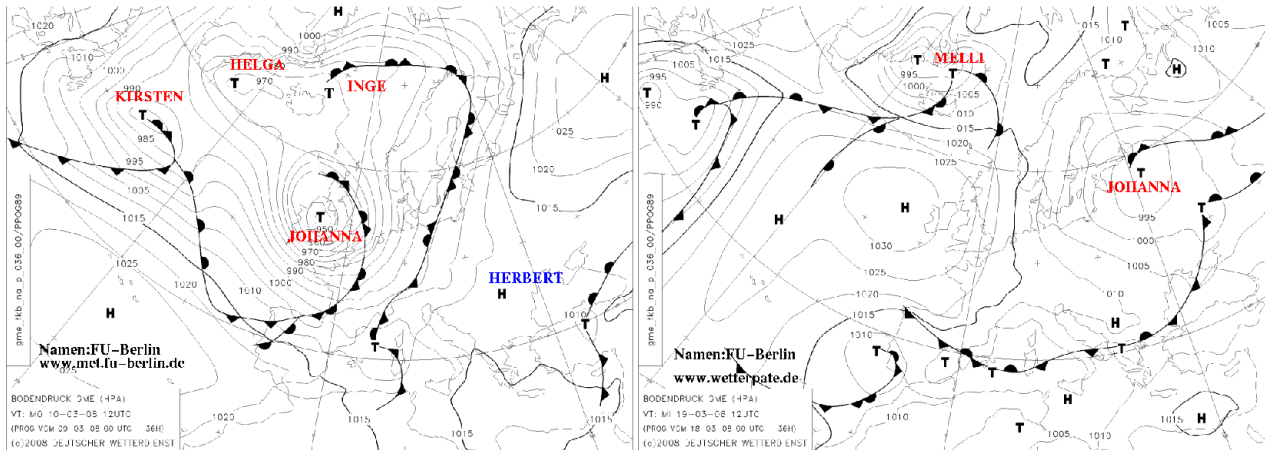
Le site de la plage des Dunes du Perroquet, situé l'Est à proximité de la frontière belge, n'a pas bénéficié de mesures hydrodynamiques ni topographiques pré-/post-tempête en novembre 2007. Aucune attaque ni érosion du front dunaire n'a été observée sur ce site. La série de profils réalisée sur ce site le 19 novembre 2007 sera présentée en troisième partie de ce chapitre.

## 2.3 Forts coups de vent de Mars 2008

### 2.3.1 Caractéristiques de l'évènement et impacts sur les côtes

Dès le 9 mars 2008, plusieurs départements de l'Ouest de la France ont été placés en vigilance orange, annonçant l'arrivée dans la nuit d'une forte tempête sur le quart Nord Ouest du pays. Le 10 mars en journée, la forte dépression baptisée Johanna a atteint l'Est de la Grande Bretagne avec une pression de  $961$  hPa en son centre (Figure III-27 ; Annexe III). Avec un fort gradient de pression, les vents en provenance du secteur W-NW ont soufflé fort sur les côtes Ouest de la France, de la Manche et surtout sur les côtes bretonnes, provoquant des creux de  $14$  mètres et des rafales à  $156$  km/h à la Pointe du Raz, quelques inondations et localement des vents violents dans les terres. Les vitesses maximales de vent ont été observées en Bretagne, Manche ( $112$  km/h à Caen,  $108$  km/h au Cap de la Hague) et dans le Pas de Calais ( $115$  km/h au Cap Gris Nez).

Des rafales de 157 km/h ont été relevées à Barneville Carteret dans le centre Manche. Une digue a même cédé sur 30 mètres avec comme conséquences de grosses inondations en arrière.



**Figure III-27** Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface émises par le *Deutscher Wetterdienst* pour les 10 et 19 mars 2008 à 12h UTC, au passage de la dépression Johanna. Les dépressions sur cette carte sont représentées par une lettre "T" (Cariolet et al., 2010).

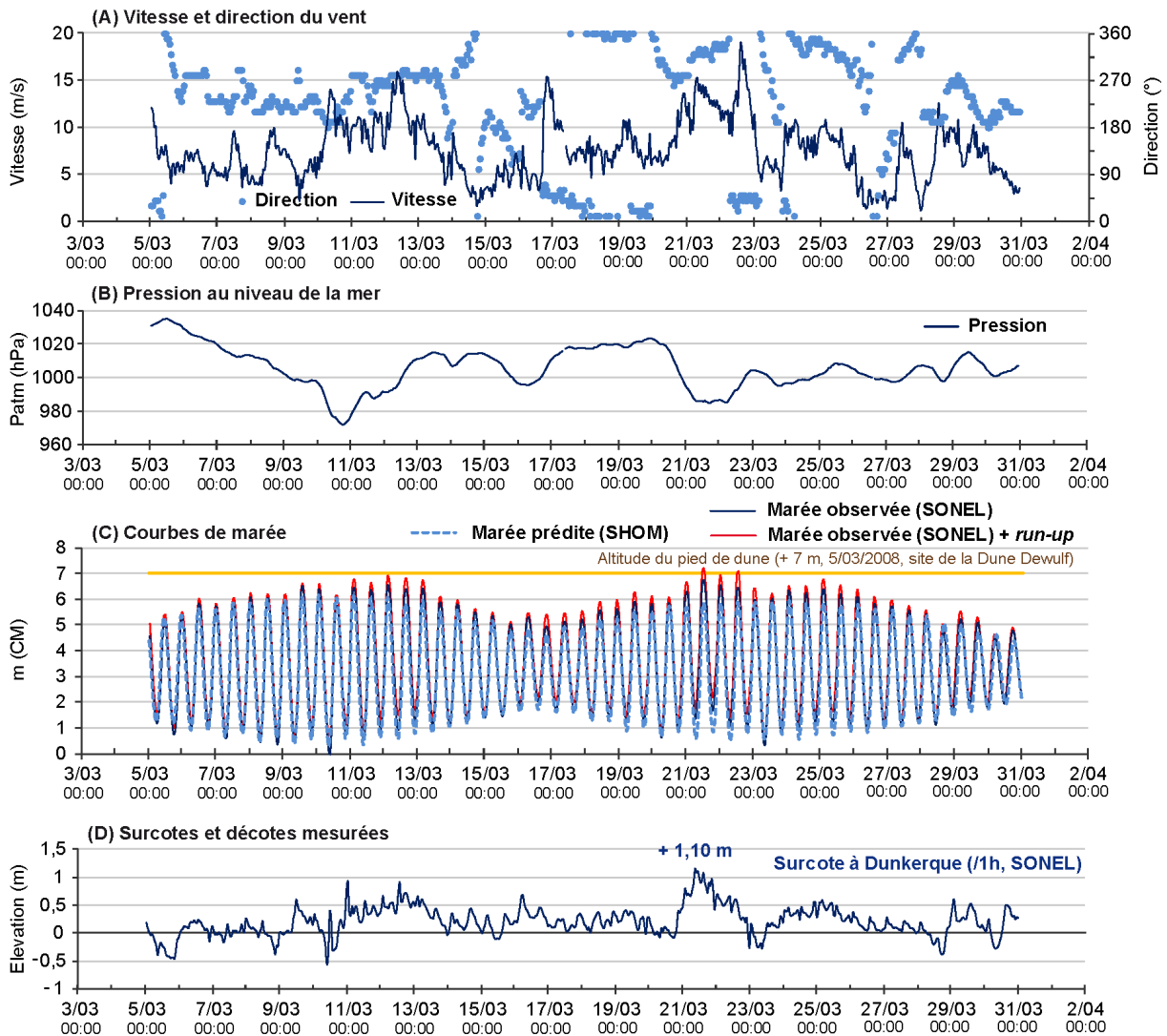
Si les niveaux d'eau exceptionnels atteints ce jour-là sont dus à la combinaison de deux phénomènes indépendants (combinaison d'une surcote importante accompagnée d'une mer particulièrement formée, et d'une pleine mer de vive-eau) (Cariolet et al., 2010), Caspar et al. (2010) ont montré que les facteurs d'ordre purement météorologique qui ont conduit aux submersions n'étaient pas de nature extrême, mais que c'est la complexité des interactions en cause qui a permis de comprendre l'ampleur de certaines inondations. Les impacts morphogéniques de cette tempête ont de ce fait été importants, en Bretagne notamment, avec une forte érosion des cordons dunaires (Suanez et Cariolet, 2010).

C'est en Manche que les vents ont finalement soufflé le plus, mais sur l'ensemble des côtes touchées, les vents violents combinés à une grande marée de coefficient 106-107 ont fortement atteint le littoral. Les vents ont été, sur ce premier épisode du mois de mars, moins forts en Mer du Nord et sur notre site, situé plus au Nord-Est.

### 2.3.2 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

Au cours du mois de mars 2008, deux évènements tempétueux ont eu lieu dans notre secteur d'étude, selon différentes conditions de vent et de coefficients de marée. Le premier coup de vent, qui correspond au passage de la dépression Johanna à proximité du Nord Ouest de la France, a débuté le 9 mars 2008 et duré 4 jours. Cet épisode a justement coïncidé avec une période de grandes marées, du coefficient 104 (le 9 mars) à 73 (le 13 mars) atteignant 107

le 10 mars en journée. Pendant ce coup de vent, les vents moyens enregistrés par Météo France à Dunkerque ont été supérieurs à 8 m/s pendant au moins 72 heures, et ont atteint 14 à 16 m/s en provenance du SW à W. Dix jours plus tard, un second coup de vent s'est produit entre les 20 et 22 mars, avec cette fois ci des coefficients de marée plus faibles (84 à 95). Les vents moyens, supérieurs à 8 m/s pendant une durée supérieure à 48 heures, ont été marqués par des rafales jusqu'à 19 m/s le 22 mars. Leur direction a évolué pendant le coup de vent, du secteur W à ENE (Figure III-28 (A)).



**Figure III-28 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de coups de vent de mars 2008.**

La chute de pression atmosphérique enregistrée début mars n'a pas, avec des vents du grand quart S à W, provoqué de surcote importante sur le littoral dunkerquois. Les vents les plus forts ayant soufflé le 12 mars par un coefficient de vives-eaux moyennes (96-89), le pied de dune n'a pas été atteint par les vagues. Le niveau d'eau maximal enregistré à Dunkerque

s'est limité à 6,52 m, avec un *run-up* estimé à seulement 0,37 m (niveau extrême théorique : 6,89 m et pied de dune  $\geq 7$  m). En revanche lors du second évènement, les vents ont tourné du secteur W à ENE et la pression a chuté de près de 35 hPa en 24 heures, provoquant une surcote de 1 m à pleine mer le 21 mars (1,15 à basse mer) (Figure III-28 B et D). Malgré un marnage plus réduit, ce sont les niveaux d'eau atteints les 21 et 22 mars (respectivement + 6,73 m et + 6,4 m CM) qui ont été suffisamment hauts pour toucher le pied de dune, avec un *run-up* (indicatif) de 0,47 à 0,67 m (Figure III-28 C, niveaux extrêmes théoriques 7,01 et 7,07 m).

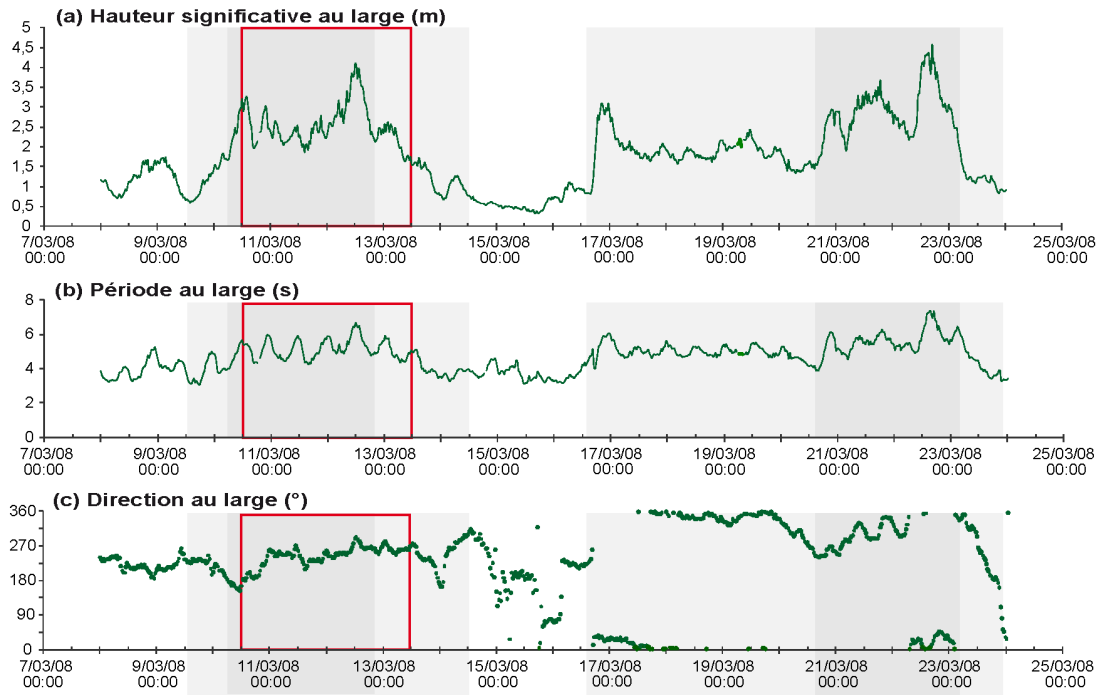
### 2.3.1 Conditions hydrodynamiques au large et à la côte : Plage de la Dune Dewulf

Le premier coup de vent du mois a fait l'objet d'une campagne de mesures, durant laquelle deux courantomètres ont été déployés sur l'estran : l'un en bas de plage (+ 2,68 m CM), le second en haut de plage (+ 4,22 m, n'a enregistré de mesures que durant 3 marées). Au large, les hauteurs significatives de houle ont atteint un maximum de 4,2 m le 12 mars avec des périodes de l'ordre de 5 à 6,5 s, en provenance de l'Ouest. Sur la plage, des hauteurs significatives plus modérées de 0,5 à 1 m ont été enregistrées (Figure III-29).

Les courants moyens enregistrés au niveau du courantomètre de bas de plage ont atteint, le 12 mars également, un maximum de 0,9 m/s. Les mesures permettent de constater en bas de plage, une nette asymétrie vers le NE de la composante longitudinale des courants, et une asymétrie de faible intensité (0,15-0,2 m/s) vers la côte pour la composante transversale (Figure III-29 F, G, H). Au contraire, vers le haut de plage, les courants transversaux sont plutôt asymétriques vers le large (à des vitesses très faibles de l'ordre de 0,05 à 0,1 m/s), dans la mesure où les mesures ont été réalisées par un instrument déployé assez haut sur la plage (+ 4,22 m CM) et immergé sur un temps plus réduit, seulement pendant une partie de chaque marée (Figure III-29 H).

Le second évènement, un coup de vent cette fois-ci plus fort que le précédent, a eu lieu entre les 20 et 22 mars 2008 sans enregistrement de houles et de courants *in-situ*. Toutefois, les houles mesurées au large, en provenance du SW le 20 mars, ont progressivement viré au NW puis au N-NE, atteignant 4,5 m de hauteur significative le 22 mars pour des périodes de 7 à 7,5 s (Figure III-29 a, b, c).





☐ Mesures *in-situ* réalisées lors du 1er évènement venteux du 10 au 13 mars 2008

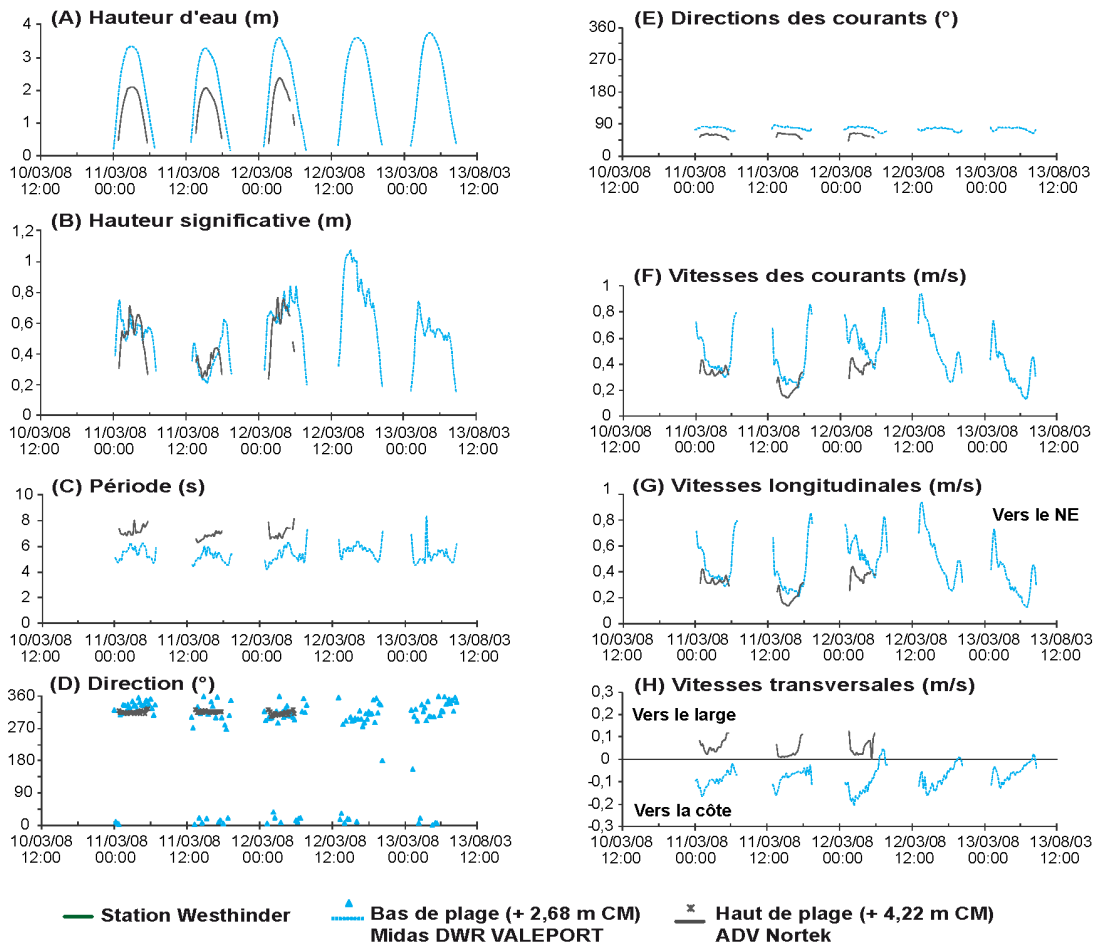
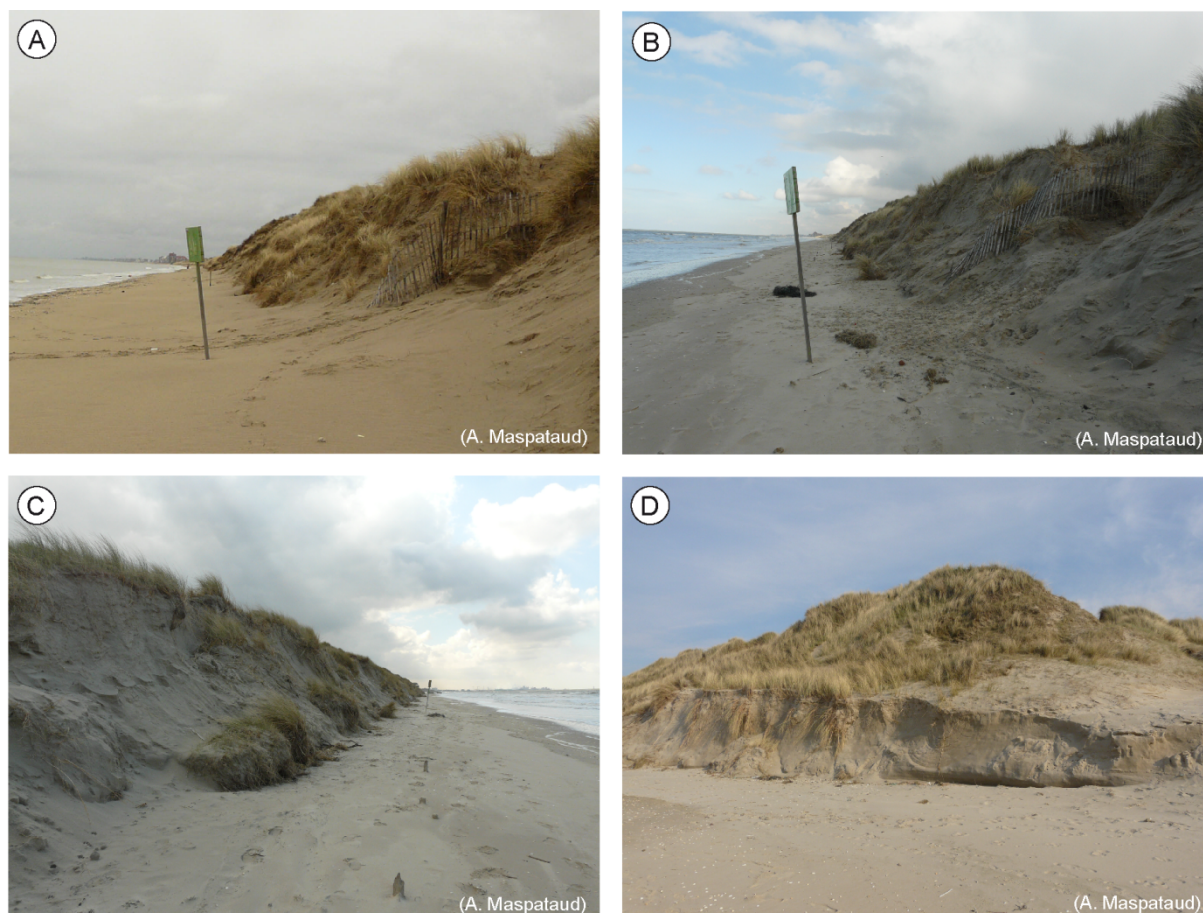


Figure III-29 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large (du 8/03 au 24/03) et sur la plage de la Dune Dewulf (du 10/03 au 13/03) lors des coups de vent de mars 2008.

### 2.3.2 Réponse morphologique du profil côtier

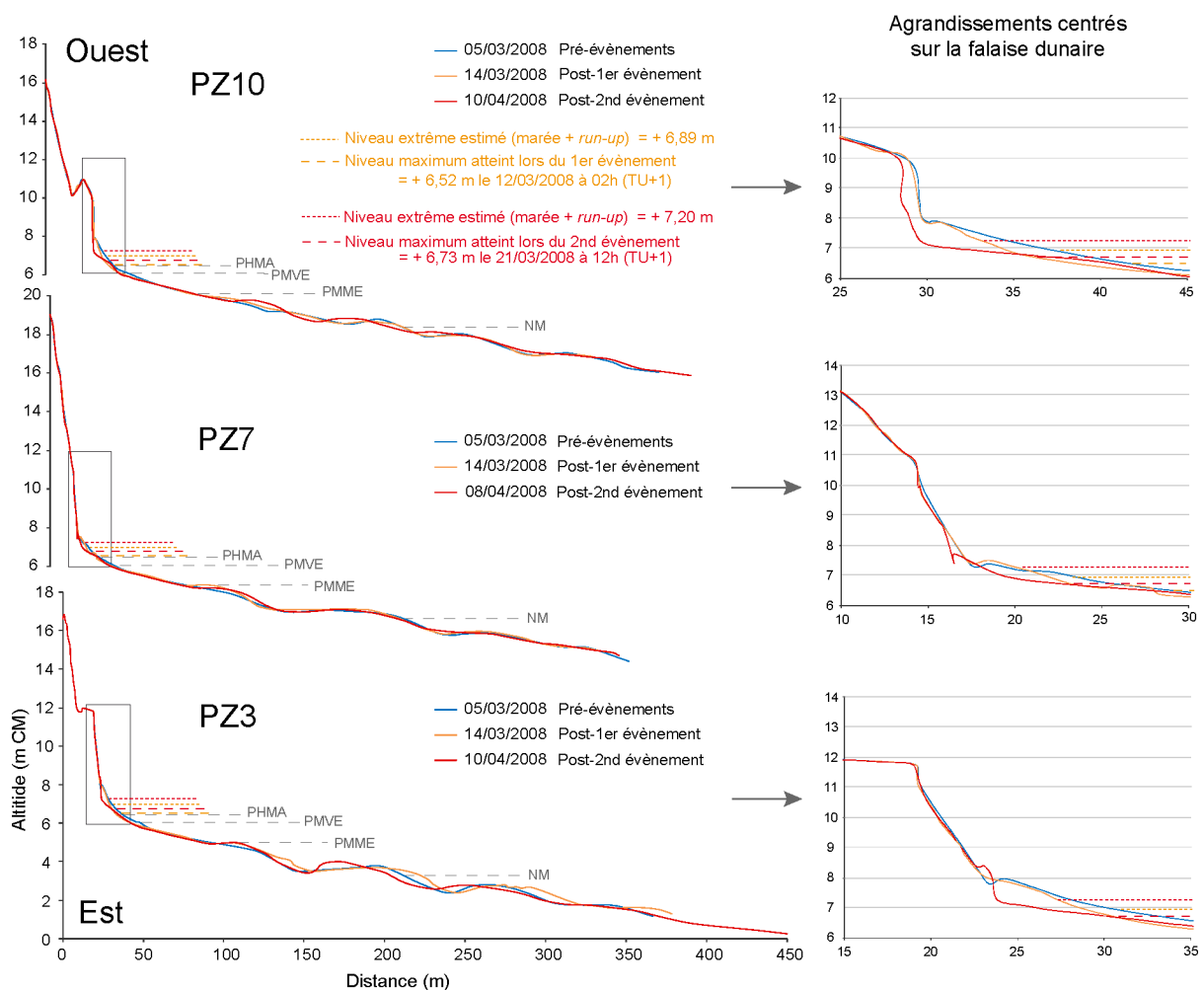
Bien que le premier évènement ait combiné des marées de vives-eaux importantes et des vents moyens d'une vitesse supérieure à 8 m/s pendant plus de 72 heures, le pied de dune n'a pas été atteint par les vagues pendant cet épisode venteux. Un abaissement du haut de plage (jusqu'à 0,40 m) et un lissage des systèmes de barres et bâches intertidales ont néanmoins été observés sur le site de la Dune Dewulf, entre les profils du 5 et du 14 mars 2008 (Figure III-31), suivis selon trois transects transversaux.



**Figure III-30 Photographies du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf sur la période mars-avril 2008 : (A) avant (le 9/03/08) et (B) après (le 7/04/08) les deux coups de vent du mois de mars ; (C) érosion de la falaise, abaissement et mise à jour de piquets sur le haut de plage (ganivelles mises en place en 1999) ; (D) dune entaillée en falaise d'érosion à proximité du profil PZ7 le 8/04/08 (Clichés A. Maspataud).**

Lors du second coup de vent du mois de mars, les vagues et hauts niveaux d'eau ont cette fois-ci atteint le pied de dune, provoquant une nouvelle érosion du front de dune. Un retrait maximal de 1 m a été mesuré sur l'ensemble du site de la Dune Dewulf, comme en témoignent les profils topographiques effectués entre le 14 mars et le 8 avril 2008

(Figure III-31). C'est très probablement en raison des forts vents frontaux du 21-22 mars et de l'abaissement du haut de plage induit lors du premier coup de vent, que l'érosion du front dunaire a eu lieu dans cette seconde période (Figure III-30). La réponse morphologique à ce second fort coup de vent a toutefois été très variable dans l'espace, au vu des trois transects dune-plage suivis. Le profil le plus à l'Ouest (PZ10) est celui qui montre le plus fort escarpement ainsi qu'un recul supérieur à 1 m du front dunaire, avec un net abaissement du haut de plage et du pied de dune. Le profil central (PZ7) présente un retrait du pied de dune de 1 m, tandis que le profil Est (PZ3) affiche essentiellement fort abaissement du pied de dune et la formation d'une micro-falaise (Figure III-31). L'escarpement en falaise dunaire est toutefois plus limité sur le profil central et le profil Est.



**Figure III-31** Profils topographiques réalisés avant/après les deux coups de vent de mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf.

En termes de variations morphologiques, les systèmes de barres-bâches intertidales n'ont pas révélé de modifications majeures durant les deux périodes d'étude. Le profil PZ7 semble avoir été le plus stable, tandis que PZ3 et PZ10 ont accusé une légère migration vers le

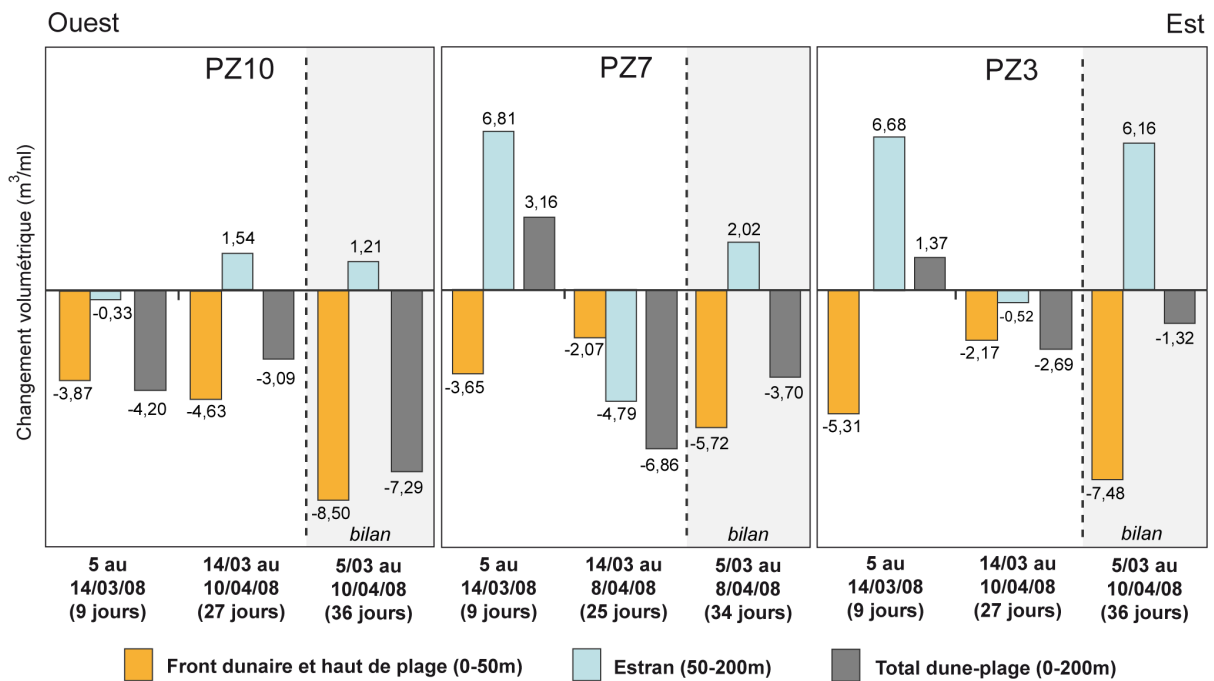
haut de plage de leurs crêtes de barres. De la même façon, l'analyse de la hauteur et de la position de la plus haute barre intertidale de chaque profil a révélé une baisse de l'altitude de cette plus haute barre après les deux évènements tempétueux sur les trois profils (Figure III-31 ; Maspataud *et al.*, 2009). La plus importante migration de barre s'est produite dans l'axe du profil PZ3, tandis les plus basses altitudes de barres étaient observées sur le profil PZ10. La distance entre la plus haute barre et le pied de dune a varié pendant les coups de vent, pour les profils Est et Ouest, contrairement au profil central pour lequel la plus haute barre est restée remarquablement stable (Figure III-31).

L'évolution volumétrique, calculée sur les cinquante premiers mètres de chaque profil (Figure III-32), reflète clairement l'impact des deux évènements tempétueux avec une érosion du front dunaire et du haut de plage durant ces deux épisodes, sur les trois profils. Lors du premier coup de vent, le volume sableux érodé sur les cinquante premiers mètres, - 3,87 m<sup>3</sup>/ml en PZ10, - 3,65 m<sup>3</sup>/ml en PZ7 et un maximum de - 5,31 m<sup>3</sup>/ml en PZ3, correspond exclusivement à l'abaissement du haut de plage, la dune n'ayant pas été touchée. En revanche, lors du second évènement, c'est au profil PZ10 que le maximum d'érosion a été enregistré sur l'intervalle dune-haut de plage (- 4,63 m<sup>3</sup>/ml), avec le plus fort recul du front dunaire. Malgré l'abaissement du haut de plage puis du pied de dune, les falaises des profils PZ7 et PZ3 ont été peu atteintes, le volume sableux perdu lors du second coup de vent reste localement limité à l'abaissement du pied de dune sur ces deux profils, avec respectivement - 2,07 m<sup>3</sup>/ml et - 2,17 m<sup>3</sup>/ml.

Après les deux évènements érosifs, les trois profils levés témoignent d'une érosion globale sur le front dunaire et le haut de plage, importante sur le profil PZ10 (- 8,50 m<sup>3</sup>/ml) et le profil PZ3 (- 7,48 m<sup>3</sup>/ml), légèrement plus réduite sur le profil central PZ7 (- 5,72 m<sup>3</sup>/ml). Le gain volumétrique enregistré sur l'estran est, quant à lui, positif et croissant d'Ouest en Est (+ 1,21 à + 6,16 m<sup>3</sup>/ml). Toutefois, comme cela avait été observé lors de la précédente tempête de novembre 2007, l'évolution volumétrique de l'estran ne montre pas de nette corrélation avec les volumes perdus de la dune et du haut de plage. Le profil PZ10, qui enregistre sur le site la plus forte érosion au niveau de la dune et du haut de plage, est également celui dont l'estran a le moins gagné de sédiment et dont le bilan global (x = 0 à 200 m) reste nettement déficitaire (- 7,29 m<sup>3</sup>/ml). A l'Est, le profil PZ3 a vu à la fois son haut de plage être fortement érodé et son estran engraisé, c'est pourquoi son bilan volumétrique semble finalement presque équilibré (- 1,32 m<sup>3</sup>/ml) à l'issue des deux phases érosives (Figure III-32).

Si le bilan volumétrique de chacun des profils était uniformément stable après les deux coups de vent, nous pourrions penser que les changements morphodynamiques opérés sur l'estran résultent essentiellement de mouvements transversaux des barres dans l'axe du profil.

Pourtant, l'estran (les barres-bâches) tend ici généralement à gagner du sédiment, c'est pourquoi il semble qu'il y ait bien une redistribution des matériaux, non seulement de la dune à l'estran, mais également le long de la plage, entre une zone érodée "source" et une zone "puits" plus à l'Est, puisque les bilans volumétriques de chaque transect ne sont pas nécessairement à l'équilibre (volume érodé sur la dune = volume gagné sur l'estran) (Figure III-32). Un apport sédimentaire des petits fonds ou du bas de plage n'est pas à exclure non plus, et pourraient être dus en partie à des courants dirigés vers le haut de plage, en bas de plage (Figure III-29).



**Figure III-32 Variations volumétriques du profil côtier pendant les coups de vent de mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf.**

Le suivi topographique réalisé avant puis après les deux coups de vent de mars 2008 permet de mettre en évidence la grande variabilité de la réponse du front de dune et de la plage sur une courte distance le long du littoral. Deux profils ont été caractérisés par de nets changements morphologiques (PZ10 et PZ3), tandis que le troisième a été plus stable (PZ7). Les fronts de dune et hauts de plage les plus variables semblent associés aux systèmes de barres-bâches les plus variables. A l'inverse, le profil ayant subi le moins d'érosion sur le haut de plage et le front dunaire est aussi le plus stable en termes de position et morphologie des barres intertidales (Maspataud *et al.*, 2009).

Le site de la plage des Dunes du Perroquet, n'a pas bénéficié de mesures hydrodynamiques ni topographiques strictement pré-/post-coups de vent. Aucune attaque ni érosion du front dunaire n'a été observée sur ce site. La série de profils réalisée sur ce site le 11 avril 2008 sera présentée en troisième partie de ce chapitre.

## 2.4 Coup de vent de Novembre 2008

### 2.4.1 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

La fin de l'année 2008 a de nouveau été marquée par un évènement venteux notable les 21 et 22 novembre 2008, au passage de la dépression Gabrijela (980 hPa en son centre) venue de l'Islande et qui a survolé le Nord du bassin Mer du Nord, poussée vers l'Est par un fort anticyclone (Cartes synoptiques en [Annexe IV](#)).

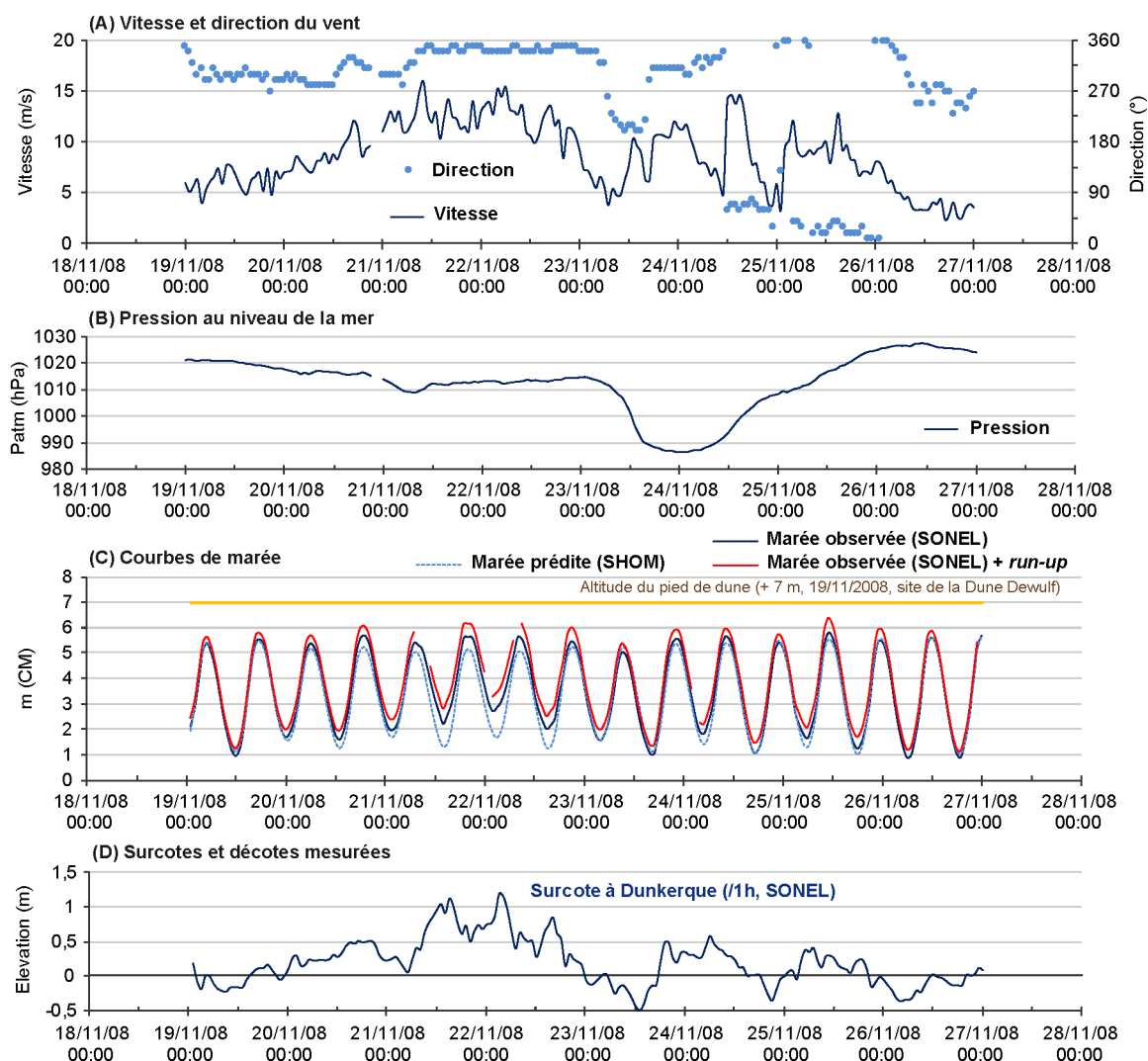


Figure III-33 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la campagne de novembre 2008.

Les vents de secteur NW à NE ont dépassé 8 m/s pendant 65 heures, atteignant 15 à 16 m/s les 21 et 22 novembre en provenance du N à NNW (Figure III-33 A). Les 24-26 novembre, les vents ont ensuite viré vers le quart NE avec des vitesses plus faibles, malgré un pic à 14 m/s le 24 à mi-journée. Malgré des vents persistants et frontaux, du 21 au 23 novembre, les

surcotes induites à pleine mer (0,5 m) et un *run-up* assez fort, les niveaux d'eau atteints au cours de ce coup de vent sont restés peu élevés, l'évènement s'étant produit en période de moyennes mortes-eaux (coefficients 50 à 70).

#### **2.4.1 Conditions hydrodynamiques au large et à la côte : Plages de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet**

Lors de ce coup de vent, un courantomètre a pu être déployé à des altitudes proches (+ 3,6 m CM) sur chacun des sites, enregistrant les paramètres de houle et de courant du 21 au 25 novembre sur la plage de la Dune Dewulf, et du 21 au 23 novembre sur la plage des Dunes du Perroquet. Les mesures simultanées ainsi réalisées sont cette fois réunies et comparées sur une même figure (Figure III-34).

Les houles orientées au N-NW enregistrées sur la plage n'ont atteint que 0,80 à 1 m, sur les deux sites, avec des périodes de 6-8 s, tandis que celles mesurées au large (Westhinder) montrent un pic supérieur à 4 m le 21 mars pour des périodes de 6 s. En fin d'enregistrement, une seconde période modérément agitée a permis aux houles d'atteindre une hauteur significative de 3,5 m au large en provenance directe du Nord (Figure III-34 B, C, D).

Pendant la période commune de mesures, les vitesses des courants ont toujours été légèrement plus fortes sur la plage de la Dune Dewulf, enregistrant des vitesses maximales de 0,5-0,6 m/s (contre 0,4 m/s sur la plage des Dunes du Perroquet) le 21 novembre. La vitesse maximale enregistrée sur la campagne, supérieure à 0,7 m/s, a été observée le 23 novembre (Figure III-34 F). L'épisode de vents forts NNW à N, du 21 au 23 novembre, s'est traduit à la côte par une forte asymétrie de la composante longitudinale des courants vers le SW, renforçant la puissance du jusant (Figure III-34 G). A mi-campagne, les vents tournant du secteur SW à NW ont été accompagnés de fortes vitesses longitudinales (0,8 m/s dans la nuit du 23 au 24 novembre), tandis que le forçage par les vents N-NE a eu comme conséquence une nouvelle asymétrie des courants longitudinaux vers le SW à partir du 24 novembre.

La composante transversale des courants s'est caractérisée, pendant 5 jours de mesures sur la plage de la Dune Dewulf et 2 jours sur la plage des Dunes du Perroquet, par une asymétrie relativement forte des courants moyens en direction du large, avec des vitesses plus fortes atteintes sur le site de la Dune Dewulf (0,1 à 0,35 m/s) et un maximum de 0,35 m/s le 22 novembre, pendant les 2 jours de mesures communes durant lesquels des vents de 10-15 m/s ont été enregistrés (Figure III-34 H). Un nouveau pic de vitesse de la composante transversale est également notable le 25 novembre, avec 0,3 m/s atteints à la mi-journée sur la plage de la Dune Dewulf (plus d'enregistrement sur la plage des Dunes du Perroquet).

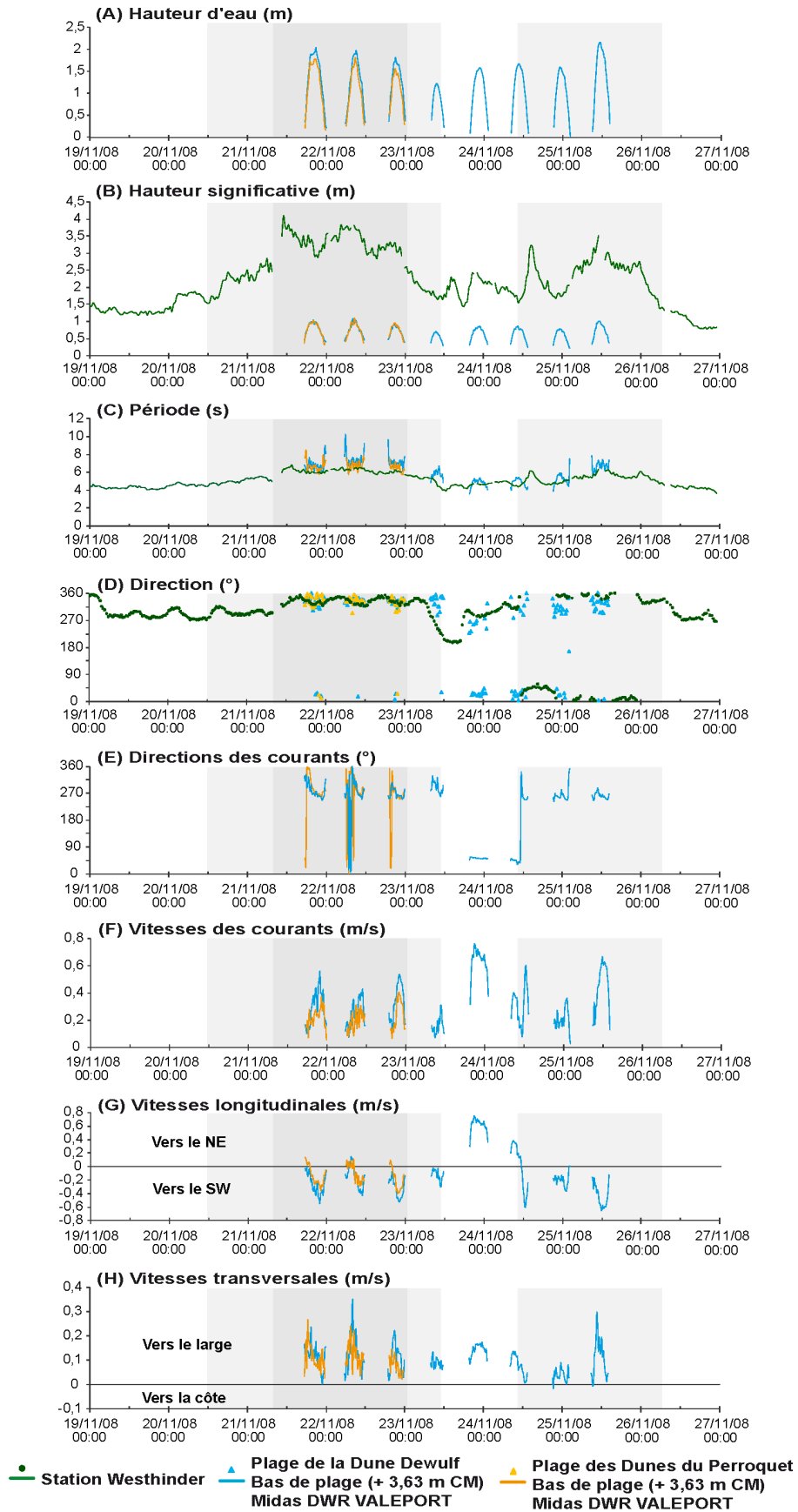


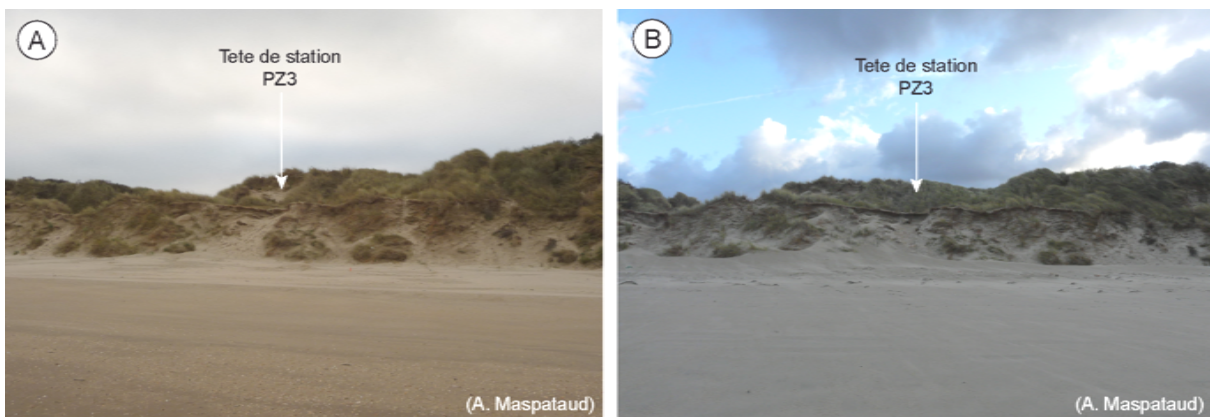
Figure III-34 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur les plages de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet lors de la campagne de novembre 2008.



Tandis que les vitesses de vent, plus faibles que celles des 21-23 novembre, n'atteignaient plus, ce 25 novembre à mi-journée, qu'à peine 10 m/s, la vitesse transversale des courants a pourtant été presque aussi forte. Dans ces conditions, il semble que la direction du vent soit le paramètre important, dans la mesure où des courants relativement forts vers le large se produisent lorsque le vent souffle, suffisamment fort, en provenance du secteur Nord (Figure III-34 H).

#### 2.4.2 Réponse morphologique du profil côtier

Ces conditions météorologiques et hydrodynamiques, différentes de celles mesurées précédemment, ont permis d'observer des perturbations du système de barres et bâches intertidales de la plage, mais pourtant aucune érosion du front dunaire. Au contraire, les observations faites sur les sites témoignent localement en faveur d'une accumulation de sable, par apports éoliens, sur le haut de plage et à la base du front dunaire (Figure III-35).

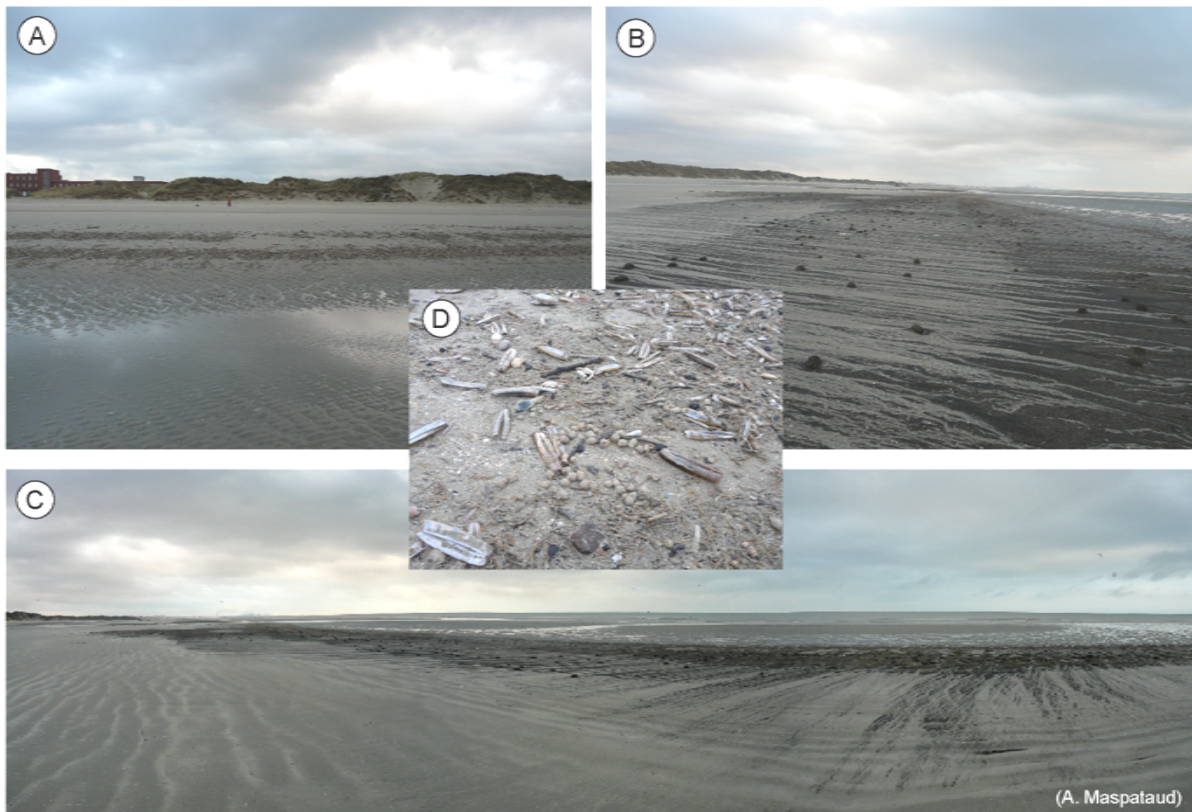


**Figure III-35 Photographies du front dunaire au niveau du profil PZ3 en novembre 2008, sur le site de la Dune Dewulf : (A) le 16 novembre avant le coup de vent et (B) apports éoliens sur le haut de plage et pied de dune dès le 22 novembre (Clichés A. Maspataud).**

Largement exondé dans ces conditions de mortes-eaux, et découvert à basse mer, le haut de plage a fait l'objet d'apports éoliens non négligeables, en provenance du N-NW les 21-22 novembre. Sur le site de la Dune Dewulf, cet apport sableux est notable en particulier sur les profils Est (PZ3, PZ4) et Ouest (PZ10) (Figure III-37), enregistrant des gains de 3 m<sup>3</sup>/ml à près de 8 m<sup>3</sup>/ml sur les cinquante premiers mètres du profil (Figure III-38). Le gain volumétrique estimé sur la dune et le haut de plage du profil PZ6 (+ 6,78 m<sup>3</sup>/ml) résulte davantage de réajustements dans la falaise dunaire et de l'engraissement du haut de plage que d'apports éoliens en pied de dune.

Les profils topographiques, réalisés sur le site de la Dune Dewulf avant puis après cette campagne, soulignent encore ici la variabilité spatiale de la réponse de l'estran à de

telles conditions agitées (Figure III-37 ; Figure III-38). Un lissage du profil est observé sur la quasi-intégralité du site, avec un arasement des barres les plus proches du haut de plage et un comblement des bâches adjacentes. Les transects PZ3, PZ5, PZ8 et PZ9 montrent un net déficit volumétrique, sur l'estran, entre les profils pré-/post-coup de vent. L'aplanissement général observé s'est accompagné d'importantes accumulations de coquillages divers, étoiles de mers, oursins, bivalves (couteaux, lutraires...), souvent entiers et vivants, à la jonction entre le flanc marin des barres et la bâche adjacente (Figure III-36). Ce tapis d'organismes marins, vivants et morts, très étendu sur la plage témoigne de l'intensité des remaniements sur l'estran (arasement de barres) et plus particulièrement dans les petits fonds. Ce type de dépôt a déjà été observé sur le littoral est-dunkerquois, de façon peu fréquente, après de grandes marées ou des houles de tempête (par exemple après la tempête du 2 janvier 1995, d'après Clabaut *et al.* (2000)).



**Figure III-36 Photographies réalisées le 23 novembre 2008 sur la plage de la Dune Dewulf : (A), (B) et (C) érosion et aplanissement des systèmes de barres intertidales sur la partie Est du site ; (D) importantes accumulations de coquilles et organismes marins (Clichés A. Maspataud).**

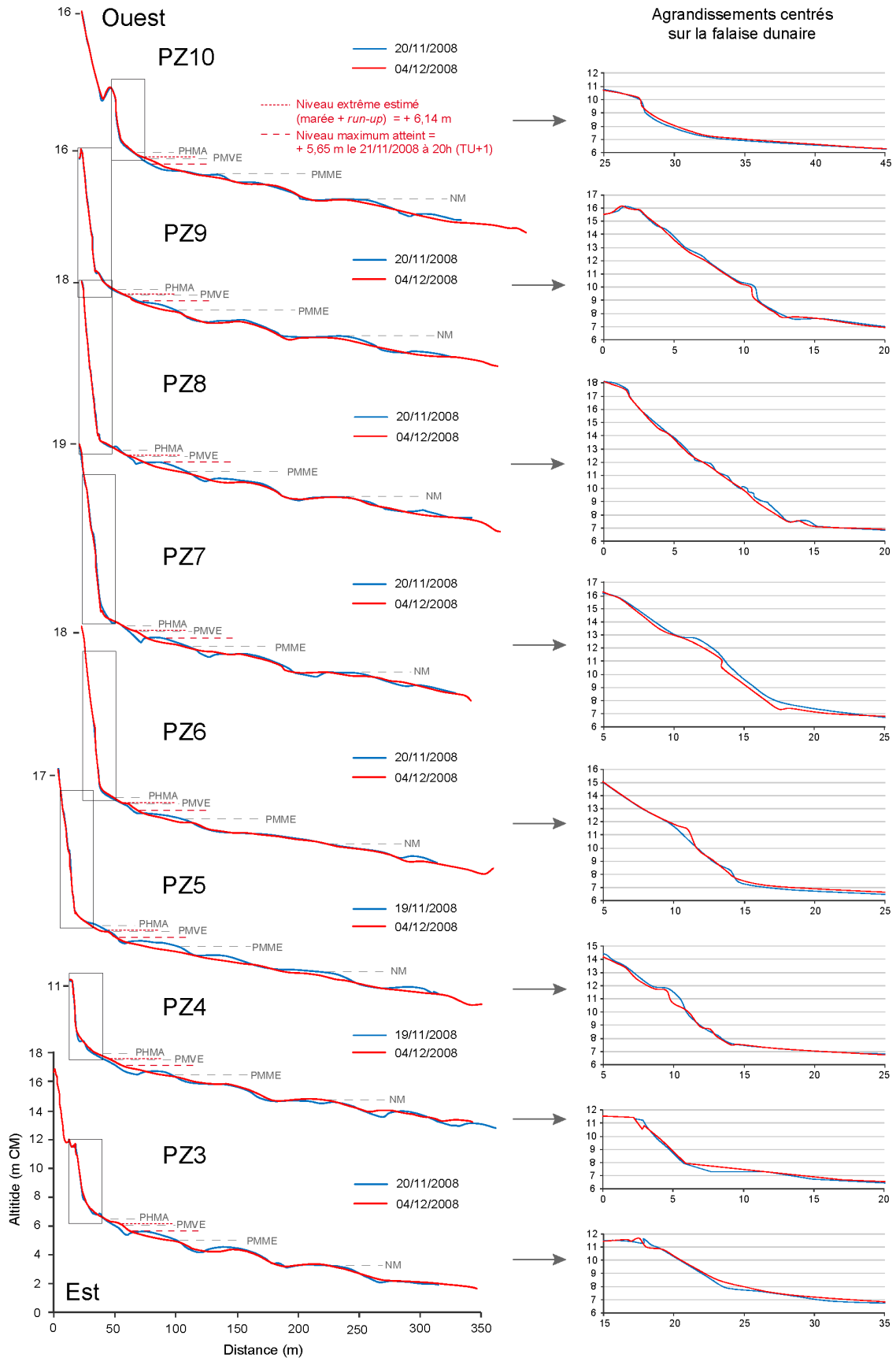
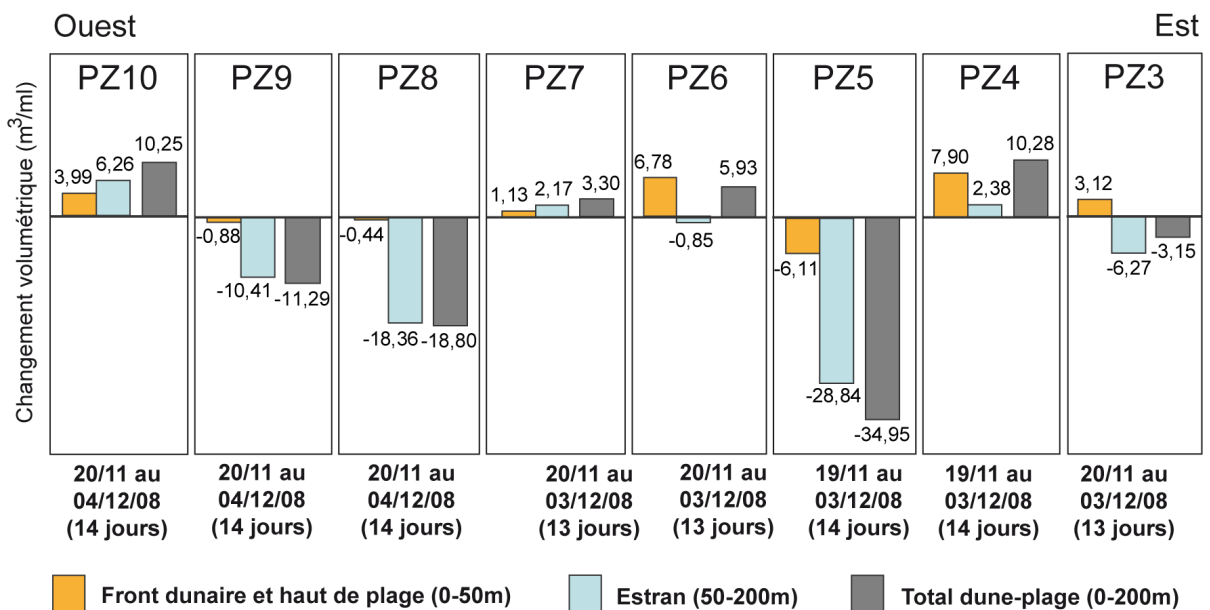


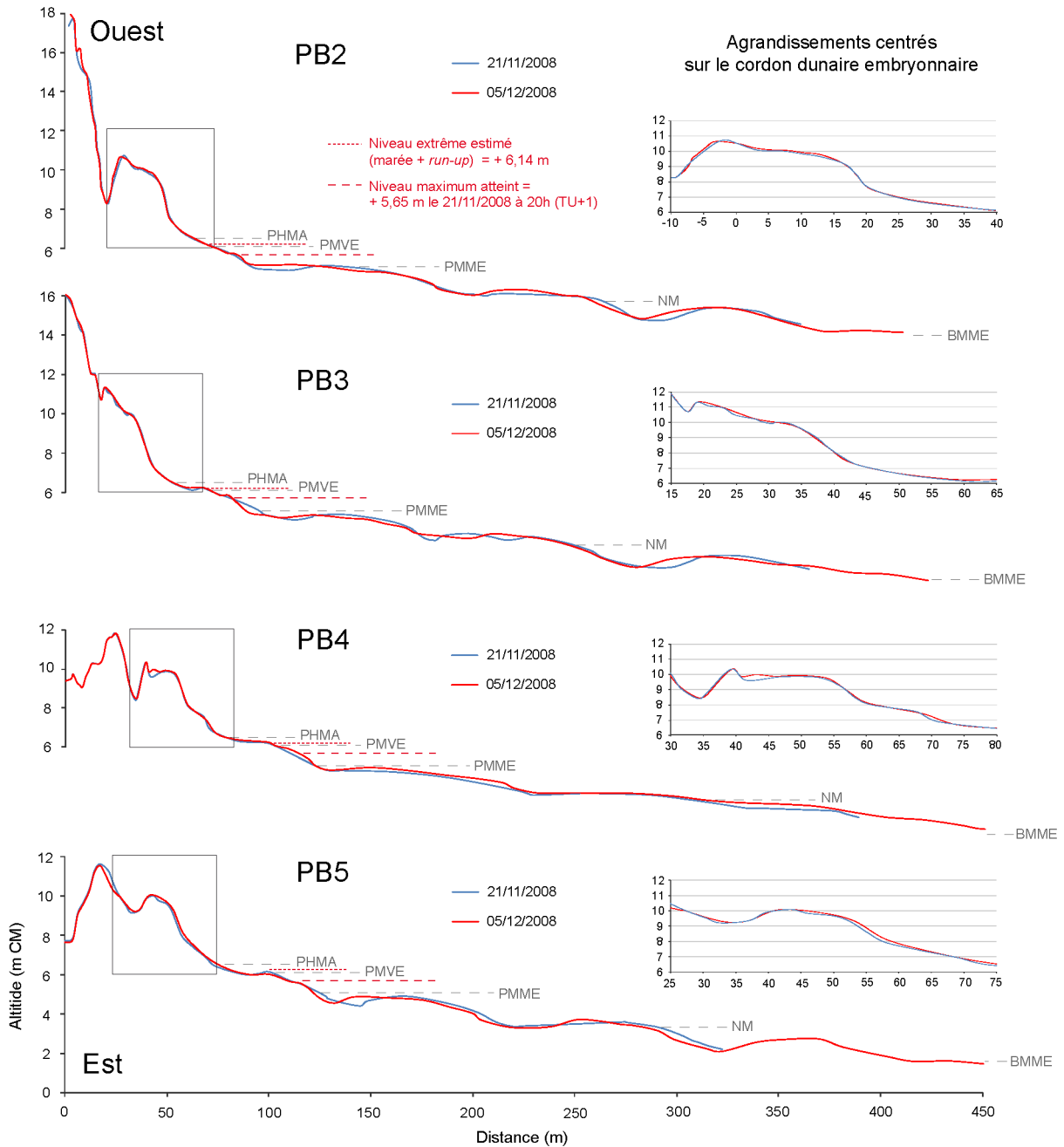
Figure III-37 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de novembre 2008 sur le site de la Dune Dewulf.

A l'issue de ce coups de vent, les changements volumétriques enregistrés sur le site de la Dune Dewulf sont très variables spatialement (Figure III-38) : 4 transects montrent un bilan sédimentaire positif de + 3,30 à + 10,28 m<sup>3</sup>/ml sur l'ensemble du profil, avec un gain ou une relative stabilité de la dune à l'estran, tandis que les 4 autres transects présentent un bilan négatif de - 3,15 m<sup>3</sup>/ml à localement - 35 m<sup>3</sup>/ml (arasement des barres dans l'axe du profil PZ5), avec une stabilité ou un faible abaissement du haut de plage et une érosion de l'estran. Des observations d'érosion de l'estran voire de stabilité, sur la majorité du site de la Dune Dewulf, qui sembleraient cohérentes avec la vitesse des courants transversaux enregistrés sur la plage au cours de cet évènement de novembre 2008, relativement forts et essentiellement dirigés vers le large (Figure III-34 H).



**Figure III-38 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de novembre 2008 sur le site de la Dune Dewulf.**

Cette campagne a également bénéficié de levés, pré-/post-coup de vent, des quatre profils transversaux du site des Dunes du Perroquet (Figure III-39). Précédé d'un haut de plage relativement haut, le cordon dunaire ne présente aucune variation morphologique majeure et montre même un bilan sédimentaire stable à positif, et croissant d'Ouest en Est, de + 0,7 m<sup>3</sup>/ml en PB2/PB3 (valeurs faibles vis-à-vis de la marge d'erreur appareil/prise de mesure) à + 9,2 m<sup>3</sup>/ml au profil PB5. Les conditions observées durant cet évènement de novembre 2008 ont induit sur ce second site aussi des perturbations du système de barres et bâches intertidales. En termes de variations volumétriques, les deux profils les plus à l'Ouest ont été plus stables (+ 3,28 m<sup>3</sup>/ml à - 2,72 m<sup>3</sup>/ml) tandis que les profils PB4 et PB5 (sur une distance de 250 m sur l'estran) ont enregistré un important gain de sédiment (respectivement + 20,31 et + 12,37 m<sup>3</sup>/ml) (Figure III-40).



**Figure III-39** Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de novembre 2008 sur le site des Dunes du Perroquet.

Considérant l'ensemble du profil (distance de 300 m), 3 transects présentent un bilan volumétrique positif, faible (+ 4 m<sup>3</sup>/ml en PB2) à élevé (+ 21/23 m<sup>3</sup>/ml en PB5/PB4), seul le transect PB3 reste légèrement déficitaire (- 2 m<sup>3</sup>/ml). Sans aucune érosion de la dune ou du haut de plage, qui auraient pu ici fournir du sédiment pour alimenter l'estran, le gain volumétrique pourrait s'expliquer par des apports longitudinaux, ou des petits fonds. Les sédiments viendraient principalement des petits fonds, car il est en effet peu probable que des apports aient pu se faire depuis le large (Héquette *et al.*, 2008b). Les courants transversaux

enregistrés les 21-22 novembre sur la plage des Dunes du Perroquet, plutôt orientés vers le large (Figure III-34 H), ne permettent pas directement de confirmer ou infirmer cette hypothèse dans la mesure où ces mesures restent très réduites dans le temps (2 jours) vis-à-vis de l'intervalle total entre les levés topographiques pré-/post-coup de vent (14 jours).

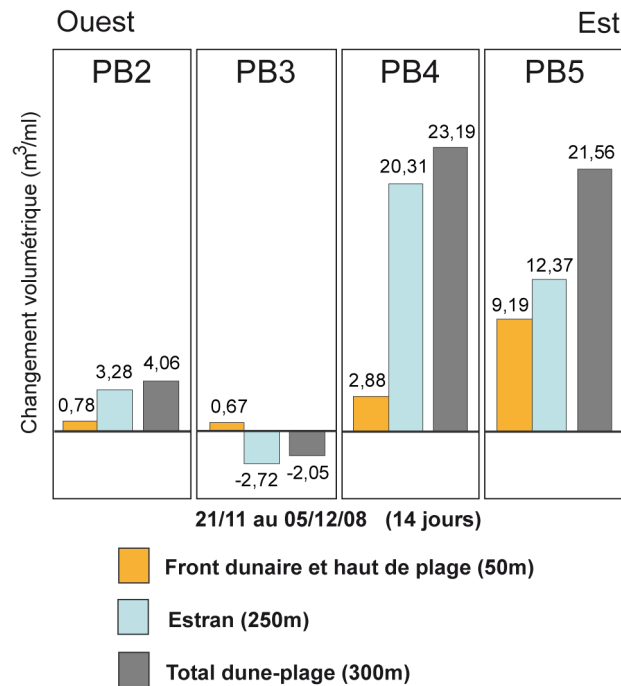


Figure III-40 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de novembre 2008 sur le site des Dunes du Perroquet.

## 2.5 Coup de vent de Février 2009

### 2.5.1 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque

Le début de l'année 2009 a de nouveau été marqué par un très bref mais fort coup de vent le 10 février 2009. Il s'est produit au passage de la dépression Quinten, peu creusée en son centre et accompagnée d'un front froid pluvieux très marqué, en provenance de l'Ouest et poussée par un fort anticyclone (Figure III-41). Une chute de pression de 25 hPa a été enregistrée à la station Météo France de Dunkerque (Figure III-42 B). Le 10 février au matin, les vents ont considérablement forci, d'une direction évoluant brusquement du S à N-NW. Les vents supérieurs à 8 m/s n'ont soufflé que pendant une dizaine d'heures, ce qui est très court. Les vents frontaux ont ainsi atteint une vitesse maximale de 18 m/s en fin de matinée, 2-3 heures avant la pleine mer (Figure III-42 A). Ce coup de vent fort très localisé sur le secteur étudié, a provoqué des vents de 70 à 90 km/h sur la côte et dans les terres, ainsi que des rafales de 101 km/h au Cap Gris-Nez.

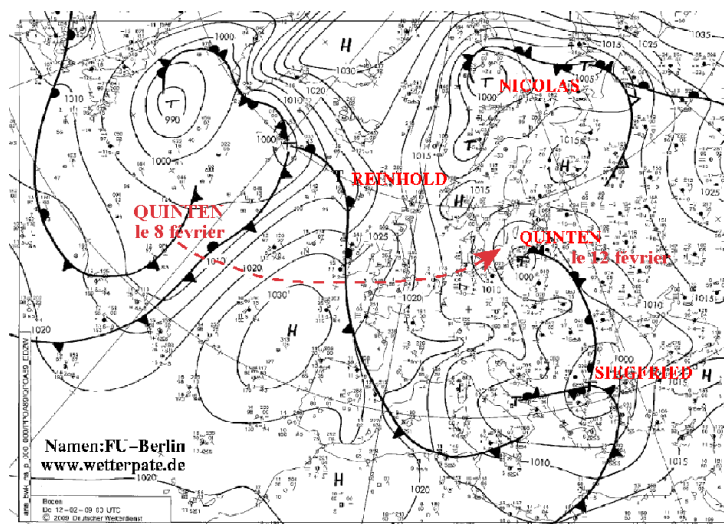


Figure III-41 Carte synoptique de prévision isobarique en surface émise par le *Deutscher Wetterdienst* entre le 8 et le 12 février 2009 à 00h UTC.

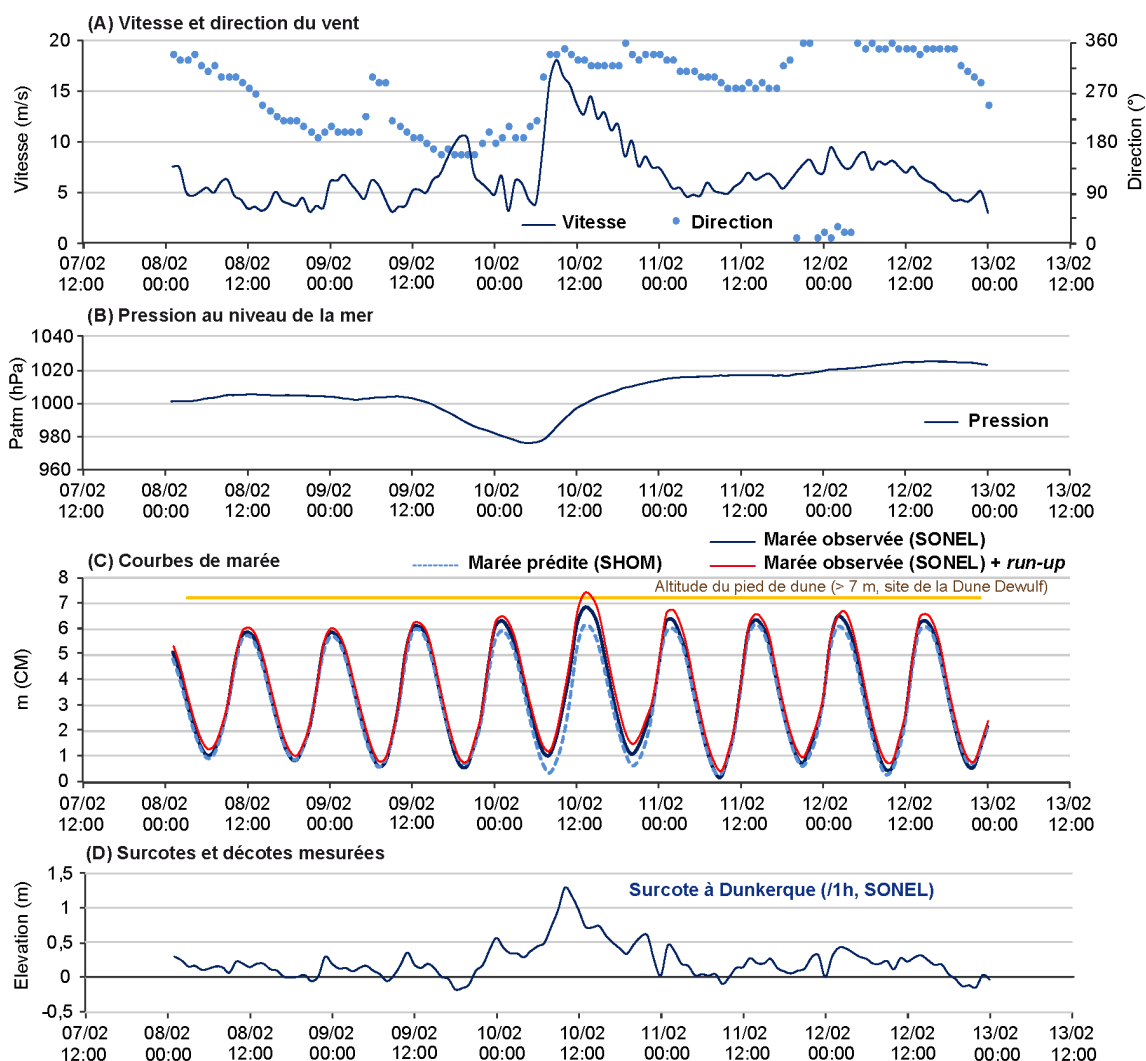


Figure III-42 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors du coup de vent de février 2009.

Cet évènement a été combiné à une marée de vive-eau, avec un coefficient 105 le 10 février à pleine mer (13h TU+1). Poussées par les vents forts virant au N-NW, les eaux poussées à la côte ont provoqué une surcote générale le 10 février. Avec une surcote de 0,72 m enregistrée à 13h lors de la pleine mer, la cote maximale enregistrée ce jour là au marégraphe de Dunkerque a atteint 6,84 m, pour un niveau d'eau extrême (théorique) estimé à 7,41 m en pied de dune en prenant en compte l'action des vagues en haut de plage (Figure III-42 C, D).

### 2.5.2 Conditions hydrodynamiques au large

Face à la brièveté de ce coup de vent, aucune mesure hydrodynamique n'a été réalisée sur nos sites, mais nous disposons toutefois des données de houle enregistrées au large au niveau de la bouée Westhinder et à l'avant côte à la bouée Trappegeer (Figure III-43). Conformément au brusque virement au N-NW du vent, la hauteur significative des houles au large a atteint un pic à 4 m le 10 février en fin de matinée, réduit à 3,5 m plus près de la côte, avec une période de 6-7 s, de direction plein Nord. Les hauteurs de vague ont ensuite progressivement diminué pendant 24h, avant retour à des houles modales du large.

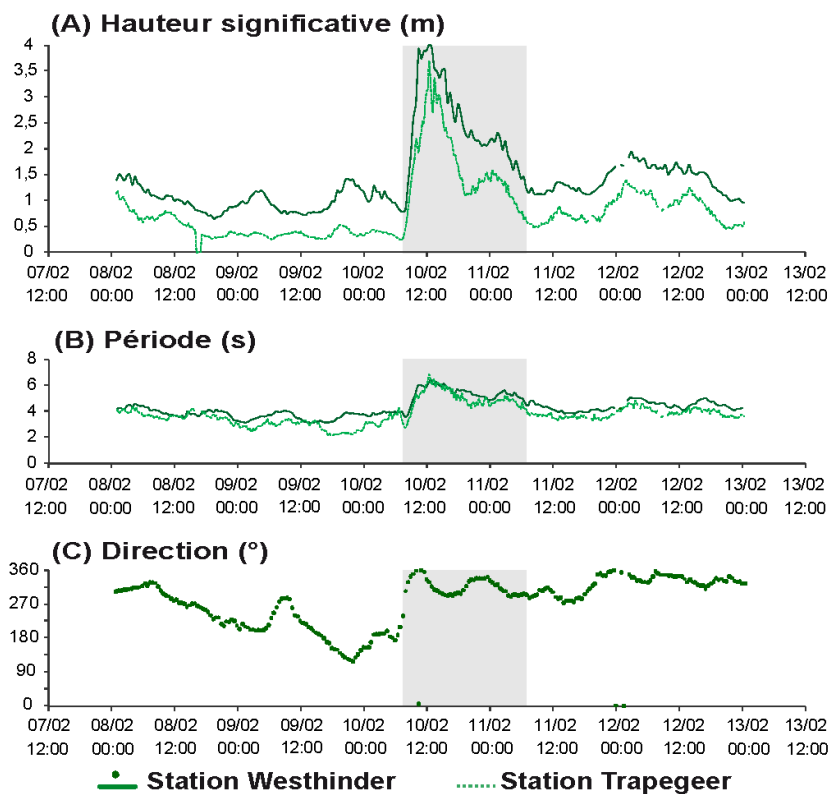


Figure III-43 Synthèse des mesures hydrodynamiques enregistrées au large (station Westhinder) et à l'avant côte (station Trappegeer) pendant le bref coup de vent de février 2009.



### 2.5.3 Réponse morphologique du profil côtier

Sur le site de la Dune Dewulf comme sur le site des Dunes du Perroquet, la série de profils topographiques (respectivement 8 et 4) réalisée plusieurs jours avant le coup de vent du 10 février, a été de nouveau levée le plus rapidement possible après, afin de rendre compte le plus précisément possible de l'érosion constatée sur le terrain le 11 février (Figure III-44).

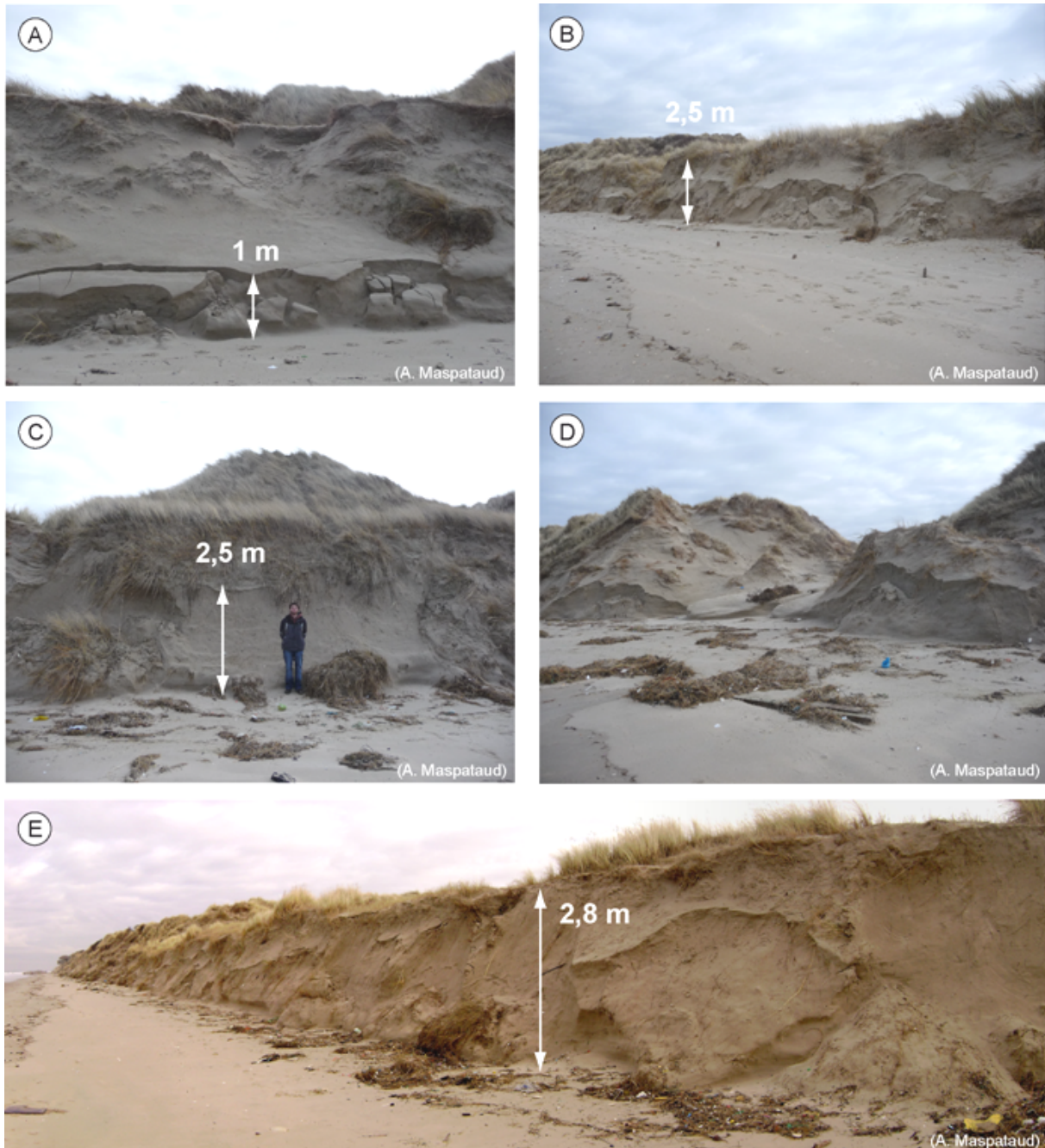


Figure III-44 Photographies réalisées sur le site de la Dune Dewulf le 11 février 2009, d'Est en Ouest : (A) micro-falaise d'érosion (profil PZ3) ; (B) falaise au profil PZ4 et base de l'ancienne rangée de ganivelles (1999) ; (C) profil PZ6 ; (D) brèche et érosion à proximité du profil PZ7 ; (E) escarpement de falaise au profil PZ10.

Comme en témoignent les observations de terrain, l'ensemble du versant marin du cordon dunaire de la Dune Dewulf a subi une érosion, attaqué par l'action des vagues et hauts niveaux d'eau lors de la pleine mer du 10 février. D'Ouest en Est, les profils pré-/post-évènement montrent un abaissement et un recul du pied de dune, ou pied de falaise, d'au maximum 2 m dans le profil PZ6 (Figure III-46). Le sédiment accumulé en pied de dune depuis un an, consolidant et régularisant la falaise, a été emporté dans l'axe des 8 profils, sauf les profils PZ5 et PZ9 où des réajustements de l'escarpement ont eu lieu par glissements ou éboulements en falaise réduisant le recul réel du pied de dune. L'érosion du tronçon dune-haut de plage est uniforme le long du site d'étude, d'un point de vue volumétrique les quantités de sable perdues varient de  $-2 \text{ m}^3/\text{ml}$  à plus de  $-10 \text{ m}^3/\text{ml}$  (Figure III-45).

En revanche, dans ces conditions érosives encore, l'estran ne montre pas de changements morphologiques particuliers. Seuls les profils aux extrémités du site d'étude, PZ3 et PZ10, présentent un gain net de matériel ( $+7$  et  $+11 \text{ m}^3/\text{ml}$ ), tandis que le profil PZ6, dont la morphologie intertidale semble avoir été lissée, accuse une perte volumétrique de  $-9 \text{ m}^3/\text{ml}$  (Figure III-45). Suite à ce fort coup de vent, 6 des 8 transects mesurés montrent donc un bilan sableux global plutôt négatif ( $-2,27$  à  $-14,9 \text{ m}^3/\text{ml}$ ), tandis que les transects Ouest (PZ10) et Est (PZ3) sont plutôt positifs ( $+7,22$  et  $+1,84 \text{ m}^3/\text{ml}$ ).

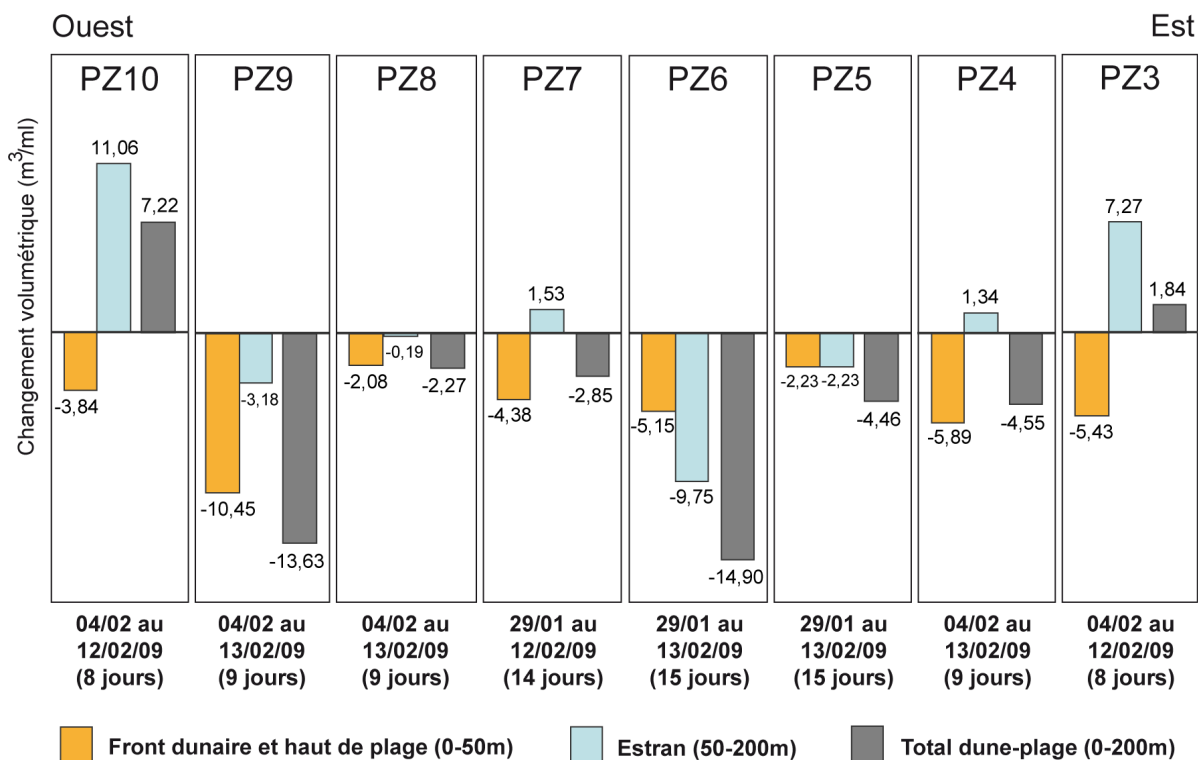


Figure III-45 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de février 2009 sur le site de la Dune Dewulf.

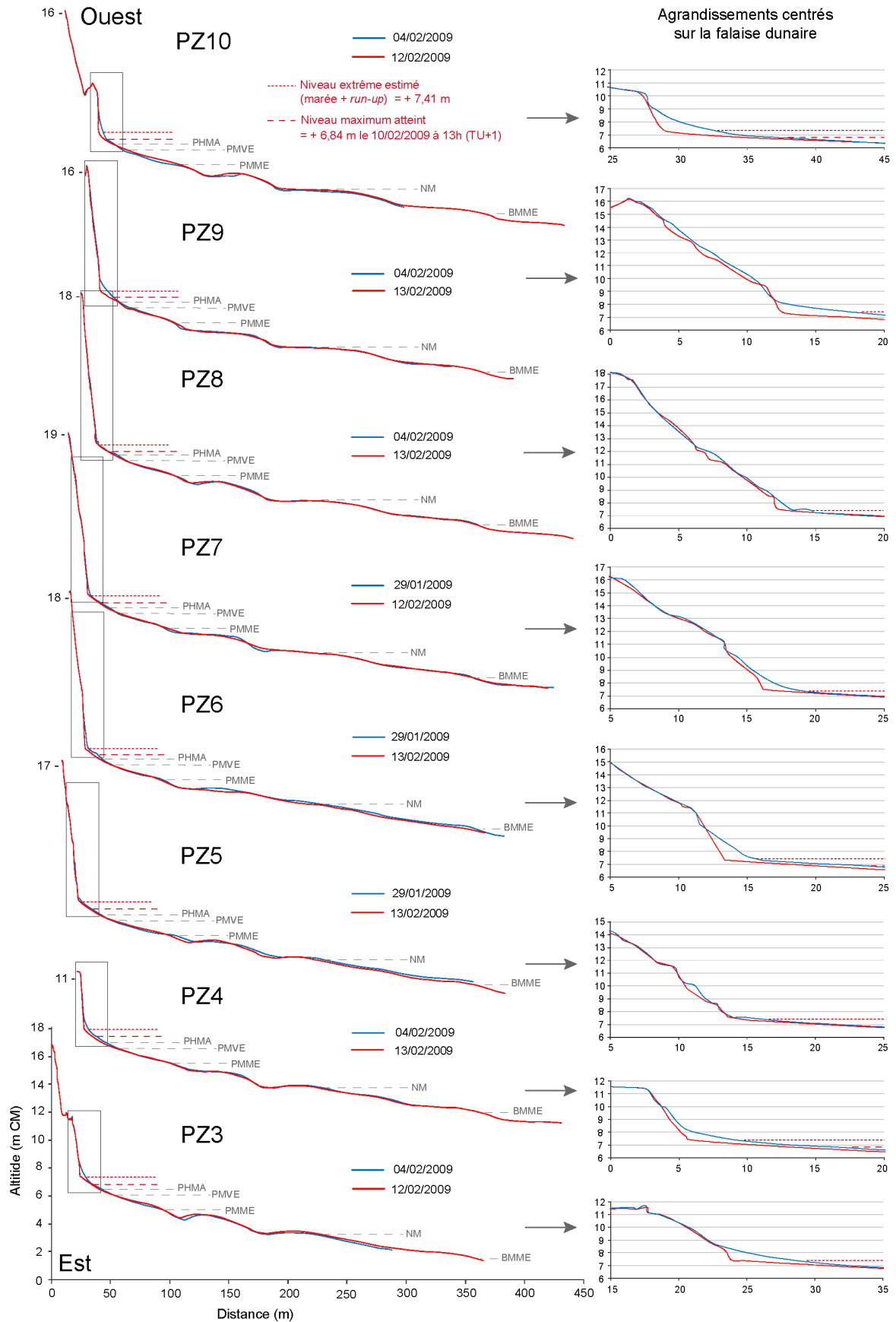


Figure III-46 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de février 2009 sur le site de la Dune Dewulf.

Tandis le cordon bordier de la Dune Dewulf affiche une falaise sur tout son versant maritime, celui des Dunes du Perroquet sort de nouveau intact de cet évènement érosif. Localement, seules quelques micro-falaises (0,3 m) sont visibles au niveau des petites dunes embryonnaires, développées sur le haut de plage (Figure III-47). Le volume calculé sur une distance de 50 m (haut de plage et dune embryonnaire développée), montre de très légères fluctuations : à l'Ouest, le gain de + 2 m<sup>3</sup>/ml (PB2) puis + 1,4 m<sup>3</sup>/ml (PB3) évolue vers une stabilité (volumes négligeables) à l'Est du site. Les quatre transects affichent par contre tous un déficit sédimentaire (de - 4 à - 12 m<sup>3</sup>/ml) sur l'estran (Figure III-48).



Figure III-47 Photographie post-coup de vent du cordon dunaire des Dunes du Perroquet le 11 février 2009 (Cliché A. Maspataud).

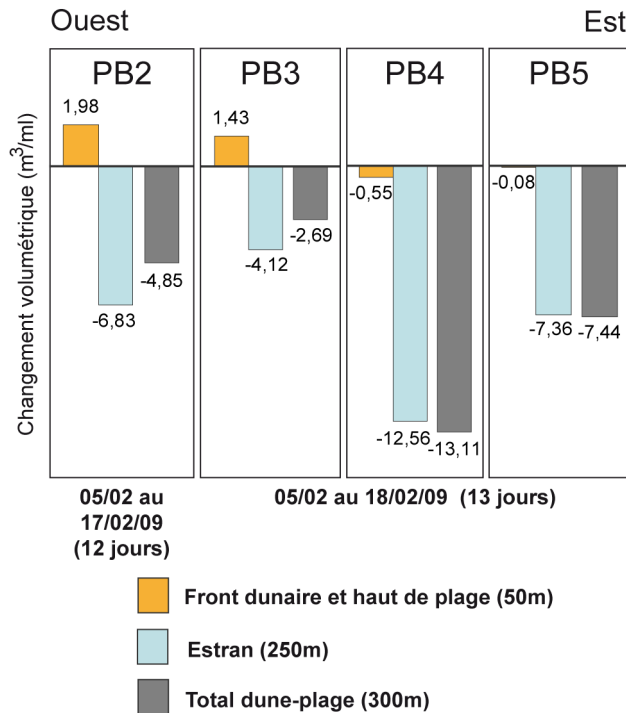
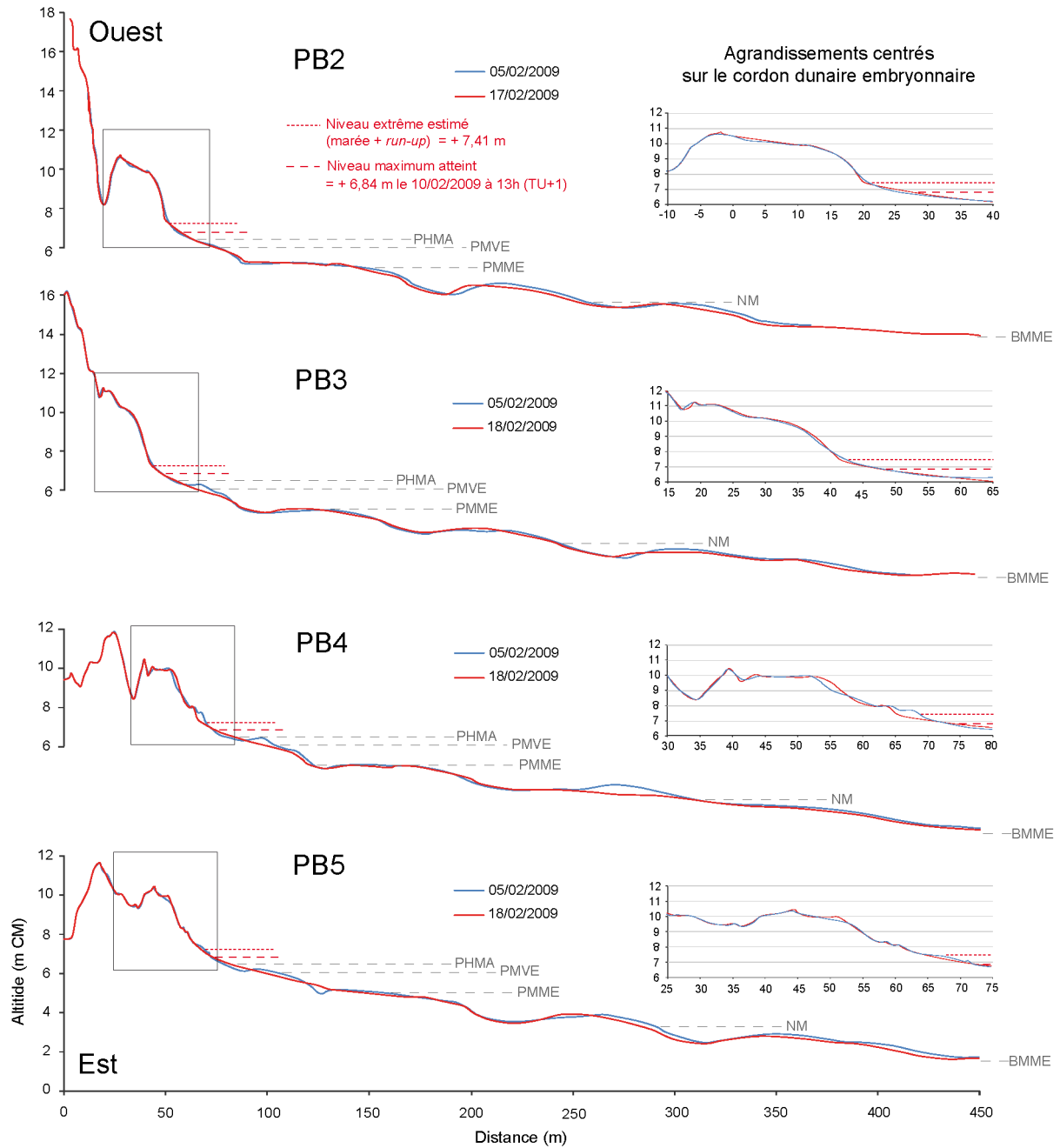


Figure III-48 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de février 2009 sur le site des Dunes du Perroquet.



**Figure III-49 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de février 2009 sur le site des Dunes du Perroquet.**

Du fait de l'érosion engendrée sur l'estran, les 4 transects des Dunes du Perroquet présentent un bilan négatif sur la totalité du profil considérée (300 m). Les forts vents frontaux qui ont soufflé ce 10 février, en provenance du N-NNW, sont justement les conditions les plus à même de générer sur l'estran de forts courants orientés vers le large. Ces forts courants transversaux ont pu remobiliser et emporter du sédiment vers le large, tandis que le cordon bordier et le haut de plage n'ont pas été atteints et ni érodés sur ce site. De plus, il faut noter, lors de cet évènement, la forte hauteur des houles enregistrée à Trappegeer (pour seulement 2 m CM de profondeur). En effet, la vitesse très rapide à laquelle se sont levés les

vents ne semble avoir permis qu'un faible amortissement de la houle entre le large (Westhinder) et la station de Trappegeer.

## **2.6 Coup de vent et grande marée de février-mars 2010**

### **2.6.1 Caractéristiques de l'évènement Xynthia et impacts sur les côtes**

Les 27 et 28 février 2010, le territoire français a été touché par une violente tempête baptisée Xynthia, qui a balayé une large bande allant de la Charente-Maritime aux Ardennes, en poursuivant sur sa trajectoire vers le Nord-Est. Le phénomène est dû au passage à basses latitudes d'une dépression, qui s'est intensifiée progressivement à l'approche des côtes (980 à 990 hPa en son centre). Les départements côtiers les plus touchés sont la Charente-Maritime, la Vendée et la Loire-Atlantique, avec des pertes humaines (53 décès) et des dégâts matériels très importants. Les cordons dunaires ont subi dans ce secteur une très forte érosion, en moyenne 3 à 5 m de recul, et au maximum 22 m sur l'île de Ré et l'île d'Oléron fortement attaquées lors de l'évènement. La conjonction d'un niveau d'eau élevé (fort coefficient de marée et surcote importante) avec les fortes houles (hauteurs significatives de près de 7 m enregistrées au large) ont provoqué d'importantes submersions marines, en raison notamment du sous-dimensionnement et mauvais état général d'une grande partie des digues. La tempête a généré des surcotes importantes et la concomitance entre la tempête, l'instant de la pleine mer, et la vive-eau d'équinoxe (coefficient de marée important de 102) explique que les niveaux atteints soient aussi importants. Des inondations, provoquées soit par la rupture des digues, le débordement des eaux marines ou par les fortes pluies et crues des rivières intérieures, ont perduré pendant plusieurs jours sur un certain nombre de communes (La Faute sur Mer, Aytré...). Les dégâts aux bâtiments, infrastructures et réseaux divers ont été localement considérables. D'autres pays ont également été touchés en particulier le Portugal et l'Espagne, mais aussi le Luxembourg, la Belgique et l'Allemagne.

### **2.6.2 Conditions météorologiques et marégraphiques à Dunkerque**

Suivant une trajectoire vers le Nord-Est à travers le territoire français, la tempête Xynthia n'a pas touché les côtes du Nord-Pas de Calais ni celles de la Mer du Nord mais le centre dépressionnaire, passé à proximité, a tout de même provoqué des vents relativement forts et une chute de la pression atmosphérique (25-30 hPa du 27 au 28 février) (Figure III-50 A et B). Comme lors du coup de vent de février 2009, un an auparavant, les vents ont forcé très rapidement en passant du NE au NNW. Les vents les plus forts ont dépassé 16 m/s le 28 février à 13h (TU+1) lors de la pleine mer. Cet évènement s'est produit lors de marées d'équinoxe, avec de forts coefficients de marée. Les données communiquées par le SHOM

indiquent que la cote maximale atteinte à Dunkerque le 28 février (coefficient 102-108) à pleine mer était de 6,90 m, soit une surcote de 0,80 m (Figure III-50 C et D). Le marnage a encore augmenté les jours suivants et a été maximal le 2 mars avec un coefficient de marée 116.

Nous ne disposons malheureusement pas, pour cet évènement, des séries temporelles de houles enregistrées au large (Westhinder et/ou Trappegeer) ni de mesures hydrodynamiques à la côte. Les données diffusées en temps réel sur le site belge du VLIZ ([www.vliz.be](http://www.vliz.be)) indiquent que les hauteurs significatives de houle ont atteint au maximum 4,5 m le 28 février à mi-journée.

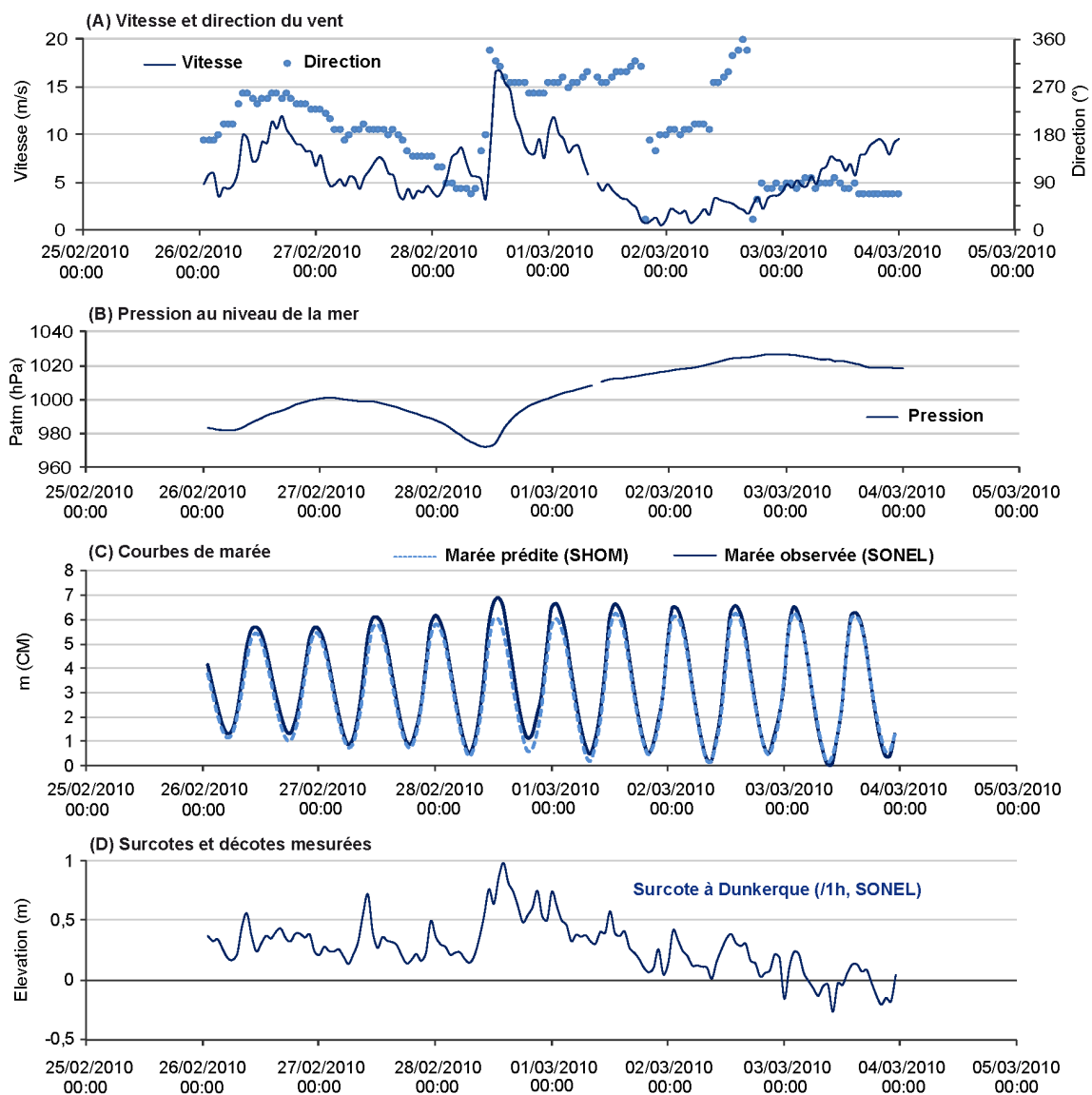


Figure III-50 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque en février-mars 2010.

### 2.6.3 Réponse morphologique du profil côtier

Le pied de dune, stabilisé et rehaussé par les apports éoliens en l'absence d'évènement érosif depuis un an, n'a pas été atteint par les hauts niveaux d'eau et les vagues le 28 février, ni les jours suivants.

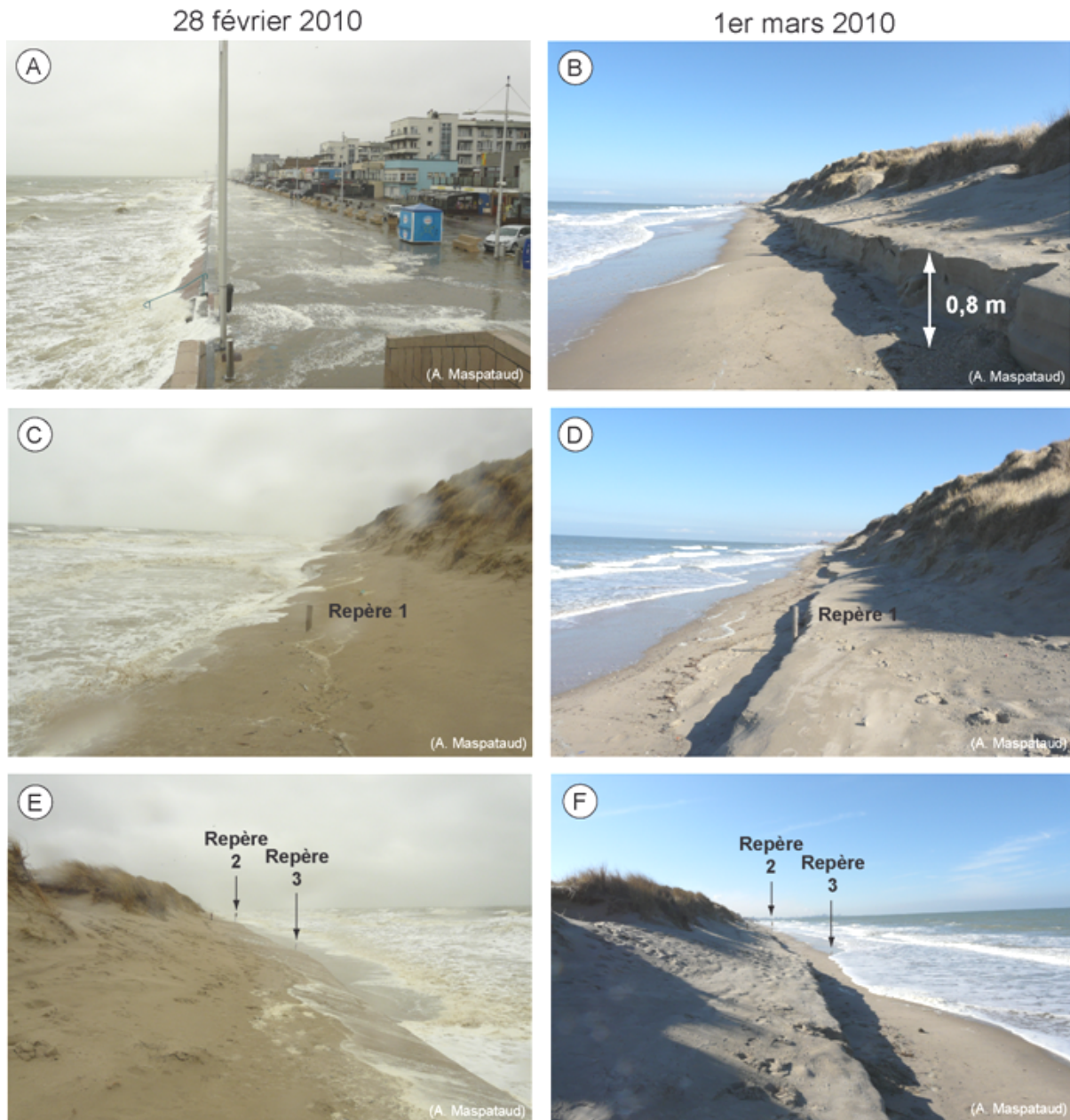


Figure III-51 Photographies réalisées sur le site de la Dune Dewulf les 28 février et 1<sup>er</sup> mars 2010 : (A) haut niveau d'eau atteint à pleine mer, front de mer de Dunkerque ; (B) bilan du coup de vent et grande marée le 1<sup>er</sup> mars, microfalaise finale de 0,8 m de hauteur (à proximité du profil PZ4) ; (C), (E) érosion du haut de plage à pleine mer et formation d'une microfalaise (0,5 m de hauteur) ; (D) et (F) accentuation et recul (1,5 m) de la microfalaise après les hauts niveaux d'eau du 1<sup>er</sup> mars (Clichés A. Maspataud).



Toutefois, les observations de terrain sur le site de la Dune Dewulf ont permis de constater la formation d'une microfalaise de 0,5 m, en pied de dune-haut de plage, lors de la pleine mer associée à une forte houle du 28 février (Figure III-51 C et E). Le 1<sup>er</sup> mars, la microfalaise observée avait reculé de plus de 1,5 m vers la dune, créant un escarpement de 0,8 m à quelque 5-10 m du bord de la dune. Des piquets ou panneau d'affichage fixes et connus sur le haut de plage, ont servi de points de repère et permis de quantifier ce recul (Figure III-51 D et F).

Cette marque d'érosion a été observée sur 6 des 8 profils topographiques réalisés avant et après cet évènement, et témoigne d'un abaissement conséquent du haut de plage à proximité du pied de dune, sous l'effet des vagues et hauts niveaux d'eau (Figure III-53). Seuls les profils PZ8 et PZ7, situés à une cinquantaine de mètres à l'Ouest et à l'Est des bunkers centraux du site d'étude (portion légèrement plus élevée que la majorité du site), n'affichent pas de microfalaise. Cette érosion visible s'est traduite par un bilan volumétrique négatif de la partie dune-haut de plage, de - 2 à - 7 m<sup>3</sup>/ml en moyenne (Figure III-52).

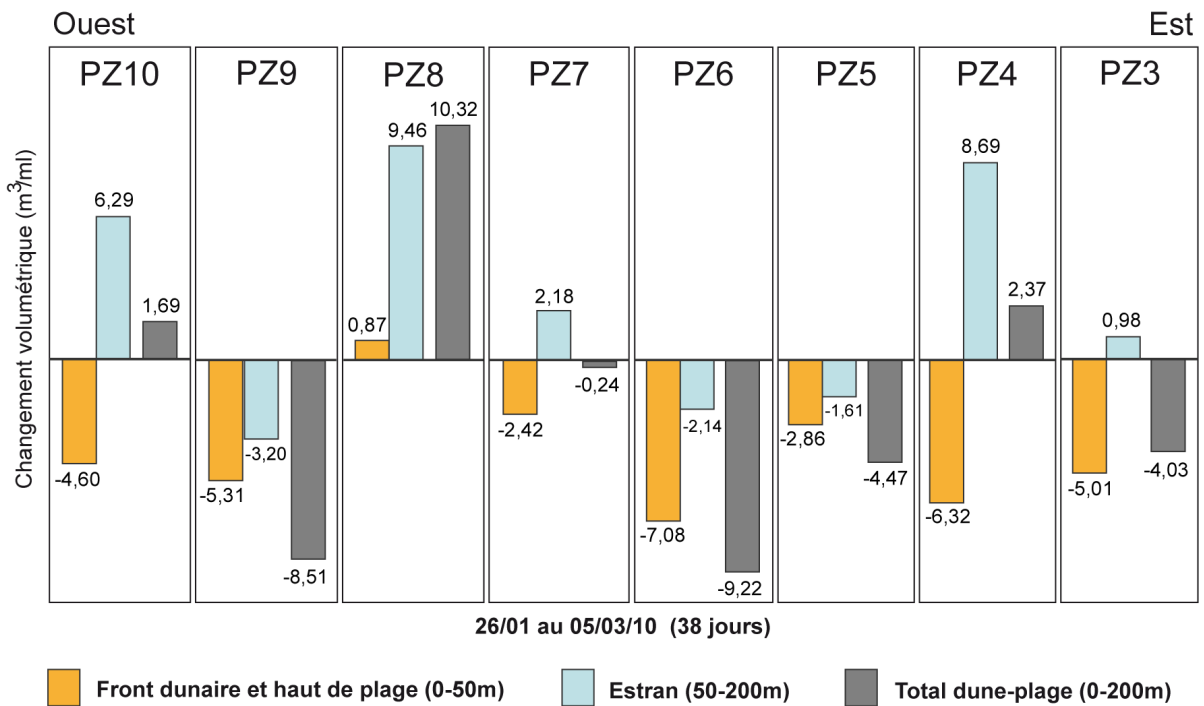
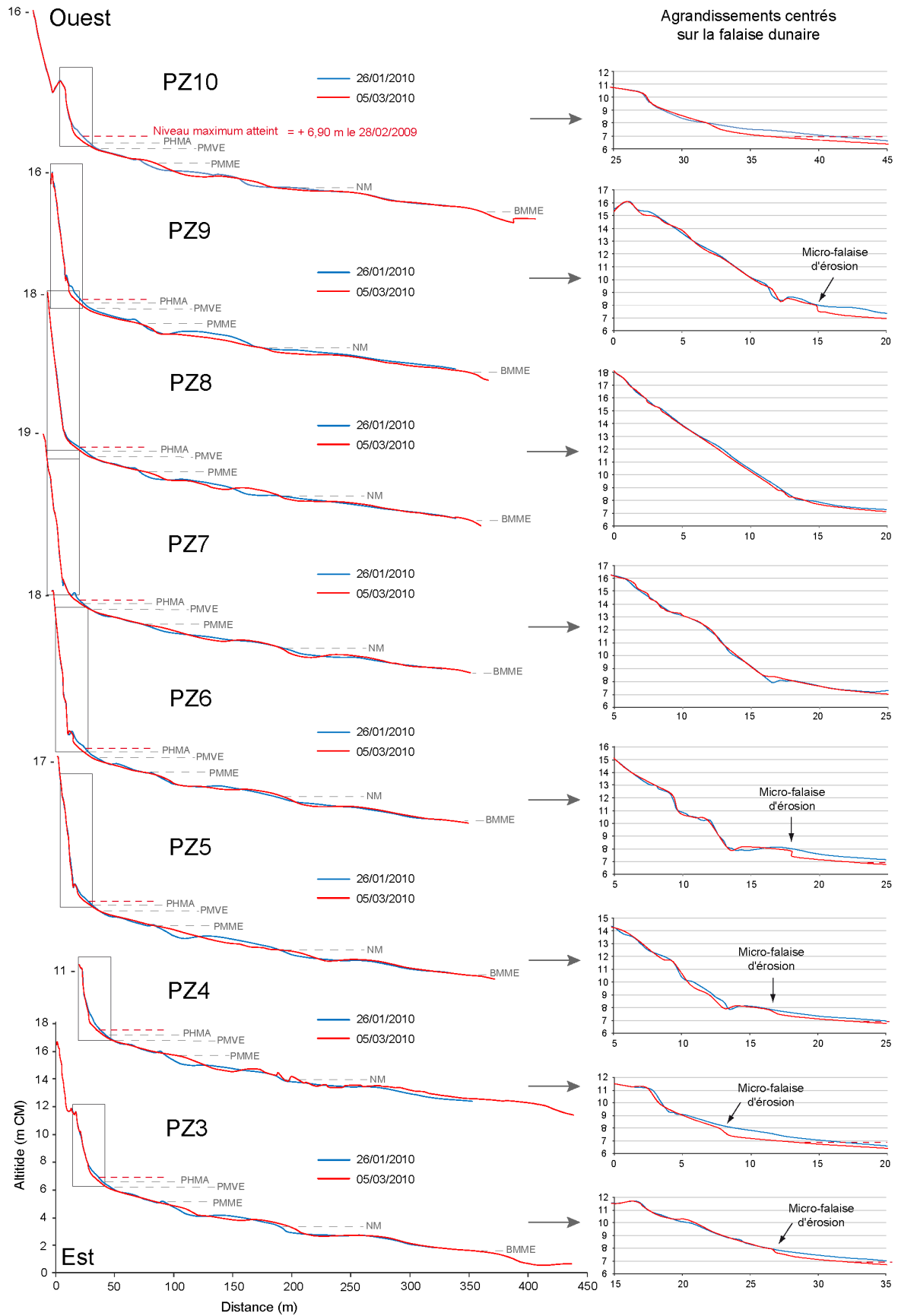


Figure III-52 Variations volumétriques du profil côtier pendant la grande marée et le coup de vent de mars 2010 sur le site de la Dune Dewulf.



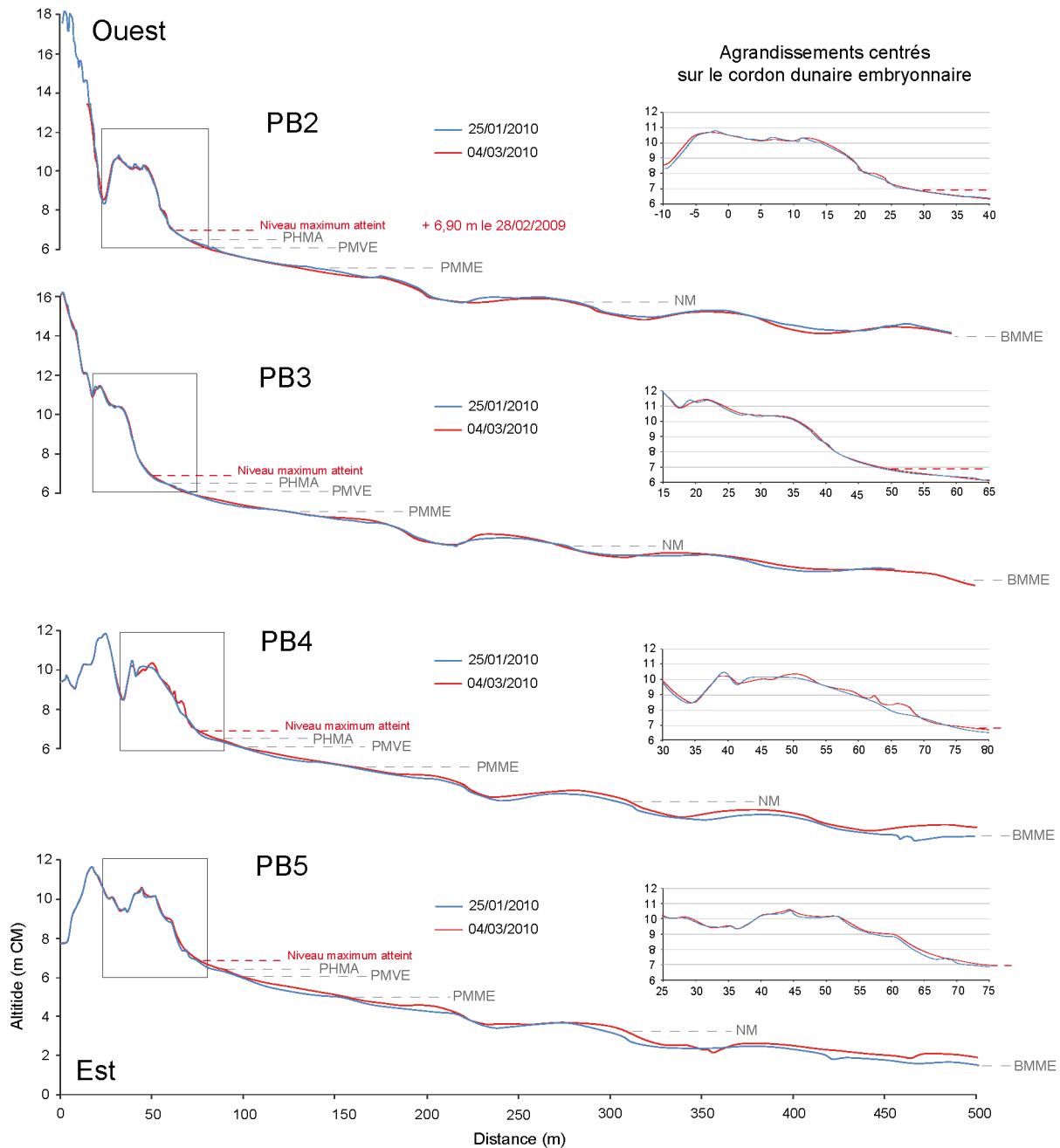
**Figure III-53** Profils topographiques réalisés avant/après la grande marée et le coup de vent de mars 2010 sur le site de la Dune Dewulf.

Sur les profils levés le 5 mars 2010, les seuls changements morphologiques notables concernent la barre intertidale la plus haute sur l'estran, qui a été aplanie ou lissée sur la majorité du site de la Dune Dewulf. Cette érosion sur la partie supérieure de l'estran s'est accompagnée d'un comblement des bâches. En revanche la zone inférieure de l'estran semble avoir été plus stable. Trois profils (PZ4, PZ8, PZ10) enregistrent sur l'estran un gain volumétrique supérieur à  $6 \text{ m}^3/\text{ml}$ , les cinq autres n'ont gagné ou perdu qu'une quantité plus restreinte de matériel ( $\pm 2/3 \text{ m}^3/\text{ml}$  ; [Figure III-52](#)), sans aucune corrélation nette avec le déficit sédimentaire du haut de plage. Comme cela avait été observé lors de précédents évènements, si le haut de plage a été quasi uniformément érodé lors de cet évènement, la réponse de la plage ( $x = 50$  à  $200 \text{ m}$ ) est en revanche très variable sur l'ensemble du site, tout comme le bilan global de chaque transect.

Tout comme le site de la Dune Dewulf, le secteur des Dunes du Perroquet a bénéficié d'un suivi photographique lors des pleines mers du 28 février et du 1<sup>er</sup> mars, afin d'estimer l'altitude maximale atteinte par rapport au cordon dunaire existant ([Figure III-54](#)). Conformément aux observations de terrain, les mesures topographiques montrent que le cordon dunaire n'a pas été touché par les hauts niveaux d'eau, et reste intact, enregistrant même un gain volumétrique léger, croissant d'Ouest en Est ( $+ 1,3$  à  $+ 4,3 \text{ m}^3/\text{ml}$  ; [Figure III-55](#) et [Figure III-56](#)). Sur l'estran, le système de barres-bâches intertidales a été peu perturbé et montre, malgré un déficit de l'ordre de  $10 \text{ m}^3/\text{m}$  dans le profil PB2, un engraissement net et croissant vers l'Est sur les trois autres transects (PB3, PB4 et PB5 : [Figure III-56](#)).



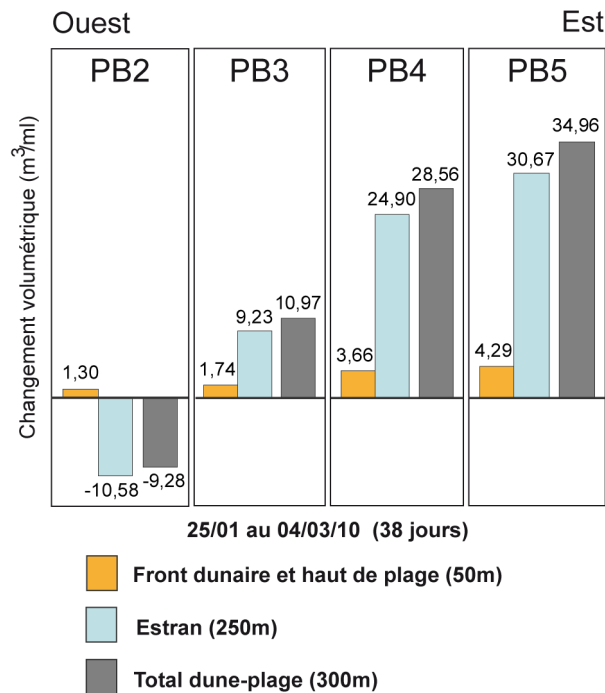
**Figure III-54** Photographies réalisées sur le site des Dunes du Perroquet les 28 février et 1<sup>er</sup> mars 2010 : haut niveau d'eau atteint à pleine mer (A) le 28 février et (B) le 1<sup>er</sup> mars ; (C) le cordon dunaire, non touché, reste intact (Clichés A. Maspataud).



**Figure III-55 Profils topographiques réalisés avant/après la grande marée et le coup de vent de février-mars 2010 sur le site des Dunes du Perroquet.**

Comme nous l'avons précédemment constaté lors du coup de vent de novembre 2008, dans des conditions de vents d'W à NW, les deux transects Est PB4 et PB5 enregistrent encore des gains importants et un bilan nettement positif à la fois sur l'avant dune, le haut de plage et l'estran (Figure III-55). L'engraissement de l'estran, particulièrement fort sur sa partie basse, fait de ces deux transects une sorte de "puits" de sédiment, potentiellement favorisé par un fort transport résiduel longitudinal, d'Ouest en Est. La raison de cette accumulation marquée n'est pas clairement connue, mais pourrait être due à différents phénomènes. Plusieurs hypothèses peuvent être émises ici, comme un blocage de la dérive et

des sédiments (venus de l'Ouest) par le camping du Perroquet, nettement saillant par rapport au trait de côte ([Chapitre I ; Figure I-16](#)) ; ou un dépôt des sédiments qui, n'étant plus sous l'emprise des courants "canalisés" entre le Banc Hills et la côte, viendraient préférentiellement s'accumuler vers l'Est.



**Figure III-56 Variations volumétriques du profil côtier pendant la grande marée et le coup de vent de mars 2010 sur le site des Dunes du Perroquet.**

## 2.7 Bilan des conditions météo-marines et impacts morphologiques mesurés de 2007 à 2010

Depuis la fin de l'année 2007, plusieurs tempêtes ou forts coups de vent se sont produits dans notre secteur d'étude. Les caractéristiques météo-marines liées à chaque évènement ont été définies précédemment avec, à l'appui, des mesures topographiques et hydrodynamiques *in-situ* ([Figure III-57](#)).

Comme l'ont montré les analyses des observations et des mesures de terrain, les impacts morphologiques dus à ces tempêtes indiquent une grande variabilité spatiale et temporelle. Une diversité de la réponse morphodynamique de la côte due à des conditions météo-marines différentes et également des transports longitudinaux et transversaux complexes, conditionnés par les caractères propres de chaque site, tels que la bathymétrie à l'avant-côte ou les morphologies de la plage et du cordon dunaire.

	Tempête en mars 2007	Tempête en novembre 2007	1er coup de vent en mars 2008	2nd coup de vent en mars 2008	Coup de vent en novembre 2008	Coup de vent en février 2009	Coup de vent et grande marée en février-mars 2010
Vent à Dunkerque (Météo France)	Durée	> 8 m/s pendant 40h, puis 48h	> 8 m/s pendant 72h	> 8 m/s pendant 48h	> 8 m/s pendant 48h	> 8 m/s pendant 14h	> 8 m/s pendant < 15h
	Vitesse Max	15 m/s	14-16 m/s	19 m/s	19 m/s	18 m/s	16 m/s
	Direction	NW puis N	SW à W	W à ENE	W à ENE	N-NW	N-NW
	Hs max	4 m	4,2 m	4,5 m	4,5 m	4 m	4,5 m
Houles au large (Westhinder)	Direction	N	W	N	N	N	N
	Hs max	-	1,10 m mi-estran Site Dune Dewulf	-	-	-	-
Houles à la côte (mesures <i>in-situ</i> )	Direction	-	NW	-	-	-	-
	Direction	-	NW	-	-	-	-
Coefficient de marée	Direction	-	NW	-	-	-	-
	Direction	-	NW	-	-	-	-
Niveaux d'eau	Niveau d'eau maximal enregistré à Dunkerque	115-116	96-89	84-95	84-95	105	108
	Surcote	6,80 m (19/03/07)	6,52 m (12/03/08)	6,73 m (22/03/08)	6,73 m (22/03/08)	6,84 m (10/02/09)	6,90 m (28/02/10)
	run-up à la côte estimé (Ruggiero et al., 2001)	1,06 m à PM	< 0,50 m à PM	1 m à PM	1 m à PM	0,72 m à PM	0,8 m à PM
Evolution morphodynamique : érosion/accrétion observée ?	Niveau d'eau extrême (marée observée + run-up)	0,42 m (19/03/07)	0,47 m (12/03/08)	0,67 m (22/03/08)	0,67 m (22/03/08)	0,57 m (10/02/09)	-
	Site de la Dune Dewulf Ouest	7,22 m (19/03/07)	6,89 m (12/03/08)	7,04 m (22/03/08)	7,04 m (22/03/08)	7,41 m (10/02/09)	-
	Site des Dunes du Perroquet (Est)	recul du pied de dune (- 3/5m) Stabilité à légère accrétion sur l'estran	recul de la falaise et du pied de dune (- 1m) Accrétion locale sur l'estran	recul (max 1 m) et abaissement du pied de dune Réponse variable de l'estran	recul (max 1 m) et abaissement du pied de dune Réponse variable de l'estran	abaissement et recul du pied de dune (-2m au maximum) Engraisissement de l'estran à l'E et W du site, et stabilité ou érosion au centre	micro-falaise (0,8 m) en haut de plage Réponse variable de l'estran
Submersion légère du perré Ouest de Dunkerque par les vagues déferlantes ?	aucune attaque du cordon dunaire, localement quelques microfalaises	aucune attaque du cordon dunaire (observations)	aucune attaque du cordon dunaire (observations)	aucune attaque du cordon dunaire (observations)	accrétion croissante d'Ouest en Est sur la zone dune-haut de plage et l'estran	cordon bordier intact, érosion générale de l'estran	engraissement croissant d'Ouest en Est (haut de plage + estran)
	-	oui	non	non	non	oui	non

Figure III-57 Synthèse des conditions météo-marines et impacts morphologiques mesurés lors des coups de vent et événements tempétueux de 2007 à 2010.

Généralement aucune corrélation entre les volumes sableux érodés en falaise-haut de plage et l'évolution de l'estran n'a été mise en évidence durant ces évènements. Mais les mesures hydrodynamiques, réalisées en conditions énergétiques, témoignent de plus forts courants transversaux vers le large, et de courants longitudinaux fréquemment intensifiés vers le NE, induisant un transport sédimentaire résiduel plus important le long de la côte (vers l'Est) pendant ces évènements tempétueux.

Comme cela avait été mis en évidence dans des conditions faibles à agitées, les deux sites ont encore montré une réponse morphodynamique différente dans les conditions très énergétiques à tempétueuses qui ont été ici étudiées.

Lors de ces évènements, les mesures topographiques, et les bilans volumétriques qui en résultent, montrent que le site de la Dune Dewulf est globalement beaucoup plus sensible et sujet à l'érosion que le site des Dunes du Perroquet. En effet, les observations comme les mesures témoignent régulièrement, sur le site de la Dune Dewulf, d'une érosion au niveau du front dunaire et du haut de plage et généralement de gains sédimentaires sur la plage (plus ou moins importants), à l'exception toutefois du coup de vent de novembre 2008 durant lequel la dune et le haut de plage ont bénéficié d'apports éoliens sans être atteints à pleine mer (faible coefficient de marée), tandis que la zone intertidale a enregistré des pertes sédimentaires importantes.

A l'inverse, sur le site des Dunes du Perroquet, un bilan volumétrique excédentaire a généralement été mesuré lors des évènements étudiés, avec des gains sédimentaires sur l'ensemble du profil, sauf en février 2009 où la plage a perdu une quantité importante de sable.

Les impacts morphologiques constatés sur les sites d'étude de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet sont la conséquence d'une étroite correspondance entre plusieurs facteurs principaux (Figure III-57) :

- (1) la durée et la provenance durant laquelle les vents, moyens à forts ( $\geq 8$  m/s), ont soufflé avec persistance,
- (2) le niveau d'eau maximal atteint à pleine mer, conditionné par la potentielle surcote et le coefficient de marée du jour,
- (3) la topographie pré-existante (altitude et morphologie du haut de plage et du pied de dune),
- (4) l'intensité des vagues du large à la côte, modulées par la topographie de l'avant-côte et de l'estran.

De 2007 à 2010, les résultats laissent donc apparaître une tendance à l'érosion sur le site de la Dune Dewulf et à l'accumulation sur le site des Dunes du Perroquet lors des évènements tempétueux (Figure III-58). Les bilans volumétriques, sans être directement comparables entre ces deux sites du fait de leur étendue spatiale différente et du nombre de profils suivis sur chacun, sont en faveur d'un transport longitudinal des sables de l'Ouest où ils sont érodés (D. Dewulf), vers l'Est où ils s'accumulent (D. du Perroquet). En mars 2007, sur 1 profil *transversal*, le site des Dunes du Perroquet a comparativement gagné près de la moitié du sable érodé sur le site de la Dune Dewulf. En novembre 2008 puis mars 2010, les volumes sableux gagnés à l'Est (cumulés sur 4 profils) représentent respectivement jusqu'à 1,2 fois et 5,4 fois les volumes érodés à l'Ouest (cumulés sur 8 profils) !

	Site de la Dune Dewulf	Site des Dunes du Perroquet
	Bilans volumétriques	Bilans volumétriques
Mars 2007	sur 1 profil <i>cross-shore</i> D./ht pl. : - 13,1 m <sup>3</sup> Plage : + 0,2 m <sup>3</sup> <b>Total : - 12,9 m<sup>3</sup></b>	sur 1 profil <i>cross-shore</i> D./ht pl. : + 0,6 m <sup>3</sup> Plage : + 5,3 m <sup>3</sup> <b>Total : + 5,9 m<sup>3</sup></b>
	MNT (275 x 125 m) - 2584 m <sup>3</sup> (dune + plage)	MNT (400 x 100 m) + 516 m <sup>3</sup> (seulement plage, dune stable)
Novembre 2007	cumul sur 4 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : - 8,4 m <sup>3</sup> Plage : + 16,3 m <sup>3</sup> <b>Total : + 7,9 m<sup>3</sup></b>	(observations : dune non érodée)
Mars 2008	cumul sur 3 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : - 21,7 m <sup>3</sup> Plage : + 9,4 m <sup>3</sup> <b>Total : - 12,3 m<sup>3</sup></b>	(observations : dune non érodée)
Novembre 2008	cumul sur 8 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : + 15,5 m <sup>3</sup> Plage : - 53,9 m <sup>3</sup> <b>Total : - 38,4 m<sup>3</sup></b>	cumul sur 4 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : + 13,5 m <sup>3</sup> Plage : + 33,2 m <sup>3</sup> <b>Total : + 46,8 m<sup>3</sup></b>
Février 2009	cumul sur 8 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : - 39,5 m <sup>3</sup> Plage : + 5,9 m <sup>3</sup> <b>Total : - 33,6 m<sup>3</sup></b>	cumul sur 4 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : + 2,8 m <sup>3</sup> Plage : - 30,9 m <sup>3</sup> <b>Total : - 28,1 m<sup>3</sup></b>
Mars 2010	cumul sur 8 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : - 32,7 m <sup>3</sup> Plage : + 20,7 m <sup>3</sup> <b>Total : - 12 m<sup>3</sup></b>	cumul sur 4 profils <i>cross-shore</i> D./ht pl. : + 11 m <sup>3</sup> Plage : + 54,2 m <sup>3</sup> <b>Total : + 65,2 m<sup>3</sup></b>

D./ht pl. = dune-haut de plage, distance de 50 m.

Plage = distance de 200 m (Dune Dewulf), 250 m (Dunes du Perroquet).

**Figure III-58 Bilans volumétriques cumulés sur chacun des sites d'étude pour les coups de vents et évènements tempétueux de 2007 à 2010.**



La comparaison des différents résultats obtenus dans cette partie indiquent que l'érosion causée par l'attaque des vagues sera d'autant plus forte si la houle, forte au large et peu amortie à la côte, est renforcée par des vents frontaux persistants conjugués, à pleine mer, à un haut niveau d'eau et une forte surcote. Cet impact sera bien sûr renforcé par la faible altitude du pied de dune et du haut de plage, fragilisés par un évènement antérieur ou en déficit sédimentaire, de façon récente ou plus ancienne. Cette question d'évolution du profil côtier à plus grande échelle de temps pousse à s'interroger sur l'évolution saisonnière à pluriannuelle du littoral, et sur le rôle que jouent les tempêtes dans son évolution à moyen terme. L'érosion engendrée par de tels évènements tempétueux est-elle durable ? Dans quelle mesure ces phases érosives perturbent-elles l'évolution morphosédimentaire du littoral à l'échelle saisonnière et à plus long terme ?

## Conclusion

Ce chapitre a permis de mettre en avant certains impacts des forçages météo-marins sur la morphologie de l'estran à court-terme. Deux campagnes de mesures réalisées en conditions mixtes, en Février 2007 puis Novembre-Décembre 2009, ont permis de définir sur nos deux sites d'étude l'influence des forçages météo-marins sur l'hydrodynamique locale, et ce dans des conditions d'énergie faible à agitée. Les résultats ont mis en évidence l'importance et la forte influence du vent sur la houle, les courants de marée et les transits sédimentaires qui en résultent, et ainsi prédéfini des secteurs (W, N, SW) plus ou moins influents sur la morphodynamique côtière. En effet, après avoir ainsi évalué ces conditions dites modales, l'analyse de plusieurs épisodes tempétueux, de fin 2007 à début 2010, a permis d'évaluer la réponse du profil côtier aux évènements de tempête. Les mesures hydrodynamiques et topographiques effectuées *in-situ* ont montré que des conditions météo-marines variées, associées à des conditions marégraphiques également différentes n'ont pas le même impact sur notre littoral d'étude. Selon la provenance de la zone de perturbation, les vents forts peuvent potentiellement engendrer des modifications non négligeables dans l'orientation, la durée et l'intensité des courants longitudinaux et transversaux, qui sont les facteurs de l'évolution morphodynamique. La conjonction de vents forts à un marnage important, peuvent induire de hauts niveaux d'eau à pleine mer qui, sous l'action des houles à la côte provoquent généralement une érosion du haut de plage et du front de dune. En comparant les paramètres hydrodynamiques sur chacun de nos sites d'étude, les résultats ont montré que le site de la Dune Dewulf, souvent considéré (à tort) comme protégé par l'important Banc Hills situé à l'avant côte, subit des houles, des courants et une attaque de la côte plus intenses que le site des Dunes du Perroquet à proximité de la frontière belge. Ces observations soulignent l'importance de la bathymétrie à l'avant côte (et le rôle que celle-ci joue sur la pente de la plage) dans les processus hydrodynamiques affectant le littoral. De plus, la variabilité intra-site comme inter-sites des gains/pertes de sédiment, enregistrés pendant ces évènements de tempête, permet de souligner le rôle important que semble jouer le transport sédimentaire longitudinal dans le transfert de sédiments d'Ouest en Est, ce que les données hydrodynamiques et les volumes sédimentaires suggèrent fortement.



## **CHAPITRE IV**

# **VARIABILITE MORPHODYNAMIQUE SAISONNIERE ET ROLE DES EVENEMENTS VENTEUX DANS L'EVOLUTION DU LITTORAL DU COURT- AU MOYEN-TERME**



# **CHAPITRE IV**

## **VARIABILITE MORPHODYNAMIQUE SAISONNIERE**

### **ET ROLE DES EVENEMENTS VENTEUX**

### **DANS L'EVOLUTION DU LITTORAL**

### **DU COURT- AU MOYEN-TERME**

---

#### **Introduction**

A partir de séries de mesures topographiques, réalisées de 2007 à 2010, l'évolution du profil côtier du court- au moyen-terme a pu être définie sur le site en érosion de la Dune Dewulf, avec comme objectif d'identifier la réponse morphodynamique du profil et sa capacité à se reconstruire durant des phases post-érosives, ainsi que sur le site des Dunes du Perroquet, dans le cadre d'une évolution de l'échelle saisonnière à pluriannuelle.

Plus ou moins sensible aux évènements de tempête, selon les secteurs, l'évolution de la côte Est dunkerquoise semble également nettement dépendante des transports éoliens, dont l'efficacité dans la restauration et l'alimentation de la dune bordière sera estimée à partir d'observations effectuées sur le littoral dunkerquois, ainsi que d'expérimentations *in-situ* réalisées sur le site de la Dune Dewulf.

#### **1 Evolution du profil côtier de l'échelle saisonnière à pluri-annuelle**

---

Bénéficiant de deux ans et demi de suivi topographique, sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet, il est important de replacer les évènements tempétueux que nous avons analysés dans le chapitre précédent, dans une évolution saisonnière à pluriannuelle du littoral Est dunkerquois. Les résultats ont montré que les deux sites, distants pourtant que de quelques kilomètres, n'ont pas la même réponse morphologique face aux évènements météo-marins de forte énergie. L'étude, en particulier, de la zone comprise entre le haut de plage et le sommet de la dune bordière a montré que le secteur Ouest (Dune Dewulf) peut épisodiquement voir sa falaise et son pied de dune reculer sous l'attaque des vagues, tandis que le cordon dunaire du site Est reste intact pour des conditions de vent et de houles au large pourtant identiques.

Dans cette partie, nous distinguerons d'une part, l'évolution du profil côtier sur le site de la Dune Dewulf de l'échelle mensuelle à annuelle ainsi que sa capacité de cicatrisation pendant les phases post-érosives ; et d'autre part, l'évolution saisonnière à pluri-annuelle du profil sur le site des Dunes du Perroquet, depuis fin 2007.

### 1.1.1 Conditions météo-marines générales enregistrées de 2007 à 2010

Comme l'ont montré les mesures réalisées au cours d'épisodes tempétueux, et analysées dans le [Chapitre III](#), les impacts morphologiques constatés sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet résultent généralement d'une étroite correspondance entre plusieurs facteurs principaux. La conjonction de vents persistants moyens à forts ( $\geq 8$  m/s) à un marnage important, peuvent induire de hauts niveaux d'eau qui, à pleine mer et sous l'action de fortes houles à la côte peuvent provoquer une érosion du haut de plage et du front de dune. Ceci s'est produit à plusieurs reprises entre 2007 et 2010 avec, sur le site de la Dune Dewulf en particulier, une attaque du pied de dune et un recul du front dunaire (les 19-21 mars et 8-10 novembre 2007, 20-21 mars 2008, puis 10 février 2009), parfois uniquement une érosion du haut de plage (les 9-13 mars et 21-22 novembre 2008) ou encore la formation de microfalaises d'érosion sur le versant dunaire (28 février-1<sup>er</sup> mars 2010). Les évènements qui se sont avérés nettement érosifs ont constitué les limites des phases de suivi topographique sur chacun des sites d'étude (PPE1, PPE2 et PPE3, ou P1 et P2) détaillées dans les paragraphes précédents.

Entre ces différents évènements tempétueux, les éléments météo-marins n'ont que rarement réuni toutes les conditions à l'origine d'une nouvelle érosion, en particulier lorsque des vents forts et/ou persistants, parfois à l'origine de fortes vagues au large, n'ont pas été combinés à des conditions de marée propices (moyennes à grandes vives-eaux ou marée d'équinoxe) ([Figure IV-1](#)). Ces 3 dernières années, hormis les épisodes érosifs étudiés, peu d'évènements ont réellement pu atteindre ou dépasser la cote de 6,80 à 7 m, soit l'altitude du pied de dune, sous l'effet combiné des hauts niveaux d'eau et des vagues à la côte (niveau d'eau mesuré, ou niveau d'eau + *run-up* estimé). A l'exception de fin novembre 2007, où de hauts niveaux d'eau ont pu atteindre le pied de dune, déjà fragilisé par l'érosion du 9 novembre, sans nécessairement avoir été accompagnés de vents très forts ni d'une houle très énergétique (au large).

Ce sont lors des périodes hivernales (périodes en grisé sur la [Figure IV-1](#)) que les conditions de vents (moyens à forts et persistants), houle (vagues supérieures à 3,5/4 m) et niveau d'eau ( $\geq 6,80/7$  m) sont généralement réunies et peuvent provoquer une érosion sur le profil dune-plage. Durant les périodes dites calmes, ou estivales, moins de vents forts ont été enregistrés à Dunkerque et les hauteurs de vagues au large ont rarement dépassé 3/3,5 m.

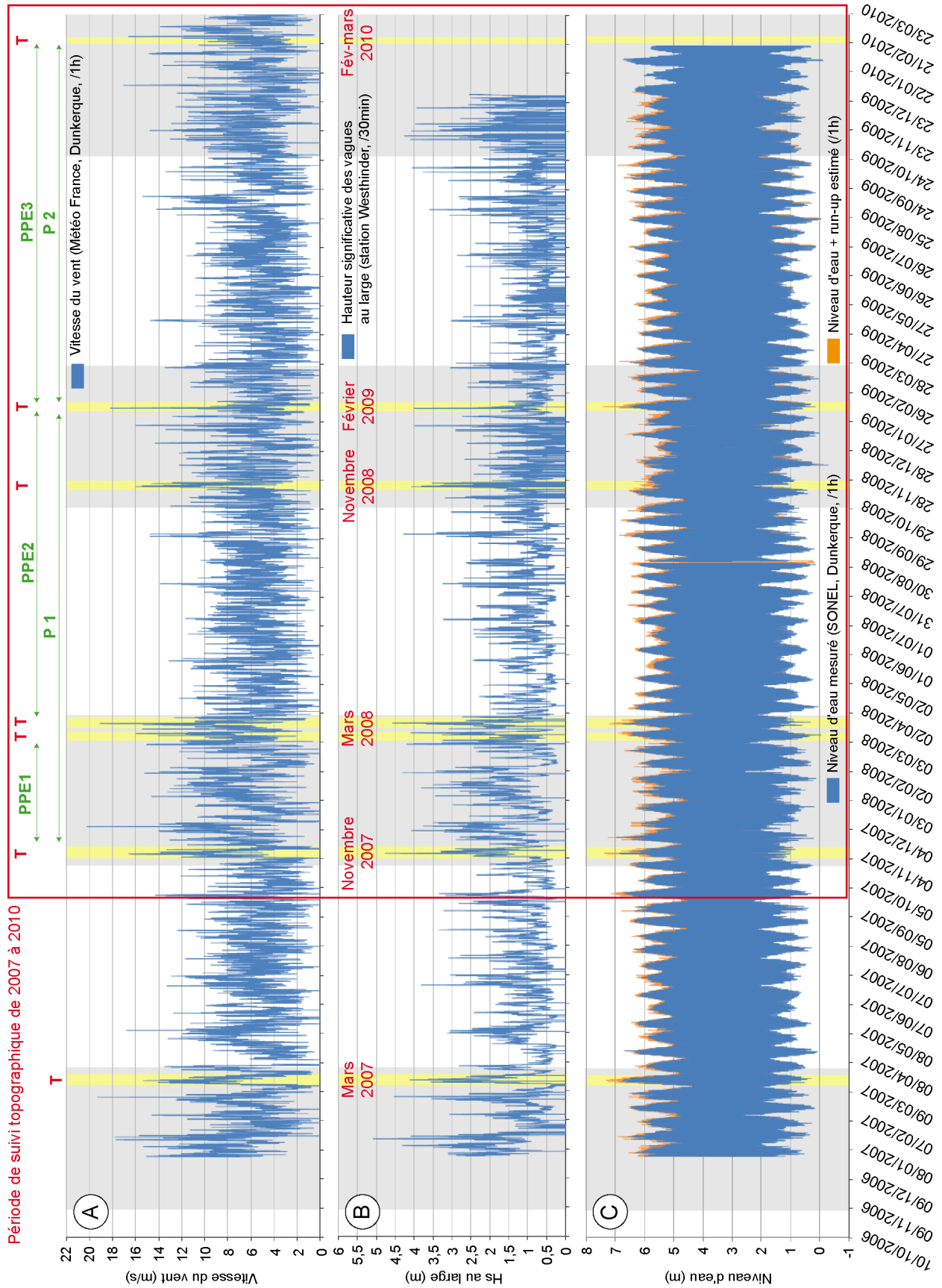


Figure IV-1 Conditions météo-marines enregistrées de 2007 à 2010 : (A) vitesse du vent, (B) hauteur significative de la houle au large et (C) niveau d'eau (SONEL).



## 1.2 Evolution du profil lors des phases post-érosives sur le site de la Dune Dewulf

Face à la rareté des études menées sur le rétablissement des plages et des dunes le long de notre secteur expérimental, notre connaissance des réajustements morphologiques post-tempête est encore limitée. Cette notion de cicatrisation post-tempête, ou rétablissement, plus généralement appelée *post-storm recovery* par les anglophones, consiste à analyser la capacité de récupération du profil côtier après les coups de vent et tempêtes. Sur une échelle de temps plus longue que l'échelle épisodique, la récupération s'évalue en termes de gains sédimentaires lors des périodes d'accalmie, à différentes échelles de temps.

Les forts coups de vents analysés dans le [Chapitre III](#) ont permis de mettre en évidence trois épisodes particulièrement érosifs depuis fin 2007 : la tempête du 8-9 novembre 2007, les deux coups de vent du mois de mars 2008 et le bref coup de vent de février 2009. Notre période de suivi topographique, ponctuée par plusieurs coups de vent, a donc été divisée en trois périodes distinctes que nous qualifieront de phases post-érosives ([Figure IV-2 et Figure IV-3](#)) : de novembre 2007 à mars 2008 (PPE1), d'avril 2008 à janvier 2009 (PPE2) et enfin de février 2009 à janvier 2010 (PPE3). Pour chaque transect, d'Ouest (PZ10) en Est (PZ3), les changements volumétriques ont été calculés entre les différents levés topographiques : sur les cinquante premiers mètres du profil ( $x = 0$  à 50 m, de la dune bordière au haut de plage), sur la zone intertidale ( $x = 50$  à 200 m, sur une longueur de profil commune à l'ensemble des levés du site de la Dune Dewulf), et sur l'ensemble du profil ( $x = 0$  à 200 m, dune et plage).

Les observations qui suivent visent ici à définir non seulement quelle est la réponse du profil côtier de l'échelle saisonnière à pluriannuelle, mais également le pouvoir de cicatrisation post-tempête des différentes stations d'étude du site de la Dune Dewulf. L'évolution du bilan sédimentaire sera donc discutée au cours de chaque phase post-érosive, puis de façon finale, à l'issue des 3 années de suivi topographique.

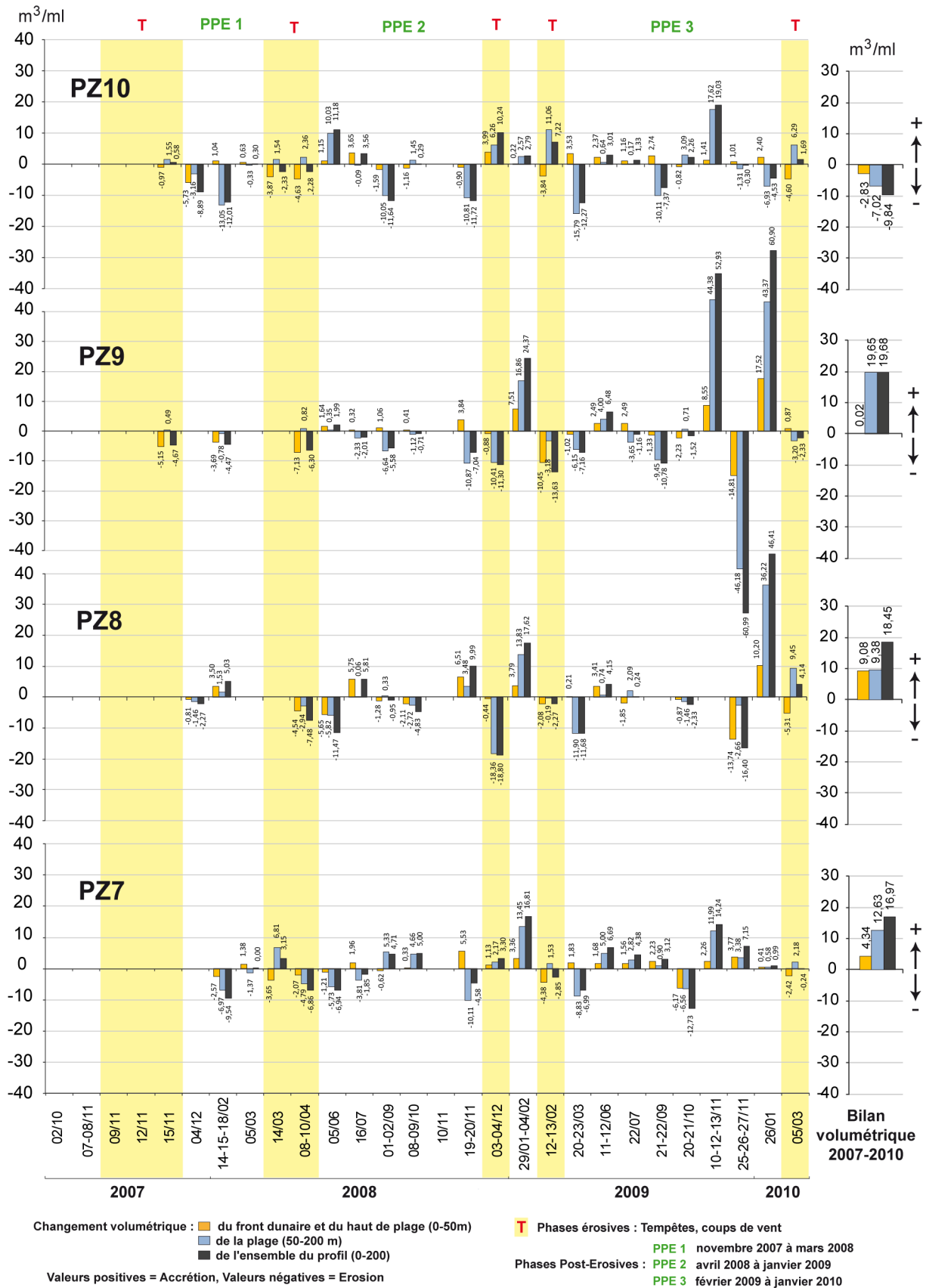


Figure IV-2 Variations volumétriques des profils PZ10, PZ9, PZ8 et PZ7 sur le site de la Dune Dewulf de 2007 à 2010.

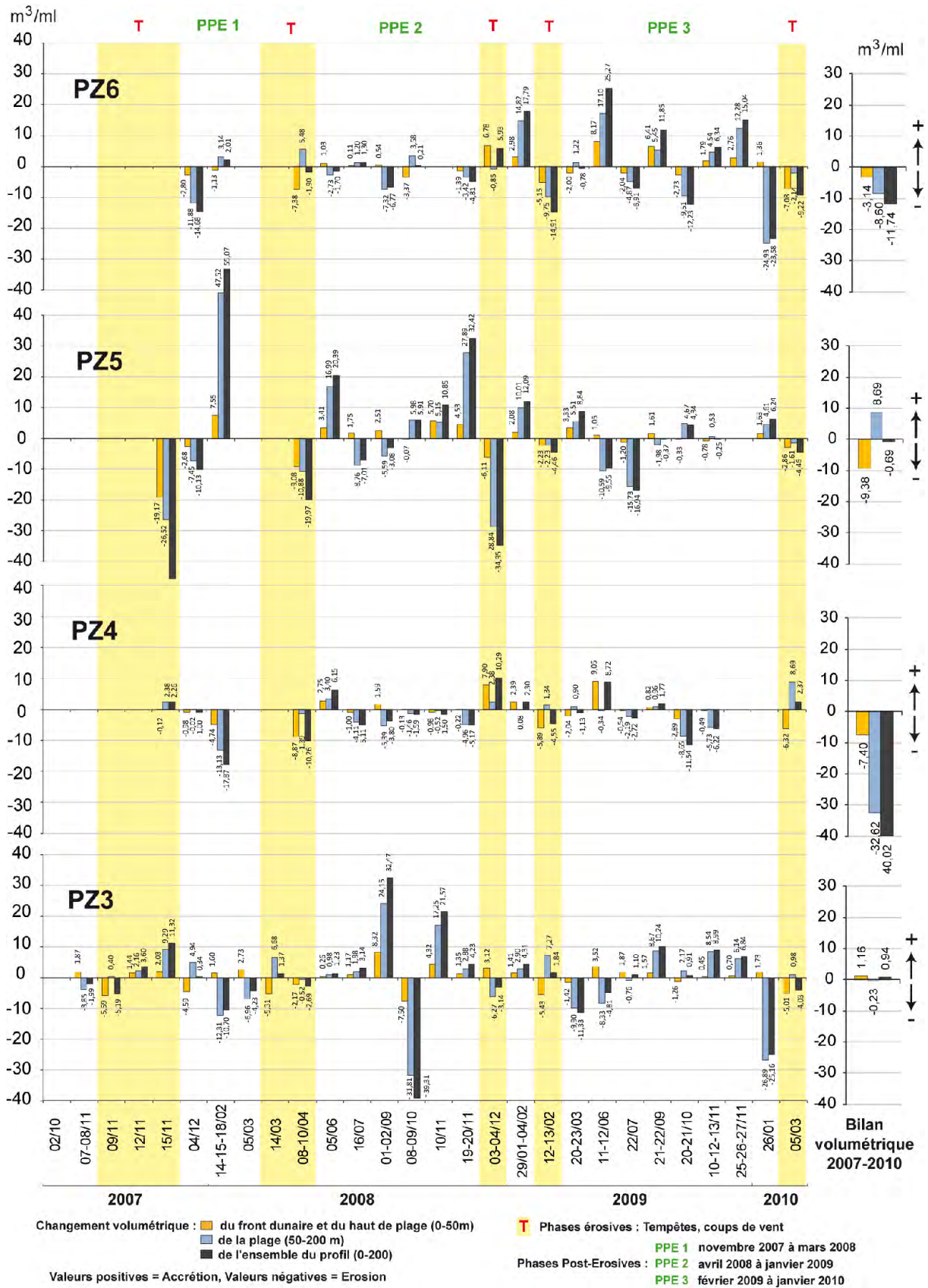


Figure IV-3 Variations volumétriques des profils PZ6, PZ5, PZ4 et PZ3 sur le site de la Dune Dewulf de 2007 à 2010.

### 1.2.1 1<sup>ère</sup> phase post-érosive : novembre 2007 à mars 2008

Cette première phase fait directement suite à la tempête de novembre 2007, durant laquelle une érosion générale du cordon de la Dune Dewulf s'est produite. Les profils topographiques réalisés quelques semaines (4 décembre 2007) puis 3 mois plus tard (février 2008) montrent une légère accentuation des bâches accompagnée d'une migration des barres intertidales en direction du bas de plage, à l'exception de deux profils (PZ7 et PZ6) visiblement plus stables (Figure IV-5).

Dans le détail, les mesures et le calcul des volumes indiquent que l'érosion a perduré légèrement pendant la période hivernale, en particulier immédiatement après l'évènement érosif de novembre (Figure IV-2 et Figure IV-3). C'est le cas des profils PZ10, PZ6, PZ4 et PZ3 qui, fragilisés en pied de dune par la tempête, ont été plus facilement atteints par les hauts niveaux d'eau de fin novembre et ont pu subir un nouveau recul de la falaise dunaire (Figure IV-5). Les variations morphologiques observées au cours de cette phase sont principalement dues à des réajustements de la masse sableuse de la falaise, instable, vers une pente à l'équilibre. Trois profils ont bénéficié d'une date supplémentaire de lever (PZ10, PZ7 et PZ3) et montrent en pied de dune un bourrelet d'apports sableux éoliens, responsables d'un nouveau gain volumétrique (+1-2 m<sup>3</sup>/ml, lever du 5 mars 2008 ; Figure IV-2).

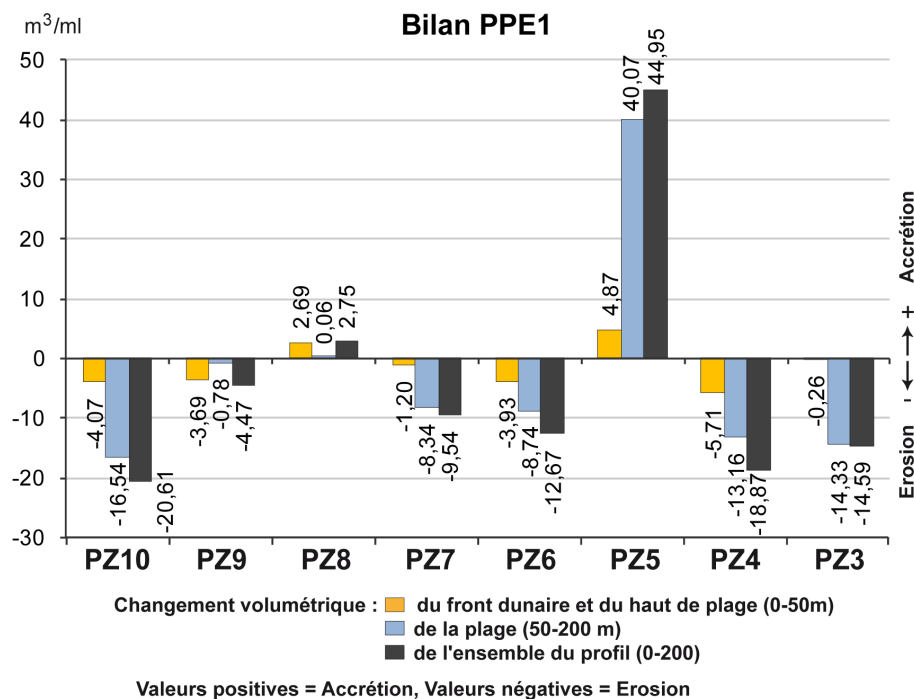


Figure IV-4 Bilans volumétriques des 8 profils à l'issue de la 1<sup>ère</sup> phase post-érosive (PPE1) sur le site de la Dune Dewulf.

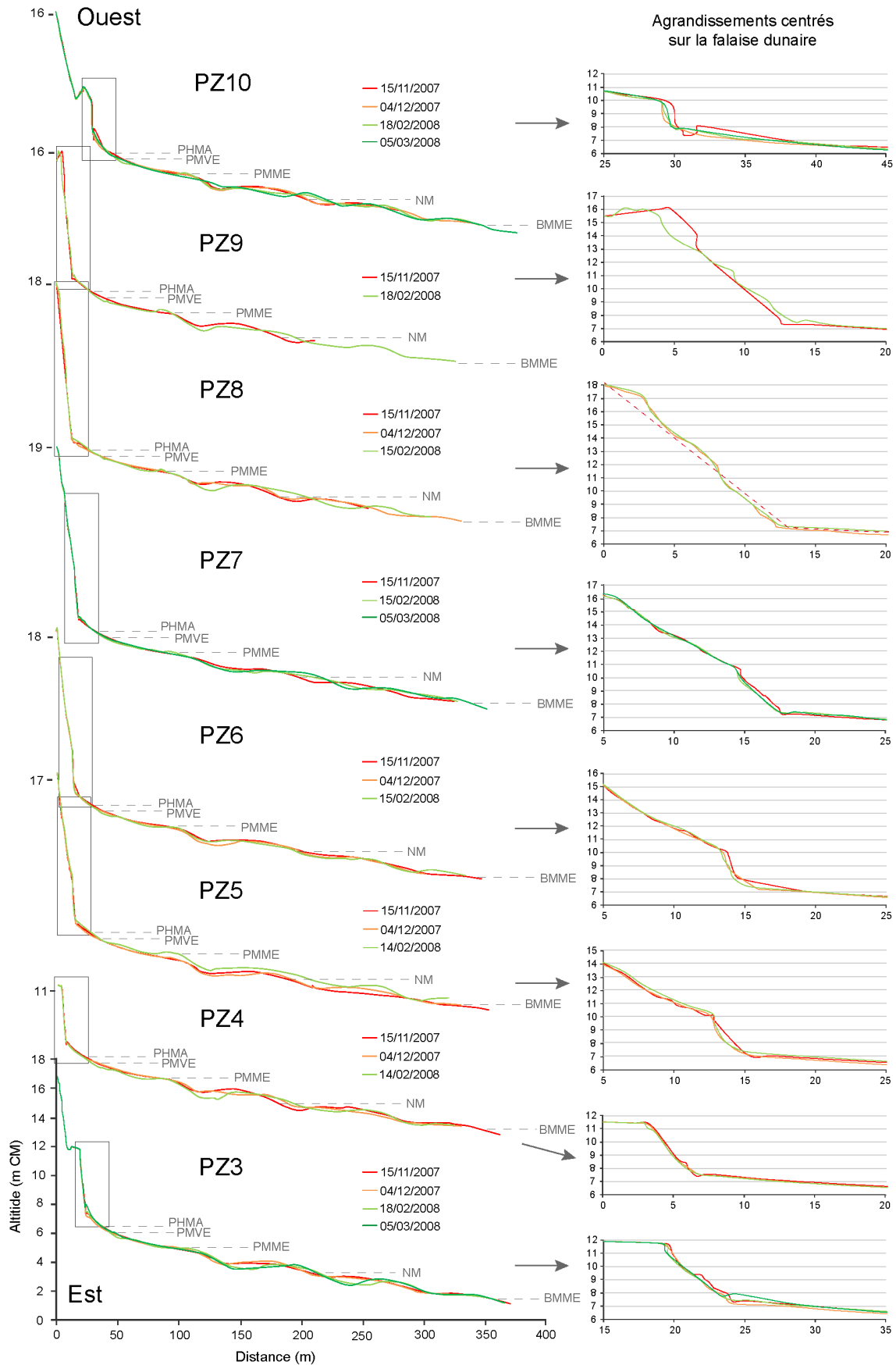


Figure IV-5 Profils topographiques réalisés de novembre 2007 à mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf.

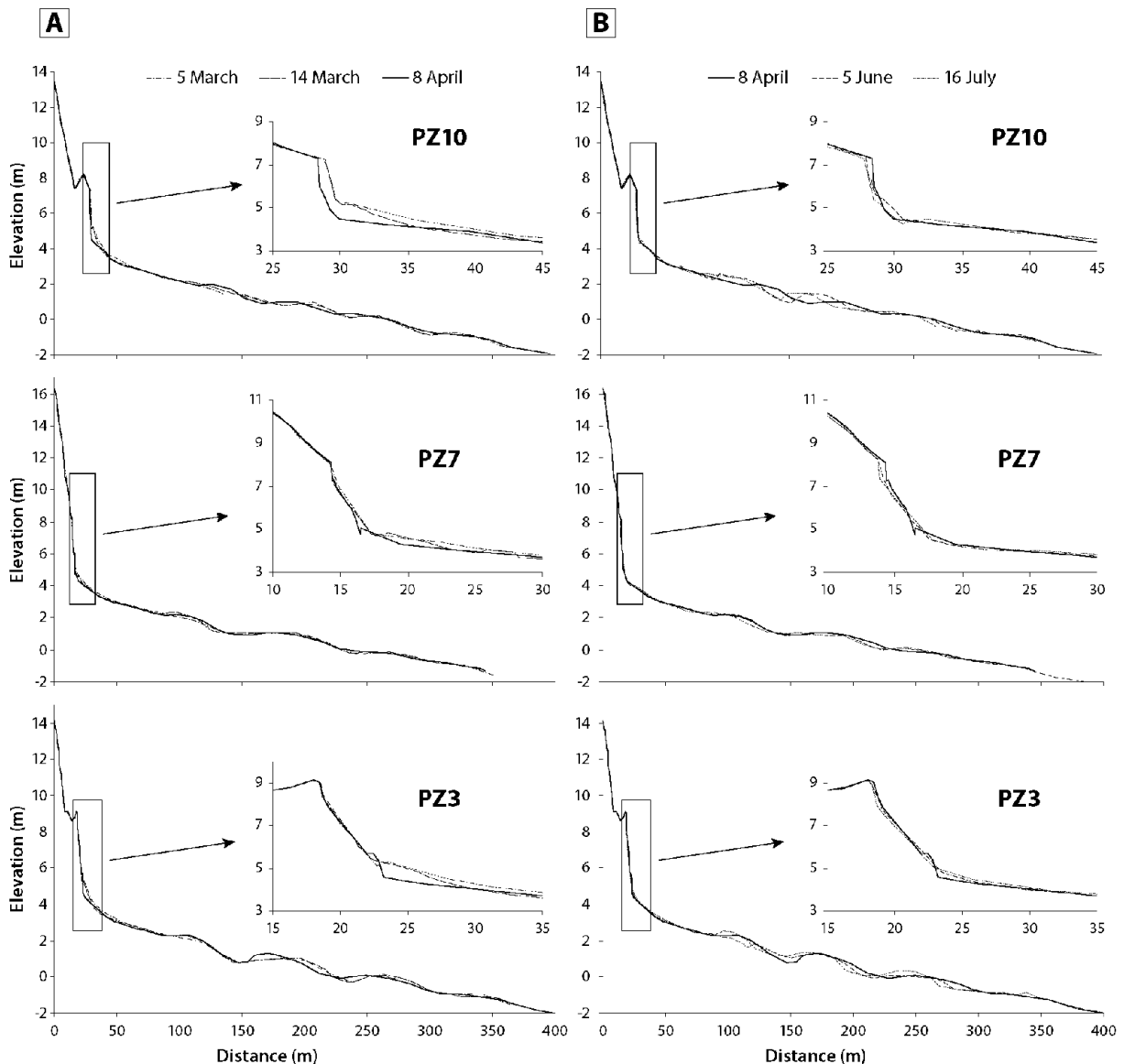
La quasi totalité du site de la Dune Dewulf accuse un bilan sédimentaire plutôt négatif sur cette première phase post-érosive (Figure IV-4). Cette période hivernale et relativement courte dans le temps est en effet peu favorable à la reconstruction, même partielle, du front dunaire, bien que le haut de plage semble localement se ré-engraisser, progressivement, en l'absence de hauts niveaux d'eau. De mi novembre 2007 à début mars 2008, le haut de plage et le versant dunaire enregistrent sur la majorité du site une perte sédimentaire de - 1,2 à - 5,7 m<sup>3</sup>/ml, à l'exception des profils PZ8, PZ5 et PZ3 qui montrent une stabilité voire un gain sur cette partie supérieure du profil. Au niveau de la plage, 5 transects sont en fin de période nettement déficitaires (PZ10, PZ7, PZ6, PZ4, PZ3), 2 sont restés stables (PZ9 et PZ8) et 1 transect (PZ5) montre un très fort engraissement (+ 40 m<sup>3</sup>/ml). Sur l'ensemble du profil, la tendance reste à l'érosion avec un bilan volumétrique majoritairement négatif (transects PZ10, PZ7, PZ6, PZ4, PZ3), malgré une forte accumulation sur le transect PZ5 et 2 transects avec une évolution plus réduite (PZ9 et PZ8).

### 1.2.2 2ème phase post-érosive : avril 2008 à janvier 2009

La période de conditions calmes qui a suivi les deux coups de vent de mars 2008 a déjà fait l'objet d'une étude partielle, concernant essentiellement les 3 profils transversaux (PZ10, PZ7 et PZ3) suivis avant et après les deux évènements, et dans laquelle la phase de reconstruction post-tempête s'était alors limitée au mois de juillet 2008 (Figure IV-6 ; Maspataud *et al.*, 2009). Pendant la première phase de temps calme qui a suivi (jusqu'en juillet 2008 ; Figure IV-6), les barres intertidales ont montré une tendance à l'engraisement et à la hausse, sans toutefois atteindre leur altitude initiale. Le profil Est (PZ3) et le profil Ouest (PZ10), dont la barre la plus haute a pourtant subi une nette baisse avant la fin de la période étudiée, se sont caractérisés par des barres généralement plus hautes et plus mobiles, tandis que le profil central (PZ7) est resté stable.

Après une érosion significative causée par les coups de vent de mars (Figure IV-6), les changements volumétriques montrent que le profil Est (PZ3) a subi un léger rétablissement en conditions calmes (Figure IV-3). Le profil PZ7, plus stable en période érosive, ne présente qu'une faible récupération pendant la période printemps/été (Figure IV-2). Le profil Ouest (PZ10) montre un petit rétablissement malgré une légère érosion avant la fin de la période concernée. L'évolution volumétrique calculée à partir des profils topographiques pré-/post-coups de vent est faible, mais suggère que deux profils (PZ3 et PZ7) voient leur pied de dune se rétablir faiblement, tandis que le troisième profil à l'Ouest (PZ10) continue à perdre un peu de sédiment durant l'été.

D'avril à juillet 2008, le long des trois transects, le pied de dune et le haut de plage en particulier, ne sont pas revenus à leur niveau initial. Il n'y a donc pas eu de retour à la morphologie pré-érosion pendant les conditions calmes. Dans la mesure où la plupart des études, menées sur la restauration post-tempête des plages et dunes, montrent que plusieurs années sont souvent nécessaires pour que le profil côtier retrouve sa morphologie originelle, la période étudiée d'avril à juillet 2008 semble en effet assez courte pour une cicatrisation optimale (Thom et Hall, 1991 ; Morton *et al.*, 1994).



**Figure IV-6** Profils dune-plage le long des trois transects cross-shore (PZ10, PZ7, PZ3) et agrandissements autour du front dunaire et du haut de plage : (A) avant et après les deux coups de vent de mars 2008 et (B) durant la période de temps calme, jusqu'en juillet 2008 (Maspataud *et al.*, 2009).

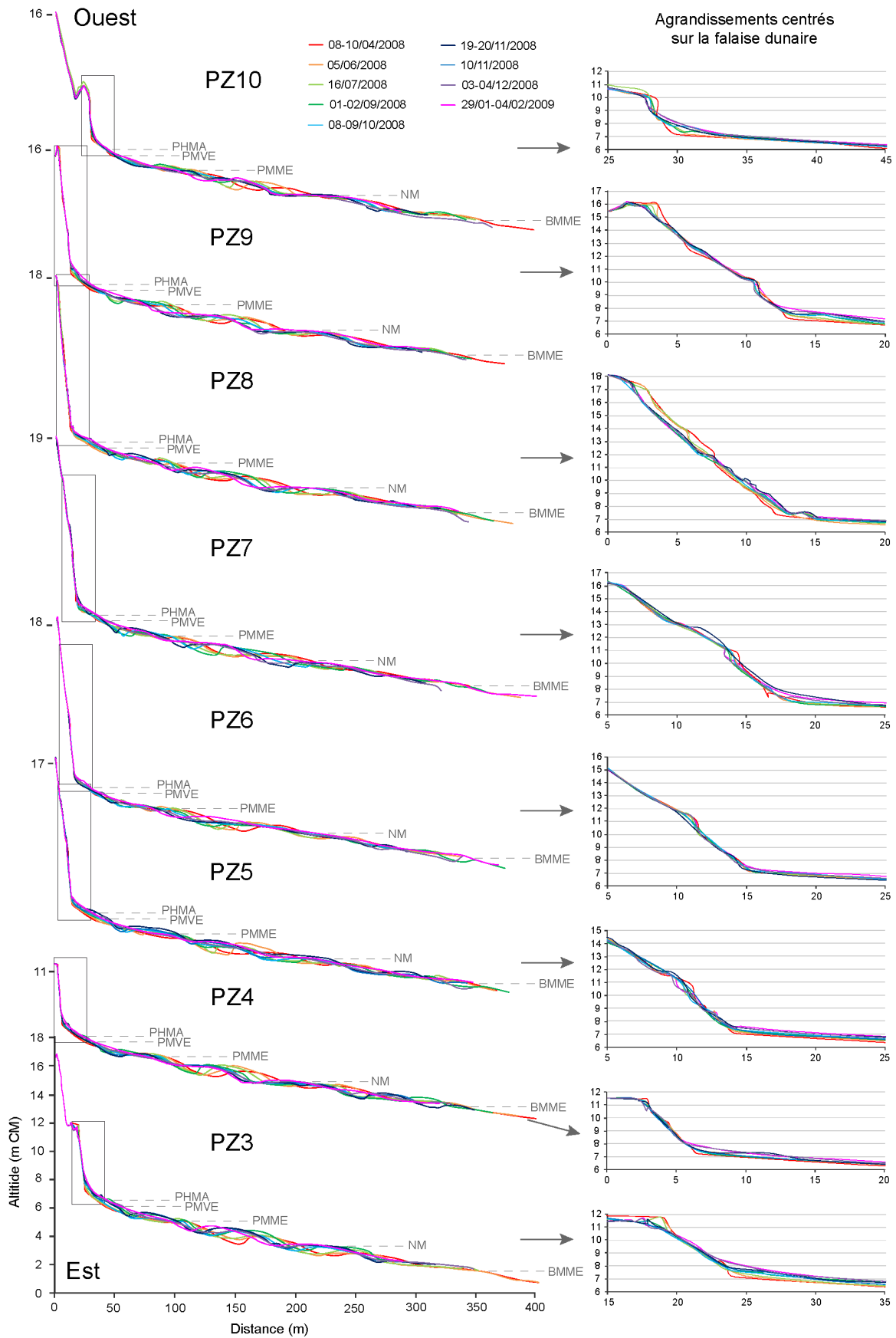


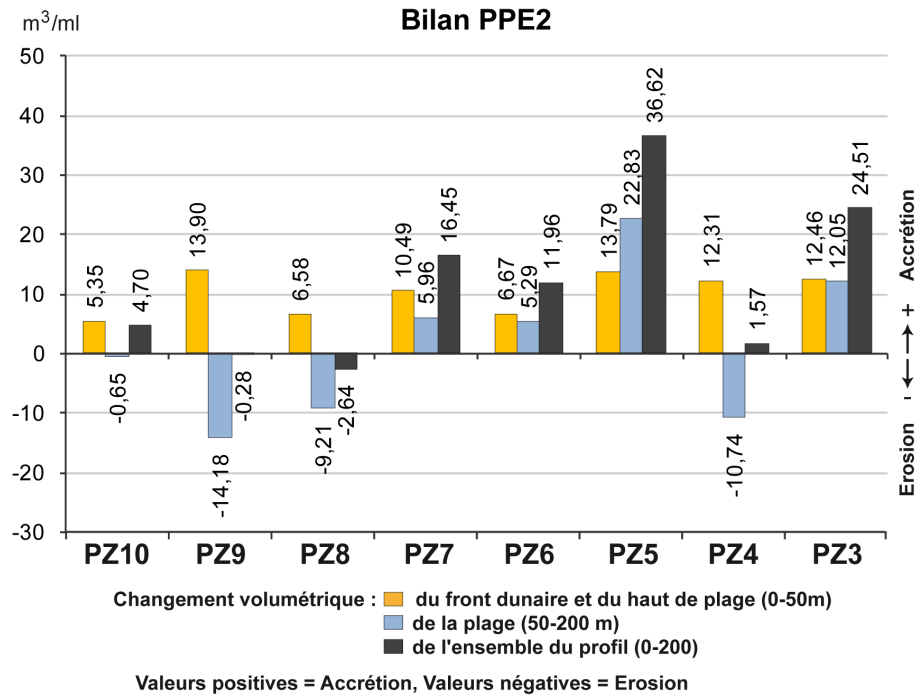
Figure IV-7 Profils topographiques réalisés d'avril 2008 à janvier 2009 sur le site de la Dune Dewulf.



Sur l'ensemble de la seconde période post-érosive et sur la totalité des profils, les résultats montrent que les barres, plus prononcées, tendent à migrer vers le haut de plage pendant la période estivale, avant de se stabiliser en période automnale/hivernale (Figure IV-7). Ces observations sont cohérentes avec les celles de Reichmuth et Anthony (2008) qui avaient noté le même développement de barre durant l'été et une variabilité saisonnière similaire dans le comportement des barres intertidales. A l'échelle du système front dunaire-haut de plage les changements morphologiques enregistrés sont relativement peu marqués.

Sur l'ensemble du site la tendance est un rééquilibrage dans la pente de la falaise et du front dunaire, en particulier pour les stations où l'ensemble du versant marin constitue la falaise (PZ9, PZ8). C'est un déplacement, ou glissement, de masses sableuses qui, sur ces profils là, modifie la morphologie du front dunaire et provoque une accumulation en pied de dune (de 1 à 2 m en PZ8). Sur toute la période d'observation, l'enveloppe des profils PZ7, PZ5 et PZ4 témoigne de faibles changements morphologiques avec tout de même un rehaussement modéré du pied de dune d'environ 0,8 m. Le front dunaire du profil PZ6 semble quant à lui étonnamment stable, associé d'ailleurs à un système de barres intertidales moins marquées et mobiles durant cette période post-érosive. Les variations les plus importantes concernent les transects PZ10 et PZ3, qui montrent un recul du bord de falaise accompagné d'un net comblement en pied de dune (supérieur à 1 m). Ces modifications constituent un lissage de la façade maritime de la dune, évoluant vers une pente à l'équilibre. De façon plus ou moins importante, l'ensemble des profils indique une récupération post-érosive en pied de dune (de 0,4 m à plus de 1 m), grâce aux apports éoliens et au gré des réajustements dans la pente de certains versants.

Sans évènement tempétueux et érosif pendant la période d'avril 2008 à janvier 2009, l'alimentation saisonnière centrée sur la période estivale a pu engraisser et exhausser durablement le pied de dune (Figure IV-7). En termes de bilan volumétrique, l'ensemble des transects montre un engraissement de + 5,35 à + 13,9 m<sup>3</sup>/ml sur la partie supérieure du profil (front dunaire-haut de plage), témoin d'une bonne cicatrisation en pied de dune (Figure IV-8). Du fait de gains sableux enregistrés également sur la plage (+ 5,25 à + 22,83 m<sup>3</sup>/ml), 3 profils centraux sur le site (PZ5, PZ6, PZ7) ainsi que le profil Est (PZ3) affichent un bilan sédimentaire positif, de + 11,96 à + 36,62 m<sup>3</sup>/ml. Les 4 autres transects (PZ10, PZ9, PZ8, PZ4) enregistrent un bilan sédimentaire négatif à stable au niveau de la plage et restent au final globalement stables d'un point de vue volumétrique (sur l'ensemble du profil), à l'issue de ces 9 mois de suivi.

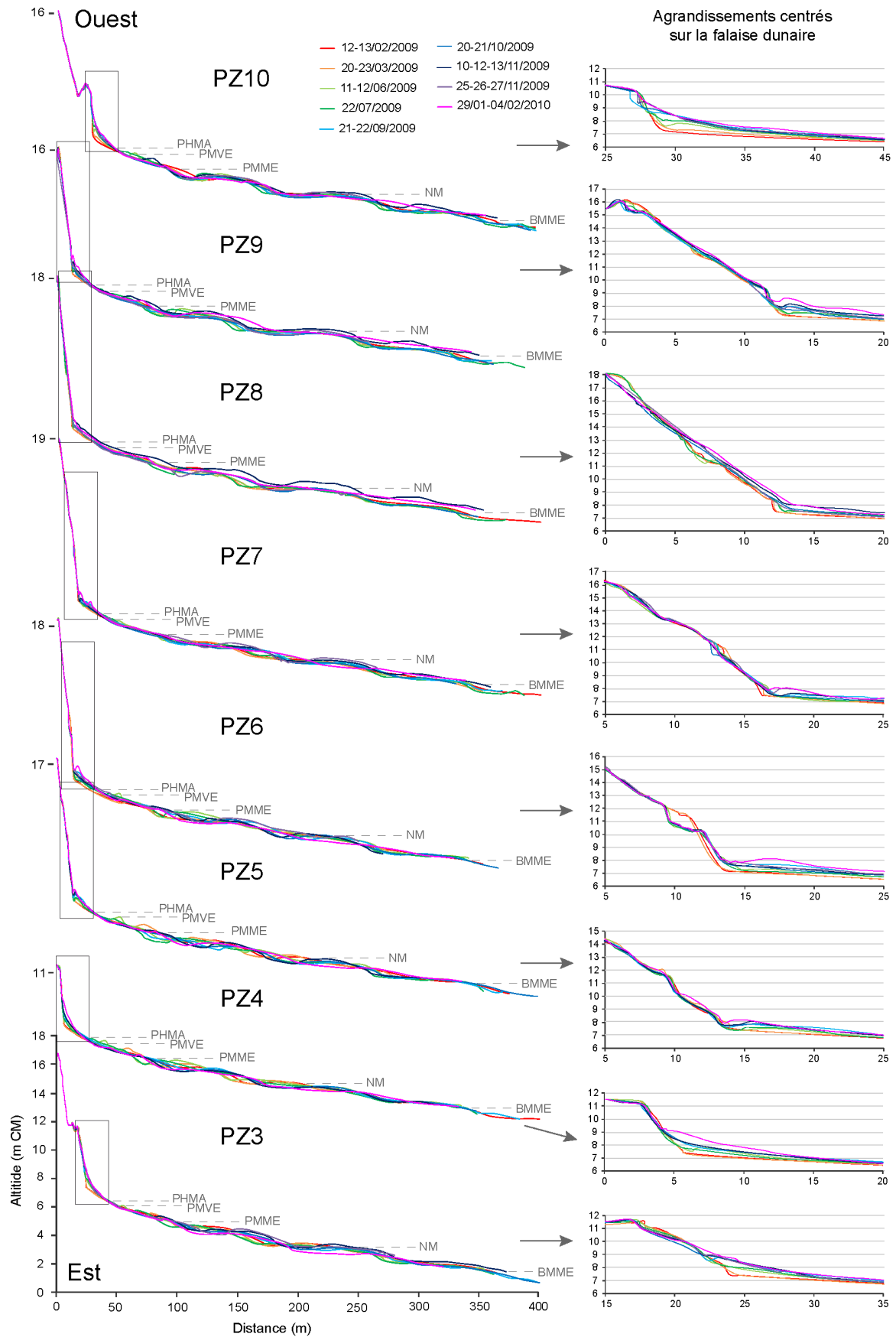


**Figure IV-8 Bilans volumétriques des 8 profils à l'issue de la 2<sup>ème</sup> phase post-érosive (PPE2) sur le site de la Dune Dewulf.**

### 1.2.3 3<sup>ème</sup> phase post-érosive : février 2009 à janvier 2010

La troisième phase post-érosive fait suite au fort coup de vent du 10 février 2009 qui s'est traduit par une nouvelle attaque marine et un recul du pied de dune sur l'intégralité du site de la Dune Dewulf. Lors de cet évènement, une érosion d'environ 2 à 10 m<sup>3</sup>/ml avait été mesurée sur la zone front de dune/haut de plage (Figure IV-2). Des profils topographiques réguliers ont été réalisés aux 8 stations du site pendant l'année qui a suivi, une année qui n'a été marquée par aucun évènement érosif particulier (Figure IV-9). Sur la zone intertidale, le système de barres-bâches montre une évolution saisonnière typique, avec une migration des barres vers le haut de plage et, en fin de période, un accolement de la barre supérieure au haut de plage en hiver.

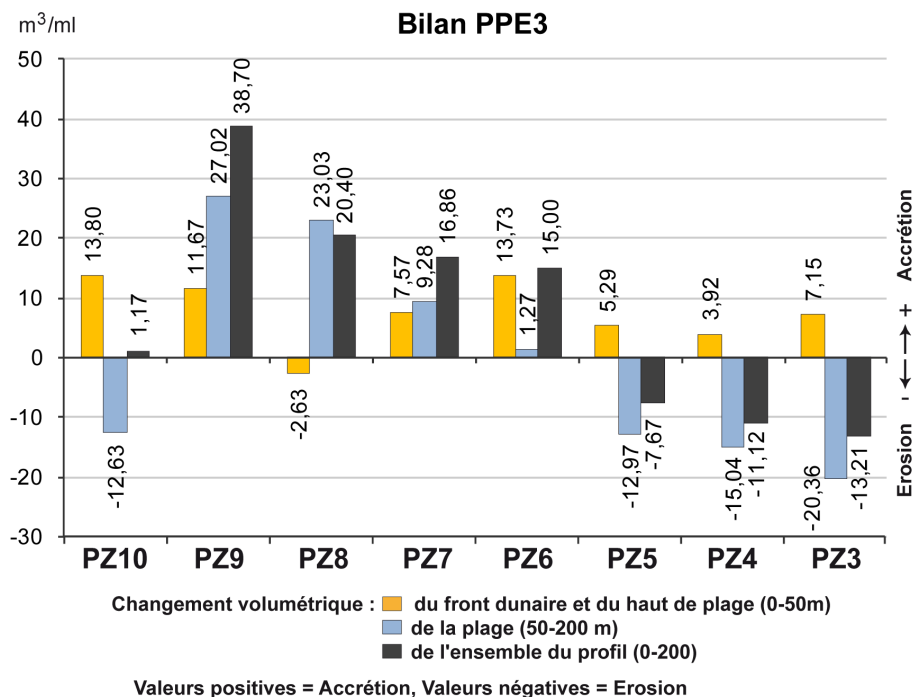
Sur les profils PZ9, PZ8 et PZ7, la falaise dunaire a subi des réajustements le long de sa pente, favorisant la sédimentation en pied de dune. Un phénomène particulièrement visible dans le transect PZ6, dans lequel un pan entier de dune a subi un glissement gravitaire, produisant une avancée du pied de dune. Dans l'ensemble, chacun des profils présente une accumulation progressive de matériel en pied de dune, pendant toute la période post-érosive. Des apports sableux soit en provenance de la dune elle-même, par redistribution ou glissements sur son versant maritime, soit d'origine éolienne en provenance de la plage intertidale.



**Figure IV-9** Profils topographiques réalisés de février 2009 à janvier 2010 sur le site de la Dune Dewulf.

Les profils successifs présentés [Figure IV-9](#) paraissent montrer un accolement de la(les) barre(s) supérieure(s) au haut de plage en période hivernale qui, augmentant la surface de déflation sur ce secteur, pourrait avoir favorisé et accéléré l'alimentation du pied de dune par les apports éoliens. On constate en effet, sur certains profils en particulier (PZ9, PZ7, PZ6, PZ4), une accumulation accrue de novembre 2009 à janvier-février 2010 ([Figure IV-9](#)).

En près d'une année, le pied de falaise très marqué suite au coup de vent de février 2009 a été comblé avec un exhaussement de l'ordre de 0,8 à 1 m sur les profils PZ8, PZ7, PZ6, PZ5, et de 1 à 1,60 m pour les profils PZ10, PZ9, PZZ et PZ3. Un exhaussement plus faible est ainsi constaté en milieu de site. Dans le cas des profils PZ10, PZ4 et PZ3, dont le versant dunaire comporte une accumulation en forme de replat (due aux aménagements dans les années 1997-1999), la quasi-totalité de l'escarpement est comblée par des apports éoliens et permet de nouveau une alimentation de la dune depuis la plage intertidale, car la falaise disparue n'interrompt plus les éventuels transits sableux. Depuis que les profils PZ10, PZ4 et PZ3 ne présentent plus de falaise mais une pente faiblement inclinée, des apports sableux ont été constatés à plusieurs reprises sous forme de placage éolien sur la végétation dunaire de l'avant-dune située à 12 m (CM).



**Figure IV-10 Bilans volumétriques des 8 profils à l'issue de la 3<sup>ème</sup> phase post-érosive (PPE3) sur le site de la Dune Dewulf.**

Sur cette période relativement longue, de près d'une année, les volumes calculés sur la dune et le haut de plage présentent un bilan clairement positif en janvier 2010, avec un gain sédimentaire allant de + 3,92 à + 13,80 m³/ml, sauf le profil PZ8 qui enregistre une petite

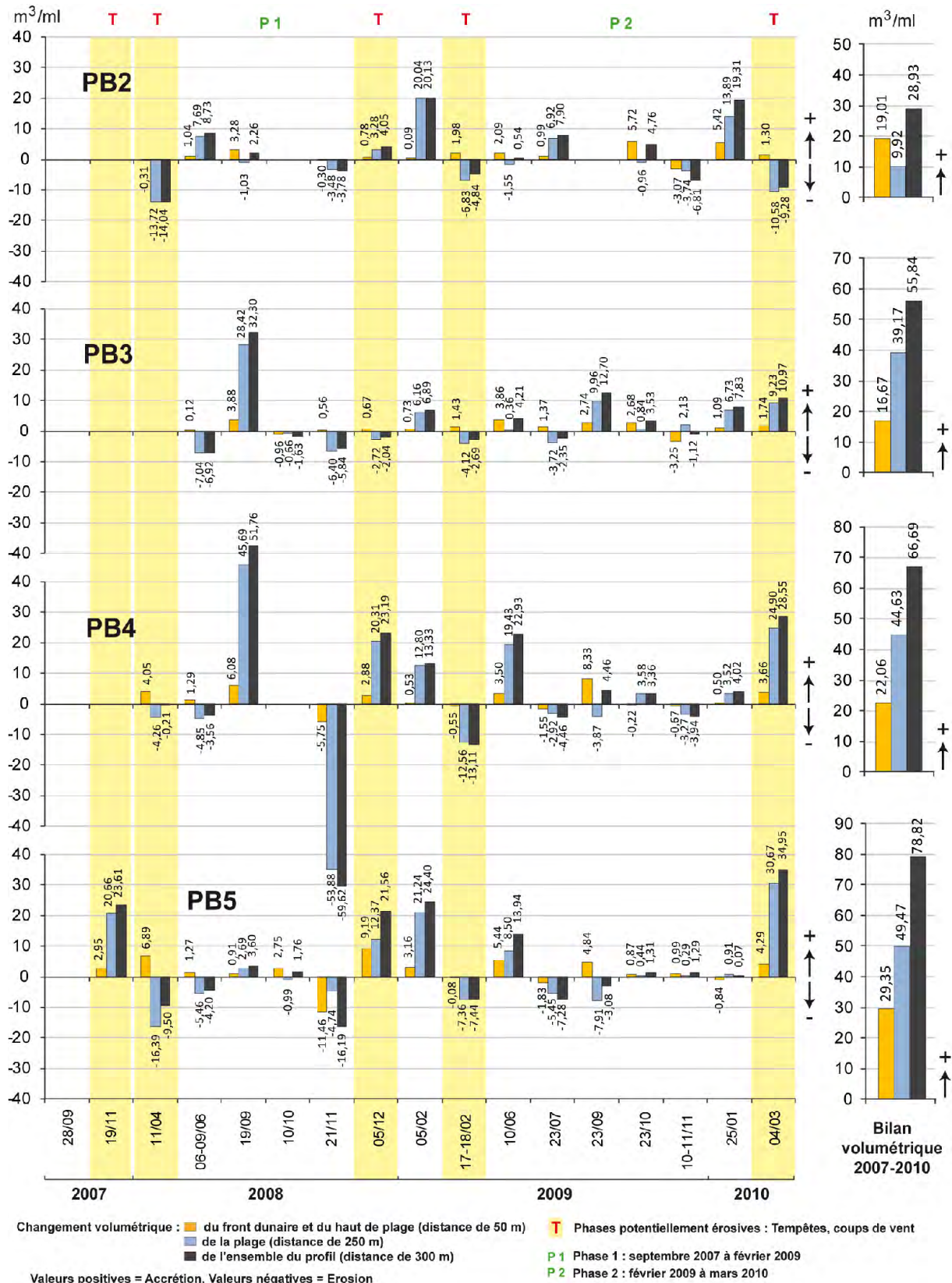
perte de matériel ( $- 2,63 \text{ m}^3/\text{ml}$ ) (Figure IV-10). Si le transect PZ6 conserve un volume sableux relativement stable au niveau de la plage ( $+ 1,27 \text{ m}^3/\text{ml}$ ), vers l'Est la tendance montre une érosion croissante de la plage ( $- 12,97 \text{ m}^3/\text{ml}$  pour PB5 à  $- 20,36 \text{ m}^3/\text{ml}$  pour PZ3), et vers l'Ouest, une accumulation croissante également ( $+ 9,28 \text{ m}^3/\text{ml}$  pour PZ7 à  $+ 27 \text{ m}^3/\text{ml}$  pour PZ9). Le transect PZ10, situé à l'extrémité Ouest du site est quant à lui marqué par une érosion de la plage, compensée par l'accumulation enregistrée sur le front dunaire et le haut de plage, le bilan global sur l'ensemble de ce profil est finalement stable sur la totalité de cette 3<sup>ème</sup> période post-érosive. Onze mois après le dernier épisode érosif de février 2009, 4 transects montrent un bilan volumétrique global nettement positif, avec un gain de  $+ 15$  à  $+ 38,7 \text{ m}^3/\text{ml}$ , croissant vers l'Ouest entre PZ6 et PZ9. A l'inverse, 3 transects montrent un bilan global négatif croissant vers l'Est, avec une perte de  $- 7,67$  à  $- 13,21 \text{ m}^3/\text{ml}$  entre PZ5 et PZ3.

Le suivi pluriannuel, achevé en janvier-février 2010, a finalement été complété par une dernière série de profil en mars 2010, suite à un coup de vent modéré mais associé à une grande marée. Les observations faites sur ce site ont montré que la zone entaillée en microfalaise et le haut de plage ont très rapidement récupéré quelques jours à quelques semaines après le lever de profils (grâce à certains repères fixes présentés sur la Figure III-51 (Chapitre III), ne gardant pas de trace durable de cet évènement.

### 1.3 Evolution du profil sur le site des Dunes du Perroquet

Le site des Dunes du Perroquet a fait l'objet en début de suivi, de séries de profils un peu plus espacées dans le temps. C'est la raison pour laquelle nous ne disposons pas, pour des raisons logistiques également, de profils immédiatement pré- et post-évènement pour chacun des coups de vent analysés dans cette étude. Afin de justifier les observations qui montrent que le site subit moins l'effet des conditions très énergétiques, la méthodologie du suivi a quelque peu été modifiée à compter de fin 2008. Les levés topographiques ont ainsi été réalisés à des dates beaucoup plus proches de ceux du site de la Dune Dewulf.

Dans la mesure où le cordon dunaire des Dunes du Perroquet n'a pas subi d'érosion lors des évènements tempétueux enregistrés au cours de cette étude, le découpage adopté ici pour l'évolution à moyen terme sera légèrement différent de celui choisi sur le Site de la Dune Dewulf, initialement délimité par les phases "potentiellement" érosives. La première phase (regroupant les PPE1 et PPE2 du site Ouest ; Figure IV-2) s'étend de septembre 2007 à février 2009, la seconde phase de février 2009 à mars 2010 (Figure IV-11). L'évolution volumétrique des différents profils sera discutée pour chacune des phases dans les paragraphes suivants.



**Figure IV-11 Variations volumétriques des profils PB2, PB3, PB4 et PB5 sur le site des Dunes du Perroquet de 2007 à 2010.**

### 1.3.1 Septembre 2007 à février 2009

Sur le site des Dunes du Perroquet, seul un profil (PB5) bénéficie d'un lever réalisé dès fin septembre 2007, le suivi complet des 4 stations n'ayant réellement repris qu'à partir de novembre 2007 (Figure IV-11). Le site a en effet déjà fait l'objet d'un suivi topographique, en 2003 puis 2006, présenté ultérieurement dans le cadre de l'évolution à plus long terme du trait de côte.

La zone intertidale a été marquée, au cours de cette première période, par une migration vers le haut de plage des systèmes de barres et de bâches, relativement bien développées dans ce secteur. Cette migration s'est accompagnée sur l'ensemble du site par une accrétion progressive sur le haut de plage, le pied de dune et le cordon dunaire embryonnaire (+ 4,57 m<sup>3</sup>/ml à + 15,66 m<sup>3</sup>/ml, Figure IV-12 ; Figure IV-13). Dans le secteur des profils PB4 et PB5, nous avons pu constater en pied de dune le développement de petites dunes embryonnaires en période estivale, et qui ont persisté en automne hiver, alimentées par les apports éoliens. Leur formation a été favorisée en période estivale par l'établissement d'une végétation pionnière de type Cakilier maritime (dès avril), qui disparaît habituellement en septembre-octobre. En novembre 2008, un déficit sédimentaire a été enregistré dans les deux profils les plus à l'Est (PB4 et PB5), déficit probablement dû à un léger décalage de l'axe du profil lors de la mesure (Figure IV-11).

A l'issue de cette première phase de suivi, le site des Dunes du Perroquet montre un bilan volumétrique positif, d'Ouest en Est, de + 17,35 m<sup>3</sup>/ml (PB2), + 22,77 m<sup>3</sup>/ml (PB3), + 24,89 m<sup>3</sup>/ml (PB4) et + 45,05 m<sup>3</sup>/ml (PB5), sur la totalité du profil dune-plage (Figure IV-12). Malgré une alternance de phases d'érosion puis d'accrétion (Figure IV-11), les gains sableux enregistrés de septembre 2007 à février 2009 sont finalement importants sur ce site, et très clairement croissants vers l'Est.

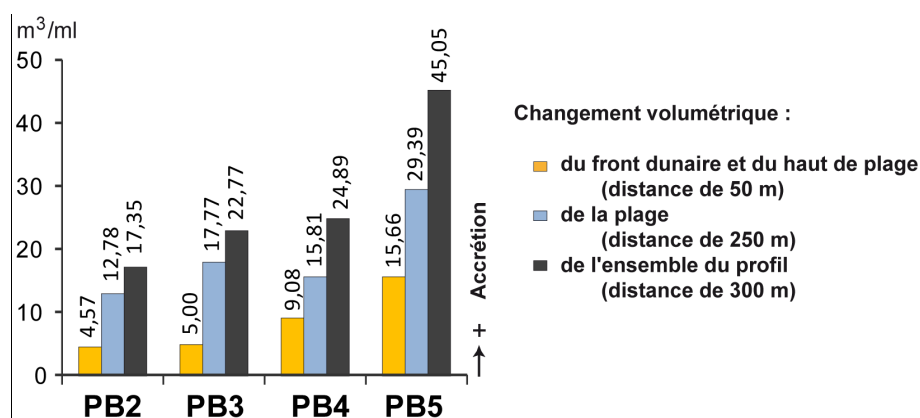
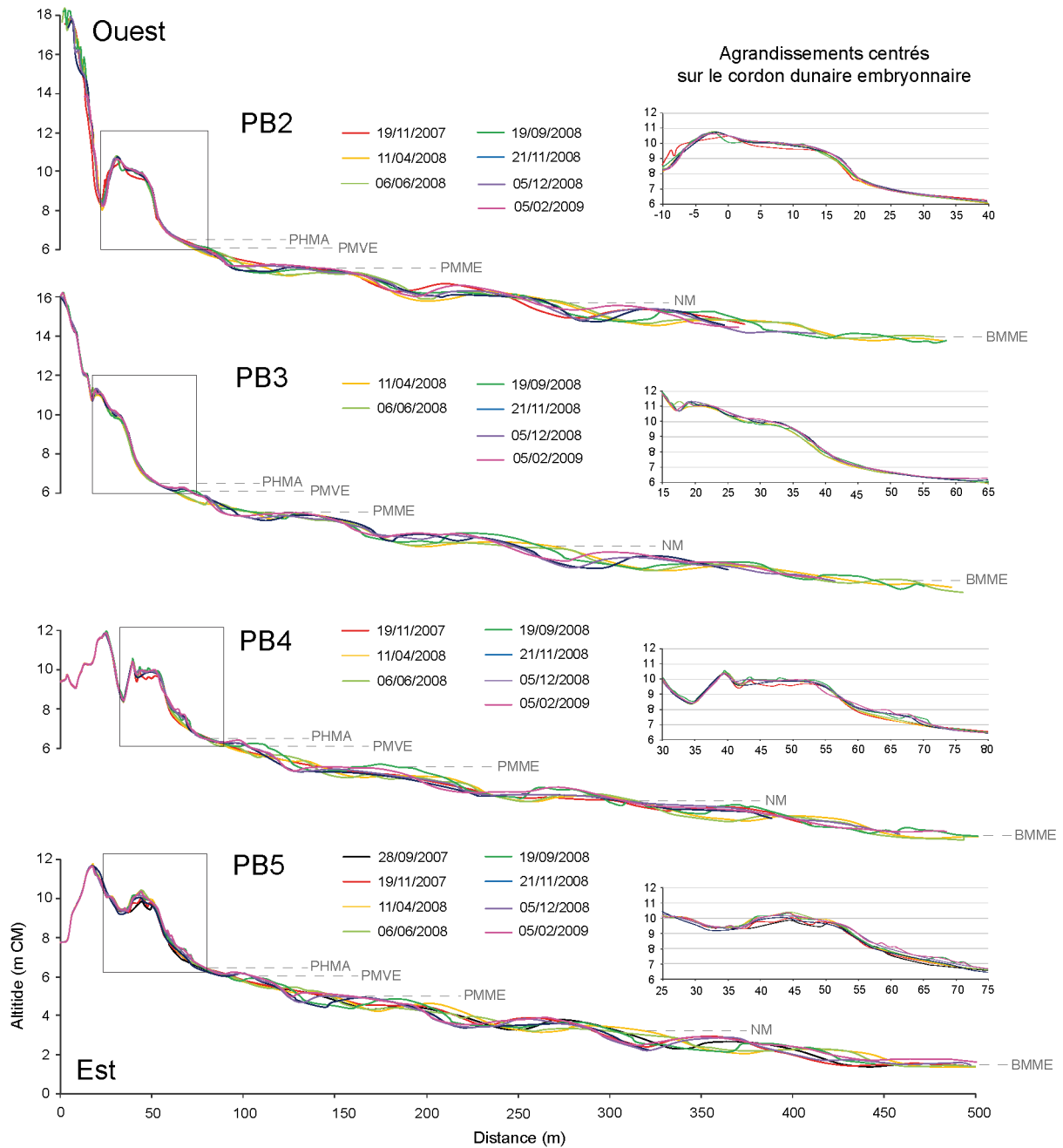


Figure IV-12 Bilans volumétriques des 4 profils à l'issue de la 1<sup>ère</sup> phase de suivi (P 1) sur le site des Dunes du Perroquet.



**Figure IV-13** Profils topographiques réalisés de septembre 2007 à février 2009 sur le site des Dunes du Perroquet.



### 1.3.2 Février 2009 à Janvier 2010

Au cours de la seconde phase d'évolution du site Est, les systèmes de barres-bâches intertidales, obéissant à une dynamique saisonnière habituelle (migration *onshore*), ont montré sur la période une différence de position sur l'estran, d'Est en Ouest (Figure IV-15).

En effet, jusqu'en novembre 2009, les profils PB3 et PB4 ont été marqués par des barres relativement hautes sur l'estran et plus particulièrement une bêche bien marquée beaucoup plus proche de la dune que sur les autres profils. Cette configuration différente a toutefois disparu dès janvier 2010 avec un important lissage de la partie supérieure de l'estran (sur 150 m) et un comblement des bâches supérieures en PB3 et PB4. Cette variabilité longitudinale de la morphologie intertidale ne semble pas avoir beaucoup influé sur l'évolution de la dune et de la haute plage exondée, car l'ensemble des profils témoigne d'une accrétion sur la dune bordière et le développement de dunes embryonnaires en haut de plage. L'accumulation sur la dune bordière embryonnaire (*incipient foredune*) varie de 0,4 à près de 1 m pour les transects PB2 et PB3, tandis que sur les transects PB4 et PB5, l'avancée de la dune (gagnant sur le haut de plage) a atteint 5 à 10 m.

Sur cette seconde période d'étude, la dune bordière et le haut de plage enregistrent un gain volumétrique homogène sur l'ensemble du site, de l'ordre de +11,66 m<sup>3</sup>/ml à +14,44 m<sup>3</sup>/ml (Figure IV-11). La plage ayant également gagné du sédiment (> 20 m<sup>3</sup>/ml, à l'exception du transect PB2, -2,86 m<sup>3</sup>/ml), le bilan volumétrique du site des Dunes du Perroquet est nettement positif avec des gains supérieurs à +33 m<sup>3</sup>/ml pour les transects PB3, PB4 et PB5, et plus faibles mais toujours positifs pour PB2 (+11,58 m<sup>3</sup>/ml).

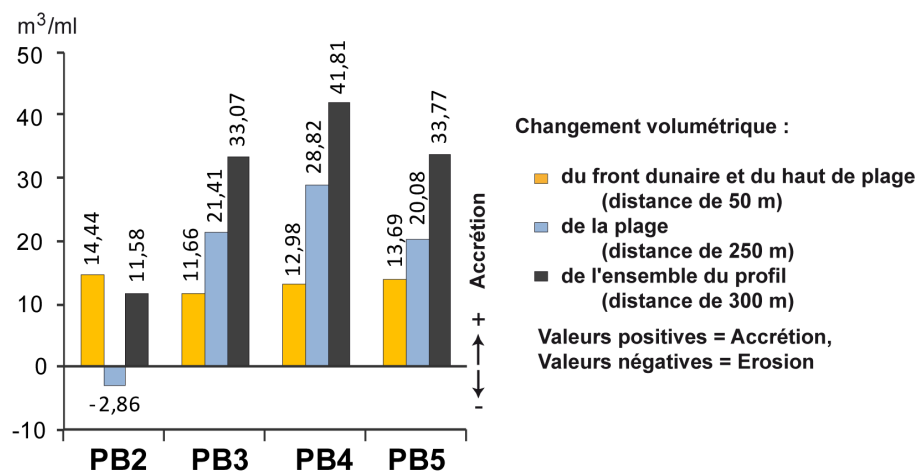
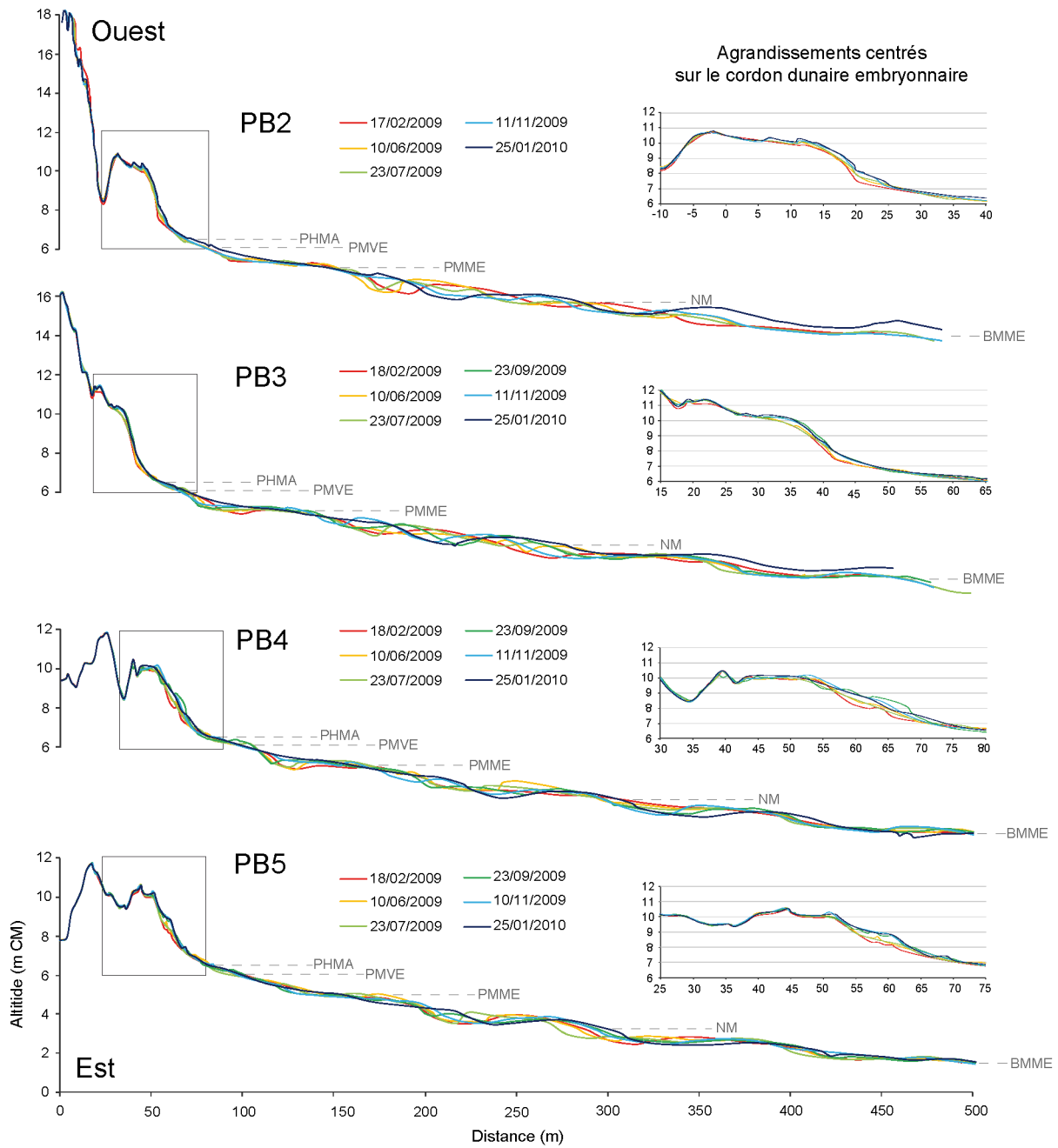


Figure IV-14 Bilans volumétriques des 4 profils à l'issue de la 2<sup>nd</sup>e phase de suivi (P 2) sur le site des Dunes du Perroquet.



**Figure IV-15** Profils topographiques réalisés de février 2009 à janvier 2010 sur le site des Dunes du Perroquet.

## **1.4 Bilan de l'évolution morphosédimentaire de l'échelle saisonnière à pluri-annuelle**

### **1.4.1 Bilan de l'évolution du site de la Dune Dewulf**

L'évolution morphosédimentaire du site de la Dune Dewulf à moyen terme a été ponctuée de plusieurs évènements venteux, certains ayant eu un effet érosif sur le front dunaire et le haut de plage. Chaque évènement érosif a été suivi d'une période post-érosive, plus ou moins longue, durant laquelle des conditions météo-marines calmes ont permis un rétablissement (ou cicatrisation) du profil côtier, notamment grâce à des apports sableux sur la partie haute de la plage et en pied de falaise. Cette évolution ne serait pas due aux vagues dans la mesure où elles n'ont généralement pas atteint le haut de plage pendant les périodes de temps calme (Figure IV-1). En effet, la période estivale est habituellement plus favorable aux accumulations sableuses sur le haut de plage et le pied de dune grâce à davantage de transport sableux éolien, favorisé par des hauts niveaux d'eau moins fréquents et moins de pluies, réduisant l'humidité de surface (Ruz et Meur-Férec, 2004). Néanmoins, comme l'ont montré Anthony *et al.* (2006) sur ce type de plage, les échanges sableux entre la haute plage et la dune sont limités par l'étroitesse du haut de plage à pleine mer et par la morphologie à barres intertidales de la plage à proximité du front dunaire. Les potentiels apports sableux vers la dune, pour équilibrer le budget sédimentaire, dépendent de la capacité de la plage à récupérer ce sédiment par apports éoliens et/ou marins en conditions de temps calme.

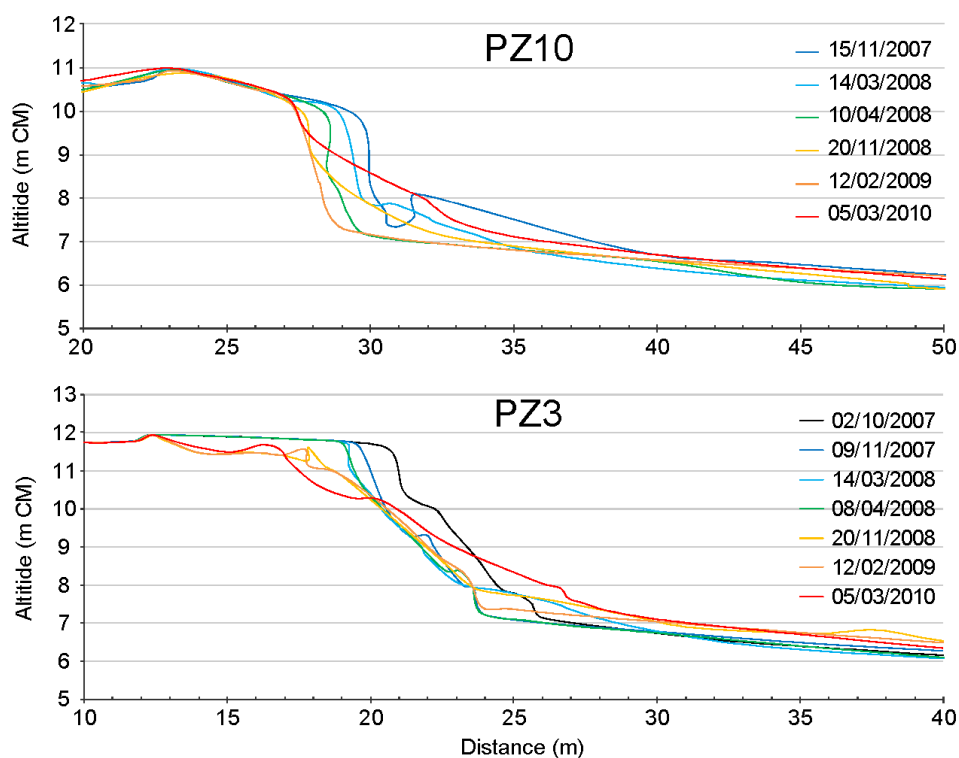
Si la période effective de suivi topographique commence en novembre 2007, il s'est produit en mars 2007 une tempête (présentée dans le Chapitre III ; Figure IV-1) pendant laquelle le maximum d'érosion a été observé et qui a "enclenché" une phase érosive après plusieurs années de stabilité.

Quelques mois après, la tempête du 9 novembre 2007 a causé un recul de la falaise dunaire d'environ 1 m sur le site de la Dune Dewulf. Suite à cet évènement, cette étude a mis en évidence un rétablissement relativement faible durant la période hivernale. Le non retour à l'état initial du haut de plage et du pied de dune peut être en partie expliquée par la courte période de temps (4 mois), hivernale, constituant cette première phase post-érosive.

En effet, dès le mois de mars 2008, deux nouveaux coups de vent se sont succédé, provoquant une nouvelle érosion du haut de plage ainsi qu'un recul de la falaise dunaire. La deuxième phase post-érosive qui a suivi avait, dans une première étude, mis en évidence un rétablissement incomplet 4 mois après les évènements tempétueux (Maspataud *et al.*, 2009). La cicatrisation est restée incomplète jusqu'en janvier 2009, avec toutefois un bilan sédimentaire positif sur l'ensemble du site grâce à un réengraissement du haut de plage et un rehaussement du pied de dune de l'ordre de 0,4 à 1 m.

En février 2009, un bref mais fort coup de vent a de nouveau fortement entaillé le pied de dune, réduisant à néant la restauration du pied de dune opérée depuis 10 mois. Sans aucun nouvel évènement érosif pendant l'année qui a suivi, les apports sableux éoliens ont constitué une bonne alimentation saisonnière, que l'on peut qualifier d'efficace, masquant localement l'ancienne falaise d'érosion.

Hors périodes de tempête, le système dune-plage enregistre un rééquilibrage morpho-sédimentaire. La pente du front dunaire tend à décroître progressivement par écoulements de sable et grâce aux apports éoliens de la plage. Comme le montrent les profils PZ10 et PZ3 par exemple (Figure IV-16), l'alimentation du pied de dune se trouve favorisée par l'érosion lente et régulière de la partie supérieure du front de dune. Malgré cette récupération observée en pied de dune, qui tend à s'engraisser de manière importante en conditions calmes, le recul garde un caractère "irréversible" avec un sommet de falaise qui a nettement reculé de plusieurs mètres dans l'axe de certains profils : - 3 m pour PZ10, - 8 m pour PZ3. Les profils PZ10 et PZ3, qui ont été les plus atteints durant ces deux ans et demi de suivi, montrent que le recul graduel occasionné par les évènements érosifs a été comblé en ce qui concerne le pied de dune, et que le bilan sédimentaire apparaît stable.



**Figure IV-16 Profils topographiques initiaux, post-érosifs et finaux sur la période 2007-2010, agrandissements centrés sur la falaise dunaire aux stations PZ10 et PZ3 du site de la Dune Dewulf.**

Le recul maximal enregistré sur la période de suivi fait suite à l'épisode de février 2009 (profils du 12/02/2009), tandis qu'un an plus tard, avec un haut de plage et un pied de dune nettement rehaussé, le profil topographique affiche une pente douce, en équilibre. Des facteurs qui réduisent nettement la possibilité d'atteinte de la dune sous l'effet des vagues à pleine mer dans la mesure où, les 28 février-1<sup>er</sup> mars 2010, malgré de hauts niveaux d'eau, seul le pied de dune a finalement été entaillé en microfalaise. Si le haut de plage et le pied de dune n'avaient pas été autant ré-engraissés depuis 1 an, l'érosion produite par cet évènement aurait pu être bien plus forte.

Depuis fin 2007, si l'évolution de la partie dune-haut de plage a été "ponctuée" par les évènements érosifs, l'évolution de l'estran a été plus fluctuante, suivant notamment une variabilité saisonnière avec une migration transversale des systèmes de barres-bâches intertidales. Avec un comblement de la première bêche (bêche supérieure), le haut de plage exondé peut localement s'élargir et faciliter encore davantage les transports sableux lorsque les conditions éoliennes sont favorables. En l'absence d'escarpement de falaise, le cordon dunaire et son pied de dune, ici en pente douce, peuvent être alimentés tout au long de l'année au gré des vents. Pourtant, l'engraissement ne permet pas une réelle résilience au niveau du cordon dunaire, car le gain de sédiment enregistré en pied de dune ne permet pas au front dunaire de retrouver sa position initiale, d'avant érosion.

En bilan, l'ensemble du site de la Dune Dewulf montre une variabilité spatiale en termes de changements volumétriques sur le profil côtier. Sur la moitié Ouest du site, 3 transects voisins, PZ9, PZ8 et PZ7, enregistrent un gain volumétrique global supérieur à  $17 \text{ m}^3/\text{m}$ , avec un engraissement de  $+9,38$  à  $+19,65 \text{ m}^3/\text{ml}$  au niveau de la plage et une stabilité ou accrétion du haut de plage et de l'estran de l'ordre de  $0$  à  $+9 \text{ m}^3/\text{ml}$ . Ce secteur en accumulation est encadré par 2 transects, PZ10 et PZ6, dont le bilan volumétrique global négatif, de  $-9,84$  à  $-11,74 \text{ m}^3/\text{ml}$ , témoigne d'un déficit sur l'ensemble du profil, de la dune à l'estran. Sur la moitié Est du site, seul le transect PZ4 enregistre un fort déficit sédimentaire de  $-40,02 \text{ m}^3/\text{ml}$  avec un bilan négatif à la fois sur l'intervalle dune-haut de plage ( $-7,40 \text{ m}^3/\text{ml}$ ) et sur l'estran ( $-32,62 \text{ m}^3/\text{ml}$ ). Deux profils, PZ5 et PZ3, apparaissent au final relativement stables avec un changement volumétrique inférieur à  $\pm 1 \text{ m}^3/\text{ml}$  sur l'ensemble du profil. Ceci est particulièrement le cas pour le transect PZ3, dont le front dunaire-haut de plage reste stable d'un point de vue volumétrique même si sa morphologie a nettement changé, avec un volume de plage également stable (Figure IV-16).

Une absence de relation directe entre le budget sédimentaire de la dune et celui de la plage sur une période de plusieurs mois a notamment été mise en évidence par Bretel *et al.* (2000), soulignant le rôle déterminant que joue la pente du versant marin de la dune (et de la végétation) sur son évolution, avec une accrétion favorisée lors l'inclinaison est plus faible.

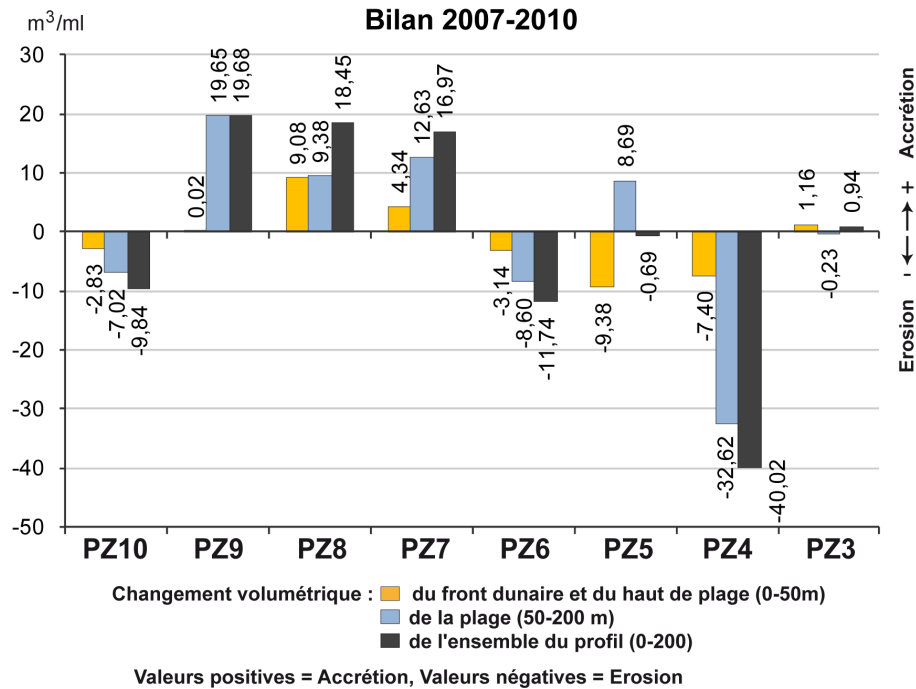
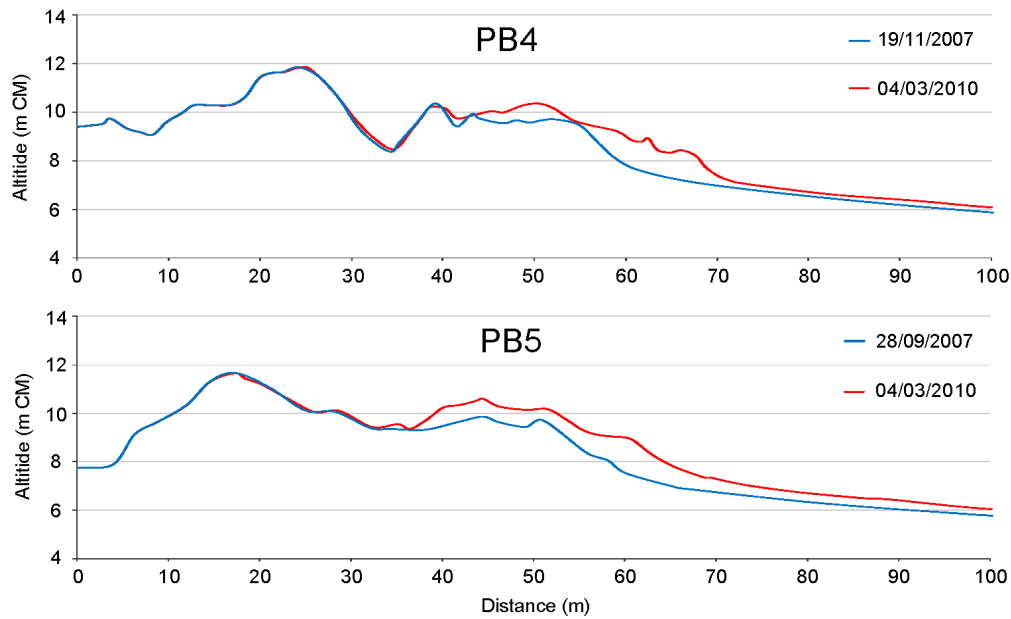


Figure IV-17 Bilans volumétriques des 8 profils suivis de 2007 à 2010 sur le site de la Dune Dewulf.

#### 1.4.2 Bilan de l'évolution du site des Dunes du Perroquet

Malgré de faibles épisodes "érosifs" sur la partie dune-haut de plage (abaissement du haut de plage et/ou microfalaises d'érosion locales), rarement atteints par les vagues lors des hauts niveaux d'eau, l'évolution morphosédimentaire du site des Dunes du Perroquet témoigne d'une nette accrétion sur la dune bordière en formation, directement exposée aux apports éoliens en provenance de la zone intertidale. Les profils PB4 et PB5 en particulier affichent une nette croissance de cette dune bordière embryonnaire, accompagnée d'une avancée vers la mer, respectivement de l'ordre de + 10 m et + 8 m sur le haut de plage (Figure IV-18).

Sur ce site, la pente douce de l'estran, plus faible que sur le site de la Dune Dewulf, ainsi que le large haut de plage exondé, et plus élevé (au-dessus de 7 m), facilitent d'autant plus les transports sableux lorsque les conditions éoliennes sont favorables. En l'absence d'escarpement de falaise, le cordon dunaire et son pied de dune, ici en pente douce, peuvent être alimentés aisément tout au long de l'année au gré des vents. C'est pour cette raison que depuis fin 2007 tous les transects suivis enregistrent un bilan volumétrique excédentaire sur l'ensemble du profil (Figure IV-19).



**Figure IV-18 Profils topographiques initiaux et finaux sur la période 2007-2010, agrandissements centrés sur l'avant dune aux stations PB4 et PB5 du site des Dunes du Perroquet.**

En 2 ans et demi, la dune bordière et le haut de plage montrent, d'Est en Ouest, des gains sédimentaires de + 20 m<sup>3</sup>/ml (PB2), + 16 m<sup>3</sup>/ml (PB3), + 22 m<sup>3</sup>/ml (PB4) à + 29 m<sup>3</sup>/ml (PB5) (Figure IV-19). Cette évolution de la morphologie témoigne d'un cordon dunaire bien alimenté à budget sédimentaire positif et excédentaire, dont la plage se trouve également en net engraissement. Entre fin 2007 et début 2010, la plage enregistre en effet des gains sédimentaires croissants vers l'Est, de près de 10 m<sup>3</sup>/ml pour le transect PB2 à 5 fois plus pour PB5 (+ 49,47 m<sup>3</sup>/ml). Les quantités de sable gagnées sur la dune bordière et le haut de plage (sur une distance de 50 m) sont importantes dans la mesure où elles représentent environ la moitié des gains enregistrés sur 250 m de plage pour les transects PB3, PB4 et PB5, à l'inverse du transect Ouest (PB2) où la dune et le haut de plage ont gagné près du double de sable par rapport à la plage.

En bilan, les gains volumétriques sont finalement, sur l'ensemble du profil (300 m), relativement élevés et encore nettement croissants d'Ouest en Est, de + 28,93 m<sup>3</sup>/ml à + 78,82 m<sup>3</sup>/ml. Les quantités de sédiment gagnées sur les transects PB3 à PB5, situés à proximité d'une ancienne brèche de mer aujourd'hui totalement comblée, sont particulièrement fortes (> 55 m<sup>3</sup>/ml) par rapport au transect PB2 (+ 28 m<sup>3</sup>/ml), plus proche du front de mer de Bray-Dunes à l'Ouest. Dans la mesure où l'accrétion est importante à la fois sur la dune bordière, le haut de plage exondé, mais aussi sur l'estran, les gains sableux résultent à la fois de transports éoliens et d'apports d'origine marine, sous l'influence des différents forçages météo-marins.

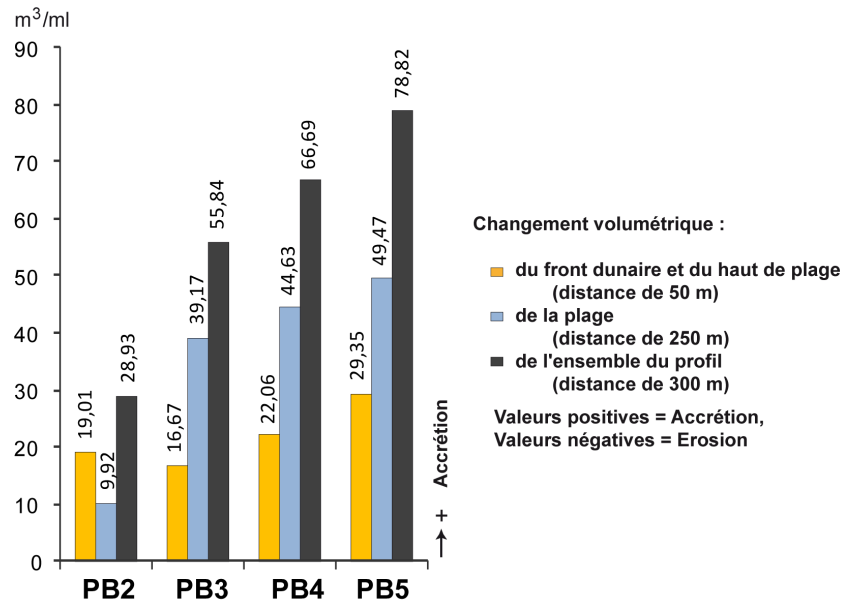


Figure IV-19 Bilans volumétriques des 4 profils suivis de 2007 à 2010 sur le site des Dunes du Perroquet.

### 1.4.3 Une évolution contrastée d'Ouest en Est à l'échelle pluri-annuelle

Comme nous venons de le voir, les deux sites étudiés ici montrent une réponse différente face aux forçages météo-marins, non seulement à court-terme, lorsque les impacts morphodynamiques d'épisodes tempétueux sont évalués sur une échelle événementielle, mais aussi à moyen-terme, à partir de suivis topographiques réguliers réalisés sur une échelle saisonnière à pluriannuelle, de 2007 à 2010.

Après 2 ans et demi de suivi, les bilans volumétriques déterminés sur chacun des sites montrent une évolution contrastée d'Ouest en Est (Figure IV-20). En effet, le site de la Dune Dewulf enregistre une perte sableuse moyenne de  $-1 \text{ m}^3/\text{m}$  sur le front dunaire et le haut de plage et une stabilité de la plage ( $+0,24 \text{ m}^3/\text{ml}$ ), tandis que sur le site des Dunes du Perroquet, des gains importants sont recensés de la dune bordière à la plage, avec un engraissement moyen respectif de  $+21,8 \text{ m}^3/\text{ml}$  et  $+35,8 \text{ m}^3/\text{ml}$ . Ce sont donc deux secteurs bien distincts :

(1) l'un, à l'Ouest de Zuydcoote, montrant une variabilité importante dans le temps (2 ans et demi) et dans l'espace (sur une étendue de 1200 m le long de la côte) avec, sur l'ensemble du site, un bilan volumétrique moyen global de  $-0,78 \text{ m}^3/\text{ml}$ , déficitaire, mais qui tend à montrer une relative stabilité à moyen terme.

(2) l'autre, à l'Est de Bray-Dunes, affichant des gains sableux importants, relativement réguliers dans le temps, et croissants d'Ouest en Est sur une étendue de 600 m le long de la côte, avec sur l'ensemble du site, un bilan volumétrique moyen global de  $+57,6 \text{ m}^3/\text{ml}$ .



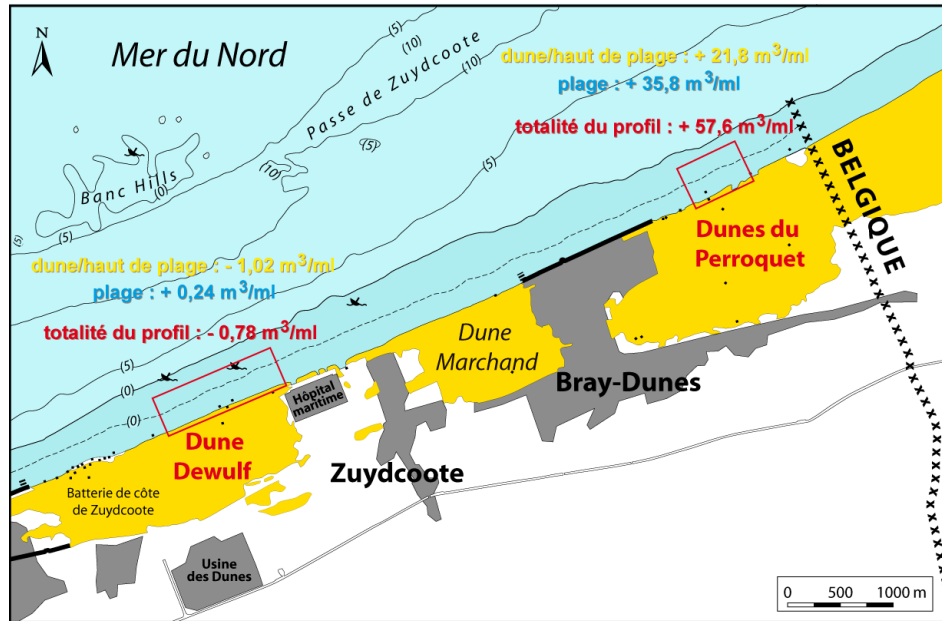


Figure IV-20 Bilans volumétriques moyens de 2007 à 2010 sur les deux sites d'étude du littoral Est-dunkerquois.

De 2007 à 2010, le site de la Dune Dewulf a été bien plus sensible aux évènements de tempête que le site des Dunes du Perroquet, situé seulement 4 km à l'Est, sur une même façade littorale rectiligne. Après avoir bénéficié de phases de cicatrisation post-tempête, d'autant plus efficaces qu'elles sont durables dans le temps, le site Ouest semble en relative stabilité sur le moyen terme, même s'il reste plus sujet à l'érosion lors d'épisodes tempétueux. En revanche, le site des Dunes du Perroquet a lui bénéficié, depuis 2 ans et demi, d'apports sableux importants marins comme éoliens, et ce de façon relativement constante dans le temps. Les gains enregistrés sur ce site Est représentent comparativement plus de 70 fois les quantités de sables perdues sur le site Ouest, suggérant d'éventuels apports extérieurs des petits-fonds, qui permettraient donc un engraissement favorisé à l'extrémité orientale de notre secteur d'étude. L'accumulation semble favorisée à l'Est car les dunes montrent une position "en retrait" par rapport au trait de côte moyen, le haut de plage est relativement large et plus haut que sur le site de la Dune Dewulf, et les petits fonds comme l'avant côte présentent une bathymétrie différente qui, comme nous l'avons montré dans le chapitre précédent, induit un amortissement plus important de l'énergie de la houle.

## 2 Influence des transports éoliens sur la morphodynamique côtière à l'échelle saisonnière

---

### 2.1 Contexte général

Comme nous l'avons vu précédemment, le vent représente l'un des agents essentiels de la dynamique sédimentaire. Ce forçage a une influence non seulement sur la propagation, l'énergie mais aussi sur l'action des vagues à la côte. Lors de conditions météo-marines extrêmes (tempêtes, coups de vents), l'intensité et la direction du vent peuvent aussi entraîner sur le littoral des perturbations importantes des courants de marée (courants longitudinaux et transversaux), des transports sédimentaires induits, et des surcotes/décotes par rapport aux niveaux d'eau prédits.

Depuis une vingtaine d'années, un certain nombre d'études expérimentales ont également été menées sur la dynamique éolienne, en particulier sur les conditions de vent (vitesse, direction) favorables au transport du sable à l'interface plage-dune bordière. En effet, les échanges de sable entre ces unités représentent un élément central de la stabilité des dunes bordières. Ces différentes mesures ont permis de montrer la grande gamme de conditions environnementales qui entrent en jeu dans les processus de mobilisation des sables et l'extrême variabilité des conditions de transport éolien réel, très loin des prédictions fournies par certains modèles semi-empiriques, basés sur les formulations, entre autres, de [Bagnold \(1941\)](#), [Kawamura \(1964\)](#) et [Lettau et Lettau \(1978\)](#).

Plusieurs critères jouent un rôle particulier dans le transport éolien :

- (1) La notion de fetch (terme anglophone *beach fetch distance*), généralement utilisée pour désigner la distance sur laquelle souffle le vent, et par prolongement, la distance parcourue par la houle générée par le vent, a été introduite dans la littérature consacrée aux processus éoliens ([Davidson-Arnott et Law, 1990](#)) pour désigner la distance sur laquelle le vent s'exerce et est susceptible de générer un transport éolien.
- (2) La vitesse et la direction des vents, et en particulier l'orientation du vent par rapport à la plage, déterminent la zone de "source" sédimentaire potentielle et susceptible de subir la déflation.
- (3) La largeur de la plage et du haut de plage permettant la déflation éolienne (indissociable de l'orientation du vent).
- (4) Le budget sédimentaire local, ou la disponibilité des sables potentiellement disponibles pour l'envol.
- (5) L'humidité et la texture du substrat.
- (6) La granulométrie des sables.

Dans cette étude consacrée à l'impact des évènements extrêmes sur la morphodynamique côtière, à différentes échelles de temps, nous avons cherché à évaluer si les conditions naturelles (vents dominants et morphologie de la plage) sont favorables à l'alimentation des dunes et à leur cicatrisation après les évènements extrêmes. Pour cela, des observations ponctuelles ont été réalisées sur le terrain et deux expérimentations *in-situ* ont été menées dans les conditions de vents dominants sur le littoral Est-dunkerquois.

## 2.2 Observations réalisées sur le littoral Est dunkerquois

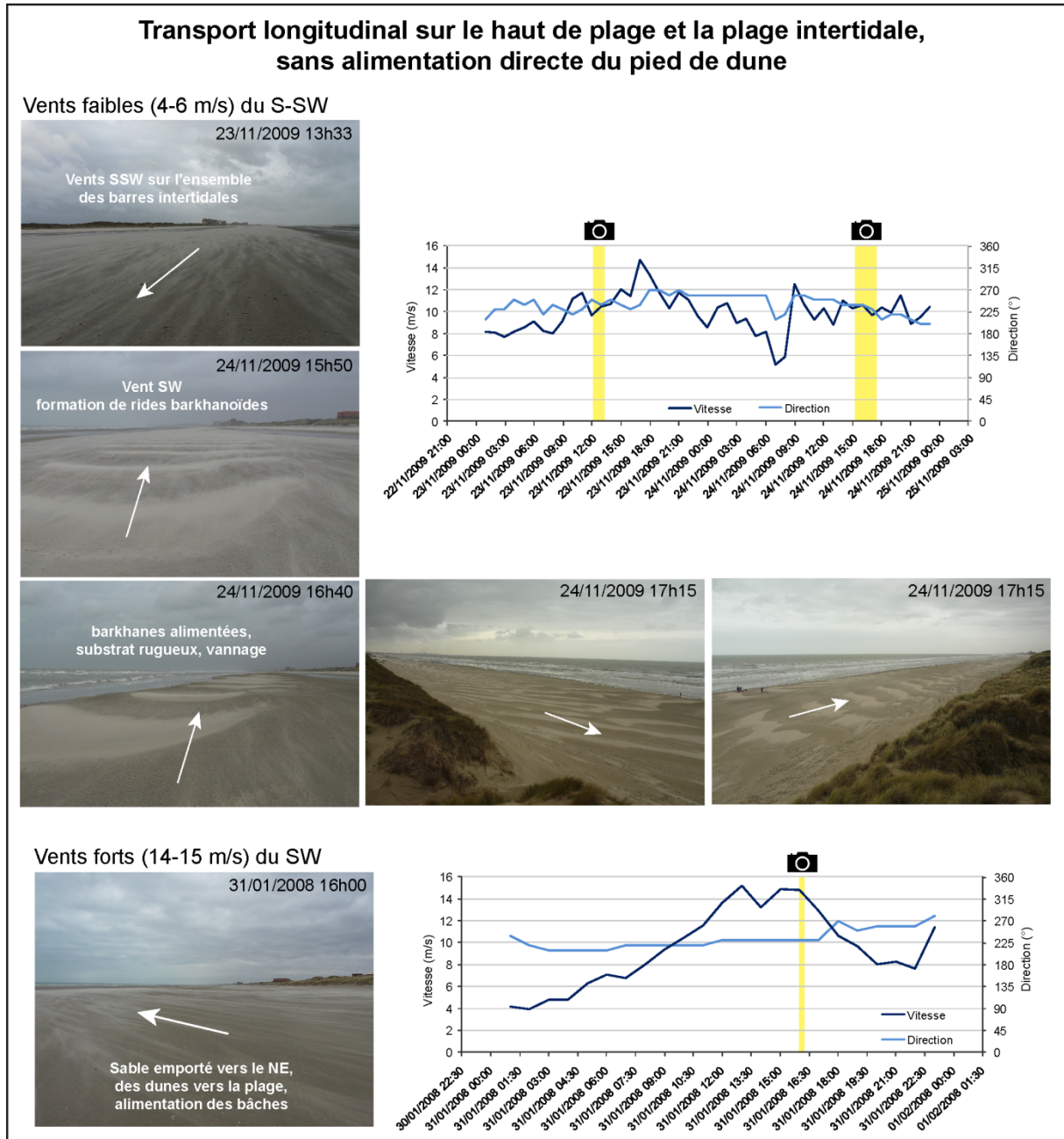
Les plages macrotidales de la Côte d'Opale présentent de nombreux critères en faveur d'un important transport éolien, lorsque le fetch est suffisamment important : un estran étendu et à pente douce, des morphologies complexes de barres-bâches intertidales à sables fins et un stock sableux relativement abondant. Ces dernières années, des études ont été menées sur les plages de la région et à proximité de notre secteur expérimental, pour mettre en évidence les processus de transport éolien à l'interface plage-dune bordière, sur les plages macrotidales à barres-bâches intertidales (Vanhée, 2002 ; Vanhée *et al.*, 2002). La grande variabilité des flux éoliens y a également été soulignée, selon les conditions qui déterminent localement le transport sédimentaire, liée à la vitesse et direction du vent ainsi qu'aux caractéristiques du substrat (humidité et rugosité de la surface d'envol) (Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Oblinger et Anthony, 2008).

Au cours de cette étude, différentes conditions de transports éoliens ont été observées sur l'ensemble du littoral à l'Est de Dunkerque, pour des intensités et directions de vent différentes, une rugosité et humidité du substrat également variables. Les clichés réalisés dans ces conditions type ont été comparés aux paramètres de vent enregistrés à la station Météo France de Dunkerque, à une fréquence horaire.

### 2.2.1 Vents de secteur S à SW

Dans les conditions de vents du secteur SW, qui prédominent largement, des observations ponctuelles ont montré (en novembre 2009 par exemple), grâce à un fetch important, un important transport sableux longitudinal essentiellement localisé sur le haut de plage et le versant des barres intertidales (Figure IV-21). A marée montante, le 24 novembre 2009, le substrat rugueux a permis la formation de dunes éoliennes de forme barkhanoïdes, par déflation éolienne sur l'estran (Vanhée, 2002). Ces formes d'accumulation sableuse, sur une surface très étendue de Dunkerque à la Belgique, ont montré une migration progressive vers le NE, malgré des vents relativement modérés (4-6 m/s) mais soufflant sur un fetch étendu.

En revanche, des vents nettement plus forts (14-15 m/s) en provenance du SW ont montré, sur un estran plus humide, un transport intense de sables vers le N-NE. Dans ces conditions, de très grandes quantités de sédiment sont en fait directement emportées et piégées dans les étendues humides constituées par les bâches intertidales (Figure IV-21).



**Figure IV-21** Observations réalisées lors d'un transport longitudinal sur le haut de plage et l'estrans, sans alimentation du pied de dune, en janvier 2008 et novembre 2009 (clichés A. Maspataud).

Les vents de provenance SW, responsables d'un transport oblique sur les barres intertidales, légèrement obliques par rapport à l'orientation de la côte, ne favorisent pas les apports éoliens en pied de dune et ne permettent pas l'alimentation directe des dunes (avec même pour des vents du S, une perte de sable au niveau des dunes). Mais ces conditions de SW permettent déjà, du fait d'un fetch important, d'apporter des quantités notables de sable sur le haut de plage, qui pourront ensuite être remobilisées suivant les conditions, longitudinalement ou vers la dune.

### 2.2.2 Vents de secteur SW à NW

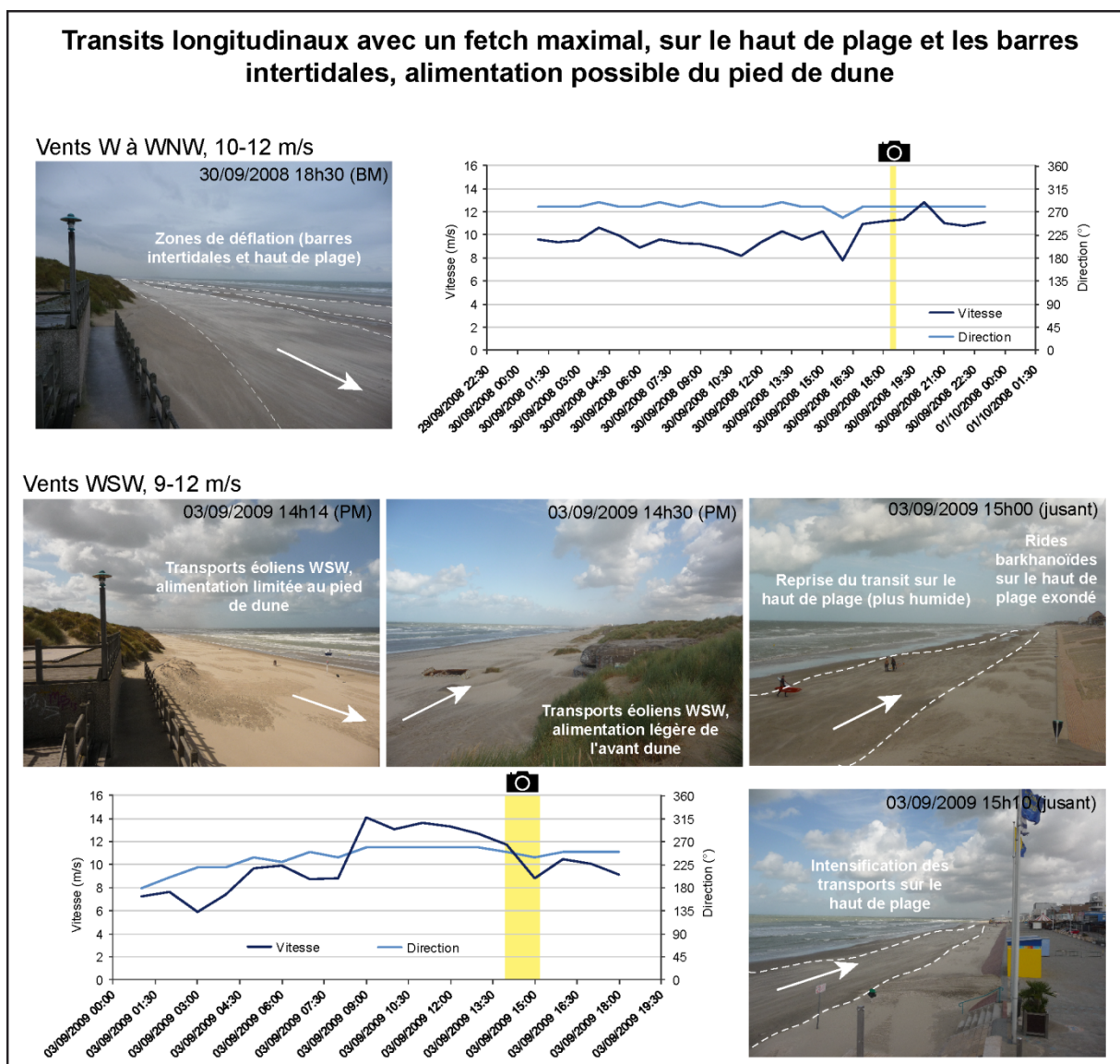


Figure IV-22 Observations réalisées dans le cas de transits longitudinaux avec un fetch maximal, provoquant une possible alimentation du pied de dune, en septembre 2008 et septembre 2009 (clichés A. Maspataud).

Etant donnée l'orientation de la côte à l'Est de Dunkerque, les transits longitudinaux induits par les vents du secteur WSW à WNW bénéficient d'un fetch maximal, très étendu et ininterrompu de Dunkerque à la Belgique (Figure IV-22). Les vents moyens à forts observés ont montré la formation de figures d'accumulation éolienne sur le haut de plage exondé (plus sec), et une reprise du transport sur l'estran à marée descendante relativement rapide (observations à proximité du secteur d'étude). En l'absence de falaise dunaire, mais avec la présence de rugosité, de végétation ou de petites dunes embryonnaires, ces transits semblent pouvoir alimenter un peu le haut de plage et la dune bordière (site des Dunes du Perroquet, Bray-Dunes).

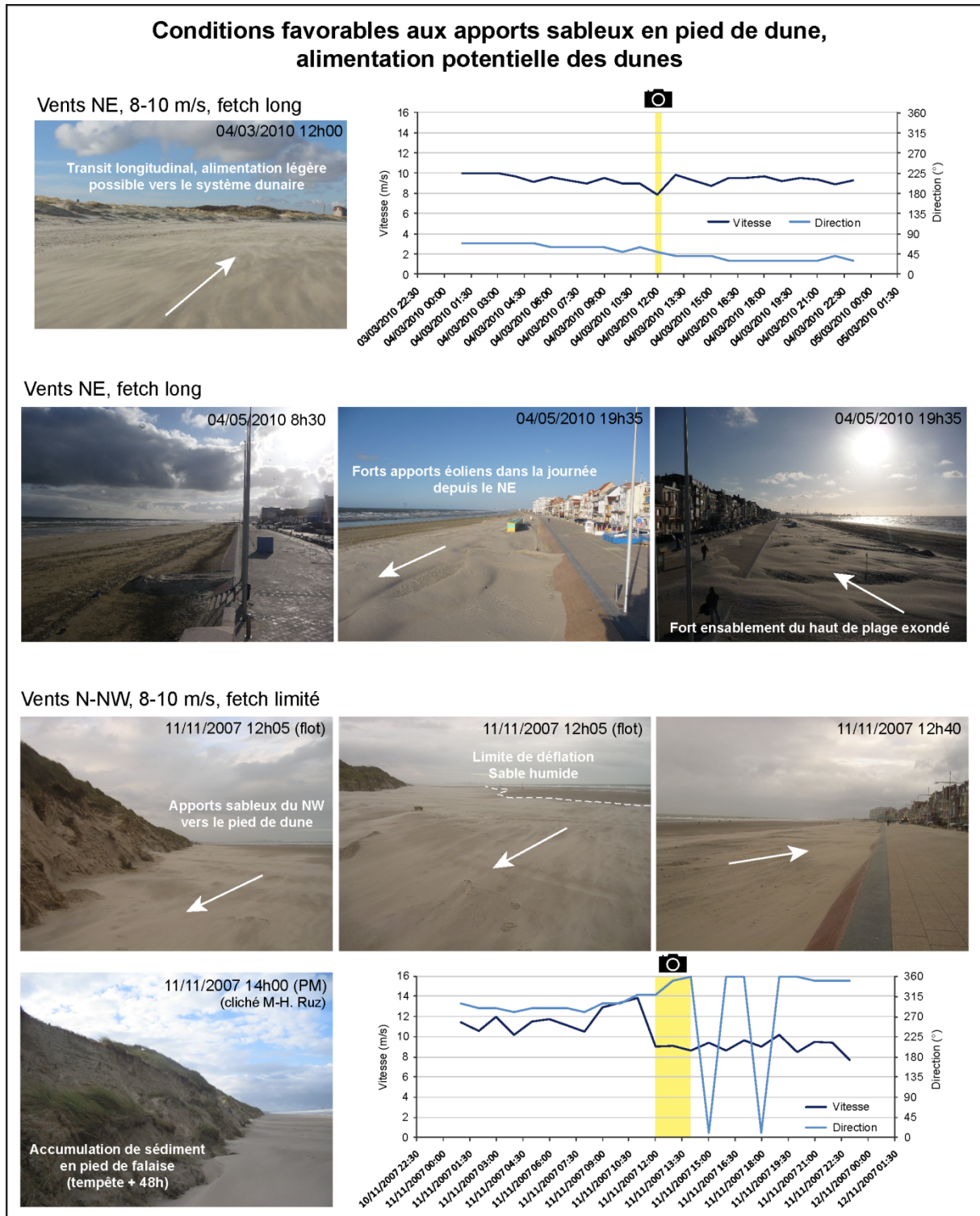
### 2.2.3 Vents de secteur NW à NE

C'est dans des conditions de vent du NE (prédominants en période hivernale) et du N-NW (peu fréquents) que les transports sableux, longitudinaux à obliques, et dirigés vers la côte, permettent une alimentation potentielle des dunes (Figure IV-23). Ces deux configurations offrent un fetch potentiel relativement long à basse mer, pourtant cette distance est fortement limitée par la marée et les transports sédimentaires sont généralement interrompus par les bâches humides (Anthony *et al.*, 2006). Ceci limite considérablement les quantités de sable potentiellement transférées vers les dunes.

Pour des vents persistants de 8-10 m/s en provenance du NE, le site des Dunes du Perroquet bénéficie d'apports sédimentaires conséquents, grâce à une grande surface exondée en haut de plage, des dunes embryonnaires et une dune bordière peu élevée. Un important "placage" de sable éolien a déjà été observé à plusieurs reprises sur la végétation qui colonise le versant marin de ce cordon bordier.

Ces conditions de vents du NE, peuvent permettre localement de forts apports sableux vers la côte et les dunes (ou sur le front de mer, Figure IV-23) en l'espace d'une journée (observations en marée de morte-eau, 04/05/2010).

Malgré la présence de sable humide et de bâche à proximité du haut de plage, limitant nettement la surface de déflation, nous avons pu constater moins de 48 heures après la tempête du 9 novembre 2007, une accumulation notable de sédiment en pied de falaise, transportés par des vents N-NW de 8-10 m/s. Toutefois, comme on le constate sur les clichés, ces apports sableux, certes importants en l'espace de quelques heures, sont stoppés en pied de falaise. Le cordon dunaire avec présence de signes d'érosion, où l'escarpement raide constitue un "mur", constitue ici un problème d'alimentation majeur en matériel sédimentaire.



**Figure IV-23 Observations réalisées dans des conditions favorables aux apports sableux en pied de dune et à l'alimentation potentielle des dunes, en novembre 2007, mars puis mai 2010 (clichés A. Maspataud).**

### 2.2.4 Variabilité des transits éoliens sur le court-terme

Les observations présentées en Figure IV-24 soulignent la grande variabilité des transits sédimentaires éoliens au cours de certains évènements de forte énergie tels que ceux étudiés en mars et novembre 2008.

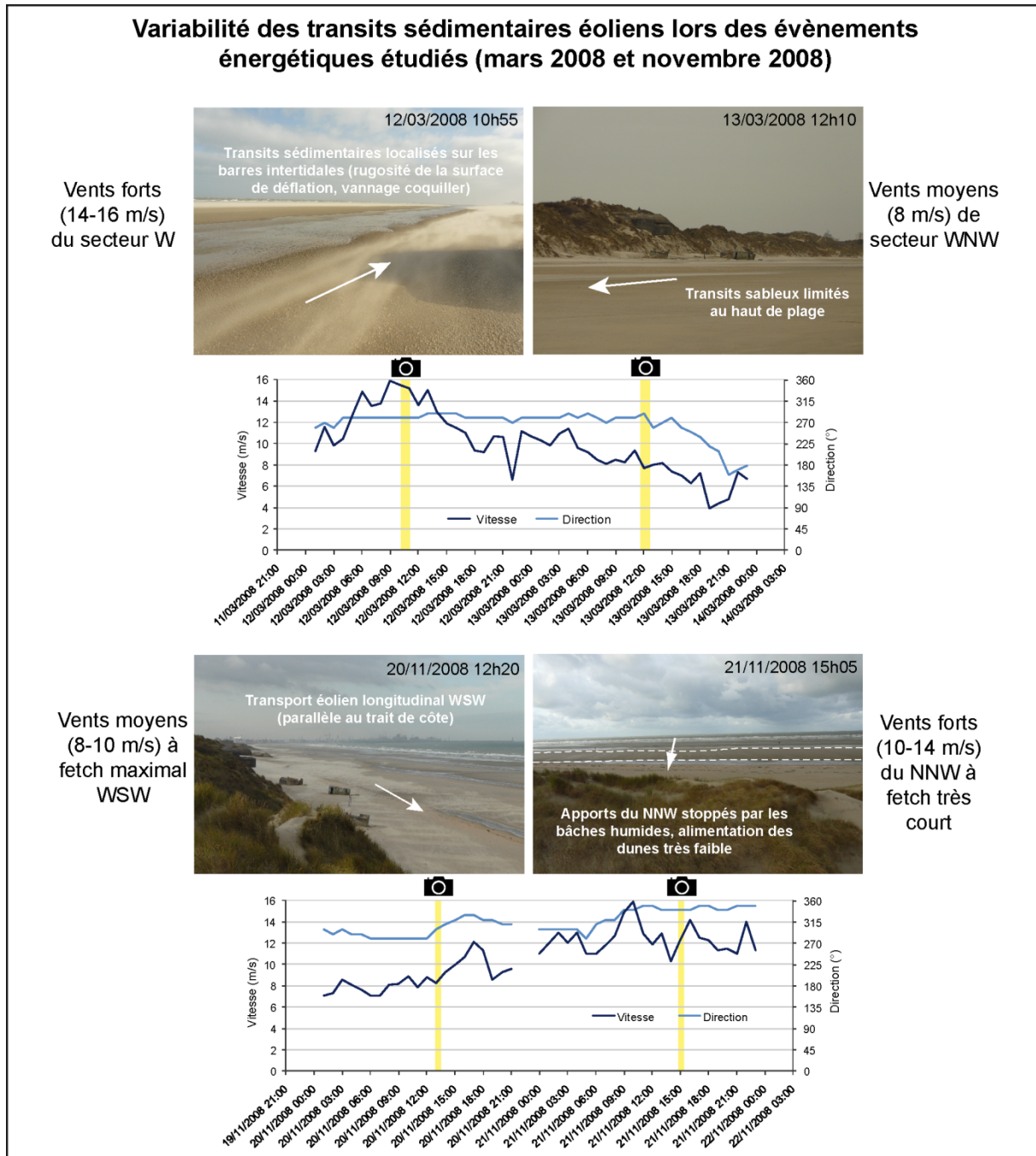


Figure IV-24 Observations de la variabilité des transits sédimentaires éoliens réalisées lors d'évènements énergétiques en mars et novembre 2008 (clichés A. Maspataud).



D'un jour à l'autre les vents peuvent s'intensifier ou au contraire perdre de leur intensité, de même que leur orientation peut fluctuer très rapidement. Les vents persistants et leur capacité à transporter du sédiment peuvent persister durant plusieurs jours ou au contraire changer considérablement. Cette variabilité du transport éolien, conditionnée par le forçage du vent, est d'autant plus variable qu'elle est aussi contrôlée par toutes les limites de changement de comportement sur la plage intertidale (zone sèche/humide, barre/bâche, surface ridée/lisse, rugosité...). Ces différences de forçage et de comportement qui conditionnent les transports potentiels peuvent expliquer les variations (observées dans la partie précédente) concernant la cicatrization des dunes entaillées en falaise et du haut de plage érodé après les événements de tempête.

### **2.3 Estimation des transports éoliens efficaces dans l'alimentation de la dune bordière par expérimentation *in-situ* sur le site de la Dune Dewulf**

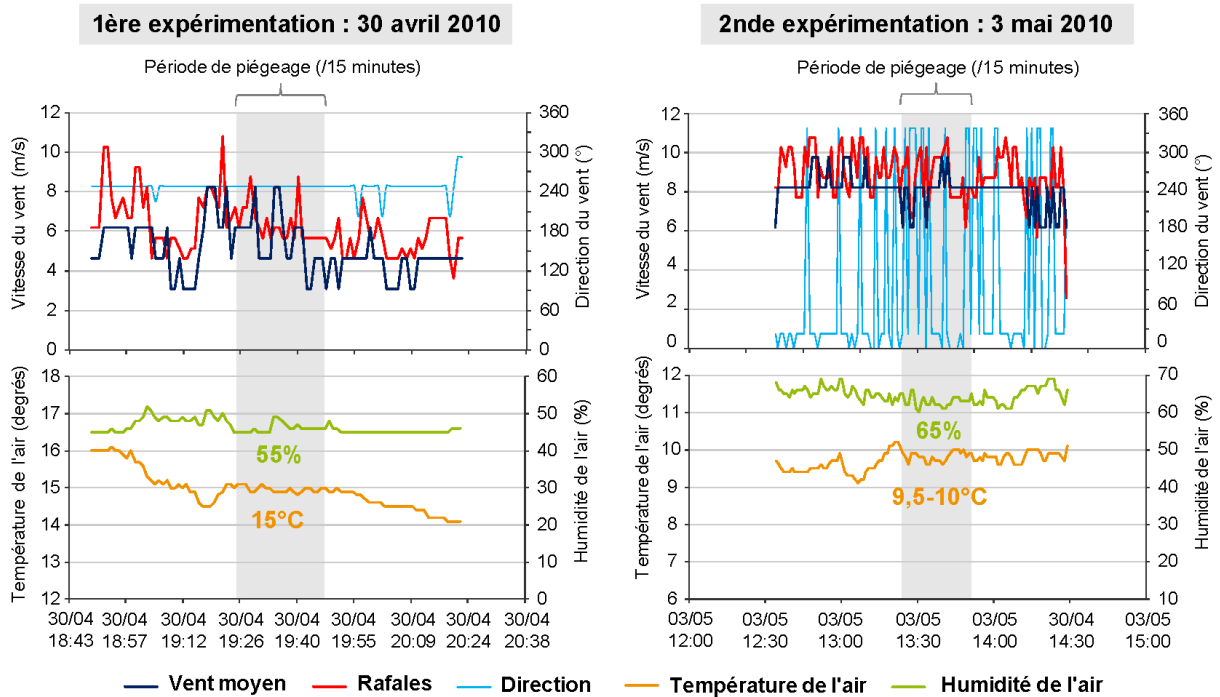
En complément à ces observations de terrain, des mesures ont donc été menées afin d'estimer les conditions potentiellement favorables à un transport éolien des plages vers les dunes bordières, sur un secteur d'étude. Les résultats présentés sont issus de deux expérimentations réalisées les 30 avril et 3 mai 2010 sur le site de la Dune Dewulf.

#### **2.3.1 Conditions météorologiques lors des expérimentations**

Les deux expérimentations courtes, d'une durée de piégeage de 15 minutes chacune, ont été effectuées lors de conditions de vent différentes et représentatives de conditions dominantes sur la façade Nord de la Côte d'Opale : vents modérés du SW et du N. Les paramètres de vent ont été enregistrés *in-situ* à l'aide d'une station météorologique (Oregon Pro), à 2 m de haut par rapport au sol.

Lors de la première expérimentation, le 30 avril 2010, la vitesse moyenne des vents de secteur WSW était de 5,7 m/s, avec des vitesses moyennes allant de 4 à 8 m/s (Figure IV-25). Aucun changement n'a été enregistré dans la direction des vents. La phase de piégeage s'est déroulée de 19h26 à 19h46 (décalage de 1min/piège) pendant le jusant (PM à 14h45 et BM à 21h43), avec un estran encore largement découvert, dans des conditions de marée de vive-eau (Coefficient 96).

Lors de la seconde expérimentation, le 3 mai 2010, la vitesse moyenne des vents en provenance du N était de 8,1 m/s, avec des vitesses moyennes allant de 6 à 10 m/s (Figure IV-25). Peu de changements ont été enregistrés dans la direction des vents. La phase de piégeage s'est déroulée de 13h21 à 13h41 (décalage de 1 min/piège) entre la basse mer et le début du flot (PM à 6h09 et BM à 12h51), avec un estran largement découvert, dans des conditions de marée de morte-eau (Coefficient 48).



**Figure IV-25 Conditions météorologiques enregistrées *in-situ* (Station Météo Pro Oregon) : vitesse moyenne, rafales et direction du vent, température et humidité de l'air.**

### 2.3.2 Transport réel déterminé à partir de mesures *in-situ*

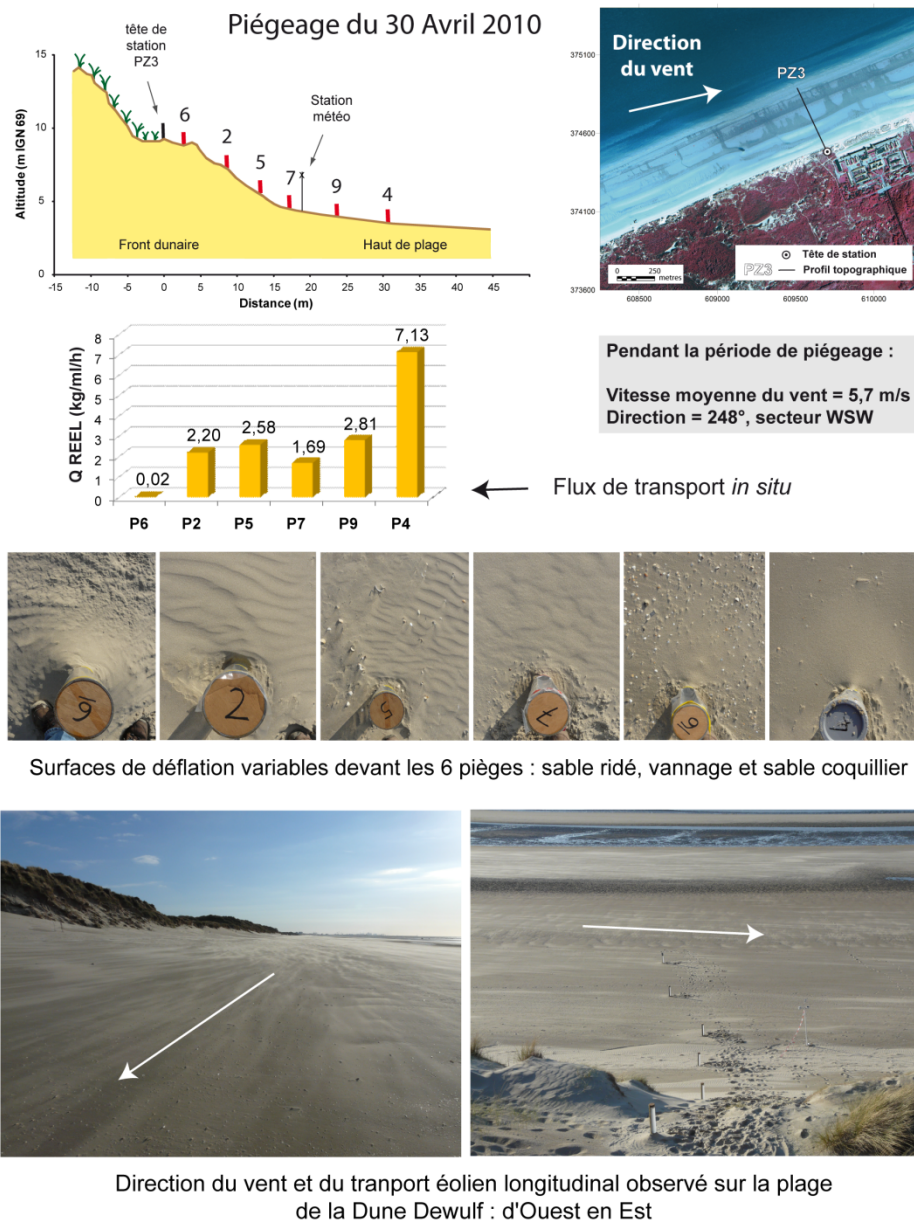
Lors de chaque expérimentation, 6 pièges verticaux de type Leatherman (Goldsmith *et al.*, 1988) ont été installés sur le front dunaire (ancienne falaise réengraissée et équilibrée) en différents points : un en haut de l'escarpement, deux sur le versant dunaire, un en pied de dune et deux autres à quelques mètres du pied de dune (7 m et 15 m).

**Tableau IV-1 Synthèse des conditions et résultats des expérimentations du 30 avril et 3 mai 2010.**

Piégeage du 30 Avril 2010 - Vent de secteur WSW							Piégeage du 3 Mai 2010 - Vent de secteur N						
n° piège	Poids (g)	Q (kg/ml/h)	vent moyen (m/s)	Direction du vent (°)	Mz (mm)	W %	n° piège	Poids (g)	Q (kg/ml/h)	vent moyen (m/s)	Direction du vent (°)	Mz (mm)	W %
P6	0,27	0,02	5,98	248	0,22	0,07	P3	2650,8	176,72	8,29	0	0,23	3,64
P2	35,71	2,38	5,98	248	0,24	0,09	P2	1265,8	84,39	8,29	0	0,23	1,90
P5	41,93	2,80	5,78	248	0,24	0,08	P4	209,68	13,98	8,16	0	0,27	2,91
P7	27,44	1,83	5,59	248	0,25	0,11	P5	49,46	3,30	8,03	0	0,24	1,53
P9	45,73	3,05	5,49	248	0,25	0,11	P6	49,07	3,27	8,03	0	0,22	2,36
P4	115,82	7,72	5,27	248	0,27	0,16	P9	3,63	0,24	7,93	0	0,25	1,21

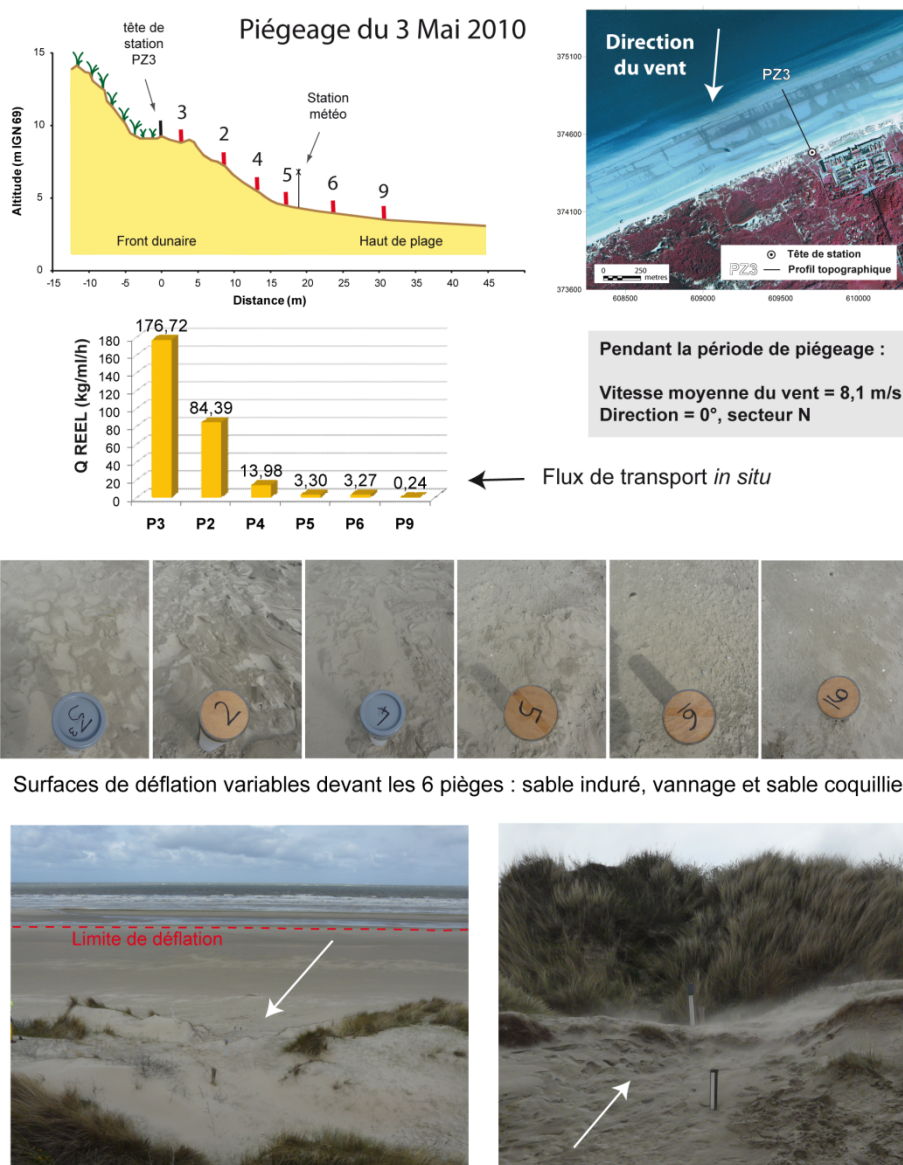
Poids de sable piégé  
 Taux de transport REEL  
 Grain moyen (Mz) et humidité (W%, méthode gravimétrique) de la surface de déflation

Lors de l'expérimentation du 30 avril, l'humidité de la surface d'envol a varié de 0,07 à 0,16 %, avec des surfaces de déflation variables devant les 6 pièges. La taille moyenne des grains a été relativement similaire entre les différents pièges. Des différences importantes ont été constatées dans les flux mesurés. Dans ces conditions de secteur WSW, le piège installé sur le front dunaire était quasiment vide en fin d'expérience, aucun apport n'étant parvenu jusqu'aux 2 m de haut de l'escarpement dunaire. Les quantités de sable piégées dans ces conditions ont fluctué entre 0,02 kg/ml/h sur la dune et 7,13 kg/ml/h, avec un flux de transport maximal sur le haut de plage (à 15 m du pied de dune). Ces flux moyens sont à corrélérer aux vents modérés enregistrés pendant l'expérimentation (5,7 m/s) (Figure IV-26).



**Figure IV-26** Caractéristiques du piégeage du 30 avril 2010 dans des conditions de vent du secteur WSW.

Lors de l'expérimentation du 3 mai, l'humidité de la surface d'envol a varié de 1,21 à 3,64 %, avec des surfaces de déflation différentes et plus humides que lors de la précédente expérimentation, mais toujours une taille moyenne des grains relativement similaire entre les différents pièges. Cette fois ci de très fortes différences ont été mises en évidence dans les flux mesurés. Dans ces conditions de secteur N, le piège le plus haut était entièrement rempli en fin de l'expérience. Un transport très important a été observé sur le front dunaire et il est fort possible que la quantité de sable piégée au piège n°3 soit même sous-estimée car le piège était totalement plein avant même la fin des 15 minutes de piégeage. Les quantités de sable piégées dans ces conditions ont ainsi montré un gradient de 0,24 kg/ml/h, sur le haut de plage, à 176,72 kg/ml/h, en haut du front dunaire (Figure IV-27).



**Figure IV-27** Caractéristiques du piégeage du 3 mai 2010 dans des conditions de vent de secteur Nord.

Les mesures réalisées *in-situ* montrent une réelle variabilité entre les deux expérimentations en raison notamment de la variabilité des conditions déterminant localement le transport éolien telles que la vitesse et la direction du vent, et les caractéristiques du substrat. En conditions de vent WSW des flux plutôt faibles ont été relevés (0,02 à 7,72 kg/ml/h), tandis qu'en conditions Nord les flux bien plus forts (0,24 à 176,72 kg/ml/h) ont montré une augmentation exponentielle vers le haut du front dunaire. Dans la mesure où les transits s'opèrent de façon oblique dans les conditions WSW, aucun flux ne peut logiquement être mesuré sur le versant dunaire, en raison d'un effet de falaise.

### **2.3.3 Synthèse des transports éoliens efficaces dans la restauration et l'alimentation de la dune bordière**

Les vents de direction WSW bénéficient d'un fetch potentiel maximal, une zone de déflation éolienne très étendue, et induisent un transport longitudinal (parallèle à la côte) essentiellement localisé sur le haut de plage et les barres intertidales. Ces conditions de vent SW à WSW, dominants sur la façade Nord de la Côte d'Opale témoignent d'un transport éolien potentiel important mais pas directement dirigé vers les systèmes dunaires. Dans ces conditions de vents longitudinaux, dominants et modérés, l'alimentation est ainsi localisée essentiellement sur le haut de plage en raison du transit parallèle à la côte (expérimentation du 30 avril 2010 par exemple), puis migre progressivement vers la Belgique.

En revanche, pendant de forts épisodes frontaux, les vents du secteur N sont directement dirigés vers la dune, avec parfois une légère obliquité, et transportent du sable vers les dunes. Dans ces conditions, le transport éolien dépend d'un fetch beaucoup plus court, limité par la bêche supérieure (humide). Malgré des vents plus forts (8 m/s), l'humidité plus marquée des surfaces d'envol n'a induit que des apports éoliens assez faibles sur le haut de plage à modérés en pied de dune. En revanche, des apports croissants ont été mesurés le long de la pente dunaire, probablement pas en provenance directe de la plage intertidale mais plutôt transportés du haut de plage au pied dune et sur tout le front dunaire. Les vents du N, avec un fetch très court permettraient donc une bonne alimentation dunaire, essentiellement à partir du pied de dune et du haut de plage : une auto-alimentation du versant dunaire à partir d'une redistribution du sable initialement accumulé en pied de dune, par la dynamique éolienne (Ruz et Anthony, 2008).

Sur le site de la Dune Dewulf en particulier, ces conditions de vents frontaux, transportant de grandes quantités de matériel, permettent dans un premier temps de former une rampe d'accumulation sableuse, selon le budget sédimentaire local de la plage, de l'intensité et la fréquence des tempêtes, ainsi que de la vitesse et la direction des vents. En effet, lorsque le front dunaire est entaillé en falaise les transferts de sable entre la plage et la

dune sont stoppés par l'escarpement, un type de morphologie largement présent sur le site de la Dune Dewulf de 2007 à 2009. Mais dès lors qu'une rampe sableuse est formée sur le versant dunaire, par fossilisation du pied de dune, les vents frontaux à obliques permettent de nouveau des transferts sableux plage-dune. Ce phénomène a été surtout observé depuis l'été 2009, suite à la cicatrization (*post-storm recovery*) observée en pied de dune, et évoquée en première partie de ce chapitre. En effet, plusieurs mois après l'épisode érosif de février 2009, le suivi topographique a permis de mettre en évidence des changements d'altitude sur le haut de plage et le pied de dune, et montré d'importantes accumulations le long du cordon de la Dune Dewulf avec localement la formation de rampe sableuse. L'expérimentation de piégeage réalisée le 3 mai 2010 a permis de mesurer, et quantifier en partie, la remobilisation du sable entre le haut de plage et le front dunaire via la rampe d'accumulation. Le rôle de telles rampes dunaires dans les interactions plage-dune a été reconnu dans plusieurs études ([Christiansen, 2002](#) ; [Christiansen et Davidson-Arnott, 2004](#)) et localement sur le secteur de la Dune Dewulf par [Ruz et Anthony \(2008\)](#). Sur le secteur des Dunes du Perroquet, les transferts plage-dune n'ont pas été aussi souvent limités (en l'absence d'escarpement dunaire), mais ont été au contraire nettement favorisés par la faible pente de l'avant dune et le large haut de plage exondé.

## **Conclusion**

Les deux sites expérimentaux, l'un subissant une attaque marine du cordon dunaire lors des évènements de tempête, l'autre demeurant intact, soulignent une nette variabilité spatiale de la réponse de la côte aux conditions météo-marines extrêmes. Dans cette optique, des séries régulières de levés topographiques ont été réalisés sur ces deux sites de 2007 à 2010, permettant non seulement d'estimer l'impact des phénomènes tempétueux mais aussi l'évolution saisonnière à pluriannuelle du littoral. A moyen-terme et en conditions calmes, le cordon dunaire de la Dune Dewulf a montré une récupération au cours des phases post-érosives, d'autant plus importante et efficace que l'intervalle entre deux évènements tempétueux est important. Depuis 2007, la dune bordière affiche une relative stabilité de l'échelle saisonnière à pluri-annuelle, même si elle reste épisodiquement entaillée en falaise, son pied de dune reculant parfois d'un à plusieurs mètres au cours d'un évènement. Sur le site des Dunes du Perroquet, non sujet à l'érosion depuis plusieurs années, c'est une nette tendance à la progradation qui a été mise en évidence à l'échelle pluriannuelle. La dune bordière embryonnaire y montre en effet une nette croissance associée à une avancée vers la mer. Mais qu'en est-il sur le plus long terme, à l'échelle de plusieurs années à décennies ? L'observation ponctuelle des transits sédimentaires éoliens ainsi que deux expérimentations réalisées *in-situ* ont souligné non seulement l'importance du vent et de son orientation dans la cicatrization ainsi que l'alimentation des dunes lors des périodes calmes à modérées, mais aussi le rôle que tient la topographie elle-même dans les transferts sableux entre la plage et le cordon dunaire.

## **CHAPITRE V**

### **EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET INFLUENCE DES CONDITIONS TEMPETUEUSES A L'ECHELLE PLURI-DECENNALE**





## **CHAPITRE V**

### **EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET**

### **INFLUENCE DES CONDITIONS TEMPETUEUSES**

### **A L'ECHELLE PLURI-ANNUELLE**

---

#### **Introduction**

Depuis une dizaine d'années, plusieurs études ont porté sur l'influence des forçages climatiques, ainsi que des actions et aménagements anthropiques, sur l'évolution du trait de côte le long de la Côte d'Opale (Corbau *et al.*, 1993 ; Corbau, 1995). A partir de l'étude de photographies aériennes, Clabaut *et al.* (2000) ont cherché à estimer l'évolution récente des dunes littorales à l'Est de Dunkerque depuis près d'un siècle, et mis en évidence des vitesses de recul variables dans le temps, sur l'espace de plusieurs décennies, en probable relation avec la fréquence des tempêtes et l'évolution morphologique des systèmes sableux présents à l'avant côte. Sur une période plus réduite, Vasseur et Héquette (2000) ont mis en évidence des variations dans la fréquence des tempêtes et des hauts niveaux d'eau de 1957 à 1988, en étroite relation avec les phénomènes d'érosion côtière observés sur la région. Plus récemment, l'intensité et la fréquence des évènements de tempête et plus généralement l'influence des agents météo-marins, ont été corrélées avec plus ou moins de succès à l'évolution du littoral le long de la Côte d'Opale, soulignant l'impact des conditions tempétueuses érosives dans les variations long terme du trait de côte (Chaverot, 2006 ; Chaverot *et al.*, 2005, 2009).

Après avoir évalué, sur une période récente, de 2007 à 2010, l'impact de plusieurs forts coups de vent et tempêtes sur la morphodynamique côtière, du court au moyen terme, ce chapitre vise à analyser l'impact des évènements de forte intensité dans l'évolution du littoral sur le plus long terme. Du fait de la vulnérabilité avérée dans le passé des côtes de la Mer du Nord méridionale et de la région, l'analyse diachronique de l'évolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque sera ici mise en relation avec un large historique des phénomènes tempétueux recensés dans le passé, ainsi que la variabilité des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque depuis 1957. L'objectif est d'évaluer si les variations et l'impact des hauts niveaux d'eau, de l'intensité, la direction et la durée des évènements venteux sont, ou non, les facteurs majeurs contrôlant l'évolution morphologique de ces littoraux sableux bas macrotidaux.

## 1 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque de 1957 à 2010

### 1.1 Bref historique du littoral Est-dunkerquois

L'histoire de la plaine maritime flamande, et par conséquent de la côte dunkerquoise, est bien connue et son évolution depuis plusieurs siècles a été souvent décrite dans la littérature, notamment dans les travaux de Briquet (1930) et Sommé (1975), ou plus récemment par Houthuys *et al.* (1993) et Lahousse *et al.* (1993).

Depuis le XVIII<sup>ème</sup> siècle, où le cordon dunaire n'était alors interrompu que par la ville de Dunkerque, le secteur a connu un important développement des stations balnéaires et des zones industrialo-portuaires de l'agglomération dunkerquoise (Figure V-1). Ce littoral est demeuré ininterrompu et entièrement bordé par un cordon dunaire jusqu'au XIX<sup>ème</sup> siècle, où la station balnéaire de Bray-Dunes a été bâtie (Deboudt, 1997 ; Fauchois, 1998). Puis en 1987, l'anthropisation du littoral s'est poursuivie avec la construction du front de mer de Zuydcoote (Figure V-2).

A l'aval du port de Dunkerque, de l'extrémité Est de la digue de Malo les Bains-Leffrinckoucke jusqu'à la frontière belge, ne s'étend donc plus aujourd'hui qu'un cordon dunaire de 6-7 km de long, orienté WSW-ENE, seulement interrompu par Zuydcoote et la dernière station balnéaire française, Bray-Dunes. Ce linéaire côtier est ainsi particulièrement urbanisé et soumis à une importante pression anthropique si bien que les secteurs où la côte n'est pas artificialisée sont désormais très restreints. Les espaces dunaires du littoral Est-dunkerquois constituent les seuls derniers kilomètres de côtes non endiguées du département du Nord, avant de rejoindre le littoral belge, endigué sur près de 65 km.

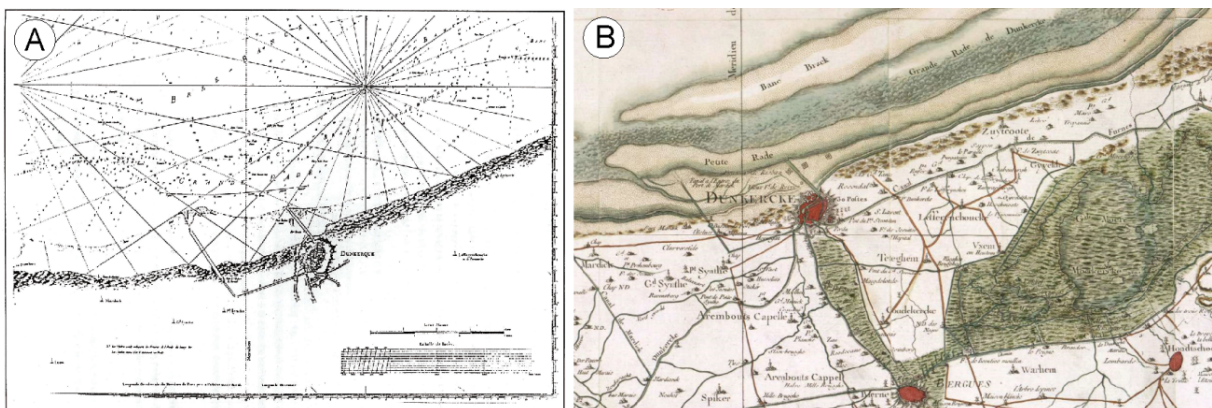


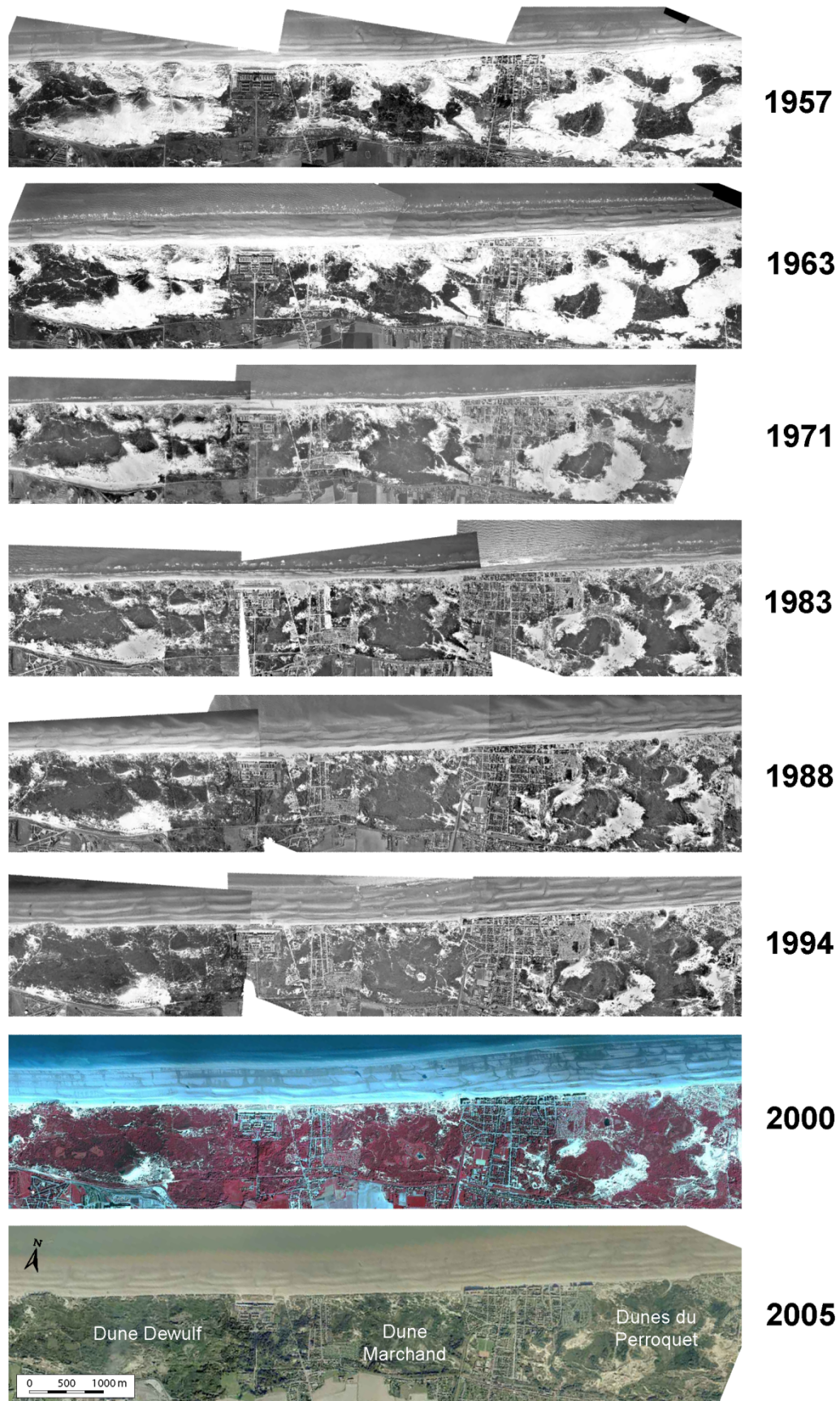
Figure V-1 Extraits (A) de la carte des côtes de Flandres (Couldre de la Bretonnière (1776), d'après le service photographique des archives nationales) et (B) de la carte de Cassini de la région de Dunkerque (source : EHESS).

## 1.2 L'évolution des massifs dunaires

L'occupation du milieu, en particulier lors de la seconde guerre mondiale, a joué localement un rôle déterminant sur l'évolution du paysage en raison de nombreuses destructions et remaniements des complexes dunaires : extractions de sable pour la construction des blockhaus, remodelages du cordon bordier pour le camouflage de certains édifices, ouvertures de brèches dans la dune pour permettre le passage des véhicules militaires, destruction de la végétation. Bénéficiant de séries photographiques aériennes anciennes, datant de 1937 notamment, et sur lesquelles les dunes étaient déjà très dégradées avant-guerre, le choix a été fait de ne débiter l'étude de l'évolution du trait de côte qu'après la guerre, suite aux remaniements locaux opérés sur certains secteurs dunaires, et du fait également de la faible qualité et de la rareté des points de calage disponibles sur ces clichés anciens (en 1937 et 1949). De plus, les séries de photographies aériennes utilisées à partir de 1957 ont toutes pu être observées et interprétées en stéréoscopie, permettant de délimiter avec précision la position du pied de dune, du pied de falaise et/ou la limite de végétation selon l'état du littoral.

Depuis une cinquantaine d'années, les complexes dunaires des dunes Dewulf et Marchand ont évolué de façon assez similaire (Figure V-2). En 1957, les clichés montrent un cordon bordier très dégradé, notamment au niveau de sa couverture végétale suite à la forte fréquentation militaire lors de la seconde guerre mondiale, et au tourisme balnéaire, des dunes paraboliques actives et un cordon dunaire parfois inexistant. De 1957 à 1971, les complexes dunaires des dunes Dewulf et Marchand ont été caractérisés par une fixation progressive de la majorité des dunes paraboliques sous l'action de la colonisation végétale, une dynamique mise en relation avec la reformation puis l'exhaussement d'un nouveau cordon bordier en avant, sur le haut de plage, dans les années 1960 (Fauchois, 1998). En 1971, les clichés aériens montrent la présence d'une véritable dune bordière, reconstituée par comblement de plusieurs zones de déflation, ainsi qu'une augmentation considérable des espaces végétalisés (Fauchois, 1998 ; Clabaut *et al.*, 2000). Les dunes paraboliques se fixent de plus en plus, stabilisées par la végétation. Dans les années 1980, la stabilisation des grands complexes paraboliques s'est poursuivie, accompagnée d'une végétalisation croissante, témoin d'un ralentissement de la dynamique morphogénique.

Du côté des Dunes du Perroquet, la situation en 1957 montre également un cordon bordier bien dégradé et une dynamique parabolique dans l'arrière-dune. Depuis la fin des années 1960, les clichés aériens retracent l'installation et l'extension progressive du camping du Perroquet près de la frontière franco-belge. Si aujourd'hui sa superficie et ses structures sont bien délimitées, entre 1960 et 1985, l'installation des tentes et des caravanes se faisait au gré des occupants avec une véritable invasion de la dune.



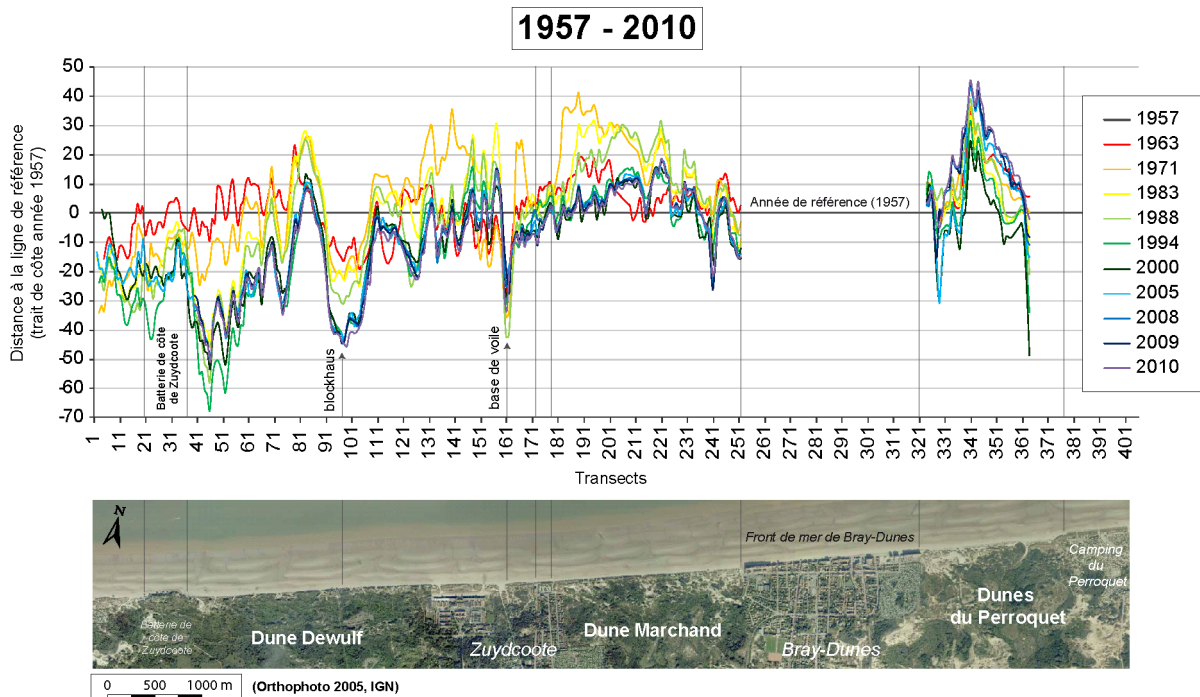
**Figure V-2 Evolution du trait de côte et des massifs dunaires le long du littoral à l'Est de Dunkerque depuis 1957.**

Tandis que le front de mer se présente sous la forme d'une rampe de sable vif (Fauchois, 1998), des ouvrages de défense de la guerre sont nettement visibles sur le haut estran ou en position saillante au niveau du trait de côte, au niveau des Dunes du Perroquet. Dans les années 1970-1980, les clichés montrent un ralentissement net de la dynamique dunaire, le cordon bordier se stabilise, colonisé par l'oyat, les panes sont soumises à un embroussaillement important et les anciennes dunes paraboliques se figent sous une couverture végétale mixte d'oyat et d'argousier. Dans les années les plus récentes, les Dunes du Perroquet ne constituent plus qu'une portion de côte assez réduite, assaillie à l'Ouest comme à l'Est par l'urbanisation et/ou les installations touristiques (Figure V-2).

Sur l'ensemble des massifs dunaires à l'Est de Dunkerque, une progressive stabilisation des dunes paraboliques et du cordon bordier est donc constatée depuis une cinquantaine d'années. Ces changements observés sur les dunes flamandes françaises sont très similaires à ceux mis en évidence en Belgique ou aux Pays-Bas dans les travaux de Provoost et Van Landuyt (2001) et Provoost *et al.* (2009). Basées sur l'analyse de séries de photographies aériennes en 1948, 1968, 1989 et 2005, les observations de Provoost *et al.* (2009) portent notamment sur les Dunes du Westhoek qui se trouvent dans le prolongement direct des Dunes du Perroquet, immédiatement entre la frontière et La Panne en Belgique. Avec l'augmentation exponentielle de l'urbanisation de la moitié du XIX<sup>ème</sup> à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle, les dunes restantes ont été marquées par une nette végétalisation, avec tout d'abord l'extension d'une végétation assez basse, puis l'expansion d'une végétation plus haute de type arbustive, au détriment d'habitats dunaires ouverts. L'augmentation des superficies végétalisées puis couvertes d'arbustes serait principalement due à la longue tradition de plantation (d'oyats surtout) à travers l'Europe, et particulièrement aux Pays-Bas, où une considérable stabilisation dunaire s'est produite, réduisant les quantités de sable disponibles et modifiant la dynamique éolienne des dunes, engendrant une progressive stabilisation et la succession spontanée de différents types de végétation. Une autre explication serait naturellement la baisse des nappes phréatiques. Le constat est tout à fait similaire le long des dunes flamandes françaises, où les dunes mobiles, couvertes à la fois de sable nu et d'une végétation de type oyat, ont connu une spectaculaire diminution de leur superficie, indiquant une stabilisation à grande échelle. Plus de 100 espèces de végétation basse et arbustive aujourd'hui présentes dans les dunes, ne s'y trouvaient pas avant 1940 (Provoost et Van Landuyt, 2001).

### 1.3 L'évolution globale du trait de côte depuis 1957

Malgré une apparente fixation par végétalisation croissante et linéarisation du littoral, le trait de côte a subi depuis une cinquantaine d'années des fluctuations plus ou moins grandes sur l'ensemble du littoral Est-dunkerquois. L'enveloppe des différents traits de côte, définis à partir des photographies aériennes jusqu'en 2005 puis complétés par des levés au DGPS de 2008 à 2010, montre une mobilité plus forte à l'Ouest et à l'Est du secteur d'étude, tandis que la partie centrale semble avoir évolué plus faiblement (Figure V-3).



**Figure V-3** Fluctuations du trait de côte à l'Est de Dunkerque de 1957 à 2010 (par rapport à l'année référence de 1957).

L'observation de la position de nombreux blockhaus présents le long du littoral sont un précieux indice sur l'évolution de la ligne de côte entre leur construction, à une position et une altitude bien spécifique selon leur rôle, et leur situation actuelle. En se basant sur ces constatations, les ouvrages positionnés à l'Ouest au niveau de la batterie de côte de Zuydcoote ou le long de la Dune Dewulf tendent à montrer un recul du front dunaire depuis une cinquantaine d'année (Figure V-4).

C'est le cas par exemple d'un ancien poste directeur de tir de batterie d'artillerie (bunker de type 636 ; transects 91 à 111 ; Figure V-3 A) qui, de par sa fonction d'observation, devait être implanté au plus haut pour une observation plus lointaine en mer et, pour des raisons de camouflage, devait être dissimulé dans un mouvement de terrain adéquat, pour qu'il ne soit pas reconnaissable depuis la mer (Lanoy-Ratel, 2002, 2004). Ce type de bunker, qui représente un bon marqueur des plus hauts niveaux dunaires, est resté stable au niveau de

sa position mais sa façade est désormais largement dégagée et sa base apparente. Il se trouve aujourd'hui en position saillante par rapport au trait de côte, surplombant parfois une falaise dunaire de plusieurs mètres de hauteur. Sa cuve télémétrique (en arrière), auparavant accessible, est maintenant totalement recouverte ce qui, compte tenu du plan type, permet d'estimer que le recul du trait de côte serait associé à un exhaussement du sommet de la dune d'environ 3 à 4 m (Lanoy-Ratel, 2004). A son pied, sur le haut de plage, trois postes de tirs sont aujourd'hui immergés lors de forts coefficients de marée et hauts niveaux d'eau.

A l'Est de Bray-Dunes, au contraire, un mur antichar et plusieurs ouvrages allemands du "Mur de l'Atlantique" se trouvent aujourd'hui partiellement recouverts par les dunes ou en retrait par rapport au cordon bordier, ce qui prouve que les conditions originelles de leur implantation ne sont désormais plus réunies mais que le trait de côte a progradé vers la mer, sur cette portion de côte (transects 331 à 351, Figure V-3 ; Figure V-4 B). Un poste de tir bétonné à toit conique, typique du haut de plage, avec des créneaux de tir totalement ensablés, témoigne lui ainsi de l'engraissement de la côte depuis plus de cinquante ans sur ce secteur. En effet, de par l'orientation des créneaux et la nécessité de défilement, ce type d'ouvrage était typiquement implanté à la limite du haut de plage pour permettre un tir rasant sur celle-ci et jusqu'au pied de dune (Lanoy-Ratel, 2002, 2004). Sa position semble encore correcte, mais son ensablement complet témoigne à cet endroit d'un fort exhaussement du haut de plage.



**Figure V-4 Localisation de marqueurs militaires, témoins de l'évolution du trait de côte, sur le littoral à l'Est de Dunkerque.**

Sachant que l'évolution de la côte n'est généralement pas parfaitement linéaire et que les variations pourraient être cycliques, des rythmes moyens annuels d'évolution ont été déterminés à partir de trois méthodes statistiques, à partir des séries de photographies aériennes disponibles, afin de tenir compte du caractère irrégulier (dans le temps) de l'évolution du trait de côte. L'étude diachronique du trait de côte sur le littoral Est-

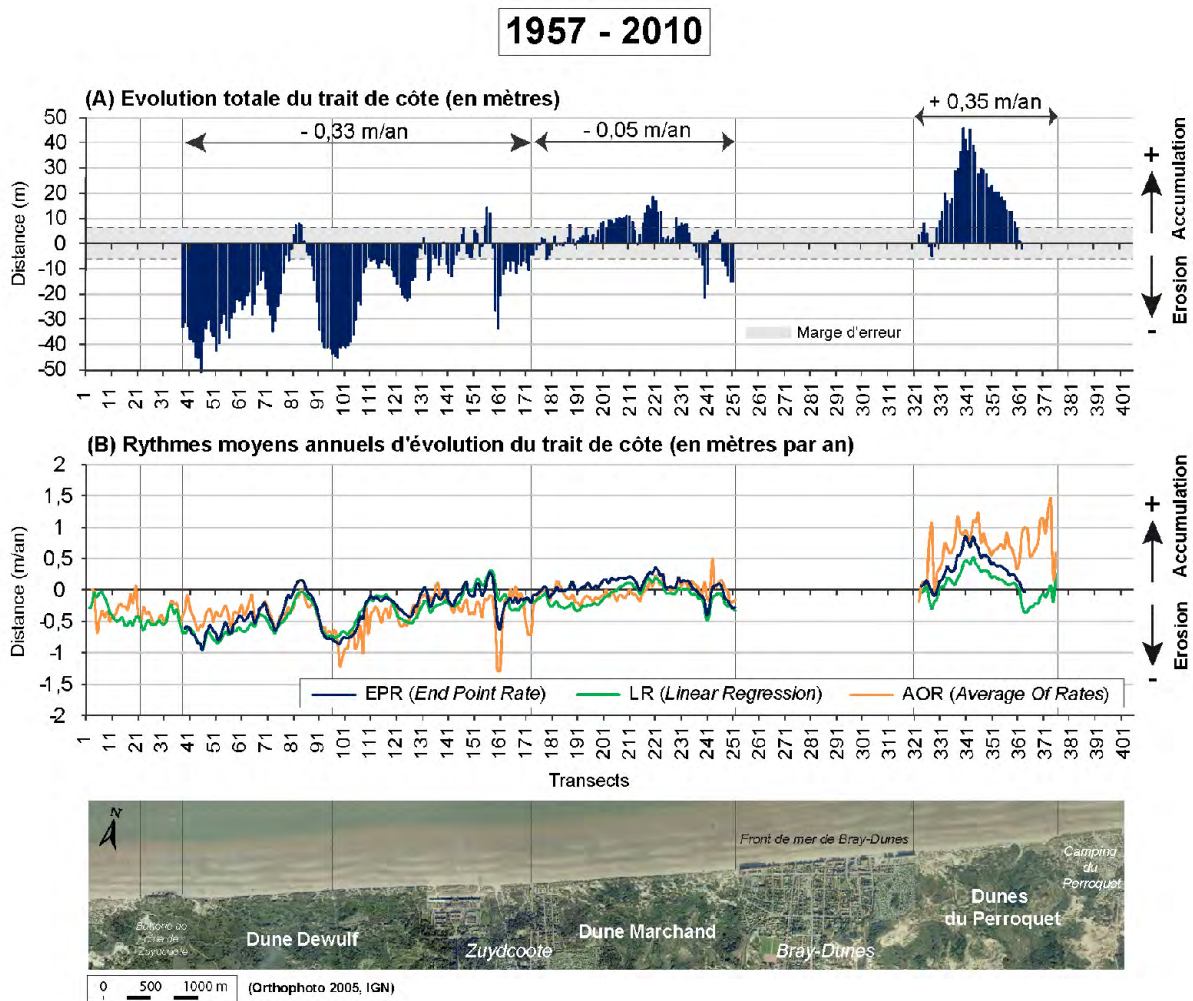


dunkerquois indique donc, sur la totalité de la période d'étude, des évolutions très diverses d'Ouest en Est.

Sur certains secteurs, la comparaison des différentes méthodes statistiques montre relativement peu de réelles différences entre les méthodes EPR, AOR et LR. Malgré tout, la méthode AOR (*Average of rates*) permet parfois d'affiner et de préciser les rythmes d'évolution du trait de côte calculés, sur certaines zones de la Dune Dewulf et les Dunes du Perroquet, où la méthode suggère une évolution non linéaire dans le temps. Sur le secteur des Dunes du Perroquet en particulier, les rythmes d'évolution calculés par la méthode AOR sont plus grands que pour les deux autres méthodes, ce qui souligne le fait que l'évolution du trait de côte a sans doute été plus forte lors de certaines périodes. Cette méthode donne une information sur le caractère non constant dans le temps de l'évolution du trait de côte depuis 53 ans, mais elle présente le désavantage de donner, peut-être, trop d'importance aux fortes valeurs (périodes durant lesquelles l'évolution a été forte vs périodes de faible évolution). Par souci de concision et clarté, la méthode statistique EPR sera préférentiellement utilisée dans les paragraphes qui suivent.

Plusieurs tendances se dégagent depuis 53 ans (Figure V-5 A et B) :

- (1) Un secteur en érosion, plutôt étendu, sur l'ensemble du littoral le long de la Dune Dewulf. Le recul du trait de côte est très net depuis 1957 et atteint - 50 m à l'Ouest et - 45 m en partie centrale de la Dune Dewulf, soit une érosion moyenne de l'ordre de - 0,33 m/an. Quelques secteurs très réduits affichent une faible accrétion, qui résulte du comblement d'anciennes brèches. Vers l'Est, le recul enregistré à l'aplomb de l'Hôpital Maritime de Zuydcoote (transects 131 à 161) est plus réduit avec  $\pm 10-15$  m.
- (2) Un secteur central stable (- 0,05 m/an) avec une faible évolution, voire même une légère avancée vers la mer, au niveau de la Dune Marchand, de 20 m au maximum.
- (3) Un secteur en accumulation à l'Est, où le trait de côte marque une avancée importante d'au maximum 45 m vers la mer, au niveau des Dunes du Perroquet. Cette avancée d'en moyenne + 0,35 m/an sur le secteur résulte en grande partie de la formation et la végétalisation d'un nouveau cordon bordier, régularisant ainsi le linéaire côtier.



**Figure V-5 (A) Evolution totale et (B) rythmes moyens annuels d'évolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque entre 1957 et 2010.**

#### 1.4 Evolution spatiale et temporelle du trait de côte

Les séries de photographies aériennes utilisées n'étant pas réalisées chaque année, les pas-de-temps entre les différentes prises de vue disponibles sont assez irréguliers. Afin de travailler sur des périodes de temps représentatives et dégager des tendances à long-terme, cinq intervalles d'analyse ont été définis : quatre intervalles s'étendent sur une dizaine d'années (1957-1971, 1971-1983, 1983-1994 et 1994-2005), suivis par un dernier intervalle d'une durée plus courte de 5 ans (2005-2010). En complément de l'avancée/recul du trait de côte déterminée sur chaque période, des rythmes moyens annuels d'évolution ont été calculés sur chaque intervalle à l'aide d'une ou deux méthodes statistiques, selon les photos aériennes intermédiaires disponibles.

### 1.4.1 De 1957 à 1971

Cette première période a été marquée par une phase de accumulation importante dans les parties centrale et Est du littoral étudié : le trait de côte montre une évolution positive d'en moyenne + 1,26 m/an au niveau de la Dune Marchand, avec une avancée maximale de 41 m, et de l'ordre de + 0,87 m/an du côté des Dunes du Perroquet, avec une avancée de 0 à 36 m (Figure V-6). En revanche le secteur de la Dune Dewulf affiche une évolution plus contrastée : une accumulation en partie orientale avec en 1971 une avancée du trait de côte de + 26 à 35 m (+ 1,8 à 2,5 m/an), et un recul maximal de la côte de - 32 m (-2,5 m/an) à l'Ouest (Figure V-23). L'évolution de la Dune Dewulf représente, de 1957 à 1971, en moyenne + 0,13 m/an. Localement, les secteurs en recul correspondent aux zones les plus remaniées ou fréquentées pendant la seconde guerre mondiale, comme en partie centrale de la Dune Dewulf (transects 91 à 101), où un blockhaus ou poste directeur de tir de type 636 avait été bâti en position culminante accompagné d'un remodelage de la dune.

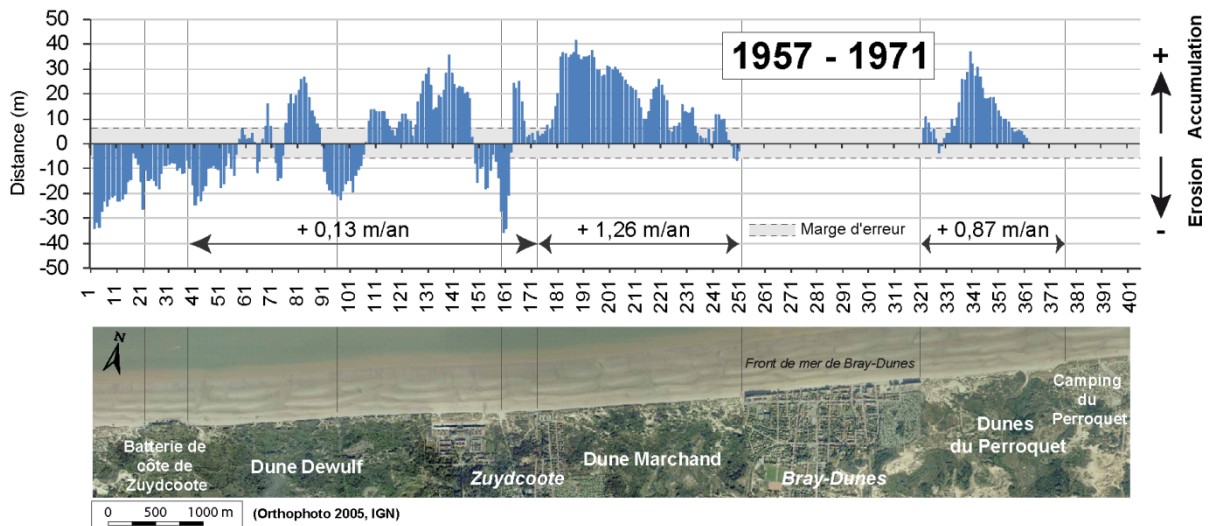


Figure V-6 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1957-1971.

De plus, en raison des changements sociaux opérés dans la première moitié du XX<sup>ème</sup> siècle (congrès payés en 1936, etc...) l'espace naturel a subi, surtout dès 1950, l'avènement du tourisme balnéaire et l'essor du camping sauvage (Figure V-7). Dans les années 1960-1970, les dunes aux abords de Zuydcoote, de Bray-Dunes et du camping du Perroquet à la frontière belge ont été fréquemment et largement occupées par des campeurs, avec un impact certain sur le piétinement des dunes. Pourtant, une accumulation a été mise en évidence dans ces secteurs, suggérant que d'importants apports de sable ont dû avoir lieu pour engendrer un développement dunaire, et ce malgré une dégradation du couvert végétal.

Zuydcoote en 1970



Bray-Dunes dans les années 1960-1970

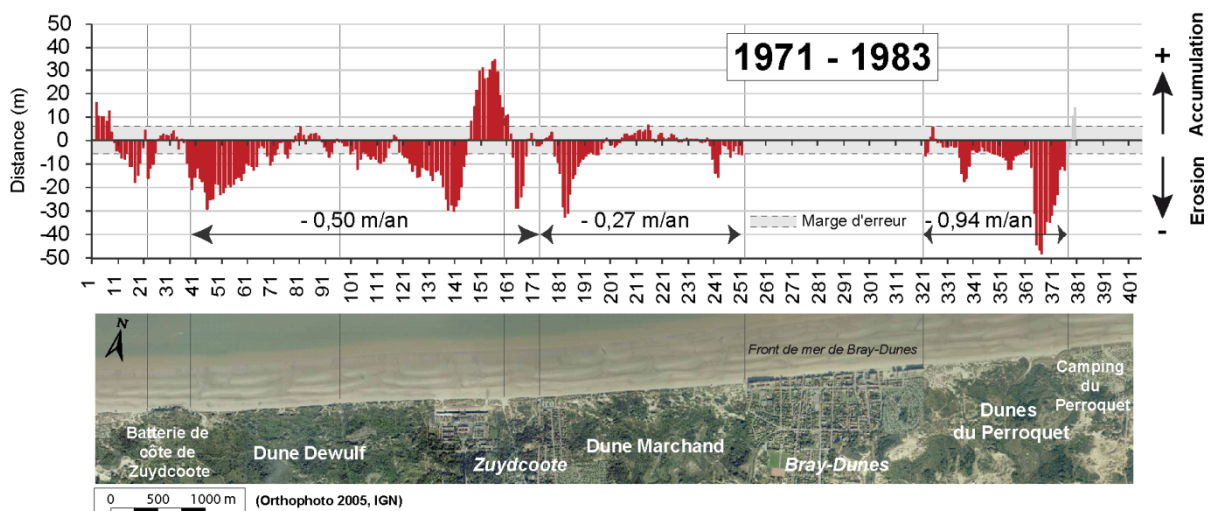


Importante fréquentation, piétinement et camping sauvage dans les dunes Marchand et du Perroquet

**Figure V-7** Aperçus de la morphologie dunaire à proximité de Zuydcoote et Bray-Dunes dans les années 1960-1970 (source : <http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com>).

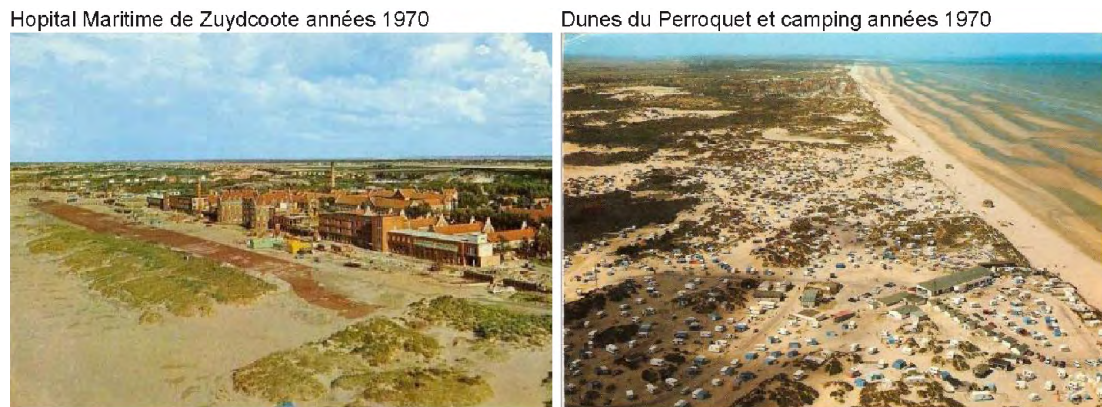
### 1.4.2 De 1971 à 1983

Après une phase d'accumulation sur la majorité du trait de côte, le recul observé dans un premier temps sur la partie Ouest du secteur d'étude semble s'être généralisé vers l'Est au cours des 12 ans qui ont suivi, de 1971 à 1983. A l'exception toutefois d'une zone d'avancée (+ 33 m) du trait de côte, entre l'extrémité Est de l'Hôpital Maritime de Zuydcoote et la base de voile de Zuydcoote, où la zone d'accès à la mer maintenue ouverte depuis de nombreuses années a finalement été comblée par des dunes végétalisées (Figure V-9). Très faible à mi-site, le recul atteint - 29 m et - 27 m aux extrémités Ouest et Est de la Dune Dewulf (Figure V-8), avec un recul maximal de l'ordre de - 2,4 m/an sur cette portion de trait de côte (Figure V-23).



**Figure V-8** Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1971-1983.

Sur l'ensemble du littoral étudié, cette période est donc marquée par un recul du trait de côte. Hormis une érosion très localisée dans sa partie occidentale, jusqu'à - 32 m (- 2,7 m/an), le trait de côte le long de la Dune Marchand est resté relativement stable pendant cette période (- 0,27 m/an) (Figure V-23). A l'Ouest, le secteur de la Dune Dewulf enregistre un recul moyen de - 0,50 m/an, tandis qu'à l'Est le trait de côte des Dunes du Perroquet a reculé pendant ces 12 ans de - 0,94 m/an en moyenne, en particulier dans sa partie orientale où le retrait a atteint au maximum - 46 m (- 3,7 m/an) à proximité du Camping (Figure V-9).



**Figure V-9 Evolution contrastée du trait de côte dans les années 1970 : développement localisé du cordon dunaire vers l'Hôpital Maritime de Zuydcoote et forte extension du camping dans les Dunes du Perroquet (source : <http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com>).**

### 1.4.3 De 1983 à 1994

Durant cette période, l'évolution du trait de côte montre une érosion généralisée sur l'ensemble du littoral Est-dunkerquois. La Dune Dewulf a vu son pied de dune reculer de - 5 à - 31 m, ce qui correspond à des rythmes de recul de - 0,5 à - 2,83 m/an (Figure V-23), soit une rythme moyen de - 1,21 m/an sur cette portion de littoral (Figure V-10). La Dune Marchand a elle aussi connu un important retrait du trait de côte atteignant - 25 m dans sa moitié Ouest, avec un recul moyen de - 0,97 m/an. Très dégradé en 1986 (Figure V-11), avec des brèches et microfalaises d'érosion entaillant les dunes, le cordon bordier des dunes Dewulf et Marchand a montré dans les années 1990 la présence d'une véritable falaise sableuse, suite aux nombreuses tempêtes qui ont affecté le secteur (Fauchois, 1998). Comme en témoignent des clichés réalisés en Novembre 1986, le trait de côte a également reculé du côté des Dunes du Perroquet, mais de façon plus modérée, avec un rythme moyen d'évolution de - 0,27 m/an (Figure V-12). A l'exception de petites microfalaises locales, aucune marque importante d'érosion marine n'était observée en 1994 sur le secteur des Dunes du Perroquet, d'après les observations de Fauchois (1998), contrairement aux massifs dunaires à l'Ouest (Dewulf et Marchand).

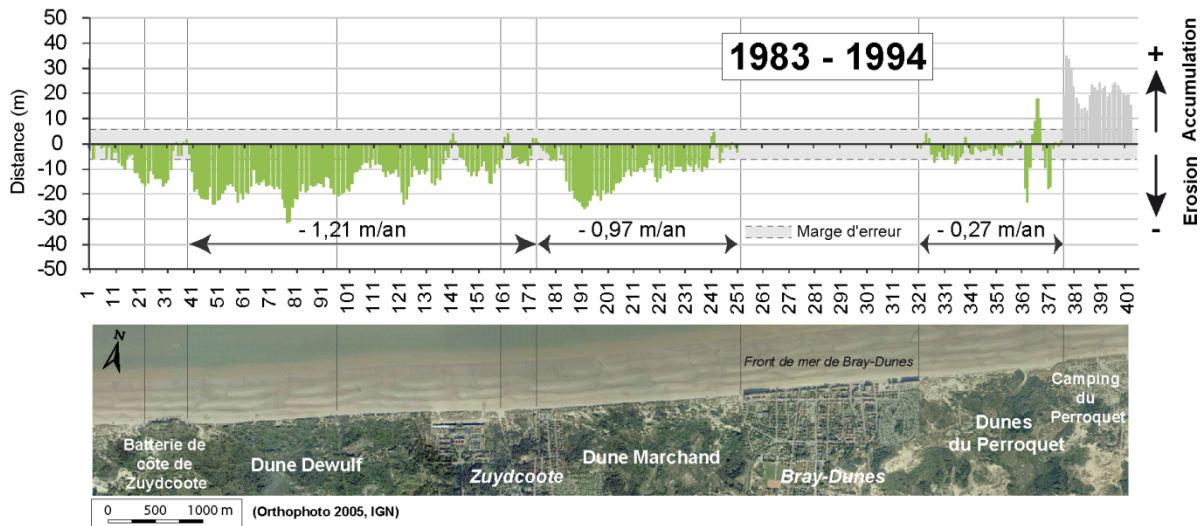


Figure V-10 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1983-1994.

Dune Dewulf en Novembre 1986



Localement présence d'une microfalaise d'érosion



Dégradation avancée de portions du cordon dunaire

Figure V-11 Le secteur de la Dune Dewulf en Novembre 1986 : un cordon bordier dégradé en net recul (clichés du [Secrétariat d'état à la mer, SMN, Subdivision des phares et balises de Dunkerque, 1987](#)).

Bray-Dunes et Dunes du Perroquet en Novembre 1986



Trait de côte en net recul par rapport à la digue du front de mer, aucune végétation, et déséquilibre des blockhaus



Dunes très dégradées et végétation clairsemée



Entrée de mer inondée à pleine mer lors des grandes marées

Figure V-12 Le secteur des Dune du Perroquet en Novembre 1986 : un trait de côte en recul et des dunes dégradées (clichés du [Secrétariat d'état à la mer, SMN, Subdivision des phares et balises de Dunkerque, 1987](#)).

A l'extrémité Est du secteur, le trait de côte est marqué par une forte avancée, de 20 à 30 m vers la mer (évolution en gris sur la Figure V-10). Cette évolution correspond à l'extension du Camping du Perroquet, dont les mesures de protection contre la mer consistent à mettre en place des rangées de ganivelles et de fascines sur le haut de plage émergé. Cette extension, tolérée depuis de nombreuses années, se fait au profit du mince cordon dunaire qui borde le camping (propriété privée, dont certaines installations sont situées à basse altitude), mais au détriment du haut de plage, et sur le domaine public maritime.

#### 1.4.4 De 1994 à 2005

Malgré de violentes tempêtes qui ont affecté la côte, en 1995 puis 1996 notamment, et érodé de façon importante le cordon bordier, cette période de 11 ans montre un retour à une relative stabilité du trait de côte le long des Dunes Dewulf (- 0,18 m/an) et Marchand (+ 0,06 m/an), ainsi qu'une avancée du trait de côte sur le secteur des Dunes du perroquet (+ 0,85 m/an) (Figure V-13 ; Figure V-14). Les dunes Dewulf et Marchand montrent dans l'ensemble une évolution du trait de côte proche de la stabilité sur cette période, avec des rythmes d'évolution de  $\pm 1$  m/an en moyenne, les avancées/reculs sont inférieurs à la marge d'erreur sur l'ensemble de la période donc restent discutables en terme de précision. Seules trois zones affichent une nette avancée du trait de côte : une vingtaine de mètres d'avancée de part et d'autre de la batterie de côte de Zuydcoote soit + 1,8 et + 1,7 m/an, et + 16 à 35 m vers les Dunes du Perroquet (+1,6 à + 3,2 m/an) (Figure V-23). Nous verrons dans la suite de cette partie que deux de ces zones ont bénéficié d'interventions humaines, des mesures de gestion qui ont favorisé la régularisation du linéaire côtier.

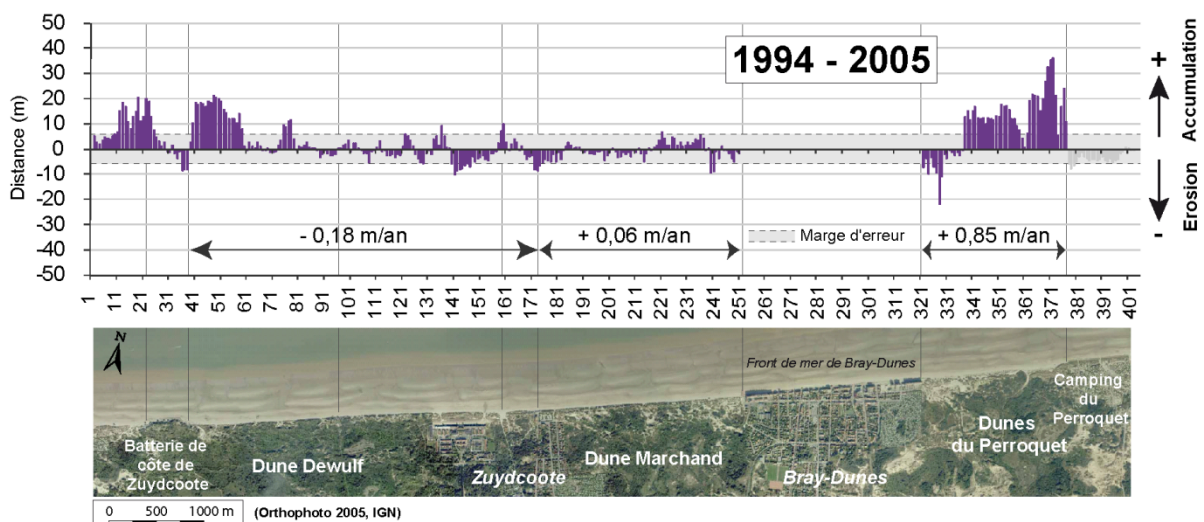


Figure V-13 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1994-2005.

Cordon bordier de la Dune Dewulf en juillet 2004



(M-H Ruz)

Dunes du Perroquet en janvier 2002



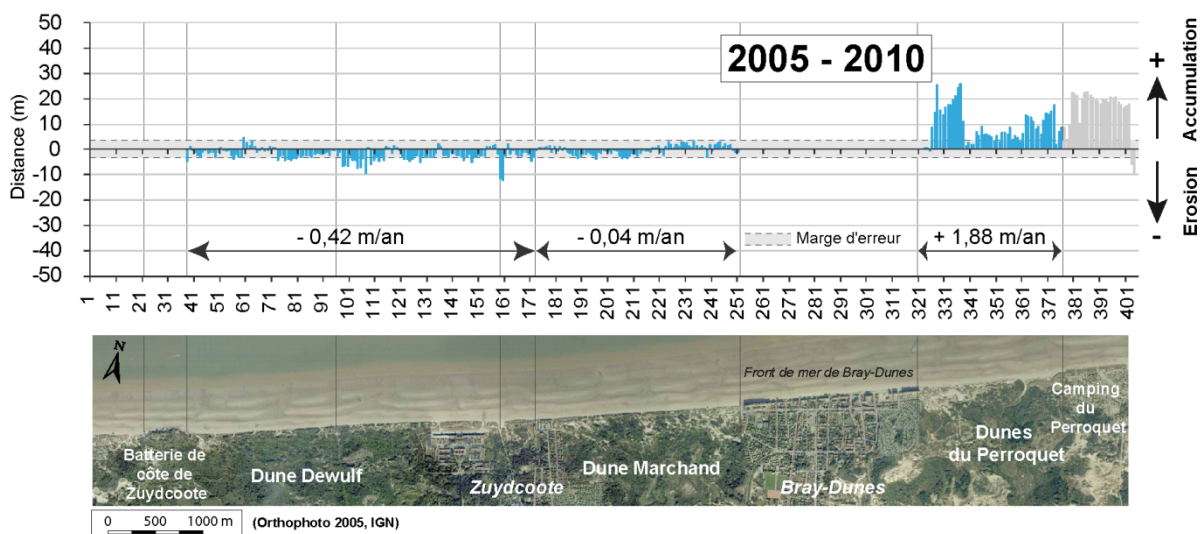
(M-H Ruz)

Développement de dunes embryonnaires à l'avant du mur antichar (vestiges du Mur de l'Atlantique)

**Figure V-14 Evolution du trait de côte au début des années 2000 : relative stabilité de la Dune Dewulf et accumulation sur le site des Dunes du Perroquet.**

### 1.4.5 De 2005 à 2010

Cette période récente se caractérise encore par une évolution modérée, dont les valeurs n'excèdent qu'à l'Est (Dunes du Perroquet) la limite de la marge d'erreur fixée. Néanmoins, il est certain que la marge d'erreur relative à cette dernière période, avec une orthophoto géoréférencée en 2005 puis les 3 derniers traits de côte (2008 à 2010) réalisés sur le terrain avec un appareil DGPS, est plus faible que celle déterminée pour l'ensemble des photographies aériennes. Pour les Dunes Dewulf et Marchand, l'évolution totale de 0 à - 10 m et les rythmes de recul montrent localement une érosion de - 1 à - 2 m/an, et correspondent bien aux observations et mesures réalisées depuis 2007, où le versant dunaire est épisodiquement sapé en falaise vive lors des événements de tempête (Figure V-15 ; Figure V-23).



**Figure V-15 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 2005-2010.**



Sur plusieurs portions du trait de côte, les tempêtes de 2007, par exemple, ont fait réapparaître d'anciennes rangées de ganivelles, mises en place dans le début des années 2000 pour favoriser l'accumulation de sable en pied de dune, représentant de bons témoins de l'érosion marine (Figure V-16). Du côté des Dunes du Perroquet, c'est au contraire une avancée du trait de côte qui a été encore relevée (Figure V-17), une avancée modérée et régulière à l'Est, de 5 à 18 m (+ 0,5 à + 3,5 m/an), comme cela a été mis en évidence au cours du suivi saisonnier à pluriannuel (Chapitre IV), et une avancée plus forte jusqu'à + 26 m (+ 5,2 m/an) à proximité du front de mer de Bray-Dunes (Figure V-23). L'accumulation mesurée sur le secteur des dunes du Perroquet a été relativement forte entre 2005 et 2010 en comparaison avec la période précédente. A l'inverse, l'érosion semble quant à elle s'être re-intensifiée sur les secteurs de la Dune Marchand (partie occidentale) et de la Dune Dewulf.

(A) Cordon bordier de la Dune Dewulf



en juillet 2004 : front dunaire végétalisé, mise en place de rangées de ganivelles



fin mars 2007 : recul du trait de côte, cordon dunaire entaillé en falaise sableuse, et ganivelles emportées suite à un événement de tempête

(B) Cordon bordier de la Dune Marchand



fin janvier 2002 : mise en place de rangées de ganivelles et accumulations sableuses en pied de dune



fin mars 2007 : falaise sableuse d'érosion, mise à nu des anciennes ganivelles

**Figure V-16 Un secteur en érosion (Dunes Dewulf et Marchand) depuis 2005 : un cordon bordier épisodiquement sapé en falaise vive lors des événements de tempête.**

En moyenne, sur cette période de 5 ans, le secteur Ouest est marqué par un recul moyen de l'ordre de - 0,42 m/an, le secteur central par une relative stabilité (- 0,04 m/an) et le secteur Est par une avancée du trait de côte d'en moyenne + 1,88 m/an.

Dunes du Perroquet : développement d'un cordon dunaire devant l'ancien mur antichar et progradation du trait de côte



**Figure V-17 Un secteur en accumulation constante depuis plusieurs années (Dunes du Perroquet) : développement et avancée des dunes vers la mer.**

### **1.5 Impacts anthropiques à possible influence dans l'évolution du trait de côte sur le long-terme**

Si l'érosion ou la progradation du littoral Est-dunkerquois sont avant tout le résultat de phénomènes naturels, leur importance a pu être limitée ou renforcée par des interventions humaines, bénéfiques ou dommageables pour le trait de côte.

#### **1.5.1 Historique des aménagements portuaires et urbains de Dunkerque**

Les constructions d'ouvrages portuaires, urbains ou industriels, sur l'agglomération de Dunkerque ont constitué de véritables interventions sur la dérive littorale, orientée vers le Nord-Est (Augris *et al.*, 1990), parallèlement à l'orientation du trait de côte. L'installation de telles avancées portuaires et jetées (au Port Ouest comme au Port Est) favorise généralement un engraissement forcé des secteurs situés en amont, tandis qu'une érosion accélérée de l'estran se fait subir en aval-dérive (Corbau, 1995). Dès 1959, des documents des Archives Municipales de Dunkerque et du Grand Port Maritime de Dunkerque (ex PAD) font état d'un désensablement notable de la plage de Malo les Bains (Lettres et rapport de l'Ingénieur des TPE subdivisionnaire des Ponts et Chaussées du Département du Nord, des 12 février et 20 mars 1959 adressés au Sous-Préfet de Dunkerque ; article de La Voix du Nord du 20 janvier 1959 "Sur la plage de Malo, le sable disparaît"). A l'époque plusieurs hypothèses sur le caractère passager ou permanent du phénomène ont été émises, tout en considérant que cet état faisait suite à l'important démaigrissement causé par la tempête de 1953. Sans

inquiétudes particulières, mais en posant tout de même la question de l'influence qu'auraient les futurs aménagements portuaires sur le mouvement et la stabilité de cette plage...

C'est exactement ce qui s'est produit suite aux extensions successives du port Est de Dunkerque dans les années 1960 (Tableau V-1), qui a agi comme un véritable épi en bloquant le transit ouest-est des sédiments : en 1963, la plage de Malo connaissait donc une phase d'érosion intense. Du fait de l'importance de cette plage balnéaire et du rempart constitué par la digue de front de mer, devant la zone résidentielle de Malo-les-Bains, le Port Autonome de Dunkerque, responsable de la gestion du domaine maritime, a été amené à faire implanter trois brise-lames submersibles, complétés par un apport superficiel de sable en haut de plage, pour la stabiliser. Les deux premiers brise-lames ont été érigés en 1978 immédiatement en aval-dérive du port, alors que le haut de plage bénéficiait d'un rechargement de 250 000 m<sup>3</sup> de sédiments, provenant de travaux d'aménagement du port (Rey, 1999 ; Oblinger, 2008).

**Tableau V-1 Historique des aménagements réalisés aux ports Ouest et Est de Dunkerque, et sur le front de mer de Malo les Bains.**

<b>Période</b>	<b>Opérations réalisées</b>
<b>Port Ouest</b>	
<b>1959-1962</b>	Construction et mise en service du Bassin Maritime : la digue de l'Ouest et la digue du Braek sont réalisées.
<b>1972</b>	Creusement de l'avant-port Ouest.
<b>1973-1974</b>	Digue du Ruytingen édifiée (port Ouest).
<b>1975-1978</b>	Construction du nouvel avant port Ouest de Dunkerque achevée, mise en service, et construction de nouvelles jetées.
<b>Port Est</b>	
<b>1930</b>	De nouvelles jetées convergentes édifiées devant le port Est de Dunkerque.
<b>1934</b>	Jetée Est du port prolongée de 700 m, et construction d'une jetée Ouest (entièrement pleine) longue de 750 m.
<b>1949-1953</b>	Suite à la 2 <sup>nd</sup> e guerre mondiale : reconstruction du port et de la digue située entre la jetée Est et le casino de Malo les Bains.
<b>1962</b>	La partie à claire voie de la jetée Est est remplacée par une jetée pleine.
<b>Front de mer de Malo les Bains</b>	
<b>1896-1908</b>	Construction de la digue de Malo-centre et de Malo-terminus : destruction des dunes du front de mer.
<b>1978</b>	Mise en place de 2 brise-lames en face de Dunkerque-Malo les Bains, un rechargement hydraulique de sable de 250 000 m <sup>3</sup> effectué sur l'estran.
<b>1988</b>	Construction du 3 <sup>ème</sup> brise-lames, et nouveau rechargement hydraulique de sable de 160 000 m <sup>3</sup> sur l'estran.

L'installation d'ouvrages anti-érosion (digues, brise-lames) pouvant localement assurer une recharge sédimentaire de l'estran mais provoquer un nouveau décalage du phénomène d'érosion en aval-dérive, la mise en place de ces deux premiers ouvrages a permis la stabilisation, voire l'engraissement, de la plage dans le secteur protégé par les brise-lames, mais l'érosion s'est poursuivie à l'Est ! Malgré quelques études hydrodynamiques et de stabilité du rivage réalisées au préalable par la SOGREAH et/ou LNH, aucune réelle étude d'impact n'a été faite avant ni après la construction de ces deux brise-lames, la demande d'autorisation de travaux ayant été déposée peu de temps (22 juillet 1977) avant la parution du décret d'application de la loi relative à la réalisation d'études d'impact (Loi du 10 juillet 1976, décret paru le 12 octobre 1977). Une requête, pour la réalisation d'une étude d'impact, déposée quelques années après par l'Association ECO de sauvegarde de la plage de Malo les Bains a été rejetée en juin 1985.

Avec la poursuite de l'érosion vers l'Est de Malo, et suite aux tempêtes de décembre 1986 et janvier 1987 qui ont causé des dégâts sur la partie Est de la digue, un troisième brise-lames a donc été construit en 1988 à l'est des deux premiers, associé à un nouveau rechargement de 160 000 m<sup>3</sup> sur le haut de plage en arrière du brise-lames. Ce dernier a dû être construit dans l'urgence face au démaigrissement de la plage qui devenait préoccupant quant à la pérennité de la digue promenade, et a donc été implanté plus proche de la côte de manière à piéger plus rapidement les sédiments (Oblinger, 2008). Cette construction s'est faite malgré l'avis défavorable de la municipalité de Leffrinckoucke au projet "car à l'instar des deux premiers brise-lames, le troisième ne ferait que déplacer le problème de désensablement de la plage vers l'Est" (extrait du Procès-verbal de la Séance du Conseil Municipal de Leffrinckoucke du 23 septembre 1987).

### **1.5.2 L'influence locale d'interventions anthropiques sur l'évolution morphosédimentaire**

Les interventions des gestionnaires (CGN 59) sur le littoral Est-dunkerquois, visant à stabiliser les versants dunaires et à favoriser l'accumulation en haut de plage, se sont soldées par des résultats très positifs (Ruz *et al.*, 2005 ; Anthony *et al.*, 2007a). Comme l'ont montré les prises de vue précédentes, les cordons dunaires ont été nettement fragilisés dans les années 1980, en particulier dans certains secteurs. Une situation aggravée dans le début des années 1990 avec de nombreuses tempêtes dont les effets destructeurs ont été rapportés. En 1994, les photographies aériennes laissaient apparaître quelques secteurs plus sensibles avec d'importants siffle-vents et de grandes surfaces de déflation, au niveau de chemins d'accès ou de zones très fréquentées. L'une des premières mesures mises en place, à partir de 1994, concerne l'abandon du nettoyage mécanique des hauts de plage pendant la période estivale (de mai à septembre), au profit du ramassage manuel des macro-déchets, difficilement

dégradables, accumulés au niveau des laisses de haute mer (Lemoine et Truant, 1999 ; Lemoine et Faucon, 2005). Cette mesure a permis de façon générale la présence de végétation au niveau des laisses de haute-mer, le développement de dunes embryonnaires, et localement l'engraissement du haut de plage par les apports sableux éoliens.

A partir de cette époque, plusieurs secteurs ont fait l'objet de mesures de réhabilitation du cordon dunaire, c'est le cas du site à l'Est (sous le vent) de la batterie de côte de Zuydcoote, dans la partie Ouest de la Dune Dewulf (Vanhée, 2002). Ce secteur, très dégradé par les chemins d'accès à la dune présentait une morphologie de brèches et de siffle-vents et une érosion avérée depuis plusieurs années comme on le constate très bien sur la photographie aérienne de 1994 (Figure V-18). Ce site a bénéficié depuis 1997 de mesures de protection, mises en œuvre par les gestionnaires : mise en place de fascines, de ganivelles et plantation de pieds d'oyats. Ces mesures de phytostabilisation, très efficaces, soulignent l'influence locale des techniques d'aménagement dunaire (Anthony *et al.*, 2007a ; Ruz et Anthony, 2008).

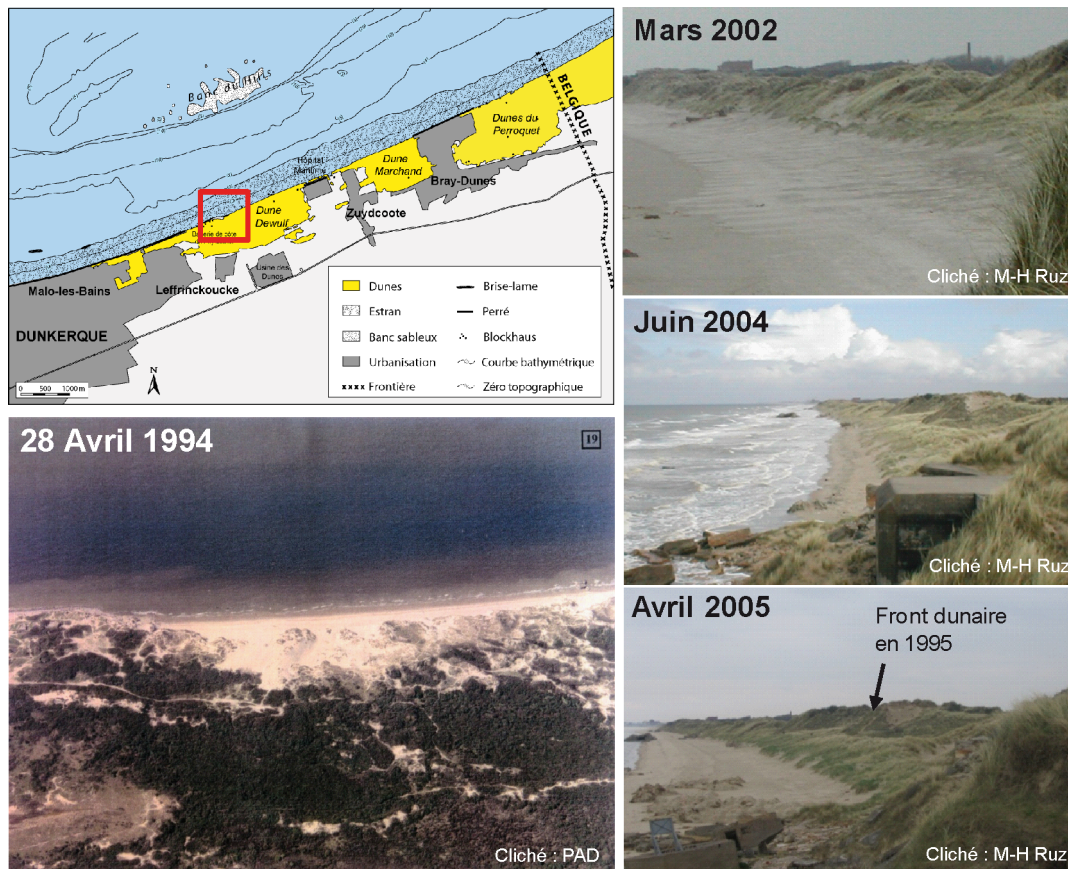
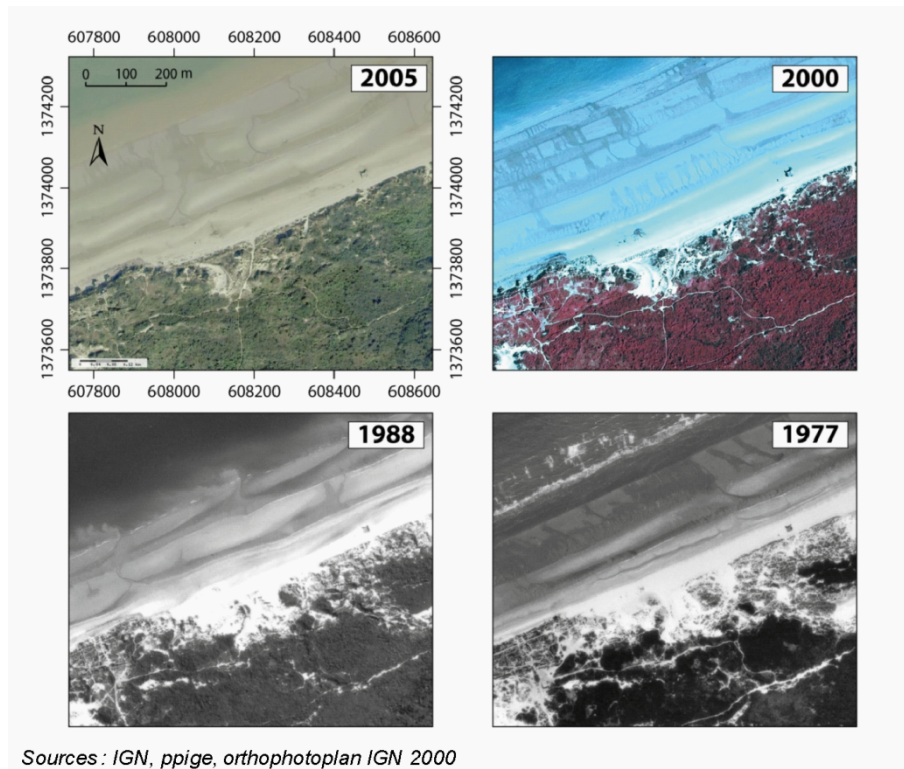


Figure V-18 Efficacité des mesures de réhabilitation à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, Dune Dewulf.

Ces aménagements, aujourd'hui totalement recouverts de sable, témoignent donc d'un net engraissement de cette portion du littoral et un rehaussement du haut de plage, qui ont

favorisé la reconstruction et le développement d'une nouvelle dune bordière en avant de l'ancienne brèche. L'évolution du cordon dunaire, de 1977 à 2005, ainsi que les photographies prises à quelques années d'intervalle depuis le début de la réhabilitation indiquent ainsi : une revégétalisation progressive des dunes, un colmatage total du site et une régularisation du trait de côte (Figure V-18 ; Figure V-19). Cependant, le cordon dunaire est resté sensible, comme tout le long de la Dune Dewulf, à une érosion épisodique lors des phénomènes de forte intensité, souvent à l'origine du recul du front dunaire.



**Figure V-19 Exemple d'évolution du trait de cote entre 1977 et 2005 à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, Dune Dewulf (source : Ayago, 2007).**

Si certains secteurs Est du littoral dunkerquois sont caractérisés ces dernières années par une nette avancée des dunes sur le haut de plage, une zone située entre Bray-Dunes et le Camping du Perroquet a également bénéficié de mesures de réhabilitation dans les années 1990, pour lutter contre le recul et la dégradation dont les dunes faisaient l'objet (Figure V-20). Le département du Nord a donc entamé, en 1998, un programme de fixation par phytostabilisation grâce à la plantation de milliers de pieds d'oyats, la pose de ganivelles et la mise en place de fascines (Brulez, 2003 ; Ruz *et al.*, 2005 ; Ruz, 2006). Les années qui ont suivi, un premier cordon bordier d'une dizaine de mètres d'altitude s'est considérablement développé, et il apparaît continu et bien végétalisé sur les clichés réalisés en 2001.

Par la suite, sans intervention supplémentaire des gestionnaires, de petites dunes embryonnaires se sont développées sur le haut de plage, et on constate sur un profil

topographique suivi régulièrement depuis plusieurs années (PB5), la création puis l'élévation d'une véritable dune à l'avant du cordon bordier initial (+ 3 m ; Figure V-20). Cette nouvelle dune est aujourd'hui bien stabilisée et fixée, colonisée par une végétation constituée de Chiendent maritime et d'Oyat. L'avancée des dunes sur le haut de plage représente une avancée du trait de côte de l'ordre de 30 m et, sur une distance de 100 m, le bilan sédimentaire est excédentaire de plus de 87 m<sup>3</sup>/ml en 7 ans. Le blockhaus situé le haut de plage, visible sur les quatre vues obliques de 1998 à 2005 (Figure V-20), a vu progressivement se rapprocher le front dunaire, il se trouve aujourd'hui partiellement ensablé dans l'alignement même du trait de côte. Ce secteur représente donc une évolution positive liée à de bonnes pratiques de gestion.

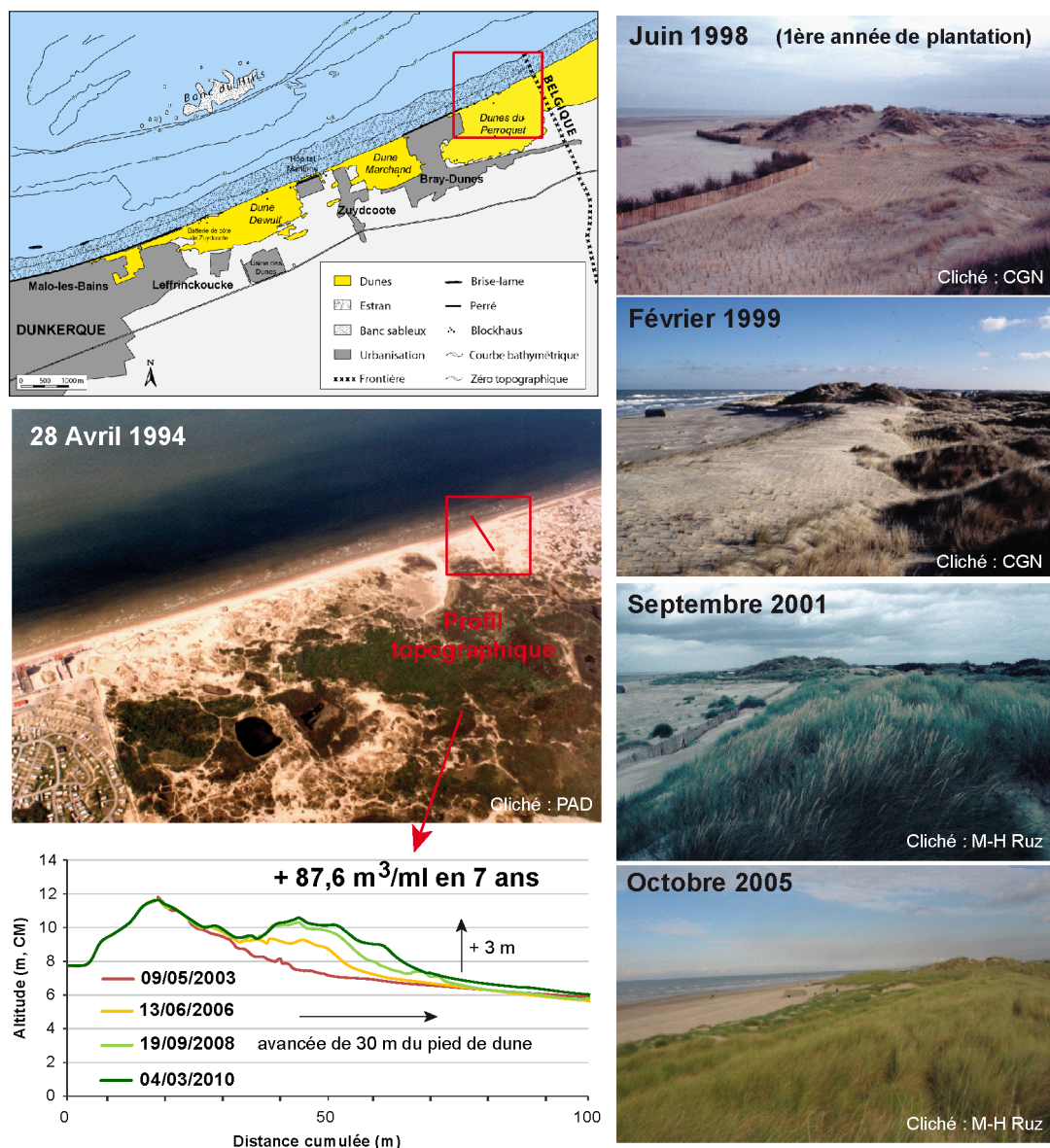


Figure V-20 Mesures de phytostabilisation dans le secteur Est des Dunes du Perroquet (profil de 2003 issu de Brulez (2003) et profil de 2006 de Ruz (2006)).

A l'extrémité Ouest de ce secteur réhabilité se trouve une ancienne zone basse, dont la formation est probablement liée à un ancien chemin d'accès à la mer (*Genèvre straat*) soumis à la déflation éolienne, avec un secteur d'arrière-dune dans laquelle la mer entrainait par une brèche de 25 m de largeur dans la dune bordière. En 1986, la présence de microfalisées au pied des dunes encadrant la brèche témoignait encore d'incursions marines ponctuelles à pleine mer, lors de grandes marées et de hauts niveaux d'eau (Figure V-21 ; Secrétariat d'état à la mer, Service maritime du Nord, 1987). Depuis 1971, une légère réduction de la zone submergée a été constatée et la brèche marine a eu tendance à se réduire par comblement partiel à l'aide de dépôts marins et éoliens, avec l'élargissement des zones dunaires basses voisines (Brulez, 2003). Malgré cette fermeture progressive de la brèche du Perroquet, par apports éoliens surtout, et l'édification dans l'axe de la dune bordière d'un seuil qui tend à s'élever, la brèche de mer semble avoir été encore active jusque dans le milieu des années 1990, inondée lors de fortes tempêtes exclusivement. A l'entrée du goulet, les dépôts éoliens ont peu à peu formé un bourrelet embryonnaire, associé à une avancée de la dune, parallèlement au développement de la végétation (Ruz *et al.*, 2005).

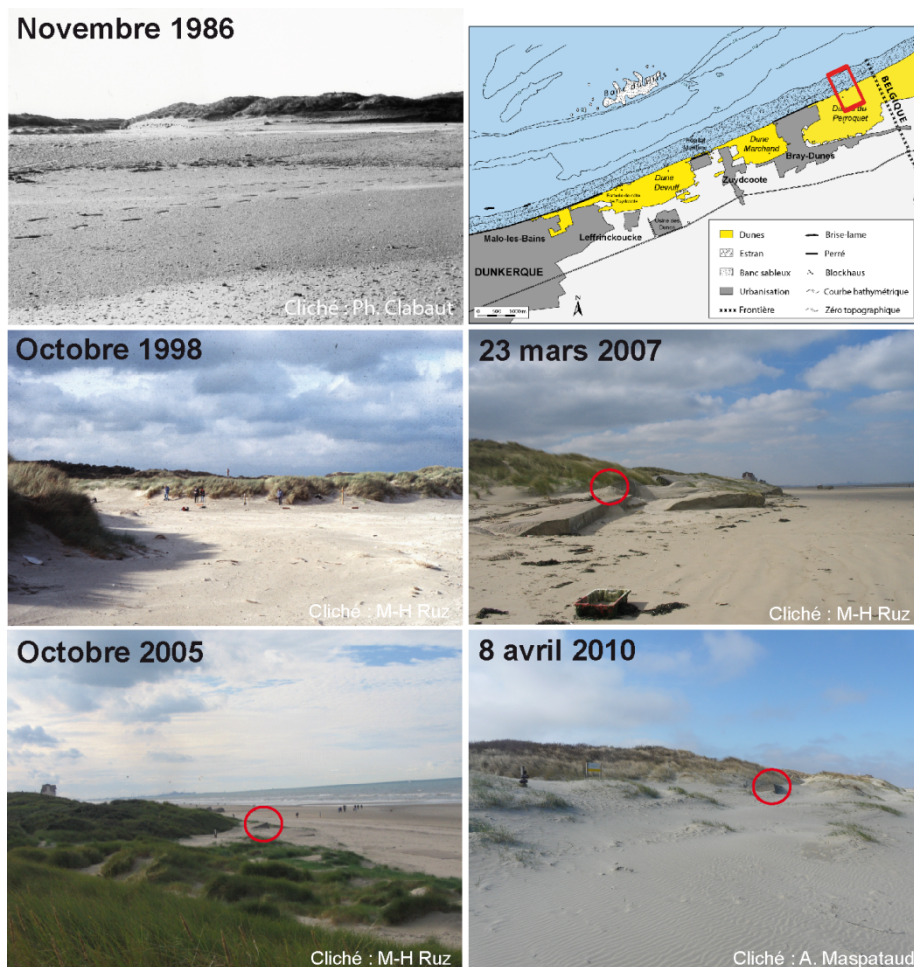


Figure V-21 Comblement naturel de l'ancienne brèche de mer, Dunes du Perroquet.



L'ancien mur antichar, situé en avant du trait de côte sur les photographies aériennes les plus anciennes, a peu à peu été gagné par les dunes et, encore visible à l'entrée de la brèche en 2007, il est aujourd'hui totalement ensablé sous des dunes embryonnaires en développement constant. Seul subsiste encore un "angle" employé comme point de repère sur les clichés de 2005 à 2010 (Figure V-21).

Ce comblement spontané de l'ancienne brèche de mer, s'est fait de façon naturelle, sans intervention directe des gestionnaires du site, mais bénéficiant probablement de l'avancée du trait de côte des zones dunaires voisines. Plus qu'une vraie avancée, c'est ici une régularisation du trait de côte qui s'est opérée, avec un comblement du "renforcement" que constituait auparavant cette brèche de mer.

## 1.6 Bilan de l'évolution du trait de côte sur le littoral Est-dunkerquois

En bilan des cinquante dernières années, l'évolution du trait de côte a permis de distinguer clairement, entre 1957 et 2010, une évolution différente du littoral d'Ouest en Est : un recul du trait de côte moyen de - 0,33 m/an le long de la Dune Dewulf (max. - 0,85 m/an), une relative stabilité ( $\pm 0,05$  m/an en moyenne) pour la Dune Marchand, et une avancée moyenne de + 0,35 m/an sur le secteur des Dunes du Perroquet avec jusqu'à + 0,9 m/an d'avancée (Figure V-22 ; Figure V-23).

Les rythmes moyens annuels d'évolution du trait de côte n'ont pas été constants dans le temps mais ont, au contraire, largement fluctué depuis une cinquantaine d'années (Figure V-23). Sur l'ensemble du littoral étudié à l'Est de Dunkerque, il ressort de l'analyse diachronique du trait de côte plusieurs périodes distinctes d'érosion, de stabilité, voire d'avancée sur une partie ou l'ensemble du trait de côte étudié (Figure V-22 ; Tableau V-2) :

**Tableau V-2 Rythmes moyens annuels d'évolution sur l'ensemble du littoral Est-dunkerquois de 1957 à 2010.**

Période	Rythme d'évolution moyen
1957-1971	+ 0,38 m/an
1971-1983	- 0,48 m/an
1983-1994	- 0,92 m/an
1994-2005	+ 0,29 m/an
2005-2010	+ 0,15 m/an
1957-2010	- 0,10 m/an

- (1) Entre 1957 et 1971, une alternance de zones en érosion (surtout à l'Ouest) et en accrétion (majoritairement sur la moitié Est) a été observée le long du littoral est-dunkerquois, avec en moyenne une accrétion de + 0,38 m/an sur l'ensemble du littoral étudié.
- (2) Après avoir connu une légère accumulation, le recul du trait de côte s'est progressivement étendu le long du littoral, avec une érosion quasi générale entre 1971 et 1983, de l'ordre de - 0,48 m/an.
- (3) Puis, la période 1983-1994 a affiché une érosion importante et généralisée sur l'ensemble du secteur, soit une moyenne de - 0,92 m/an sur les 7 km de côte étudiés. L'érosion a été plus importante le long des Dunes Dewulf et Marchand, tandis que les Dunes du Perroquet témoignent davantage d'une stabilité sur cette période.
- (4) Entre 1994 et 2005, le secteur a été caractérisé par une certaine stabilité du trait de côte. La forte accumulation observée aux extrémités Ouest et Est du linéaire côtier étudié résultent de mesures de réhabilitation des cordons dunaires, assurées par les gestionnaires du site. Du fait des mesures de phytostabilisation opérées, cette période s'est traduite par une accrétion moyenne de + 0,29 m/an sur l'ensemble du littoral Est-dunkerquois.
- (5) Depuis l'année 2005, la période récente, plus réduite dans le temps, a tout de même montré une évolution certes modérée (en moyenne + 0,15 m/an), mais tendant vers un secteur en érosion à l'Ouest (Dune Dewulf), un secteur plus stable au centre (Dune Marchand) et un secteur en forte accumulation à l'Est (Dunes du Perroquet).

Des interventions anthropiques ont localement pu influencer sur cette évolution du trait de côte, et ce de façon positive, en particulier sur la période 1994-2005 ([Tableau V-3](#)). En effet, à compter de l'année 1994, le ratissage mécanique a été remplacé par un ramassage manuel des macro-déchets, permettant localement le développement de végétation et de dunes embryonnaires comme la présence des laisses de haute mer. Vers la fin des années 1990, ce sont des mesures de gestion et de réhabilitation des dunes, et des opérations de phytostabilisation, qui ont permis le développement de végétation, la fixation et le développement de portions du cordon dunaire.

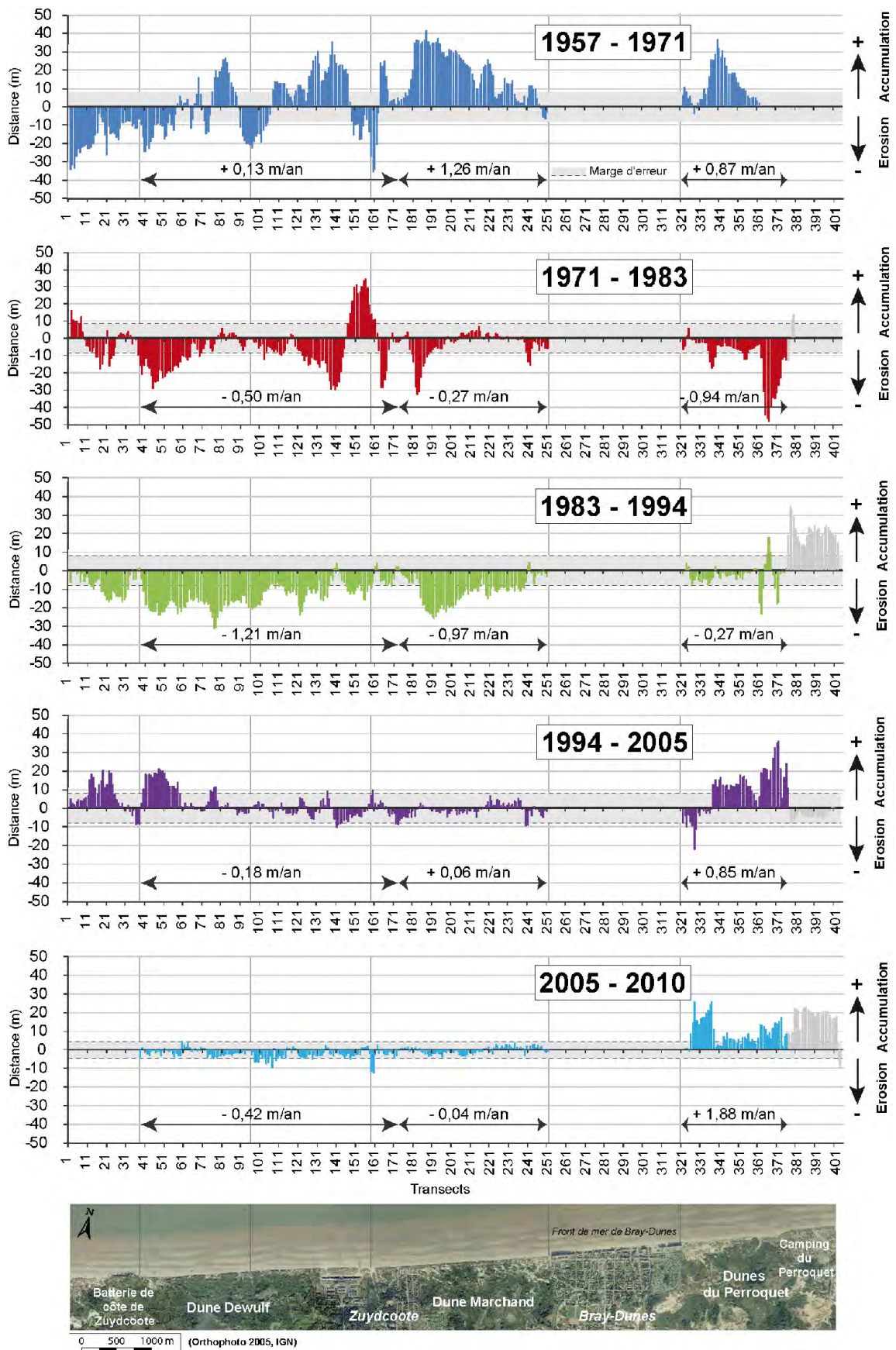


Figure V-22 Variabilité du trait de côte à l'Est de Dunkerque et rythmes moyens d'évolution au cours des 5 périodes d'étude, de 1957 à 2010.

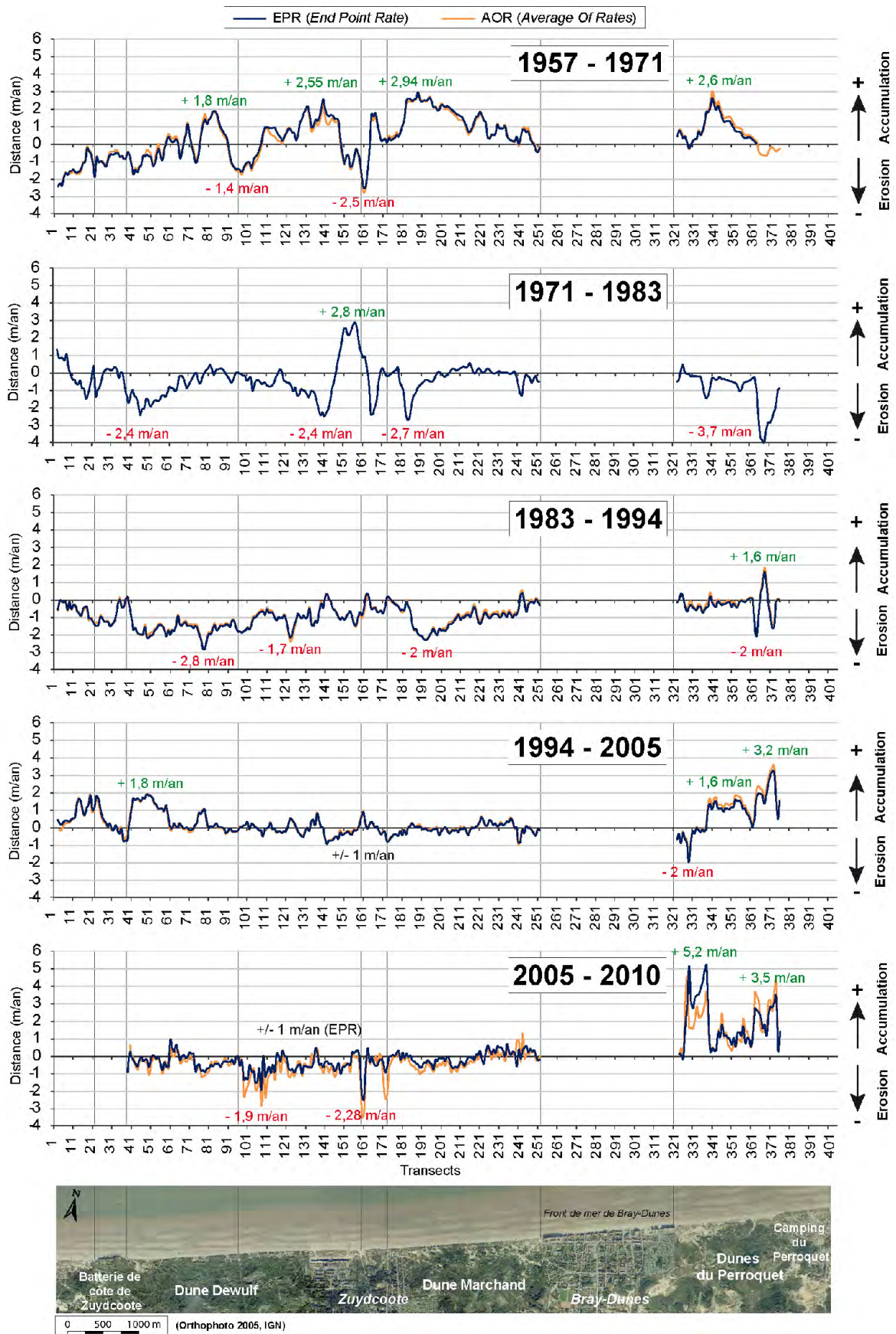


Figure V-23 Rythmes moyens annuels d'évolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours des 5 périodes d'étude, de 1957 à 2010.

**Tableau V-3 Récapitulatif des interventions anthropiques opérées sur le littoral à l'Est de Dunkerque au cours de la période d'étude.**

Période	Opérations réalisées
1990	Quelques interventions locales d'urgence sur des secteurs dégradés, immédiatement à l'Est de la Batterie de côte de Zuydcoote (Dune Dewulf) et à l'Ouest de Bray-Dunes (Dune Marchand), suite aux tempêtes de janvier-février 1990.
Dès 1994	Arrêt du ratissage mécanique du haut de plage en période estivale, au profit du ramassage manuel des macro-déchets.
1997	A l'Est de la Batterie de côte de Zuydcoote (Dune Dewulf) : mise en place de fascines, ganivelles, mesures de phytostabilisation, plantation de pieds d'oyats.
1998	Sur la partie Est des Dunes du Perroquet : fixation par phytostabilisation, plantation de milliers de pieds d'oyats, pose de ganivelles et mise en place de fascines.
1999-2000	Mise en place de ganivelles sur le haut de plage-pied de dune localement au niveau de la Dune Marchand et de la Dune Dewulf (à l'entrée du GR 120 à proximité du transect PZ4, et secteur du transect PZ10).

L'évolution du trait de côte depuis 2005, sur une échelle pluri-annuelle, reflète finalement assez bien les conditions observées sur le court-terme lors du suivi topographique, avec une moitié Ouest plus sensible à l'érosion, de façon épisodique, lors des événements de tempête, tandis que le secteur Est (Dunes du Perroquet) est moins vulnérable et tend au contraire à s'engraisser du court- au moyen-terme. Ces variations mises en évidence sur la période 2005-2010 reflètent également très bien les variations globales constatées sur le plus long terme, depuis 1957, avec un secteur Ouest en érosion, un secteur central stable et un secteur Est en accumulation.

Le bilan de cette analyse fait ressortir une grande variabilité spatiale et temporelle dans l'évolution du trait de côte sur le littoral à l'Est de Dunkerque : une grande variabilité d'une période à l'autre, mais aussi entre différents secteurs pourtant distants de seulement quelques kilomètres, avec une même orientation du trait de côte et de ce fait soumis à des forçages météo-marins identiques. Cette grande variabilité traduit la complexité des facteurs d'évolution en action sur l'évolution de la côte, sur lesquels nous reviendrons ultérieurement. Cette évolution pluriannuelle du trait de côte a été ponctuée d'événements de forte intensité (isolés ou en série) qui représentent des éléments majeurs dans la dynamique du paysage littoral. La suite de ce chapitre aura pour objectif d'identifier des tempêtes, d'intensité et de fréquence variables, ayant affecté les côtes méridionales de la Mer du Nord au cours des cinq dernières décennies. Cette évolution du trait de côte depuis 53 ans résulte-t-elle de périodes plus tempétueuses que d'autres ? Y a-t-il eu, dans le passé, des phases marquées par une intensification des agents météo-marins, expliquant ces rythmes variables d'évolution ?

## **2 Evènements tempétueux à fort impact sur le littoral Est-dunkerquois pendant la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle**

### **2.1 Revue de littérature et historique des forts coups de vent, tempêtes et évènements extrêmes ayant affecté le Nord de la France et la Mer du Nord**

En Mer du Nord, les côtes du Danemark, du Nord de l'Allemagne, des Pays-Bas, du Royaume-Uni, de la Belgique et du Nord de la France, sont particulièrement sensibles aux marées et surcotes de tempêtes (Tolman, 1991 ; Jelgersma *et al.*, 1995 ; Gönnert, 1999 ; Langenberg *et al.*, 1999 ; McRobie *et al.*, 2005 ; Woodworth *et al.*, 2007). Dans le passé, de grands cataclysmes ont été provoqués par des ondes de tempête générées par les vents du Nord et de l'Ouest (dus à des dépressions passant sur la zone), où les eaux repoussées par les vents provoquent des surcotes, des surélévations du niveau d'eau qui peuvent être catastrophiques lorsqu'elles coïncident avec de forts marnages et surtout des pleines mers de vive-eau. C'est lorsque des niveaux d'eau extrêmes sont atteints que se peuvent se produire les phénomènes d'érosion côtière, de submersion voire même d'inondation marine. Ces évènements dépendent d'une situation météorologique particulière, permettant de produire une marée de tempête en Mer du Nord. Quand une dépression atteint la Mer du Nord en provenance de l'Ouest ou du Nord-Ouest, se développe alors un flux d'air dont la force dépend des conditions de pression, de la hauteur et de l'emplacement de la dépression de tempête par rapport à la zone de hautes pressions voisine, ainsi que de l'emplacement des fronts, de la vitesse et de la direction de cette dépression. Par exemple, lorsque le centre de la dépression se déplace vers les côtes méridionales de la Mer du Nord, les vents d'Ouest à Nord-Ouest qui sont générés peuvent conduire à une surcote (Gönnert *et al.*, 2001).

Les tempêtes se produisent assez régulièrement dans ce secteur, habituellement plusieurs tempêtes se succèdent chaque hiver, d'importance et de gravité très variables car la plupart d'entre-elles ne causent aucun dommage. Pourtant, certains évènements catastrophiques ont engendré des dégâts considérables et des pertes humaines, et ont marqué la mémoire collective. Le document le plus exhaustif relatif aux tempêtes dans notre secteur d'étude est l'ouvrage de Lamb (1991) qui recense les tempêtes historiques ayant affecté la Mer du Nord, les îles britanniques et l'Europe du Nord-Ouest du début du XVI<sup>ème</sup> siècle jusqu'à l'année 1991. Plus récemment, Bessemoulin (2002) a proposé également une synthèse des tempêtes ayant le plus marqué la mémoire collective en France, du XII<sup>ème</sup> siècle à l'an 2000.

Les traces écrites et archives disponibles concernant les évènements anciens recensent principalement les pertes humaines, victimes, inondations et dégâts aux constructions, mais aussi les sinistres maritimes (Annexe V). Peu d'informations existent, ou elles sont à prendre avec prudence, concernant les dégâts causés sur le littoral lui-même et peu d'éléments sur les

conditions météorologiques observées. Malgré tout, certains évènements sont bien connus et répertoriés, en raison de leur caractère violent et catastrophique, c'est le cas du premier "*Saint Elisabeth flood*" en novembre 1404, une tempête de Nord qui causa d'importantes inondations et pertes humaines sur les côtes méridionales de la Mer du Nord. La Toussaint 1570 fut ensuite marquée par l'un des évènements les plus dévastateurs du bassin Mer du Nord, le "*All Saints Flood*", qui entraîna de nombreuses pertes humaines dues à la tempête, et de fortes inondations dues aux surcotes exceptionnelles qui en ont résulté sur les côtes hollandaises. En novembre ("*Hurricane / Daniel Defoe's Storm*") puis décembre 1703 ("*The Great storm of 1703*"), deux fortes tempêtes vinrent encore toucher le Sud du secteur, affectant gravement aussi les îles britanniques (Lamb, 1991).

Dans la première moitié du XX<sup>ème</sup> siècle (Tableau V-4), l'année 1949 fut marquée par une tempête de SW accompagnée d'une surcote qui, suivie quelques jours après par une grande marée, entraînèrent des ruptures de digue sur les côtes françaises, belges et hollandaises notamment, fragilisant considérablement les défenses côtières mises en place jusqu'alors. Dans la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, différents évènements se sont succédé à plusieurs dizaines d'années d'intervalle. Les 15 et 16 septembre 1966, pendant une marée d'équinoxe (coefficient 114) la surcote produite en Mer du Nord méridionale et favorisée par un vent d'Ouest très violent a entraîné une submersion de digue à Dunkerque, par les vagues déferlantes, qui ont également emporté les kiosques de plage (La Voix du Nord, 19 septembre 1966). En octobre 1987, la zone couvrant la Bretagne, la Normandie, le Royaume-Uni, le Nord de la France et les Pays-Bas fut encore frappée par une forte tempête à caractère cyclonique (Tableau V-5). Surnommée "*The Great Storm of 1987*" par les britanniques, ou "l'Ouragan" par les français, cet évènement causa encore de fortes inondations, sur les côtes de la Manche principalement. Toutefois, en raison de l'orientation WSW-ENE de la façade Nord de la côte d'Opale, aucune surcote importante n'a été enregistrée à Dunkerque lors de cette violente tempête, malgré des vents très violents du secteur S-SW ( $\geq 8$  m/s pendant plus de 30 heures et vent maximal de 22 m/s le 16 octobre à 6h). (Quelques tempêtes, comme Lothar et Martin en décembre 1999 ou la violente tempête de 1987, n'ayant toutefois eu qu'un effet modéré en Mer du Nord méridionale, ont été répertoriées ici car elles représentent des évènements marquants dans la mémoire collective, dont l'intensité, la durée ou les dégâts occasionnés sont désormais bien connus en France.)

Durant le début des années 2000, les côtes méridionales de la Mer du Nord ont été assez peu affectées par les tempêtes, car la plupart ont davantage touché les côtes du Nord-Ouest de la France et la Manche. Ce n'est qu'à partir de 2007 que plusieurs forts coups de vent et tempêtes sont venus attaquer le littoral dunkerquois, de façon plus ou moins énergétique, comme il a été montré dans le Chapitre III.

**Tableau V-4 Suite... de 1900 à 1975.**

Date	Zone touchée	Description évènement / Impacts	Source
03/12/1909	Nord de la France	Tempête. A Dunkerque, destruction digue Tixier sur 380m.	Debout (1997)
25-26/11/1925	Nord (59)	Tempête. Petit coefficient de marée (56-65). Forte vagues, Kiosques de plage emportés à Dunkerque.	Debout (1997)
16-17/11/1928	Nord de la France		Bessemoulin (2002)
-/11/1931	Nord (59)	Tempête. A Dunkerque, destruction de la plage de Malo Terminus sur 200m.	Debout (1997)
-/11/1932	Nord (59)	Grosse marée (pas de réelle tempête). « Valse des kiosques ».	Debout (1997)
1-2/06/1938	Nord de la France		Bessemoulin (2002)
-/10/1939	Nord (59)	Tempête relevée sur le dunkerquois.	
1-2/03/1949	Sud Mer du Nord, Nord (59)	Tempête de NW. Surcote. Coeff. de marée 85-87. A Dunkerque : 2 ruptures de la digue Tixier du canal exutoire, plusieurs quartiers inondés. Franchissement de perré par les vagues.	Debout (1997) Le Nouveau Nord (3 au 6, et 16 mars 1949)
15, 16, 17/03/1949	Sud Mer du Nord, Nord (59)	Coeff. de marée 117-111. Suite à la tempête du 1-2/03/1949 : franchissement digue Tixier par les brèches ouvertes. Ruptures de digue sur les côtes.	Le Nouveau Nord (16, 17 et 18 mars 1949)
17/12/1949	Nord (59)	Vents violents. Rafales de 152 km/h à Lille.	
31/01 – 1 <sup>er</sup> /02/1953	Mer du Nord, Belgique, Pays-Bas, Angleterre, France, Allemagne	"North Sea Flood of 1953", "The Great surge" Tempête d'une très violente dépression de NW. Surcote et vents du NNW exceptionnellement forts (55-65 nœuds), coeff. de marée 82-83. Destruction et submersion de nombreuses digues le long de la Mer du Nord. Forte surcote, jusqu'à 2,50m en Angleterre et >3 m aux Pays-Bas. Inondations importantes (200 000 ha) et nombreuses pertes humaines au Pays-Bas (1800), Angleterre (307), Belgique (25). Plus grand désastre du XX <sup>ème</sup> siècle aux Pays-Bas et Angleterre.	Le Nouveau Nord (3 au 6/02/1953) La Voix du Nord (28/01/1978) Institution Interdép. des Wateringues Archives Municipales de Dunkerque Archives PAD Poncelet (1953) Sneyers(1953) McRobie et al. (2005)
31/12/1953 – 1 <sup>er</sup> /01/1954	Mer du Nord	Tempête.	
-/11/1963 hiver 63-64	Nord (59)	Tempête, vents de W à SW > 100 km/h. Erosion sur la côte dunkerquoise.	Corbau (1995)
15-16/09/1966	Sud Mer du Nord, Nord (59)	Surcote de la marée favorisée par un vent d'W très violent. Marée d'équinoxe, coeff. 114. A Dunkerque, submersion de digue et kiosques de plage emportés.	La Voix du Nord (17/09/1966)
24-25/06/1967	Pas de Calais (62) et Nord (59)	Violents orages et rafales de vent > 100 km/h. "tornade" dans le sud des départements. Poursuite en Belgique et Pays-Bas.	
6-7/07/1969	Côtes de l'Ouest et du Nord	Une trentaine de morts.	Bessemoulin (2002)
-/03/1970	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur W à N.	Corbau (1995)
-/11/1971 et -/04/1972	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur W à NE.	Corbau (1995)
-/05/1972	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur S à NE.	Corbau (1995)
-/11/1972	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur W.	Corbau (1995)
-/09/1973	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur NW.	Corbau (1995)
14/12/1973	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur S à NW.	Corbau (1995)
7/02/1974	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur SW.	Corbau (1995)
29/01/1975	Côtes du Nord (59)	Tempête, vents > 100 km/h de secteur SW.	Corbau (1995)



**Tableau V-5 Suite... de 1976 à 1994.**

Date	Zone touchée	Description évènement / Impacts	Source
2-4/01/1976	Mer du Nord, Royaume Uni, Pays-Bas, Belgique, Danemark	Tempête <b>Capella</b> , vents de secteur SW-W, virant NW-N. Coeff. de marée 91. Vents 144 km/h max. Duré jusqu'à 24h dans secteurs Est de la Mer du Nord. Surcote de 2,18 m à Dunkerque.	Sneyer (1976) Lamb (1991) Bessemoulin (2002) Chaverot (2006) Voukouvalas (2010)
25/01/1977	Côtes du Nord (59)	Tempête du SW. Vents max. 135 km/h. Coeff. de marée 68-62. A Dunkerque, érosion digue NicolasII.	
-/02/1977	Côtes du Nord (59)	Tempête. Vents violents continus de secteur SW à NW. Erosion générale observée à Malo-les-Bains.	Corbau (1995)
11-12/01/1978	Vendée, Bretagne, Sud Ouest, côtes du Nord (59), Calais (62)	Vents violents de secteur WSW virant N le 12/01. Rafales de 137 km/h au sémaphore de Dunkerque. Coeff. de marée 109 à 107. Surcote de 1.13 m à Dunkerque, 1.10 m à Calais, et 0.88 m à Boulogne s/ Mer. Digue de Dunkerque/Malo submergée à PM. Dégâts sur front de mer. Tempête avec submersion de jetées et digue à Calais. Chalets de plage emportés.	La Voix du Nord (13/01/1978) La Voix du Nord, éd. Calais (25/02/2009) Steers (1979) Bessemoulin (2002) Chaverot (2006)
13, 14, 15, 16/12/1979	De la Bretagne au Pas de Calais, Manche, sud de l'UK	Vents violents > 150 km/h, sur 15-24h. Trentaine de morts.	Bessemoulin (2002)
1-2/02/1983	Mer du Nord, Angleterre et parties du continent	Tempête. Vents de secteur W à N. Recul dunes bordières 5-8 m sur littoral est-dunkerquois.	Lamb (1991) Chaverot (2006) Pirazzoli et Costa (2007) La Voix du Nord
27/11/1983	Région (62, 59)	Fort coup de vent, vents > 120 km/h.	
22-24/11/1984	Côtes du Nord (59)	Vents tempétueux, secteur SW. Rafales proches de 150 km/h sur les côtes.	Corbau (1991)
15-16/10/1987	France, Royaume-Uni, Pays-Bas, Manche, Bretagne, Normandie.	"87J", "The Great Storm of 1987" (britanniques) ou "l'ouragan" (français). Tempête à caractère cyclonique. Vagues de 12 à 18 m en Manche. Inondations. 19 victimes en Angleterre, 4 en France. Dégâts considérables. Rafales record à 117 nœuds à la Pointe du Raz.	Bessemoulin (2002) Chaverot (2006)
25/01/1990	Europe, principalement sur : France, Danemark, Royaume-Uni, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg	Tempête <b>Daria</b> , "Burn's Day storm" (britanniques), "ouragan". Vents 12 Beaufort, >130 km/h dans les terres et >150 km/h sur le littoral, 135 km/h à Lille, 173 km/h au Cap Gris Nez.	Vandiepenbeek (1990) Fink et al. (2009)
2-4/02/1990	France (région parisienne), Luxembourg belge	Tempête <b>Herta</b> .	Fink et al. (2009)
7-8/02/1990	Mer du Nord, Sud Angleterre, Belgique, France	Tempête <b>Judith</b>	Fink et al. (2009)
26-27/02 et 28-1/03/1990	Mer du Nord, Royaume-Uni, France, Pays-Bas, Belgique, Danemark	Tempêtes <b>Vivian</b> (le 26), <b>Wiebke</b> (le 28). Secteur SW. Coeff. de marée 107-103. Effets destructeurs aggravés par une surcote. Rafales proches de 140 km/h dans les terres, 137 km/h à Lille. Dégâts importants sur cordons dunaires autour Mer du Nord. Démaigrissement plages.	Archives Mun. De D. De Moor (1991) Costa (1997) Chaverot (2006) Caspar et al. (2007) Fink et al. (2009)
11/11/1992	Nord (59)	Tempête d'W. Coeff. de marée 86-87. Vents jusqu'à 108 km/h. Erosion des dunes, est-Dunkerque.	Corbau (1995) Denecker (2001)
12/01/1993	Nord (59)	Tempête de SW. Coeff. de marée 91-86. Vents jusqu'à 130 km/h. Erosion des dunes, est-Dunkerque.	Corbau (1995) Denecker (2001)
3/02/1993	Nord (59)	Tempête de SW. Coeff. de marée 42-48.	Denecker (2001)
21/02/1993	Nord (59)	Tempête de NW. Coeff. de marée 83-85. Vents 14 m/s (50 km/h). Dégâts est-Dunkerque.	Denecker (2001)
25/01/1994	Nord (59)	Tempête de SW. Coeff. de marée 61-65. Vents 36-54 km/h. Dégâts digues et dunes Dunkerque.	Denecker (2001)

**Tableau V-6 Suite... de 1995 à 2007.**

Date	Zone touchée	Description évènement / Impacts	Source
1-2/01/1995	Côtes du Nord (59)	Tempête. Vents de secteur NW, vitesse 30-35 nœuds en moyenne, rafales à 40 nœuds (75 km/h). Marée de vive-eau (coeff. 101). Surcotes mesurées à Dunkerque. Dégâts dunes est-Dunkerque.	Denecker (2001) SILE, Clabaut (1995)
21/01/1995	Europe du Nord	Tempête.	
7-8/09/1995	Vendée, Bretagne, Cotentin, Pays-de-Loire, Nord (59)	Ex cyclone Iris. Quelques victimes. Vents tempétueux de secteur W > 15 m/s le 8/09 relevés sur le dunkerquois.	Bessemoulin (2002)
(19)-22-27/28/05/1998	Pays-Bas	Forte marée de tempête (surtout les 20 et 27/05).	
23/02/1999	Côtes du Nord (59)	Coup de vent de NW. Ensablement fort de la digue de Malo/Dunkerque.	La Voix du Nord (24/02/1999) Debout (1997)
3-5/12/1999	Danemark, Royaume Uni, Allemagne, Suède	Tempête <b>Anatol</b> . Vents de 38 m/s, rafales jusqu'à 51 m/s.	Fink <i>et al.</i> (2009)
25/12/1999	Moitié nord de la France (surtout région parisienne), Allemagne, Suisse	Tempête <b>Lothar</b> . Plusieurs dizaines de morts. Dégâts et chablis exceptionnels.	MétéoFrance Bessemoulin (2002) Fink <i>et al.</i> (2009)
26-27/12/1999	Moitié sud de la France (Limousin, Aquitaine, Poitou-Charentes, Franche-Comté, Auvergne), Suisse	Tempête <b>Martin</b> . Plusieurs dizaines de morts. Dégâts et chablis exceptionnels. (Martin + Lothar : 165 M de m <sup>3</sup> de chablis)	MétéoFrance Bessemoulin (2002) Fink <i>et al.</i> (2009)
13/06/2000	Mer du Nord	Tempête dans partie nord de la Mer du Nord. Une plate-forme pétrolière norvégienne à la dérive.	AFP 13/06/2000
30/10/2000	Manche, Bretagne, Vendée, Cotentin, Ile de France, Cambrésis, Alsace	Tempête <b>Oratia</b> . Vents de 130 km/h sur les côtes, jusqu'à 120 km/h dans les terres. Perturbation du trafic transmanche entre Nord-Pas de Calais et Grande-Bretagne. Inondations dans le sud de l'Angleterre. 9 morts en Europe, dont 3 en France. (Le 31/10/2000 : naufrage du Ievoli-sun dans la Manche)	AFP 30/10/2000
5-6/11/2000	Manche, Ouest de la France	Tempête de centre dépressionnaire situé sur la Manche, et vents forts sur l'W.	
8-9/11/2001	Mer du Nord, Manche	Violent coup de vent et orages venus de Mer du Nord. Perturbation trafic transmanche entre Calais et Douvres. Vents jusqu'à 100 km/h. Importants dégâts sur le dunkerquois et Pas de Calais, une trombe F2 formée en mer a continué sa course dans les terres, dégâts sur Dunkerque.	AFP 8/11/2001
17/12/2004	Ouest et nord de la France, région parisienne	Tempête <b>Dagmar</b> . Vents forts jusqu'à 150 km/h. 6 morts.	Nice-Matin (18/12/2004)
7-8/01/2005	Pays scandinaves (Danemark, Norvège, Suède), îles britanniques (Ecosse, Irlande, Angleterre septentrionale), Allemagne, Pays Baltes	Tempête <b>Erwin</b> (ou <b>Gudrun</b> pour Danemark et Suède) sur l'Europe du Nord. Vents de 126 km/h et rafales à 165 km/h. Au moins 17 victimes.	
8/12/2006		Tempête d'Ouest.	
18-19/01/2007	Europe du Nord, Nord de la France, Belgique, Pays-Bas, Royaume Uni, Allemagne, Pologne, République tchèque,	Tempête <b>Kyrill</b> (ou <b>Cyril</b> ), forte sur Europe du Nord. Dans le sud de la Mer du Nord, rafales jusqu'à 140 km/h dans les terres. Vente force 12 Beaufort sur corridor Iles britanniques – Nord France – Pays-Bas – Belgique. Rafales de 150 km/h sur côtes du Nord-Pas de Calais.	Fink <i>et al.</i> (2009)

Depuis l'année 2007, l'auteur a bénéficié de conditions météo-marines plutôt favorables dans la mesure où plusieurs tempêtes ou forts coups de vent se sont produits à plusieurs mois d'intervalle en Manche et/ou Mer du Nord méridionale. Tous les évènements qui suivent, présentés dans le [Tableau V-7](#), ont bénéficié durant cette étude de mesures *in-situ*, topographiques et parfois hydrodynamiques, et ont été davantage détaillés et analysés dans le cadre de l'étude évènementielle des tempêtes du [Chapitre III](#).

**Tableau V-7 Récapitulatif des tempêtes et forts coups de vent ayant eu un impact en Mer du Nord et dans le Nord de la France de 2007 à 2010.**

Date	Zone touchée	Description évènement / Impacts	Source
19-20/03/2007	Côtes Ouest de la France, de Normandie, du Nord-Pas de Calais	Tempête associée à une marée d'équinoxe de printemps. Vents de secteur W à NW, virant Nord. Vents de 140 km/h sur les côtes de Normandie, jusqu'au Pays-Basque. Chalets de Calais renversés sur la digue. Rupture de la digue de Wissant sous les vagues. Erosion du cordon dunaire sur différents secteurs.	<a href="#">La Voix du Nord (20-21/03/2008)</a> <a href="#">Ruz et al. (2009)</a> <a href="#">Mesures in-situ</a>
9/11/2007	Mer du Nord, Nord (59), Belgique, Pays-Bas, Royaume Uni	Tempête <b>Tilo</b> , de secteur NW à N. Coeff de marée moyen (76-77). Vents de 90 km/h sur le dunkerquois. Fermeture de l'"Eastern Sheldt storm surge barrier" sur la Tamise, et 1 <sup>ère</sup> fermeture du barrage hollandais "Maeslantkering" entre Rotterdam et la Mer du Nord. Erosion des plages et du cordon dunaire sur les côtes. Submersion de digues. Impacts recensés similaires à l'évènement de 1953. Surcote record de 2.40m enregistrée à Dunkerque, le 9/11 à BM. Surcotes > 3m aux Pays-Bas.	<a href="#">La Voix du Nord (9 au 12/11/2007)</a> <a href="#">Pool (2009)</a> <a href="#">Mesures in-situ</a>
10-13/03/2008	Bretagne, Ouest, côtes Manche-Mer du Nord	Tempête de secteur W à NW. Creux de 14 mètres, rafales à 135 km/h à Ouessant, 155 km/h à la pointe du Raz. Surcotes, inondations, vents violents. Gros dégâts en Bretagne, Finistère, Calvados.	<a href="#">Maspataud et al.(2009)</a> <a href="#">Mesures in-situ</a>
20-22/03/2008	Côtes du Nord (59)	Coup de vent de secteur N.	<a href="#">Maspataud et al.(2009)</a> <a href="#">Mesures in-situ</a>
20-22/11/2008	Côtes du Nord (59)	Coup de vent de secteur NW à N.	<a href="#">Mesures in-situ</a>
10/02/2009	Large moitié Nord de la France (côtes de Bretagne, Pays de la Loire, Poitou-Charentes, Nord, Avesnois, Artois), Belgique, Suisse	Tempête <b>Quinten</b> . Secteur NW. Rafales violentes. 101 km/h au Cap Gris-Nez. Sur le secteur dunkerquois : submersion de digue, érosion plage et cordon dunaire.	<a href="#">La Voix du Nord (10-11/02/2009)</a> <a href="#">Mesures in-situ</a>
28/02 – 1 <sup>er</sup> /03/2010	France (côtes Ouest), Espagne, Portugal, Belgique, Luxembourg, Allemagne, +/- Royaume Uni, Scandinavie, pays bordant la Mer Baltique.	Tempête <b>Xynthia</b> . Vents violents générés par un système de basses pressions. 120 à 160 km/h sur façade charentaise et îles. Conjonction avec de forts coefficients de marée, rupture de digues, importantes inondations et forte érosion littorale en Charente Maritime, Vendée, Côtes d'Armor). Au moins 58 morts, dont 48 en France. Nombreux dégâts matériels. Dans le Nord, microfalaises d'érosion dunaire.	<a href="#">La Voix du Nord (1 au 4/03/2010)</a> <a href="#">Mesures in-situ</a>

## **2.2 Des tempêtes aux conditions météo-marines et aux impacts morphologiques différents : présentation d'évènements marquants bien documentés**

Plusieurs évènements, recensés dans les tableaux précédents (Tableaux V-4, V-5, V-6 et V-7), sont aujourd'hui relativement bien documentés, en raison notamment de leurs conditions météo-marines particulières et leurs impacts sur les côtes méridionales de la Mer du Nord et plus précisément sur le littoral dunkerquois. Nous nous intéresserons ici plus précisément à 6 évènements marquants, ou séries de tempêtes, qui ont eu lieu au cours des soixante dernières années et dont les effets sur le littoral dunkerquois et le sud de la Mer du Nord sont connus et pour certains bien documentés.

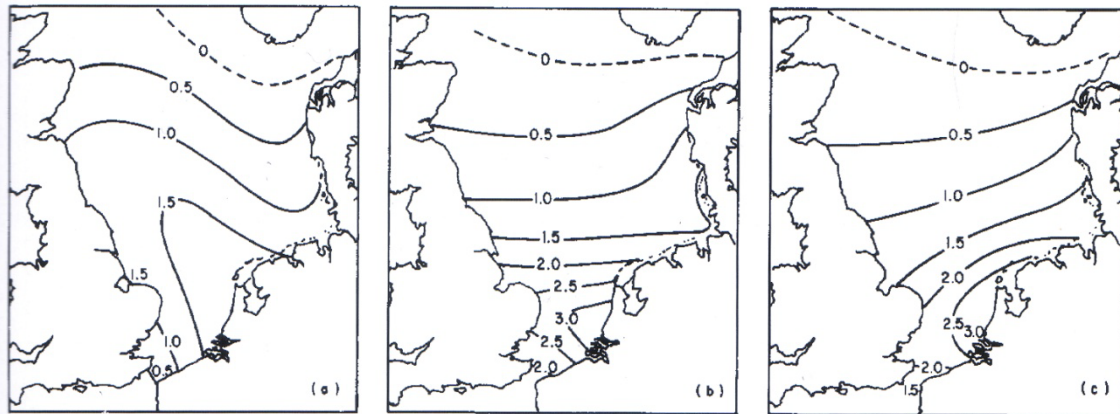
### **2.2.1 Un évènement historique en Mer du Nord : la tempête de 1953**

Cette tempête, considérée depuis lors comme catastrophique et parfois qualifiée (à tort) de "raz de marée" dans la littérature et les médias, résulte d'un coup de vent très brutal qui a balayé tout le Nord-Ouest de l'Europe, avec une très forte houle en Mer du Nord. La situation atmosphérique fut la première cause du phénomène (cartes du temps du Service Synoptique de l'I.R.M. (Sneyers, 1953), Annexe VI).

Le 31 janvier 1953, une petite dépression secondaire du Sud de l'Islande s'est déplacée vers la Mer du Nord, avec un creusement dépressionnaire peu exceptionnel en termes de basses pression (980 hPa) mais sa situation, à côté d'une dorsale formée en même temps entre le Portugal et le Groënland, a créé des différences de pression importantes (de l'ordre de 55 hPa). Le flux de NW s'est progressivement orienté vers le SE, avec comme particularité d'être perpendiculaire au trait de côte des Flandres et des Pays-Bas. Cette dépression a atteint son niveau le plus bas (975 hPa) dans la nuit du 31 janvier au 1<sup>er</sup> février, poursuivant toujours son trajet vers le SE, et s'étendant à l'ensemble du bassin de la Mer du Nord. Les eaux, refoulées par un vent de NNW très fort en mer et encore très intenses à la côte, ont à marée haute provoqué des ruptures de digues et envahi certaines régions côtières de la Flandre, en Belgique, aux Pays-Bas, dans le Lincolnshire, Norfolk, Suffolk, Essex et Kent en Angleterre. La tempête a atteint son point culminant dans la partie méridionale de la Mer du Nord avec par exemple, le 1<sup>er</sup> février, des enregistrements de vents supérieurs à 70 km/h pendant une durée de 27 heures consécutives à Ostende, sur la côte belge, à proximité de la région dunkerquoise (Poncelet, 1953 ; Sneyers, 1953).

De très fortes surcotes supérieures à 3 m ont été mesurées aux Pays-Bas, et une surcote d'environ 2,50 m dans le Sud-Est de l'Angleterre (Gönnert *et al.*, 2001 ; Figure V-24). D'après des archives du Port de Dunkerque (ex PAD) la plus forte côte atteinte à Dunkerque au cours de cet évènement serait de près de 7,90 m, soit une surcote de 2,35 à 2,40 m le 1<sup>er</sup> février 1953 vers 1h (Bernier *et al.*, 1979). La durée de retour de cette côte aurait été

estimée à 250-300 ans par les hollandais dans le Rapport Delta Comissie S'GRAVENHAGE, en Septembre 1970. En tenant compte de cette surcote de 1953 avec une période de retour de 300 ans, l'estimation de la surcote millénale serait passée de 2,39/2,43 m à 2,48 m (Darras et Ricou, 1980).






**Figure V-24** Distribution de l'amplitude des surcotes (en mètres) sur la Mer du Nord, au cours de la tempête du 31 janvier au 1<sup>er</sup> février 1953 : (a) le 31 janvier à 18h00 (GMT), (b) le 1<sup>er</sup> février à 00h00 (GMT) et (c) le 1<sup>er</sup> février à 06h00 (GMT) (Gönnert *et al.*, 2001).

L'existence de conditions météorologiques particulières en Mer du Nord semble suffisante pour expliquer le surcroît de marée et l'état de la mer qui ont été observés. En effet, cette tempête à l'origine de forts débordements n'a pourtant pas été d'une violence exceptionnelle, mais elle se caractérise à la fois par : son orientation de NW à N, sa longue durée, l'étendue de la Mer du Nord qu'elle a affecté (1000 km) et sa synchronisation avec une marée de vive-eau (15 jours avant les vives-eaux d'équinoxe du mois de mars 1953 !). La longue durée de la tempête, de 24 à 36 heures, couvrant ainsi plus d'un cycle de marée représente certainement la condition déterminante dans le drame qu'ont subi surtout les Pays-Bas et l'Angleterre, avec des inondations catastrophiques et de nombreuses pertes humaines.

A Dunkerque, le flot engendré par le flux de NNW a causé deux brèches de 50 m dans la digue Est du Canal exutoire, qui se sont élargies à marée haute permettant une submersion par les eaux de la Mer du Nord, s'engouffrant dans le canal vers la ville (Figure V-25). Plusieurs quartiers de l'agglomération ont été fortement inondés, et le montant des dégâts occasionnés atteignait à l'époque plusieurs milliards de francs, mais la région n'enregistre pendant cet évènement aucune perte humaine. Plus près de la frontière, la cité balnéaire de Bray-Dunes a été elle aussi envahie par les eaux marines à pleine mer. D'après certaines archives, le pire aurait été évité de justesse à Dunkerque, car les eaux (surcote de 2,40 m) seraient parvenues jusqu'à 10 cm du niveau de déversement dans les canaux à l'intérieur des terres (plaine des Watteringues). Au-delà de ce niveau, le secteur des Moères (la zone

dépressionnaire située à – 2 m sous le niveau de la mer au Sud-Est de Dunkerque) aurait pu être en partie ou totalement inondé.

<b>31 janvier - 1er février 1953</b>		<b>"North Sea Flood of 1953" / "The Great surge"</b>	
<b>Coefficient de marée :</b> Vives-eaux 82-83	<b>Niveau d'eau maximal :</b> prédit 5,50 m (/ZH) / observé 7,90 m à PM le 01/02/53 Surcote estimée de 2,35/2,40 m au port de Dunkerque <b>Fortes surcotes autour de la Mer du Nord :</b> > 3 m aux Pays-Bas, + 2,50 m en Angleterre		
<b>Conditions météorologiques</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>- <b>Coup de vent très brutal</b> sur le Nord-Ouest de l'Europe (étendue 1000 km)</li> <li>- <b>Très forte houle en Mer du Nord</b></li> <li>- Dépression à son niveau le plus bas (975 hPa dans la nuit du 31/01 au 1er/02)</li> <li>- Fort <b>flux de NW perpendiculaire au trait de côte</b> des Flandres et des Pays-Bas</li> <li>- <b>Longue durée de la tempête</b> (36 heures), couvrant donc plus d'un cycle de marée</li> </ul> <b>Vents forts de N-NW</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>- rafales de 135 à 150 km/h sur les côtes françaises (Nord), belges et néerlandaises</li> <li>- force 10 aux Pays-Bas</li> <li>- force 12 en Ecosse</li> <li>- force 11 en Grande-Bretagne</li> <li>- rafales 150 km/h à Rouen, 160 km/h à Reims, 125 km/h à Paris</li> </ul>			
<b>Conséquences sur le dunkerquois</b> <div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;"> <p>2 brèches dans la digue du canal exutoire + submersion</p>  <p>Inondations sur l'agglomération de Dunkerque</p> </div> <div style="flex: 2;">   </div> </div> <p style="text-align: right;">(Photographies : Archives Municipales de Dunkerque)</p>			
<b>Impacts recensés sur le profil dune-plage, d'Ouest en Est</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Aux environs du Port Est de Dunkerque : zone perturbée par les jetées, des points amaigris, d'autres creusés.</li> <li>- Plage de Malo les Bains : niveau de l'estran abaissé jusqu'à 2 m en certains points.</li> <li>- Plages de Zuyddcote à Bray-Dunes : amaigris, possible abaissement de l'estran, attaque du pied des dunes par les hauts niveaux d'eau, création de "véritables parois de sable verticales au pied des dunes" (réelles falaises ou microfalaises ?). Ville de Bray-Dunes envahie par les eaux à pleine-mer.</li> <li>- En Belgique proche, à La Panne : engraissement considérable de la plage, stoppé net à l'extrémité de la localité (un point de transition entre La Panne et St Idesbald), puis un amaigrissement très prononcé sur tout le reste de la côte belge (65 km).</li> </ul>			

**Figure V-25** Fiche de synthèse des caractéristiques et principaux impacts de la tempête des 31 janvier et 1<sup>er</sup> février 1953 sur la région dunkerquoise.

Les inondations qui ont affecté les côtes de l'Allemagne, des Pays-Bas, de la Belgique, de la France et d'Angleterre, les 31 janvier/1er février 1953, ont été les plus dévastatrices du siècle dans cette région (McRobie *et al.*, 2005), et ont incité à prendre des mesures protectrices de très grande ampleur avec la mise en place de structures et de plans de prévention. Moins d'un mois après la catastrophe, les Pays-Bas ont lancé le plan Delta dont les travaux se sont étendus sur 40 ans. Pour protéger les zones basses, de nombreuses digues ont été bâties ainsi que plusieurs barrages anti-tempêtes comme le "*Stormvloedkering Hollandse IJssel*" (1958), l'"*Oosterscheldekering*" (inauguré en Octobre 1986 sur l'Escaut Oriental) et le "*Hartelkering*" (1997). Le dernier ouvrage, le "*Maeslantkering*", qui a parachevé le plan Delta, a été inauguré en 1997 et n'a été actionné pour la première fois que relativement récemment lors de la tempête du 9 novembre 2007.

### 2.2.2 La tempête "Capella" du 3 janvier 1976

Dès le 2 janvier 1976, une tempête s'est étendue sur le Nord Ouest de l'Europe et les pays voisins de la Mer du Nord, ses effets ont été principalement ressentis au Royaume-Uni, Pays-Bas, Belgique et Danemark, avec des vents forts sur les côtes et dans les terres (150 km/h à Ostende, 137 km/h à Lille) (Lamb, 1991 ; Bessemoulin, 2002). La région Nord-Pas de Calais a également été affectée, les vents enregistrés par Météo France à Dunkerque ont été très intenses et persistants (Chaverot, 2006). Tandis qu'une forte dépression (Capella) quittait les îles britanniques vers la côte Ouest du Danemark (Annexe VII), la pression atmosphérique a atteint une valeur assez basse (1002 hPa) à Dunkerque dans la nuit du 2 au 3 janvier, avec des vents forts jusqu'à 23 m/s (Figure V-26). La dépression s'éloignant vers la Pologne, la pression atmosphérique est ensuite remontée rapidement, tandis que les vents s'orientaient au NW (300°) et se stabilisaient entre 18 et 20 m/s vers 03h du matin. A 09h, une première forte surcote de 1,56 m a été enregistrée à Dunkerque principalement en raison du vent d'afflux très puissant. La pression atmosphérique a poursuivi sa rapide remontée pour atteindre 1023 hPa à Dunkerque. Jusqu'à 18h le vent s'est stabilisé, virant progressivement du NW au NNW. C'est au cours de ce changement de direction que la surcote a augmenté très rapidement pour atteindre 2,18 m à basse mer le 3 janvier à 20h, malgré un vent qui faiblit à 15-16 m/s. Cette surcote exceptionnelle a été générée par un fort flux d'ouest SW et qui s'est orienté rapidement NW puis NNW, des vents persistants  $\geq 8$  m/s pendant 36 heures et relativement forts  $\geq 16$  m/s pendant plus de 24 heures.

Cet évènement s'est produit dans des conditions de marée de vives-eaux, avec un coefficient de marée maximal le 3 janvier (coeff. 91) (Figure V-26). Peu d'impacts ont été recensés autour de Dunkerque dans les archives ou la presse au cours de cette tempête. Seuls l'intensité et la persistance des vents, ainsi que la surcote de 2,18 m mesurée à basse mer sont fréquemment cités dans la mesure où cette surcote représentait à l'époque (et jusqu'en 2007)

un record d'enregistrement à Dunkerque (Chaverot, 2006 ; Voukouvalas, 2010). En Belgique, cette tempête associée à une forte marée haute, a provoqué la rupture de digues dans la région de Ruisbroek (Puurs), causant d'importantes inondations en province d'Anvers. Sneyers (1976) soulignait, à Ostende, "un évènement d'une vitesse moyenne exceptionnelle" (102 km/h en moyenne horaire) et de "pointe maximale anormalement élevée" (41 m/s).

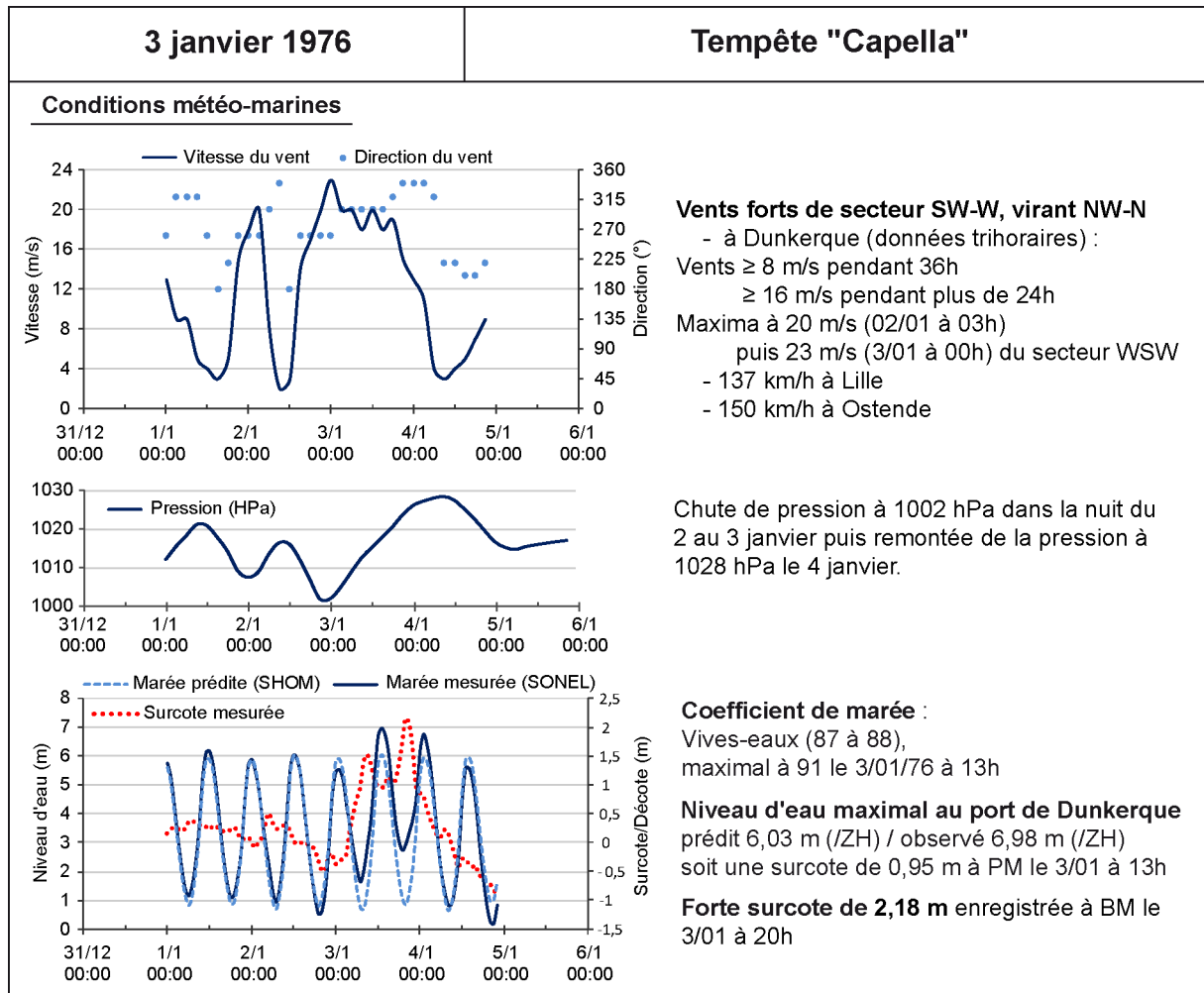


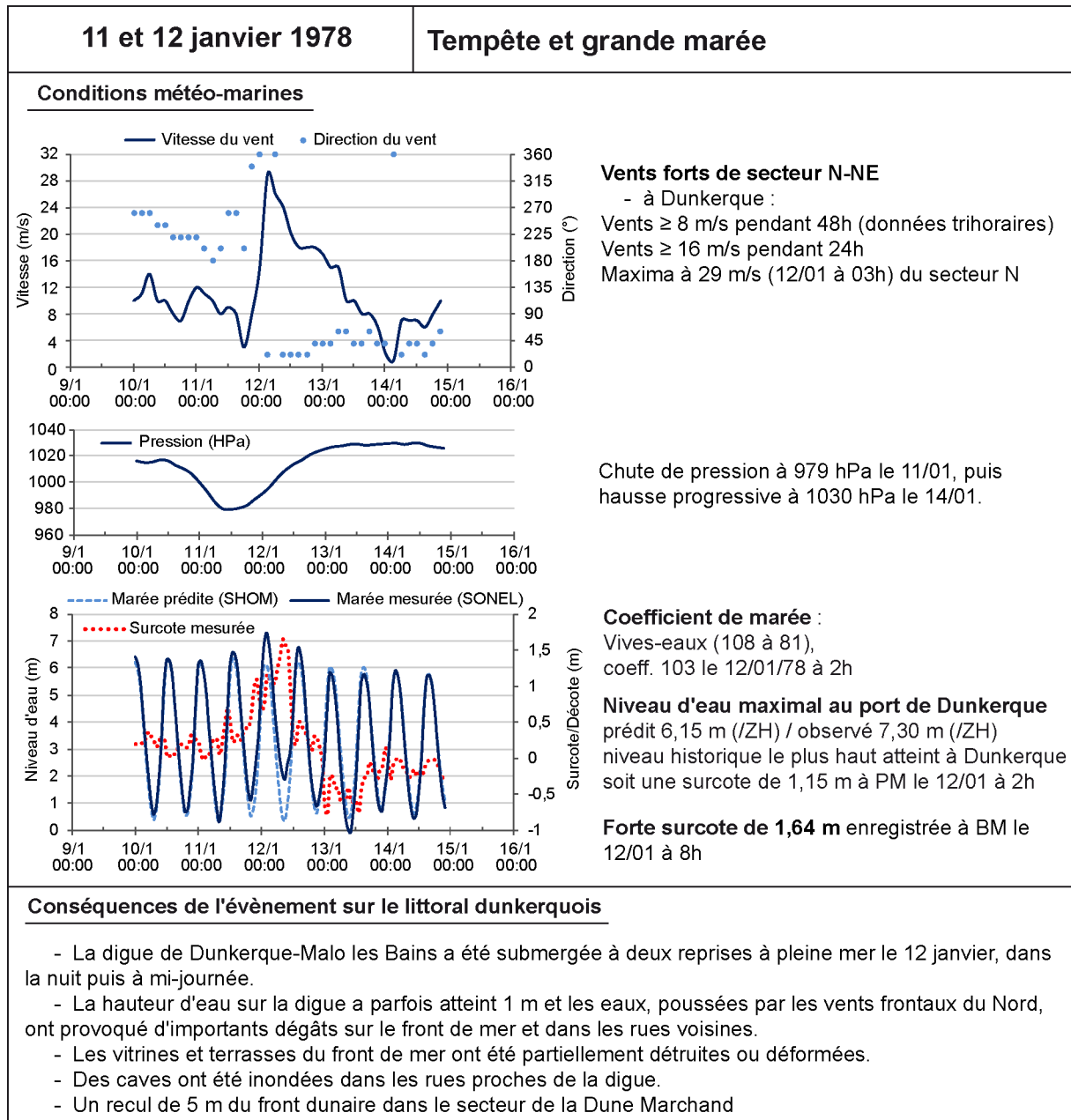
Figure V-26 Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors de la tempête "Capella" des 2-3 janvier 1976.

### 2.2.3 Tempête des 11-12 janvier 1978

Le 11 janvier 1978 une dépression atlantique très creuse et de direction S-SW s'est avancée au large des côtes du nord de la France. Dans la journée, la pression atmosphérique a baissé rapidement à Dunkerque jusqu'à 980 hPa à l'arrivée de la perturbation atlantique, avec à ce moment là des vents très modérés s'orientant S-SW à W-SW (Figure V-27). Dans la soirée, la pression atmosphérique a amorcé une remontée, les vents ont forcé très rapidement et atteint 29 m/s le 12 janvier au matin en virant au N-NE, persistant encore quelques heures



au-delà de 20 m/s. Les vents supérieurs à 8 m/s et 16 m/s ont respectivement perduré pendant 48h et 24h. Ce fort vent d'afflux a permis de générer une forte agitation et des vagues déferlantes très hautes à la côte, relevés dans la presse dès le 13 janvier (Annexe VIII).



**Figure V-27** Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors du fort coup de vent des 11 et 12 janvier 1978.

Ce vent d'afflux a également provoqué de fortes surcotes le 12 janvier : un pic surcote de 1,15 m à la pleine mer de 02h par coefficient 103 et un niveau d'eau de 7,30 m, le plus haut niveau atteint à Dunkerque depuis plus de 50 ans ; une forte surcote de 1,64 m à 08h lors de la basse mer ; puis une nouvelle surcote de 0,5 m à pleine mer à 14h par coefficient 99. Chaverot (2006) a noté que le plus fort niveau de surcote ne correspond pas exactement à la

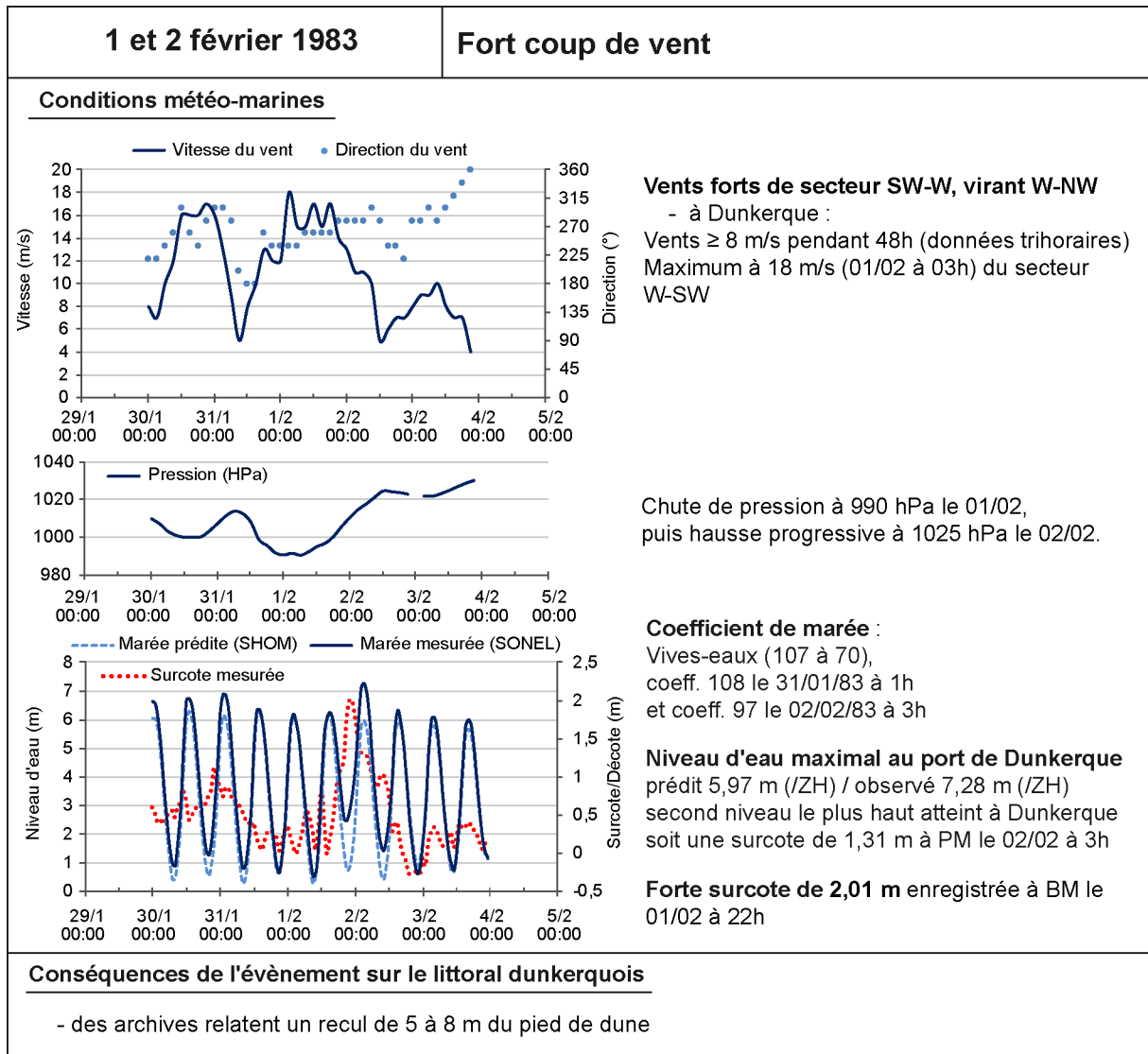
plus forte vitesse de vent enregistrée à Dunkerque, la surcote barométrique précédant ainsi la surcote anémométrique à cause du décalage entre l'action de la pression et celle du vent.

Le passage de cette dépression ayant correspondu à de forts coefficients de marée de vives-eaux (108 à 99 du 11 au 12 janvier), cet épisode de hauts niveaux d'eau a représenté un réel évènement érosif. La digue du front de mer de Dunkerque-Malo les Bains a été submergée à deux reprises lors des pleines mers du 12 janvier, avec la conjonction de la marée haute et de surcotes.

De nombreux dégâts ont été recensés sur les vitrines et terrasses du front de mer, plusieurs restaurants et cafés ont été inondés, et les lames de mer, poussées par les vents frontaux ont remonté quelques rues perpendiculaires à la digue, inondant des caves dans les rues voisines. A Calais également, des digues et jetées ont été submergées à pleine mer et de nombreux chalets de plage ont été détruits et emportés (*La Voix du Nord* du 13 janvier 1978, Chaverot, 2006). Avec de tels niveaux d'eau atteints et en particulier la cote record de 7,30 m à Dunkerque, la cote hypothétique de 6,50 m correspondant à la hauteur moyenne du pied de dune (cote déterminée arbitrairement car l'altitude du pied de dune était inconnue pour cette période ; dans Vasseur et Héquette, 2000) a été largement dépassée (Figure V-27). Et si on y ajoute l'action des vagues à la côte et le phénomène de setup, les dégâts ont été causés aux dunes le long du littoral. Un seul impact est couramment cité sur le littoral Est-dunkerquois, il s'agit d'un recul de l'ordre de 5 m du front dunaire, dans le secteur de la Dune Marchand. Malheureusement, comme cela est souvent le cas pour ces évènements relativement anciens, peu d'impacts ont été recensés dans la presse, et peu de photographies ont été réalisées en ce qui concerne les impacts causés par les tempêtes sur le littoral, ce qui ne signifie pas qu'ils aient été nuls.

#### 2.2.4 Tempête des 1 et 2 février 1983

Les premiers jours de février 1983 ont été marqués par un fort coup de vent sur les côtes de la Mer du Nord, en Angleterre et sur certaines parties du continent. Avec le développement d'une dépression creuse sur le Danemark dans l'après midi du 1<sup>er</sup> février (Pirazzoli et Costa, 2007), les vents forts, de secteur SW ont viré W puis W-NW, et soufflé avec des vitesses supérieures à 8 m/s pendant 48 heures consécutives, atteignant un maximum de 18 m/s le 1<sup>er</sup> février à 3h. Ces vents forts se sont accompagnés d'une chute de pression atmosphérique, avec au minimum 990 hPa enregistrés à Dunkerque le 1<sup>er</sup>. La pression est ensuite remontée rapidement jusqu'à 1025 hPa, tandis que les vents chutaient vers des vitesses plus modérées. C'est à ce moment là, dans la nuit du 1<sup>er</sup> au 2 février, que les surcotes les plus fortes ont été enregistrées à Dunkerque : une forte surcote de 2,01 m le 1<sup>er</sup> février à 22h, suivie par une surcote de 1,31 m à pleine mer le 2 février à 3h, avec un niveau d'eau atteint de 7,28 m (Figure V-28).



**Figure V-28** Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors du fort coup de vent des 1 et 2 février 1983.

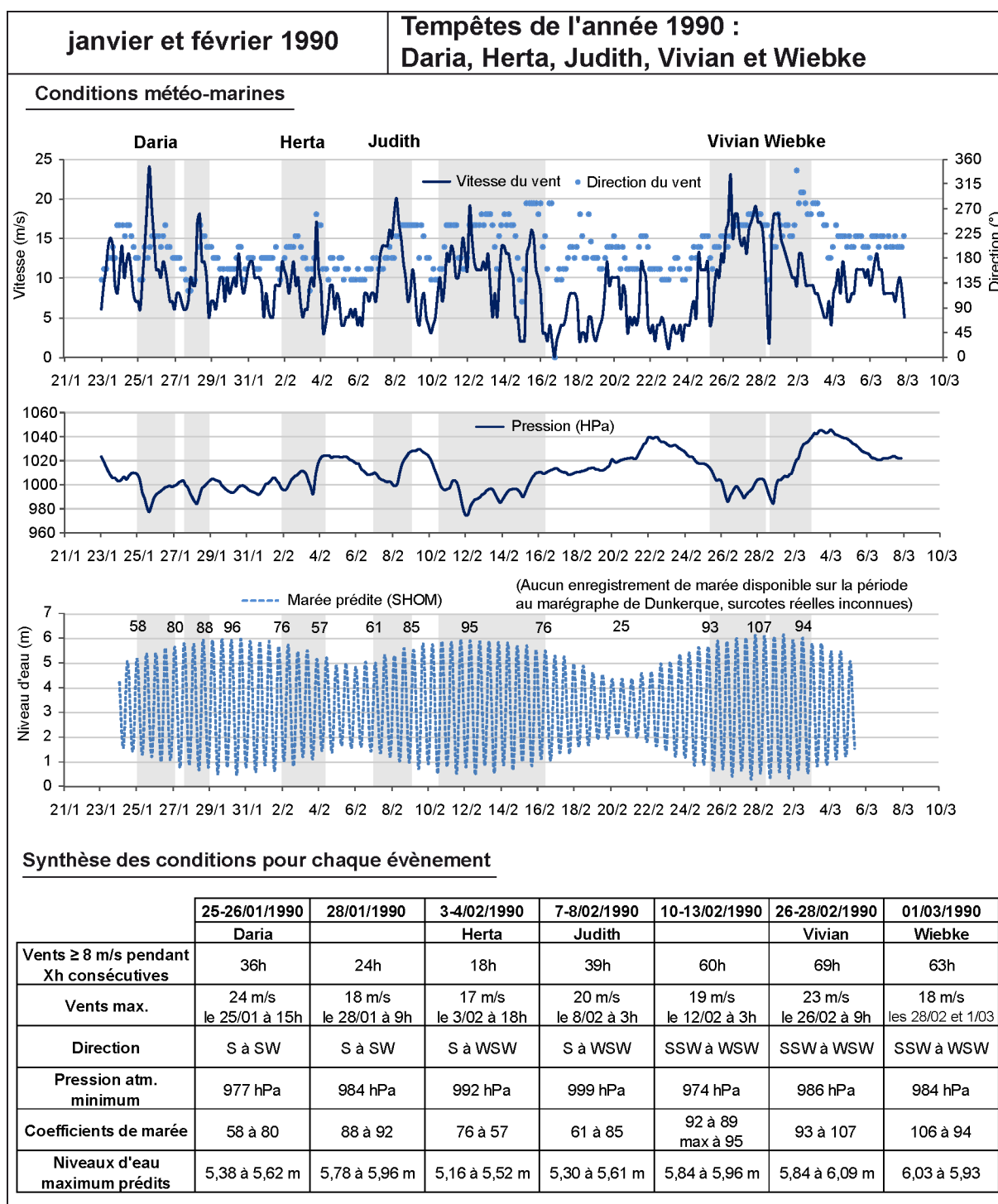
Cet évènement intense s'est déroulé au cours d'un cycle de marées de vives-eaux (107 à 70) avec un coefficient de marée de 97 lors de la surcote du 2 février à pleine mer. Le niveau de 7,28 m, très élevé, a été atteint et représente le second plus haut niveau d'eau atteint à Dunkerque parmi les données disponibles. Comme en janvier 1978, la côte moyenne du pied de dune (cote hypothétique de 6,50 m ; Vasseur et Héquette, 2000) a encore été largement dépassée et, ici encore, l'épisode aurait été supérieur et encore plus catastrophique en cas de concordance entre la marée haute et le pic de surcote, la surcote ayant été bien supérieure quelques heures avant la pleine mer. Les impacts recensés sur le littoral est-dunkerquois reflètent toutefois une érosion dunaire et un recul important du pied de dune de l'ordre de 5 à 8 m. Sans toutefois disposer de photographies ou mesures à l'appui, une telle érosion est plausible au vu du haut niveau d'eau extrême mesuré au port par le marégraphe, donc sans tenir compte de l'action des vagues poussées à la côte par le vent.

### 2.2.5 Succession de tempêtes de janvier et février 1990

En 1990, une série de plusieurs tempêtes exceptionnelles, par leur répétition et dans une moindre mesure par leur intensité, ont touché l'Europe de l'Ouest. Le vent ayant soufflé relativement fort sur une période prolongée, de fin janvier à fin février, il est difficile de déterminer le nombre exact de tempêtes. Au total, les différentes archives recensent près de 8 à 10 tempêtes qui se sont succédé en l'espace d'un peu plus d'un mois (Vandiepenbeeck, 1990 ; De Moor, 1991 ; Chaverot, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007 ; Fink *et al.*, 2009). Chacune de ces tempêtes a affecté à un degré différent les pays qui bordent la Mer du Nord. Elles n'ont en effet pas eu la même intensité car le centre de la dépression ne se trouvait pas à la même latitude. Une telle succession, dans un laps de temps aussi court, est remarquable et a donc largement contribué à marquer la mémoire collective. Nous distinguerons ici six événements venteux répartis de fin janvier à fin février, parmi lesquels les cinq tempêtes les plus souvent citées et couramment surnommées Daria (25-26 janvier), Herta (3-4 février), Judith (7-8 février), Vivian (26-28 février) et Wiebke (1<sup>er</sup> mars) (Figure V-29 ; Annexe IX).

Les 25-26 janvier, une première tempête surnommée Daria a touché l'Europe de l'Ouest sous l'influence d'une dépression creuse, accompagnée de rafales de plus de 140 km/h sur les côtes de la Mer du Nord, avec notamment 148 km/h à Dunkerque (Figure V-29). Une deuxième tempête a eu lieu quelques jours plus tard, le 28 janvier, d'intensité et de durée plus modérées, sous l'effet d'une dépression secondaire moins profonde que la précédente. Moins d'une semaine après, les 3-4 février, une nouvelle tempête (Herta) a affecté principalement la moitié Nord de la France et l'Est de la Belgique, avec comme particularité de toucher au même degré les régions de l'intérieur et les régions littorales. La quatrième tempête (Judith) s'est produite dans la nuit du 7 au 8 février avec de fortes rafales générées par un gradient de pression très resserré entre des dépressions nord-atlantiques et de hautes pressions sur l'Europe du Sud, avec cette fois-ci des zones touchées essentiellement situées en Mer du Nord méridionale, sur le Sud de l'Angleterre, la Belgique et la France. Du 10 au 16 février, les vents ont encore soufflé assez fort à plusieurs reprises, en particulier du 10 au 13 février avec une nouvelle tempête, intense et durable.

Les conséquences de ces violents coups de vent de mi-février ont été plus marquées en Manche. En effet, sur les côtes normandes et picardes, des submersions marines et inondations se sont produites les 11 et 12 février, affectant notamment la ville d'Etretat et 6000 ha des Bas-Champs picards (Costa, 1997 ; Caspar *et al.*, 2007). Le 26 février, c'est une nouvelle tempête (Vivian) de grande importance qui a frappé l'Europe de l'Ouest et inauguré 4 jours consécutifs de tempête. Les vents ont soufflé très fort et avec persistance sur le dunkerquois. Dans la nuit du 28 février au 1<sup>er</sup> mars, un autre centre dépressionnaire est passé sur la partie Sud de la Mer du Nord, causant une dernière violente tempête.

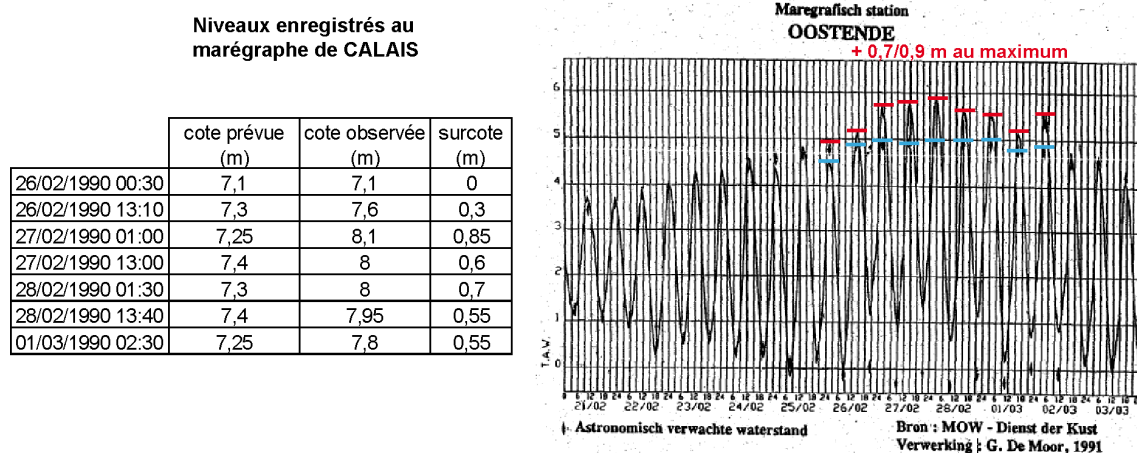


**Figure V-29** Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors de la succession de tempêtes des mois de janvier et février 1990.

En raison de très nombreuses lacunes marégraphiques à cette époque, nous ne disposons ici d'aucune donnée marégraphique enregistrée au marégraphe de Dunkerque durant ces deux mois de janvier-février 1990. Les surcotes/décotes qui ont pu se produire ne sont donc pas connues avec précision. Seuls les niveaux d'eau théoriques prédits, calculés avec les logiciels du SHOM, et les coefficients de marée correspondants, sont disponibles

pour cette période. Toutefois, les séries de données anémométriques et barométriques, acquis auprès de Météo France pour la station de Dunkerque sont disponibles pour cette période. Les observations présentées résultent d'une synthèse de nombreux documents, ressources électroniques, et d'archives variées de sites nationaux météorologiques (Figure V-29).

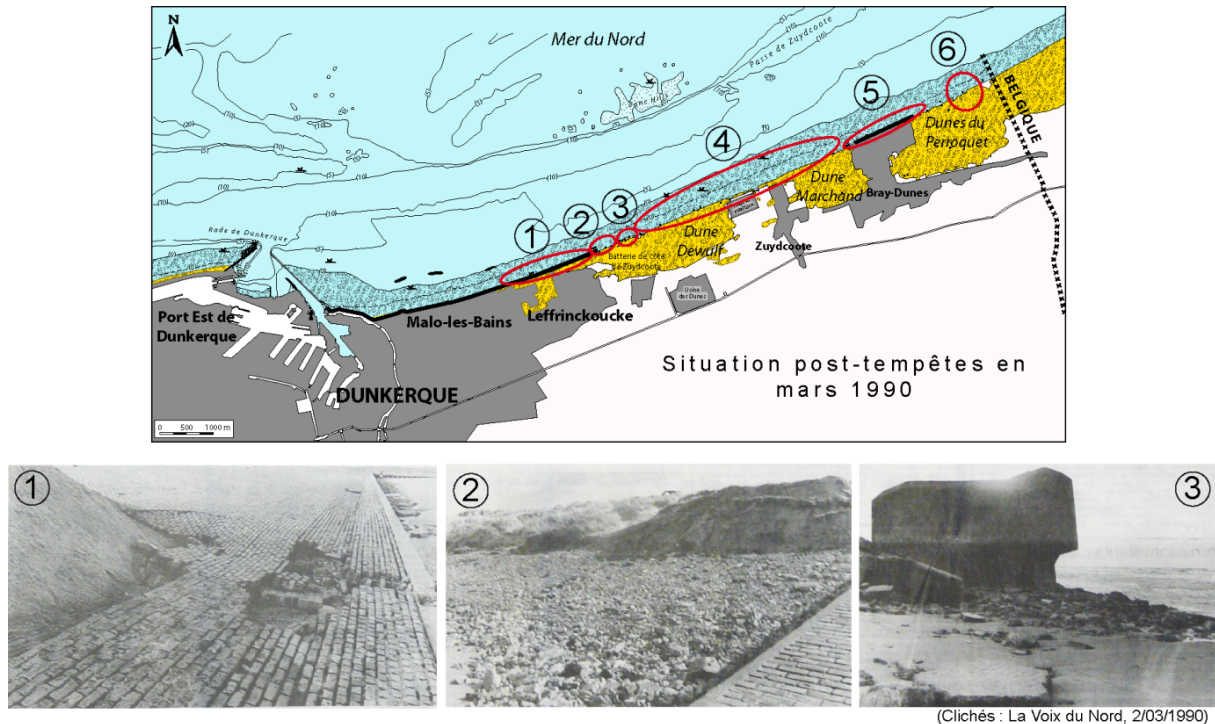
Etant donnée l'orientation WSW-ENE de la côte à Dunkerque, les vents de provenance S-SW à W-SW ne sont à priori pas les plus favorables pour constituer un fort d'afflux poussant les eaux à la côte, mais davantage un forçage *longshore*, parallèle ou semi parallèle à la côte. Les deux stations les plus proches de part et d'autre de Dunkerque et qui bénéficient d'enregistrements des niveaux d'eau au cours de ces dernières tempêtes de fin février, sont les ports de Calais et Ostende. Les 27 et 28 février, des surcotes de l'ordre de 0,6-0,85 m et 0,7-0,9 m à Ostende (De Moor, 1991), ont été respectivement mesurées à Calais et Ostende (Figure V-30). Il est donc raisonnable de penser qu'à pleine mer des surcotes du même ordre de grandeur se sont vraisemblablement produites, en parallèle, à Dunkerque. Les niveaux d'eau maximaux prédits pour les marées hautes des 27 et 28 février étaient de 6,03 à 6,12 m (CM), pour des coefficients de marée 106-107. Avec une surcote probable de 0,6 à 0,9 m, de forts niveaux d'eau d'environ 6,60 m à 7 m ont pu se produire sur Dunkerque, pendant plusieurs marées hautes consécutives.



**Figure V-30 Conditions marégraphiques enregistrées à Calais (cote marine) et Ostende (référentiel TAW) au cours de la tempête des 26-28 février 1990 (Sources : De Moor (1991), Chaverot (2006), SILE).**

Du fait de la violence de ces tempêtes de début d'année 1990, et un record de vent de 150 km/h à Dunkerque, la presse régionale, en particulier La Voix du Nord, n'a pas hésité à qualifier de "tornade" ou encore d'"ouragan" les deux tempêtes qui ont le plus affecté les côtes du Nord, soulignant le caractère rapproché des différents événements ("La tempête : pas de répit !" (1/03/1990)). Après "un second souffle meurtrier" (4-5/02/1990), suivi de près par plusieurs gros coups de vents, l'apothéose a été la dernière tempête du 26 février au 1er mars, qui a touché l'ensemble de la côte d'Opale, provoquant notamment de nombreuses ruptures

de digues dans la Somme, comme à Cayeux, Ault et Mers-les-Bains, et des inondations importantes. A l'heure des bilans, début mars, avec des "vents dévastateurs", des "conséquences dramatiques" et des "dégâts considérables" (1/03/1990), les dégâts occasionnés à l'issue de la dernière tempête de fin février ont enfin été évalués sur le secteur étudié (Figure V-31).



- (1) Digue de Dunkerque, Malo-terminus et Leffrinckoucke :
- Démaigrissement de la partie supérieure de l'estran, abaissement du niveau de sable de 1,50 m, affouillement, dégâts sur le perré et vannage.
  - Effondrement partiel des gabions dans la partie de front de mer dunaire protégée (Leffrinckoucke), mais ont quand même partiellement remplis leur rôle protecteur.
  - Destruction totale des descentes à bateaux.
- (2) A l'extrémité de la zone endiguée, zone non protégée : dune érodée sur "16 à 20 m de profondeur par les marées hautes". La dune qui subsiste est considérablement déstabilisée dans sa partie basse, entaillée en falaise haute.
- (3) Batterie de côte de Zuydcoote : les blockhaus ont été sapés par les vagues, affouillement important à leur base. certains blockhaus partiellement ensevelis avant les tempêtes, sont maintenant totalement dégagés, une importante épaisseur de sable semble avoir été perdue.
- (4) Dunes Dewulf et Marchand :
- Recul de la côte dans les secteurs dunaires, jusqu'à localement au maximum 20 m. Juste à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, un "couloir" de 25 m de large et de basse altitude aurait été atteint par les flots des vives-eaux (couloir long débouchant vers le Sud sur des zones basses).
  - Abaissement du niveau de la plage, surtout en zone centrale, face au soutènement de Zuydcoote. Ici dégraissement du haut de plage de 3 m. Effondrement des dunes à l'Est du soutènement, stabilité en péril.
- (5) Bray-Dunes :
- Démaigrissement important de la plage de 3 m face à la rotonde (partie centrale de la digue)
  - Dégâts importants au perré à l'extrémité Est de la digue surtout.
- (6) Dunes du Perroquet : incursion marine dans la brèche de mer, vers la grande panne humide située en arrière.

**Figure V-31 Dégâts occasionnés à l'issue de la dernière tempête des 26 – 28 février 1990 sur le littoral Est-Dunkerquois (S.I.L.E., 1990 ; Clichés parus dans La Voix du Nord, Edition de Dunkerque, le 2 mars 1990).**

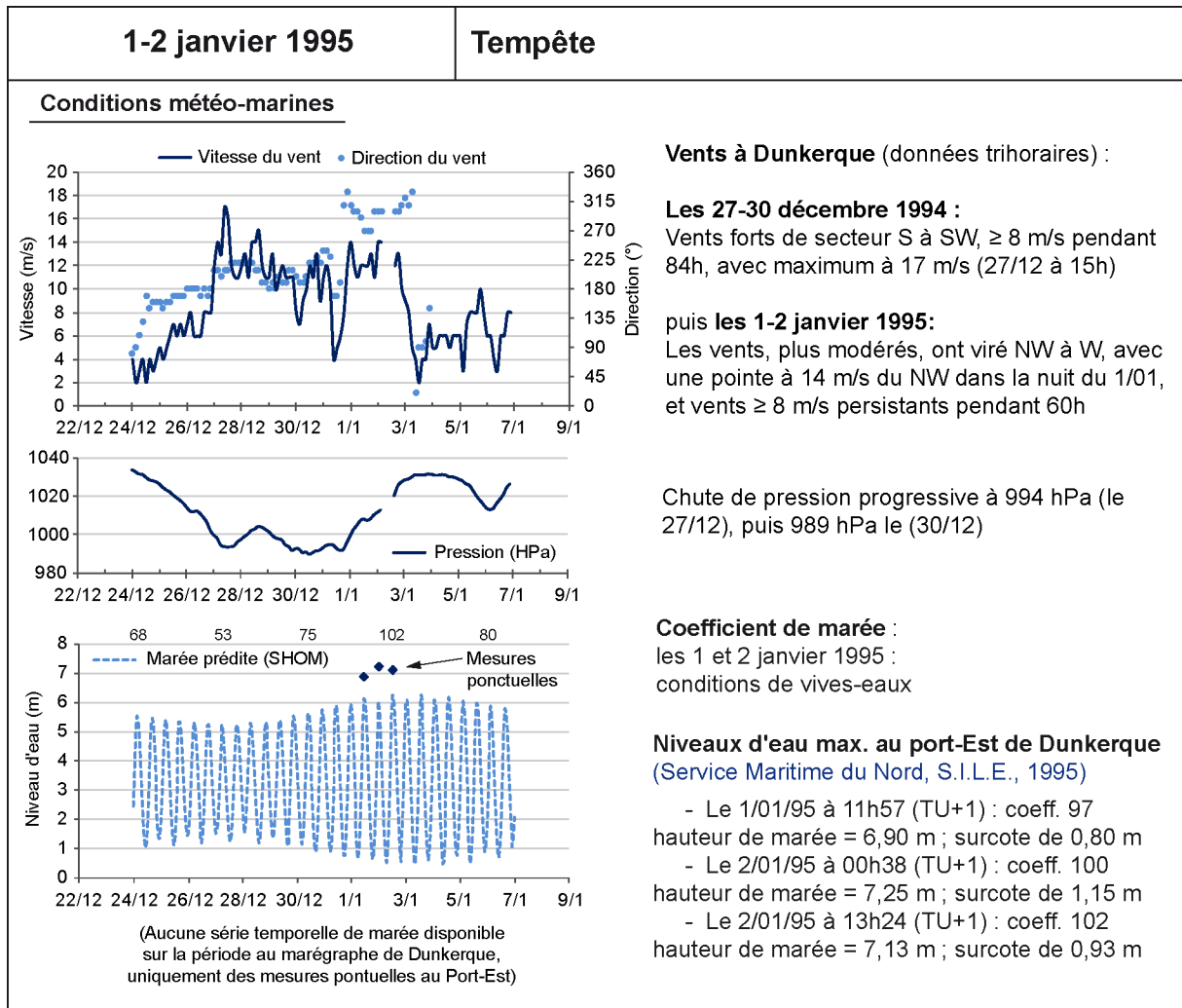
Sous l'action d'une violente houle frontale, probablement aggravée par une surcote, les dunes comme les digues de front de mer ont été très affectées. Le long des Dunes Dewulf et Marchand, les observations réalisées par le Syndicat Intercommunal du Littoral Est (S.I.L.E.) montrent une assez forte érosion sur l'ensemble du profil plage-dune avec, un abaissement du niveau de la plage visiblement plus important sur la partie haute de l'estran et à l'aplomb des aménagements de front de mer (digues, gabions), ainsi qu'une érosion des dunes, dont le versant marin a été nettement entaillé en falaise. A l'extrémité même de la zone endiguée, à Leffrinckoucke, le recul du front dunaire est estimé à près de 16-20 mètres. En revanche, le recul le long des dunes Dewulf et Marchand n'est pas réellement chiffré, et aucune information n'a été donnée en ce qui concerne les effets de la tempête sur les Dunes du Perroquet. Seule l'"activité" de la brèche de mer a été soulignée, indiquant qu'une (ou plusieurs) incursions marines se sont encore produites lors de cet évènement.

### 2.2.6 Tempête des 1 et 2 janvier 1995

Lors de cet évènement, les vents ont en réalité soufflé pendant plusieurs jours dès la fin du mois de décembre 1994, en conditions de marée de morte-eau, mais ce ne sont que les 1 et 2 janvier 1995 que les conditions se sont réellement révélées érosives, avec des conditions de vives-eaux (Figure V-32). Du 27 au 30 décembre 1994, des vents persistants (> 80 heures) de secteur S à SW ont déjà été enregistrés au sémaphore de Dunkerque, avec un pic à 17 m/s accompagné d'une chute de la pression atmosphérique à 994 hPa ce 27/12. Après une légère hausse de la pression, celle-ci a de nouveau chuté, atteignant un minimum de 989 hPa le 30/12. Tournant au Sud, les vents ont fortement baissé dans la journée du 31 décembre jusqu'à 4 m/s. Puis, dès le 1<sup>er</sup> janvier, les vents plus modérés ont viré NW à W, avec une pointe à 14 m/s de secteur NW, tandis qu'une hausse de pression s'amorçait. Les vents supérieurs à 8 m/s ont soufflé de façon prolongée, pendant 60 heures.

Lors de cet évènement encore, aucune série temporelle de marée n'est disponible pour le marégraphe de Dunkerque, mais la marée théorique a toutefois pu être complétée par quelques mesures ponctuelles réalisées au Port-Est et communiquées dans des rapports du [Service Maritime de Nord – S.I.L.E. – Les Dunes de Flandres \(1995a ; 1995b\)](#). Ces mesures ponctuelles permettent de connaître les niveaux d'eau maximaux atteints à pleine mer les 1 et 2 janvier, dans des conditions de marée de vives-eaux (coefficients 97 à 102). C'est le 2/01, vers 00h38 TU+1, que le plus haut niveau d'eau a été atteint avec 7,25 m, avec une surcote de 1,15 m et un coefficient de marée 100. Avec des vents plutôt modérés à forts (11-14 m/s), mais qui ont soufflé de façon prolongée (supérieurs à 8 m/s pendant 60 heures), en marée de vive-eau, les dégâts occasionnés sur le littoral est-dunkerquois sont assez importants (Figure V-33).

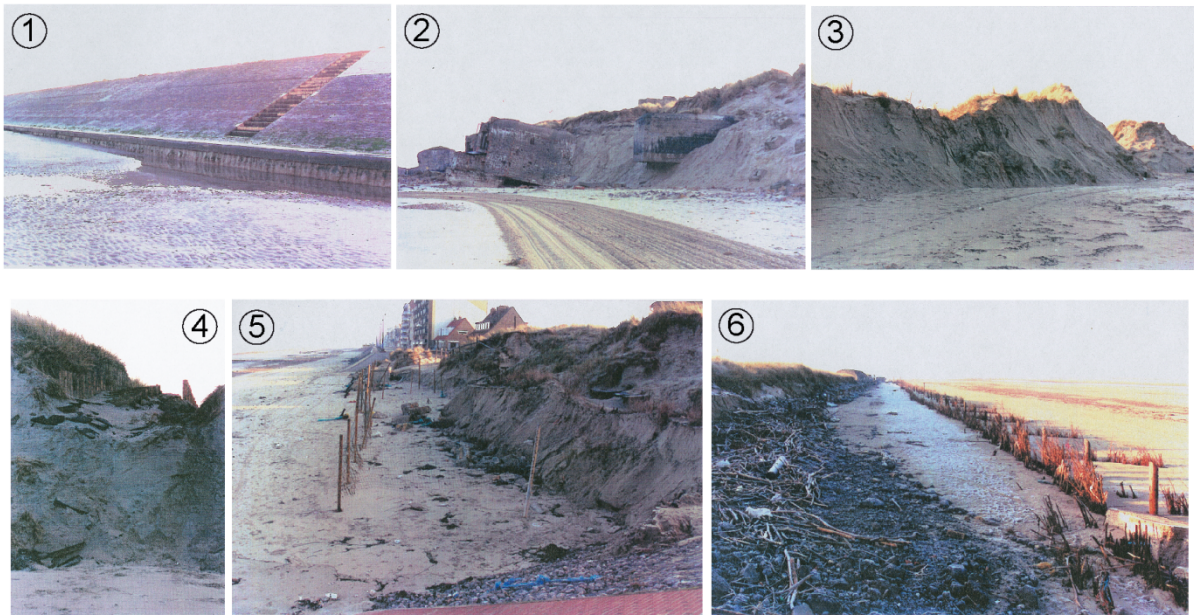
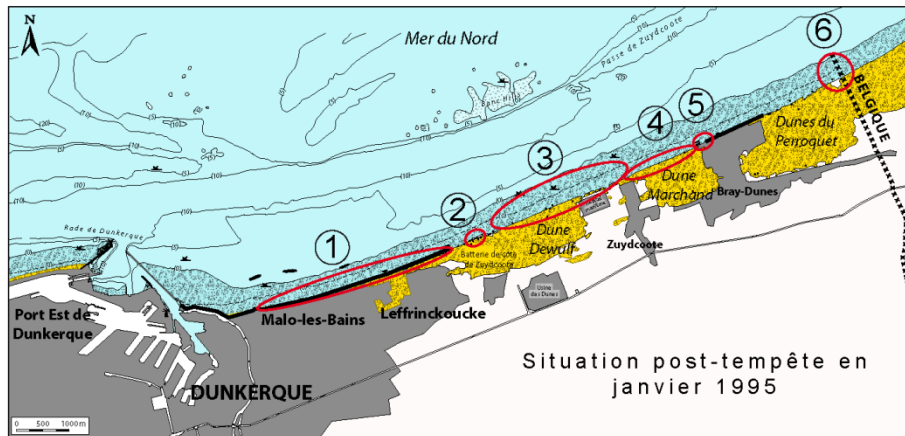




**Figure V-32** Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors de la forte tempête du début d'année 1995.

La visite de terrain du 4 janvier 1995 (Service Maritime de Nord – S.I.L.E. – Les Dunes de Flandres, 1995a ; 1995b) a permis d'établir un bilan des impacts de cette tempête des 1-2 janvier. Sur tout le linéaire côtier à l'Est de Dunkerque, un démaigrissement généralisé de l'estran a été observé avec, sur l'ensemble de la plage, un important échouage d'algues, coquillages, et organismes marins vivants et morts, plus important vers l'Est.

L'abaissement de la partie supérieure de l'estran s'est traduit par l'apparition des fondations du pied de la digue de front de mer de Malo les Bains et Leffrinckoucke. Au niveau de la batterie militaire, de nombreux blockhaus ont été sapés à leur base par les vagues, d'importantes quantités de sable ont été perdues, et certains d'entre eux se trouvent (au 4 janvier 1995) en équilibre instable sur le haut de plage ou saillants de la falaise dunaire. Les dunes Dewulf et Marchand ont été très attaquées lors de cette tempête, sapées à leur base et déstabilisées dans leur partie haute, ce qui a entraîné des effondrements et un net recul du front dunaire.



(1) Digue de Malo-terminus et de Leffrinckoucke : démaigrissement de la partie supérieure de l'estran et apparition des fondations en pied de digue (de 0 à 30 cm)

(2) Batterie de côte de Zuydcoote : nombreux ouvrages de la 2<sup>de</sup> guerre, ont été minés par les eaux, plusieurs ont glissé sur la plage et d'autres se retrouvent en position d'équilibre instable

(3) et (4) Dunes Dewulf et Marchand :

- forte attaque du pied des dunes, effondrement de la partie supérieure de la dune, net recul du front dunaire

(4) Dune Marchand :

- escalier d'accès au sentier du GR du littoral entièrement détruit

(5) Bray-Dunes

- Partie non endiguée du front de mer de Bray-Dunes (entre l'extrémité Ouest de la digue de mer et la descente à bateaux) : recul de plusieurs mètres
- Inquiétudes pour les habitations situées juste en arrière

(6) Dunes du Perroquet

- Au Camping du Perroquet : fascines mises en place depuis plusieurs années sectionnées à 30 cm du sol, accumulation de branchages en pied de dune
- Borne frontière France/Belgique totalement descellée de son socle

(1) à (6) Sur l'ensemble de la plage, important échouage d'algues sur l'estran : coquillages, "couteaux" morts et vivants (dus à l'arasement de la zone subtidale d'environ 15 cm). Phénomène d'importance décroissante d'Est en Ouest.

**Figure V-33 Impacts de la tempête des 1-2 janvier 1995 sur le littoral Est-Dunkerquois (Clichés de Ph. Clabaut, Service Maritime du Nord, S.I.L.E. Les Dunes de Flandres, 1995).**

Même si le recul exact du front dunaire n'a pas été quantifié avec précision lors des observations faites sur place à l'époque, il est certain que ce recul atteint plusieurs mètres au vu des indices disponibles : escalier d'accès détruit, ganivelles arrachées ou apparentes... (Figure V-33).

Sur la commune de Bray-Dunes, plus à l'Est, l'extrémité Ouest de la Dune Marchand accuse un recul assez fort, estimé à plusieurs mètres (Figure V-33). A la frontière, la borne marquant la limite France-Belgique a été totalement descellée de son socle au cours de l'évènement, les fascines du Camping du Perroquet ont été littéralement sectionnées par les flots et de nombreux débris divers et branchages se sont déposés en pied de dune, elle-même entaillée en microfalaise. En revanche aucun impact particulier n'a été recensé sur la partie des Dunes du Perroquet située entre le Camping et l'extrémité Est de la digue de mer. Sont-ils pour autant inexistant ? Certains clichés font apparaître une érosion à la base des blockhaus, conforme au démaigrissement du haut de plage mis en évidence sur tout le linéaire côtier. Il est fort possible que les dunes aient été au moins atteintes par les vagues et entaillées en microfalaises d'érosion peu importantes, expliquant pourquoi ces impacts là n'auraient pas été précisément recensés lors de la visite de terrain du 4 janvier (Service Maritime de Nord – S.I.L.E. – Les Dunes de Flandres, 1995a ; 1995b).

### **2.3 Bilan des évènements de tempête historiques au cours de la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle**

Au début de l'année 1953, une très violente tempête et dépression de NW a engendré l'évènement sans précédent le plus catastrophique en Mer du Nord, communément baptisé "North Sea Flood of 1953" ou encore "The Great surge" (Poncelet, 1953 ; Sneyers, 1953 ; Mc Robie *et al.*, 2005). Cet évènement a causé sur les côtes de la Mer du Nord plusieurs ruptures et submersions de digues, entraînant des inondations dramatiques et des pertes humaines aux Pays-Bas et en Angleterre en particulier. Sur le dunkerquois, brèches et submersion marine ont entraîné des inondations, dans toutefois causer de victimes.

Dans la seconde partie du XX<sup>ème</sup> siècle, d'autres évènements marquants se sont encore produits, entraînant parfois une submersion (modérée par rapport à 1953) des digues de front de mer, ainsi qu'une érosion des plages et dunes locales. Ce n'est que 10 ans plus tard que de nouveaux évènements érosifs ont été recensés sur les côtes Nord de la France. Dans les années 1970, plusieurs forts coups de vent et /ou tempêtes sont répertoriés, même si leurs effets à la côte sont parfois peu renseignés. Les 2-3 janvier 1976, les vents forts ont permis d'atteindre dans des conditions de marée de vives-eaux, un haut niveau d'eau à pleine mer (6,98 m CM). Cette tempête (Capella), de secteur W-SW, a causé pour l'époque un record de surcote de 2,18 m (à basse mer) sur le littoral dunkerquois, affectant également toute la partie sud du bassin de la Mer du Nord (Tableau V-5) (Lamb, 1991 ; Sneyer, 1976 ; Bessemoulin,

2002 ; Chaverot, 2006). Deux ans plus tard, les 11-12 janvier 1978 avec cette fois ci un plus fort coefficient de marée, un fort coup de vent de N-NE affecta encore la Côte d'Opale ainsi que les côtes de la Manche (Steer, 1979 ; Bessemoulin, 2002 ; Chaverot, 2006). Avec un très haut niveau d'eau (7,30 m) et des vents frontaux, cette épisode a provoqué une submersion et de nombreux dégâts sur la digue de front de mer de Dunkerque, accompagnés d'une érosion des systèmes dunaires à l'Est.

Malgré un nouvel évènement érosif en février 1983, les années 1980 semblent avoir été plus "calmes" en comparaison avec la période 1990-1995, marquée par de nombreux et fréquents évènements tempétueux. En effet, les années 90 ont été marquées par toute une série de tempêtes qui ont fortement affecté les côtes de la Mer du Nord méridionale, d'Europe et le nord de la France, avec de gros dégâts sur le littoral. En 1990, plusieurs tempêtes, baptisées Daria (dite aussi "*Burn's Day storm*") le 25 janvier, Herta du 2 au 4 février, puis Vivian et Wiebke les 26-28 février puis 1<sup>er</sup> mars, ont généré une forte érosion des systèmes dunaires côtiers, sur les côtes bretonnes, de la Manche et une partie des côtes de la Mer du Nord. Les années qui ont suivi, d'autres tempêtes se sont produites et ont provoqué, selon leur direction et leur intensité, un recul du pied de dune sapé à sa base par les houles dans le secteur Ouest du site (Dunes Dewulf et Marchand), tandis que la partie Est du site (Est Dune Marchand et Dunes du Perroquet) n'étaient pas out très peu affectées (janvier et février 1993). Parfois, une simple destruction des dépôts sableux saisonniers de haute plage a eu lieu, sans attaque du front de dune (14/11/1993). En janvier 1995, une nouvelle tempête de secteur W à NW, d'intensité moyenne mais relativement longue, s'est illustrée par ses effets destructeurs sur la quasi-totalité du littoral est-dunkerquois, provoquant un fort recul du front dunaire des Dunes Dewulf et Marchand.

L'historique (non exhaustif) des tempêtes recensées dans le Nord de la France et en Mer du Nord méridionale a permis de mettre en évidence, d'après les sources et archives disponibles, des périodes durant lesquelles se sont produits de nombreux coups de vent et tempête à fort impact sur le littoral, tandis que d'autres périodes n'ont été marquées que par des évènements moins dévastateurs sur nos côtes.

Parmi les tempêtes marquantes présentées ici, plusieurs tendances se dégagent avec des évènements de directions, de durées et d'intensités différentes (Tableau V-8). Conformément à l'orientation WSW-ENE de la côte, plusieurs "fenêtres" de tempêtes semblent se dégager :

- (1) Des vents de secteur NW à NE, sur une courte durée (1 à 2 jours) : c'est le cas des tempêtes de 1953 (NW-NNW) et 1978 (N-NE) qui, avec un fort vent d'afflux à la côte, ont induit des surcotes importantes, facilitées par des conditions de marée de vives-eaux (coeff. 82-83 en 1953) ou de grande marée (coeff. 103 en 1978), et ont eu pour

conséquence une submersion marine ainsi qu'une érosion des cordons dunaires. La tempête de janvier-février 1953, durant laquelle la surcote à pleine mer a été très forte et occasionné de hauts niveaux d'eau, a eu des impacts bien plus considérables qu'en 1978, même avec un coefficient de marée plus faible.

- (2) Des vents persistants de secteur W-NW de plus longue durée (plus de 2 jours) : début janvier 1995, des vents pourtant modérés à forts (jusqu'à 14 m/s) ont soufflé avec persistance ( $\geq 8$  m/s pendant 60 heures d'affilée) produisant une forte surcote et un haut niveau d'eau enregistré à Dunkerque.
- (3) Des vents de secteur W-SW virant au NW, sur une courte durée (1 à 2 jours) : par exemple les tempêtes de janvier 1976 et février 1983.
- (4) Des vents de secteur S à SW ou WSW, pendant 1 à 3 jours : si, à priori, ces vents longitudinaux par rapport à la côte ne semblent pas favorables pour pousser les eaux à la côte et générer de fortes surcotes, les tempêtes du début de l'année 1990 ont toutes présenté ce type de configuration. Malgré les données marégraphiques manquantes, ces évènements durables ont eu un fort impact sur la côte dunkerquoise en particulier lorsque les conditions de marée ont été les plus favorables (vives-eaux de fin février).

Du point de vue des conditions météo-marines, ces résultats soulignent encore le fait que l'impact des tempêtes et forts coups de vents à la côte résulte étroitement de l'interaction de plusieurs agents variables : l'intensité, la direction, la durée pendant laquelle le vent a soufflé, et les conditions de marée présentes au cours de l'évènement. Il est rare que ces 4 facteurs soient, tous à la fois, à leur maximum d'efficacité, occasionnant des conditions de tempête réellement catastrophiques. Une courte tempête, avec des vents frontaux très violents, peut en effet occasionner autant de dégâts qu'un évènement durant lequel des vents modérés à forts ont soufflé pendant plusieurs jours. Une tempête longue sans nécessairement des vents très forts peut s'accompagner également de hauts niveaux d'eau, affecter plusieurs cycles de marée et engendrer sur la durée une érosion côtière très importante. Chaque facteur ou agent dynamique, paraît agir en termes de "levier", intensifiant ou limitant les potentiels effets de la tempête.

Contrairement aux évènements de janvier 1978 et février 1983 ou la série de tempêtes de 1990 qui s'inscrivent bien dans des phases de recul global du trait de côte, les effets de la tempête de janvier 1995 ne se reflètent pas dans l'évolution du trait de côte sur la période 1994-2005, marquée par une relative stabilité notamment au niveau de la Dune Marchand. Sur une dizaine d'années, un recul de plusieurs mètres ne se "voit" pas et peut s'expliquer par une bonne cicatrisation (*post-storm recovery*) de la côte. Il semble donc que l'érosion causée par de très fortes tempêtes, qui représentent des épisodes érosifs intenses mais ponctuels, ne se répercute pas nécessairement dans l'évolution décennale du trait de côte, à moyen terme.



### **3 Quelle influence de la variabilité, à moyen terme, des conditions météo-marégraphiques dans l'évolution du trait de côte de 1957 à 2010 ?**

---

Après avoir mis en relation les impacts observés et/ou mesurés avec les caractéristiques dynamiques de plusieurs épisodes tempétueux, plusieurs types de conditions météo-marines susceptibles de générer une érosion côtière se dégagent. De plus, l'historique des tempêtes et forts coups de vent réalisé laisse apparaître des périodes qui, au cours des cinquante dernières années, ont été marquées par un nombre conséquent d'évènements. Cet inventaire, même s'il a pu être complété par une littérature plus scientifique, reste non exhaustif et à considérer avec prudence car les sources disponibles (archives portuaires et municipales, presse) ne relatent souvent que les évènements les plus catastrophiques ou ayant affecté les infrastructures municipales. Quelle a pu être l'influence des forçages météo-marins à l'origine de tempêtes dans l'évolution du trait de côte ? Et dans quelle mesure leur variabilité a-t-elle pu intensifier, sur le long terme, les phénomènes d'érosion et d'accumulation du littoral dunkerquois ?

#### **3.1 Variabilité des hauts niveaux d'eau à Dunkerque depuis 53 ans**

##### **3.1.1 Des sources de données aux très nombreuses lacunes**

Les données marégraphiques au port de Dunkerque constituent une série relativement longue de 53 ans, de 1956 à 2009, avec quelques mois disponibles également début 2010. Cette durée représente "la durée minimum pour pouvoir tirer des tendances significatives à long terme sur les composantes du niveau marin" (Gouriou *et al.*, 2008). En réalité, les enregistrements disponibles et le nombre d'années effectives sont beaucoup plus réduits en raison de très nombreuses lacunes (Figure V-34). Celles-ci sont importantes puisqu'elles représentent le tiers des données du port de Dunkerque, avec de nombreuses années lacunaires, voire même plusieurs années ne disposant d'aucun enregistrement. Ces périodes de non-observation peuvent correspondre à des pannes de marégraphe, à un mauvais fonctionnement de l'appareil (les données sont ici considérées comme non fiables et éliminées par le SHOM), ou encore à des pertes de données pour les périodes les plus anciennes. Dunkerque ne représente pas un cas isolé car beaucoup d'autres ports français disposant de marégraphes aboutissent au même constat.

De 1987 à 1996, les lacunes ont excédé 50 % des données. Ceci est problématique dans la mesure où, lors des évènements tempétueux, les hauts niveaux d'eau sont potentiellement érosifs et morphogènes, en termes de recul du pied de dune et de submersion marine. De plus, nous savons que cette période a justement été très tempétueuse, surtout à compter du début de l'année 1990. D'une part, ce manque de mesures ne permet pas de

connaitre avec précision les surcotes et hauts niveaux d'eau qui se sont produits à Dunkerque au cours de ces évènements ; d'autre part, ces longues périodes de non-observation interdisent toute interprétation quant à la fréquence accrue (ou non) de niveaux d'eau potentiellement érosifs sur cette période de 10 ans.

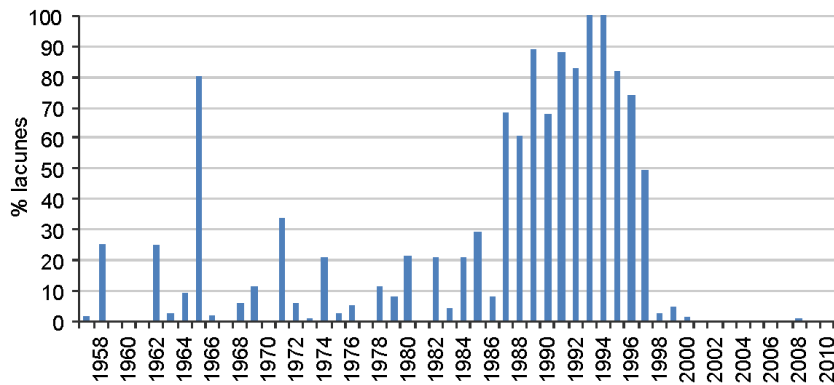


Figure V-34 Fréquence annuelle des lacunes au marégraphe de Dunkerque de 1957 à 2010.

### 3.1.2 Evolution des plus hauts niveaux d'eau annuels

La distribution des plus hauts niveaux marins annuels enregistrés au marégraphe de Dunkerque ne permet pas de distinguer de réelles périodes de plus forte intensité des marées de pleine mer. Aucune tendance ne se dégage clairement de la Figure V-35, seules quelques années se distinguent avec une cote maximale atteinte supérieure à 7 m (CM) comme en 1965 et 1973, ainsi que deux niveaux exceptionnellement hauts en 1978 et 1983 (respectivement 7,30 m et 7,28 m). Le début des années 1990 semble indiquer des niveaux d'eaux maximaux plus modérés, mais avec un fort pourcentage de lacunes (50 à 100 %), ces valeurs ne sont pas représentatives. Ainsi, la cote de 7,25 m (mesure ponctuelle) relevée au port Est de Dunkerque le 2 janvier 1995 n'apparaît pas dans les données du SHOM, en raison du trop grand nombre de valeurs mensuelles manquantes sur ce début d'année.

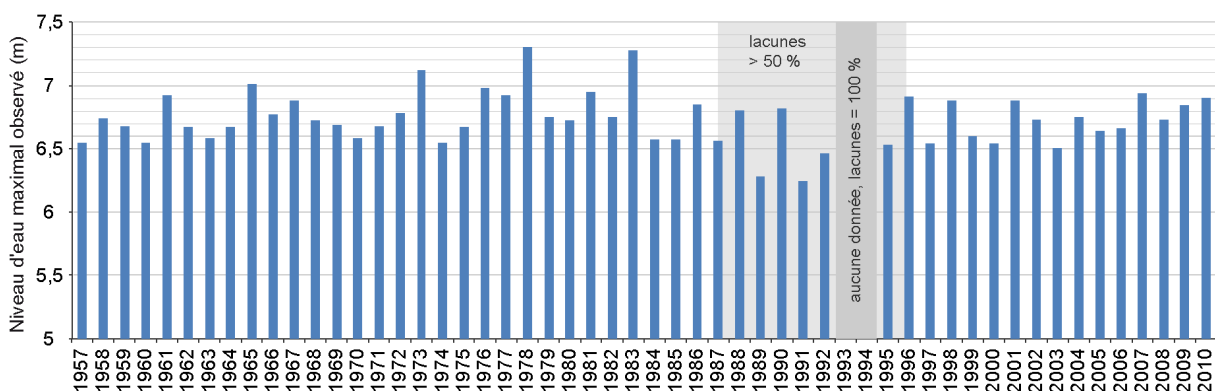


Figure V-35 Plus hauts niveaux d'eau annuels au marégraphe de Dunkerque, de 1957 à 2010 (en mètres, par rapport au zéro hydrographique).



Toutefois, la totalité des niveaux extrêmes annuels répertoriés à Dunkerque ne coïncide pas nécessairement avec des événements érosifs (Tableau V-10). Certains hauts niveaux d'eau correspondent à des marées hautes de vives-eaux ou d'équinoxe, parfois accompagnés d'une surcote modérée, mais ne sont pas connus comme événements érosifs, probablement en raison de la faible agitation du plan d'eau (période peu venteuse et donc houle peu formée).

Dans l'inventaire des niveaux extrêmes du Tableau V-10, quelques événements identifiés précédemment dans l'historique des tempêtes apparaissent bien ici : les 14 décembre 1973 (7,11 m ; coeff. 93), 7 février 1974 (6,59 m ; coeff. 105) et 29 janvier 1975 (6,67 m ; coeff. 112) (Tableau V-5) ; 3 janvier 1976 (6,98 m ; coeff. 90), 12 janvier 1978 (7,30 m ; coeff. 107) et 2 février 1983 (7,29 m ; coeff. 97) (Tableau V-6) ou plus récemment les 21 mars 2008 (6,73 m ; coeff. 94), 10 février 2009 (6,84 m ; coeff. 107) et 28 février 2010 (6,90 m ; coeff. 109) (Tableau V-8).

Mais en réalité, sur la période étudiée, peu de niveaux d'eau correspondent à des tempêtes recensées en tant que telles, ni à des événements érosifs. Dans les années 1990, en raison des lacunes, aucun niveau "extrême" ne correspond aux tempêtes connues (en 1995 notamment) (De Moor, 1991). Ni en 2007 (sans lacune), une année qui a pourtant été marquée par deux tempêtes à fort potentiel érosif avec, les 19 mars (6,80 m ; coeff. 102) et 9 novembre (6,83 m ; coeff. 76) (Tableau V-8) des niveaux d'eau mesurés plus faibles que le niveau maximal du 25 novembre (6,94 m ; coeff. 100).

**Tableau V-9 Inventaire des niveaux extrêmes observés au marégraphe de Dunkerque, à partir des données disponibles (en mètres, par rapport au zéro hydrographique).**

Année	Pleine Mer			Année	Pleine Mer			Année	Pleine Mer		
	Niv Max (m)	Date	Coeff.		Niv Max (m)	Date	Coeff.		Niv Max (m)	Date	Coeff.
1956	6,29	04/11	93	1975	6,67	29/01	112	1994	-	-	-
1957	6,6	23/11	97	1976	6,98	03/01	90	1995	6,53	28/08	93
1958	6,75	06/02	111	1977	6,92	13/11	105	1996	6,96	29/10	93
1959	6,74	31/12	107	1978	7,3	12/01	107	1997	6,54	10/02	116
1960	6,62	20/12	105	1979	6,76	06/11	99	1998	6,9	08/10	114
1961	6,94	21/03	92	1980	6,87	25/10	114	1999	6,71	26/10	109
1962	6,67	15/11	99	1981	6,95	14/11	110	2000	6,65	15/12	93
1963	6,61	03/11	113	1982	6,78	17/11	86	2001	6,88	18/09	113
1964	6,73	24/10	103	1983	7,29	02/02	97	2002	6,74	07/11	108
1965	7,06	10/12	93	1984	6,59	26/10	108	2003	6,52	02/04	89
1966	6,84	16/09	115	1985	6,61	11/11	93	2004	6,75	13/11	99
1967	6,94	05/10	114	1986	6,89	02/11	99	2005	6,64	13/01	100
1968	6,77	21/12	96	1987	6,66	10/09	108	2006	6,66	28/02	111
1969	6,69	12/11	89	1988	6,85	27/09	115	2007	6,94	25/11	100
1970	6,64	19/10	83	1989	6,38	08/02	108	2008	6,73	21/03	94
1971	6,69	22/11	71	1990	6,89	07/10	103	2009	6,84	10/02	107
1972	6,79	24/10	108	1991	6,29	16/06	94	2010	6,9	28/02	108
1973	7,11	14/12	93	1992	6,57	29/08	115				
1974	6,59	07/02	105	1993	-	-	-				

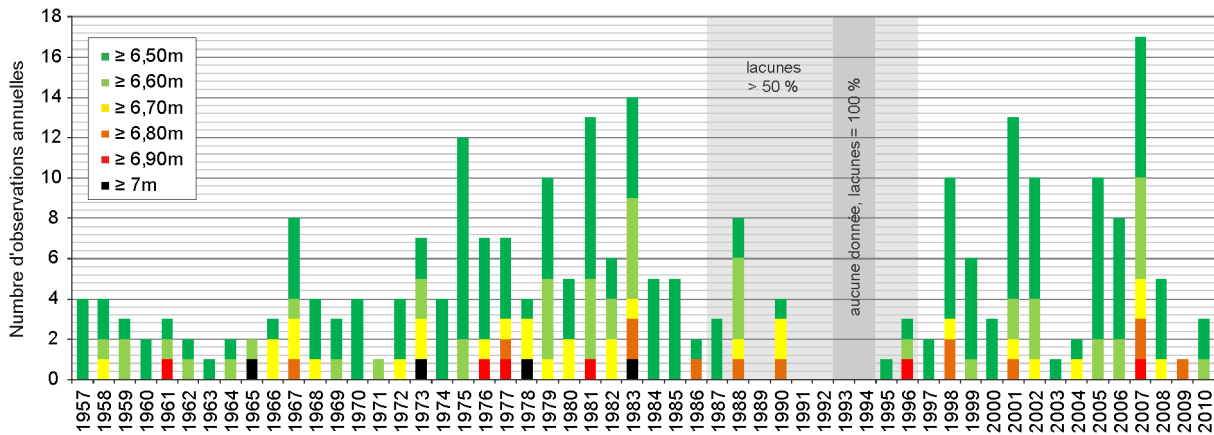
En théorie, le long d'une côte macrotidale, une tempête se révèle d'autant plus érosive qu'elle se produit à marée haute en marée de vives-eaux (ou d'équinoxe), tandis qu'une forte tempête, dont le paroxysme coïncide avec la basse mer ou se produit lors d'une marée de faible coefficient, n'aura pas un fort impact érosif. Pourtant, avec un niveau d'eau théoriquement peu élevé, les conditions météorologiques peuvent induire une forte agitation marine, la formation de vagues et donc des effets potentiellement érosifs à la côte comme en novembre 2007, avec un coefficient de marée de vive-eau moyenne (76). Dans les deux cas, l'augmentation du caractère érosif reste conditionnée par la durée de l'évènement, dès lors que les conditions restent énergétiques pendant plusieurs marées hautes successives, avec un autre paramètre essentiel pouvant renforcer le potentiel érosif des hauts niveaux marins : l'action des vagues à la côte, dont la présence lors de hauts niveaux d'eau conditionne directement l'érosion potentielle.

### 3.1.3 Distribution annuelle des niveaux marins potentiellement érosifs

Le caractère potentiellement érosif d'une tempête est lié à son intensité, sa durée et sa provenance, mais aussi à la hauteur d'eau atteinte pendant l'évènement, spécialement par rapport à l'altitude du haut de plage et du pied de dune. Cette hauteur du pied de dune peut être variable selon le secteur considéré, à la fois dans le temps et dans l'espace, et avait été fixée à une cote de 6,50 m par [Chaverot \(2006\)](#) à partir de différentes mesures topographiques réalisées auparavant ([Vasseur et Héquette, 2000](#) ; [Reichmuth, 2003](#)). D'après le calcul des périodes de retour effectué avec la loi de Gumbel, ajustée de 1957 à 2002 à partir des niveaux marins annuels extrêmes, cette hauteur de 6,50 m correspond à une cote annuelle (période de retour de 1 an) très légèrement supérieure à la valeur théorique de plus haute mer astronomique (6,48 m à Dunkerque), et la cote centennale est ainsi estimée à 7,35 m ([Chaverot, 2006](#)). D'après les mesures réalisées au cours de cette étude, un niveau d'eau de 6,50 m peut s'avérer érosif jusqu'au haut de plage lors de conditions énergétiques (1<sup>er</sup> coup de vent de mars 2008). Mais, ces dernières années, cette cote n'était pas suffisante pour affecter le pied de dune, tandis qu'à 6,70 m et au-delà, une érosion dunaire peut être observée sous l'action d'une forte houle. De telles hauteurs d'eau sont des évènements rares, sans toutefois être exceptionnels, tels que les hauteurs théoriques des grandes vives-eaux ou les surcotes importantes, la conjonction de ces deux phénomènes pouvant induire de très hauts niveaux d'eau à pleine mer.

L'analyse des hauts niveaux d'eau atteints à Dunkerque depuis 1957 montre une distribution variable dans le temps ([Figure V-36](#)). Dix ans, de 1973 à 1983 ont été marqués par une assez forte fréquence des niveaux d'eau supérieurs à 6,50 m, ainsi que de façon plus disparate dans le début des années 2000. L'année 2007 est celle qui a enregistré le plus grand nombre d'évènements  $\geq 6,50$  m parmi la cinquantaine d'années de données disponibles. De

tendance similaire, davantage de niveaux d'eau  $\geq 6,80$  m se sont produits dans les années 1965-1967, 1973-1983, puis en 2007. Ces années là, les dunes ont été potentiellement plus atteintes par les houles de tempête. Le constat d'une fréquence de hauts niveaux d'eau plus marquée dans les années 1970 pourrait en partie expliquer le recul quasi généralisé du trait de côte observé au cours de la période 1971-1983, à l'Est de Dunkerque. La déficience en données sur la période 1983-1994 ne permet pas de confirmer cette hypothèse ni d'expliquer la forte érosion du littoral constatée sur l'ensemble du secteur sur cet intervalle.



**Figure V-36** Distribution des hauts niveaux d'eau atteints à pleine mer depuis 1957 (en mètres, par rapport au zéro hydrographique) : nombre de marées supérieures aux cotes 6,50 m, 6,60 m, 6,70 m, 6,80 m, 6,90 m et 7 m.

La distribution annuelle des niveaux d'eau extrêmes ou des hauts niveaux considérés comme potentiellement érosifs, enregistrés au port de Dunkerque, peuvent en partie expliquer la variabilité spatiale et temporelle de l'évolution du littoral (Tableau V-11 ; Figure V-36). En effet, la plus forte fréquence de hauts niveaux d'eau a été observée au cours de la période 1971-1983 caractérisée par un recul global du trait de côte (- 0,48 m/an), tandis que les événements potentiellement érosifs ( $\geq 6,80$  m, niveaux d'eau supérieurs à l'altitude du pied de dune) ont été moins nombreux durant la période d'accrétion précédente (1957-1971). Les niveaux d'eau les plus élevés, ( $\geq 7$  m) n'ont été enregistrés que 4 fois au cours de la période complète de 53 ans, et 3 d'entre eux sont survenus durant la période 1971-1983. Malheureusement, les lacunes marégraphiques sont très importantes pour la période 1983-1994, avec quelques années complètes sans mesure, or plusieurs tempêtes majeures, parfois combinées à de grandes marées, se sont pourtant produites, notamment pendant l'hiver 1990.

**Tableau V-10 Rythmes moyens d'évolution du trait de côte, nombre de marées supérieures à 6,50 m ( $\geq$  PHMA), 6,80 m (niveaux d'eau supérieurs au pied de dune) et 7 m, et niveaux d'eau maximaux moyens, pour chaque période d'étude de 1957 à 2010.**

Période	Rythmes moyens d'évolution du trait de côte	Nombre de marées			Niveaux d'eau maximaux moyens
		$\geq 6,50$ m	$\geq 6,80$ m	$\geq 7$ m	
1957-1971	+ 0,38 m/an	44	3	1	6,71 m
1971-1983	- 0,48 m/an	90	9	3	6,87 m
1983-1994	- 0,92 m/an	31*	3*	0*	6,64 m*
1994-2005	+ 0,29 m/an	59	4	0	6,68 m
2005-2010	+ 0,15 m/an	36	4	0	6,79 m

(\* Nombreuses lacunes marégraphiques à Dunkerque)

L'analyse des hauts niveaux d'eau ne permet pas, à elle seule, d'expliquer les phases d'accumulation, de recul ou de relative stabilité du littoral mises en évidence dans la première partie de ce chapitre. Certes, les hauts niveaux d'eau atteints en conditions tempétueuses représentent un agent important dans l'évolution du littoral, mais leur potentiel caractère érosif, en terme de recul du pied de dune et de submersion, dépend aussi fortement de l'intensité, la direction et la durée d'action du vent lors de chaque évènement, dans la mesure où cet agent peut générer ou intensifier des surcotes et accentuer l'impact des vagues à la côte.

## 3.2 Variabilité des conditions anémométriques à Dunkerque de 1957 à 2010

### 3.2.1 Evolution des vents moyens trihoraires

Le facteur météorologique joue un rôle important dans l'évolution des côtes basses meubles. En effet, en générant des vagues, la houle, des courants marins et en contribuant au transport des sédiments, le vent joue un rôle essentiel dans les processus d'érosion et d'accumulation (marins et éoliens). Afin d'étudier la variabilité temporelle des conditions anémométriques sur la période de 1957 à 2010, nous disposons pour cette étude de séries temporelles de vent enregistrées à la station Météo France de Dunkerque. En l'absence de date précise de changement des capteurs de vent à cette station, il n'a pas été possible de faire de correction sur les séries de données mises à disposition par Météo France, ni de valider la bonne comparabilité des mesures pré-/post- changement.

Les vents trihoraires enregistrés à Dunkerque ont été triés et analysés par directions en différentes groupes de vitesses. Afin d'identifier certaines tendances sur le long terme, la fréquence des différentes classes de vitesses a été déterminée sur une base annuelle et sur la

période de 1957 à 2010. Pour évaluer le rôle qu'ont pu jouer les conditions anémométriques dans l'évolution du trait de côte, l'analyse a été également réalisée selon un découpage en 5 périodes, correspondant aux intervalles de temps choisis en début de chapitre pour l'évolution du trait de côte : 1957-1971, 1971-1983, 1983-1994, 1994-2005, 2005-2010. Le découpage des séries temporelles de vent sur ces intervalles a été effectué à partir des dates de prise de vue des photographies aériennes utilisées dans l'étude diachronique.

La rose des vents globale, réalisée sur la période 1957-2010 (Figure V-37 ; Annexe X), constitue un bilan de l'orientation dominante des vents sur 53 ans à Dunkerque, selon deux composantes principales : des vents dominants d'une large fenêtre SSW à WSW en réponse aux dépressions nord atlantiques qui remontent vers la Manche, et une fenêtre secondaire N-NE, marquée par des vents moins fréquents et issus des masses d'air en provenance de la Mer du Nord. Les roses des vents correspondant aux 5 intervalles choisis permettent d'affiner un peu ces observations sur une durée plus courte (5 à 14 ans) et montrent des différences, malgré une tendance générale qui reste bien sûr similaire (Figure V-37) :

(1) La période de 1957 à 1971 se caractérise par une forte prédominance des vents du secteur WSW et, de façon plus modérée du secteur ENE. La distribution des vents faibles inférieurs à 8 m/s montre une asymétrie sur la fenêtre WSW-SSE, tandis que les vents moyens (8-16 m/s) à forts ( $\geq 16$  m/s) correspondent davantage à des vents dits "de mer" SW à WNW.

(2) La période suivante, de 1971 à 1983, indique une prédominance moins marquée des vents du quart SW par rapport aux vents du quart NE. Les vents de 8 à 16 m/s les plus fréquents sont préférentiellement de provenance W-SW. Les vents forts supérieurs à 16 m/s sont plus fréquents (toujours  $< 2\%$ ) et principalement de secteur WSW à WNW.

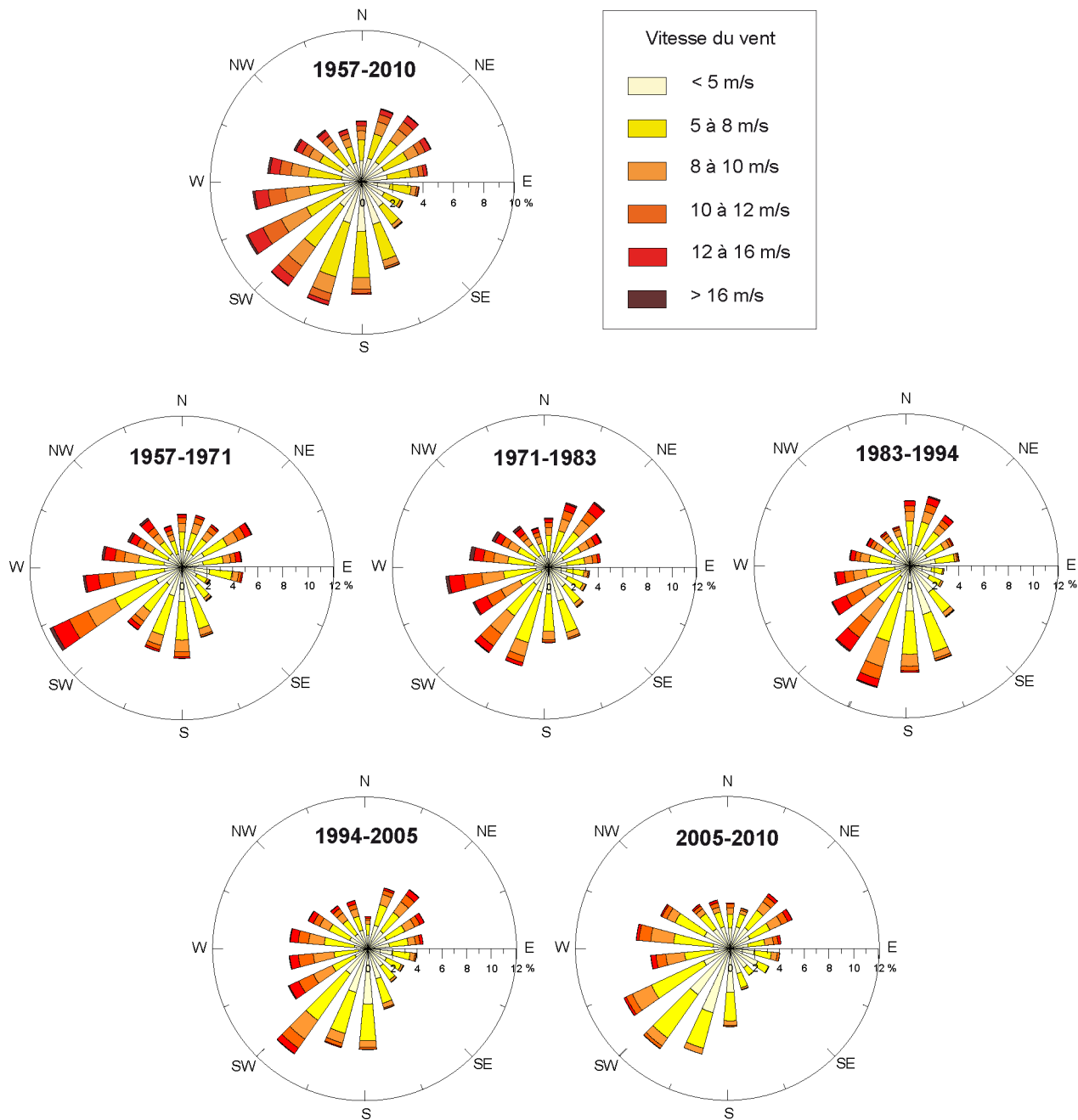
(3) La période de 11 ans qui a suivi, de 1983 à 1994, montre un "balancement" de l'axe de la tendance vers une prédominance des vents du secteur S-SW et d'une fenêtre secondaire N-NE. Les vents faibles du Sud apparaissent très fréquents et les vents faibles à forts sont majoritairement de direction SSW à WSW. Au cours de cette période, les vents en provenance du N et NNE se sont intensifiés par rapport aux années précédentes.

(4) La période de 1994 à 2005 est marquée par une nouvelle rotation de l'axe des vents dominants avec un retour à une prédominance W-SW des vents intermédiaires à forts, et des vents faibles du S-SW très fréquents.

(5) Les cinq dernières années, de 2005 à 2010, sont marquées par une augmentation significative des vents faibles en provenance du secteur WSW à SSW. La rose des vents construite laisse apparaître une nette diminution des vents moyens et forts, qui se produisent essentiellement de secteurs SW à NW et NE à ENE.

**Fréquences des directions du vent en % par groupes de vitesses**

Valeurs trihoraires de 00 à 21h UTC enregistrées à la station Météo-France de Dunkerque



	<b>1957-1971</b>	<b>1971-1983</b>	<b>1983-1994</b>	<b>1994-2005</b>	<b>2005-2010</b>	<b>1957-2010</b>
Nombre de cas observés	39708	33435	32003	33401	12338	150885
Nombre de cas manquants	2740	1637	13	238	126	4754
Fréquence des vents nuls (%)	1,09	1,36	0,96	0,78	0,41	1,00

**Figure V-37** Roses des vents à Dunkerque de 1957 à 2010 et découpage selon 5 périodes d'étude (données Météo France).

De 1957 à 2010, ces observations tendent dans leur ensemble à indiquer une augmentation significative des vents faibles (inférieurs à 8 m/s) tandis que les vents supérieurs à 8 m/s ont vu leur fréquence considérablement baisser, en particulier les vents forts supérieurs à 16 m/s qui se sont clairement raréfiés.

### 3.2.2 Choix des seuils de vent pour les évènements tempétueux

Le choix d'un seuil de vent au-delà duquel on peut parler de tempête n'est pas évident à déterminer en raison des différentes définitions et limites de tempêtes qui existent. Comme le fait remarquer [Chaverot \(2006\)](#), un seuil trop élevé prend en compte trop peu d'informations, posant un problème de représentativité des résultats, tandis qu'à l'inverse, un seuil trop bas risque de ne faire ressortir aucune tendance intéressante. La limite traditionnellement fixée par Météo France, pour une tempête, correspond à des vents de force 10 sur l'échelle de Beaufort (89-102 km/h ou 25-28 m/s). Ainsi, un seuil de 28 m/s est fréquemment utilisé ([Deboudt, 1997](#) ; [Drevet, 2002](#)), et d'ailleurs adopté par les assureurs. Mais cette limite n'est pas nécessairement adaptée à tous les lieux d'étude, en particulier sur la côte d'Opale où les vents atteignant 28 m/s sont rares tandis que les vents intermédiaires de l'ordre de 8 à 16 m/s sont beaucoup plus fréquents. Un seuil de tempête pour des vents trihoraires de 16 m/s avait ainsi été utilisé par [Chaverot \(2006\)](#), une valeur correspondant en moyenne à 1 % des vents les plus forts sur les stations alors étudiées de Dunkerque, Calais, et Boulogne sur Mer. Ce seuil a d'ailleurs déjà été employé lors d'une précédente étude dans la même région ([Clabaut \*et al.\*, 2000](#)).

Depuis la fin des années 1950, les données trihoraires montrent une forte diminution de la fréquence des vents supérieurs à 16 m/s ([Figure V-38 B](#)). Sur la période 1957-1971, ces vents représentaient 1,37 % des observations, avant d'augmenter à 1,65 % de 1971-1983. De 1983 à 2010, cette fréquence a diminué de façon très significative de 0,74 à 0,12 %. Les fréquences annuelles maximales, supérieures ou égales à 4 %, ont été atteintes en 1974 et 1977, tandis qu'en 2008 et 2009 les fréquences sont négligeables voire nulles. Depuis 27 ans, la fréquence relative à ces vents  $\geq 16$  m/s est si faible qu'elle n'est guère représentative car, au vu des résultats collectés dans cette étude, au cours de la période récente (2007-2010) ou plus ancienne (depuis 50 ans), certains évènements tempétueux ont montré un fort potentiel érosif sans que les vents n'atteignent nécessairement des vitesses très élevées. Dans l'hypothèse selon laquelle la direction et la durée d'action des vents sont également des facteurs clés dans la capacité érosif d'une tempête, les vents de plus de 16 m/s, s'ils sont atteints, ne perdurent que rarement jusqu'à plusieurs dizaines d'heures ou plusieurs jours. En revanche, considérant que des vents moyens (de 8 à 16 m/s) peuvent suffire à constituer des évènements tempétueux morphogènes, comme l'ont montré plusieurs observations (notamment évoquées dans le [Chapitre III](#)), une limite de vents à 8 m/s a été utilisée dans ce chapitre pour déterminer de

façon homogène la durée pendant laquelle les vents pouvaient être à l'origine de phénomènes érosifs.

L'évolution de la fréquence de ces vents trihoraires de plus de 8 m/s reste sur une tendance similaire à celle des vents de plus de 16 m/s, avec une hausse de 33,05 % à 35,28 % sur les périodes 1957-1971 et 1971-1983, suivie d'une diminution de la fréquence de près de 30 % à 22 % depuis 1983 (Figure V-38 A). Ici encore, les fréquences annuelles maximales (44 à 47 %) ont été enregistrées dans les années 1970. C'est justement au cours de la période 1957-1971 que la proportion de vents forts ( $\geq 8$  m/s et  $\geq 16$  m/s) a été la plus forte, comparativement aux périodes 1957-1971 et 1983-1994. Pourtant, l'érosion s'est généralisée et intensifiée sur l'ensemble du trait de côte entre 1983 et 1994, tandis qu'elle était plus limitée spatialement entre 1957 et 1971, avec même localement quelques secteurs en accrétion. L'évolution du trait de côte ne peut donc, à priori, s'expliquer uniquement en fonction de la fréquence, plus ou moins grande, des vents moyens à forts. Un autre facteur serait également à prendre en compte dans cette étude : la direction selon laquelle soufflent ces vents moyens à forts ( $\geq 8$  m/s), qui peuvent être tantôt parallèles, obliques ou frontaux par rapport à l'orientation du trait de côte.

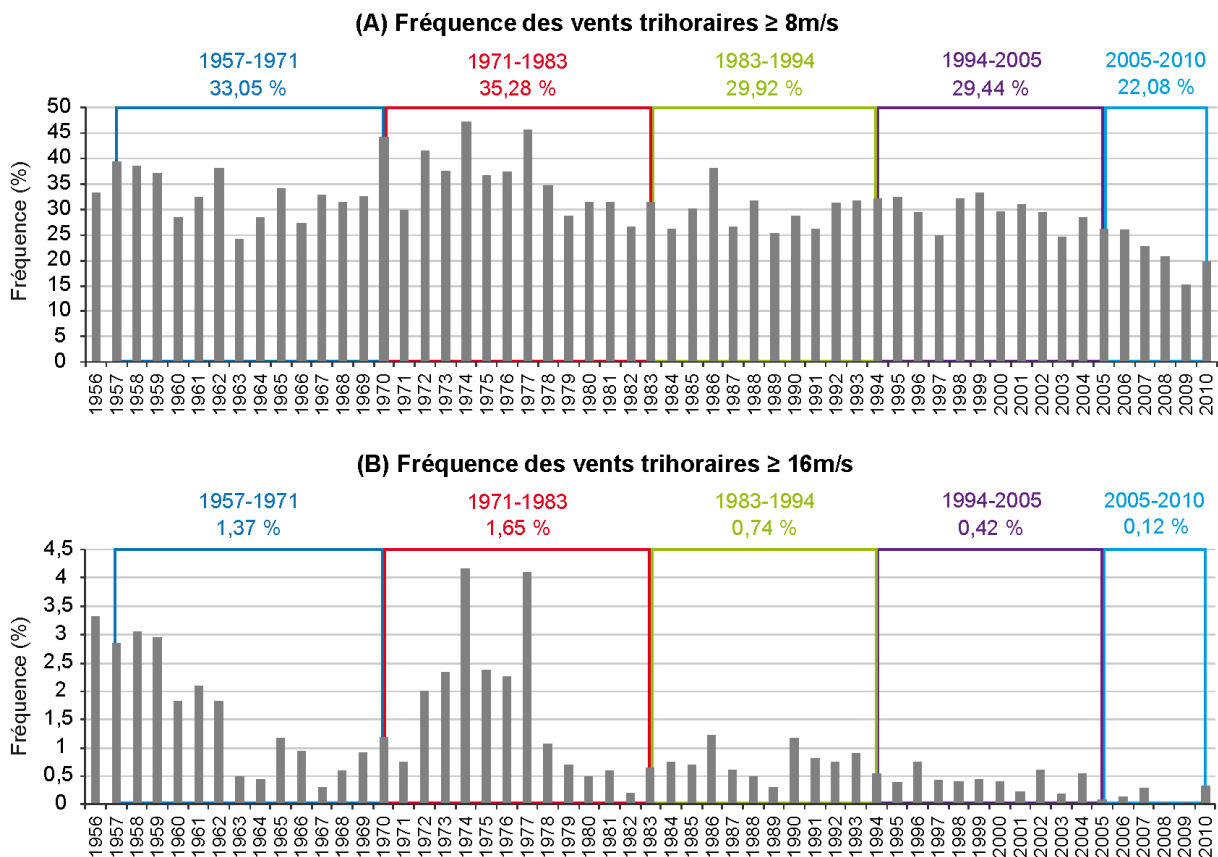


Figure V-38 Fréquence annuelle et par périodes des vents trihoraires  $\geq 8$  m/s et  $\geq 16$  m/s à Dunkerque.



Il convient de rester prudent et rappeler ici que des modifications ou des changements de capteurs ont eu lieu au niveau de la station météorologique de Dunkerque. Au cours de la période d'étude, un nouveau capteur (à fréquence métrique) a été installé en 1974, quelques années avant que le mat de vent ne soit déplacé de 600 m vers le Sud-Est au cours de l'année 1978, puis en 1994 et en 2009 de nouveaux types capteurs ont encore été mis en place. Les deux modifications opérées dans les années 1970 restent les plus sujettes à des interrogations, quant à l'homogénéité des mesures réalisées avant puis après, car c'est à cette période que les données anémométriques montrent une forte décroissance.

### 3.2.3 Distribution des vents trihoraires $\geq 8$ m/s selon leur direction

Ayant souligné, lors de l'analyse événementielle de phénomènes tempétueux anciens et récents, l'importance de la provenance du vent par rapport à l'orientation de la côte, nous avons précisé ces observations en analysant l'évolution des directions des vents de plus de 8 m/s. D'après les conditions les plus fréquemment observées, un découpage de ces vents a été réalisé selon 3 secteurs (Figure V-40) :

- (1) un secteur N, correspondant à un large quart du NW au NE ( $315^\circ$ - $45^\circ$ ),
- (2) un secteur W, correspondant à un large quart du SW au NW ( $225^\circ$ - $315^\circ$ ),
- (3) un secteur plus réduit du S au SW ( $180^\circ$ - $225^\circ$ ).

(La part des vents restants, d'un large secteur NE à S, correspond essentiellement à des vents de terre.)

#### (i) **Fréquence annuelle des vents $\geq 8$ m/s en provenance du secteur N (NW à NE) (Figure V-40 B)**

Avec une longue distance de fetch en mer, les vents du secteur NW à NE sont les vents d'afflux potentiellement les plus favorables pour générer de fortes surcotes sur les côtes méridionales de la Mer du Nord, mais vraisemblablement aussi pour engendrer de fortes vagues, un facteur également important en terme de potentiel érosif et morphogène. Ce sont les années 1968 à 1978 qui affichent les plus fortes fréquences de ces vents de quart N de vitesse supérieure à 8 m/s, représentant 9 à 13 % des observations. Ces vents ont également encore atteint 8 à 10 % des observations dans le milieu des années 1990.

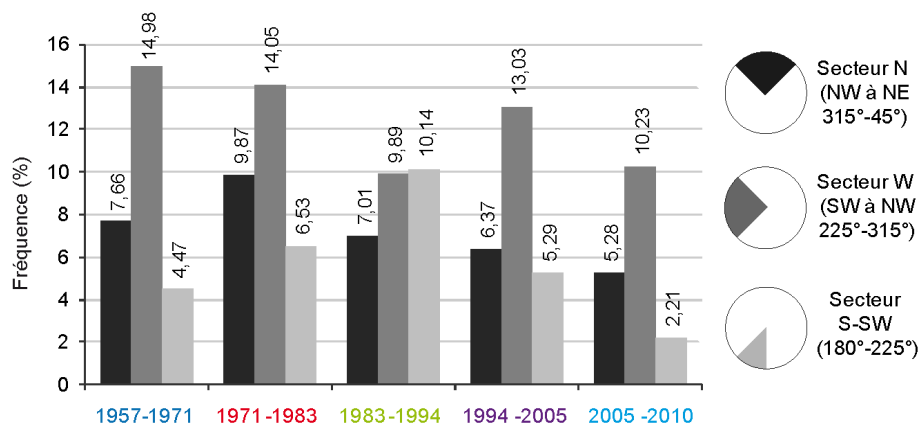
#### (ii) **Fréquence annuelle des vents $\geq 8$ m/s en provenance du secteur W (SW à NW) (Figure V-40 C)**

Les vents du quart W, qui prédominent largement sur la façade Nord de la Côte d'Opale, montrent une recrudescence dans la fin des années 1950, les années 1960 et 1970, puis de nouveau à partir de 1998 et durant la première moitié des années 2000. En 1970 en particulier, la fréquence annuelle de ces vents atteint le quart des observations et dépasse 20 % des observations en 1974.

(iii) **Fréquence annuelle des vents  $\geq 8$  m/s en provenance du secteur S à SW**  
(Figure V-40 D)

Les vents de secteurs S à SW, généralement faibles et en majorité inférieurs à 5% des observations, se sont nettement accrus pendant une vingtaine d'années, de 1980 à 2000, avec une fréquence maximale de 13 % en 1986.

Dans le détail, ces tendances corroborent les observations précédentes, réalisées à partir des roses des vents (Figure V-37). De façon plus globale, les vents de plus de 8 m/s en provenance du quart W prédominent sur quatre des cinq périodes d'étude, mais leur fréquence montre une décroissance de 1957 à 2010 (Figure V-39). La fréquence des vents du NW au NE, maximale sur la période 1971-1983, a quant à elle diminué pendant les périodes suivantes. L'une des périodes d'étude, de 1983-1994, se distingue des autres car elle a été marquée par des fréquences quasi identiques de vents de plus de 8 m/s en provenance des secteurs W et S-SW.

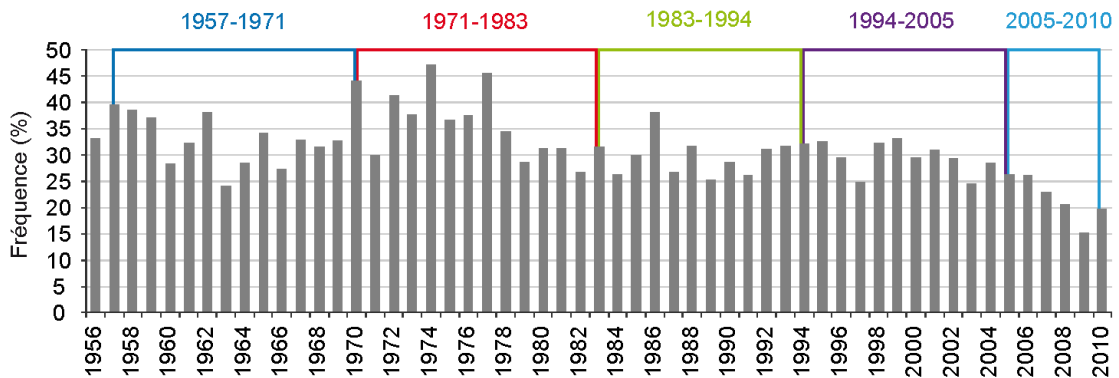


**Figure V-39** Fréquence des vents trihoraires  $\geq 8$  m/s en provenance de différent secteurs, au cours des 5 périodes d'étude.

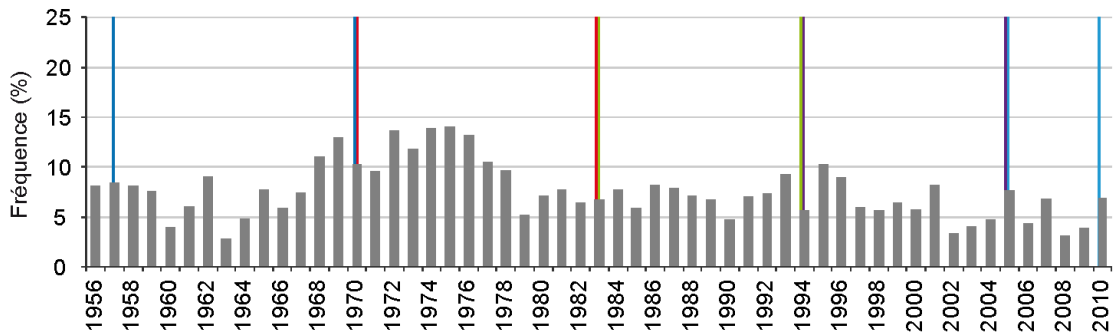
A première vue, la fréquence accrue de vents frontaux du secteur N (NW à NE) enregistrée de 1971 à 1983 semble cohérente avec l'érosion et le recul du trait de côte mise en évidence durant cette période. Pourtant, la période suivante (1983-1994) a été marquée par une érosion importante et généralisée sur le secteur étudié, tandis que ce sont les vents du secteur S-SW qui se sont intensifiés. La période récente, depuis 2005, marquée par une érosion épisodique voire, à moyen terme, par une relative stabilité du trait de côte, témoigne pourtant de fréquences plus faibles des vents en provenance des trois secteurs définis ici comparativement à la période 1994-2005, nettement stable. Parallèlement à l'intensité et la direction des vents, un troisième facteur nécessite d'être évalué, et concerne la durée des événements venteux potentiellement efficaces en termes de vents d'afflux et de formation des vagues.

**Fréquence des vents trihoraires  $\geq 8\text{m/s}$**

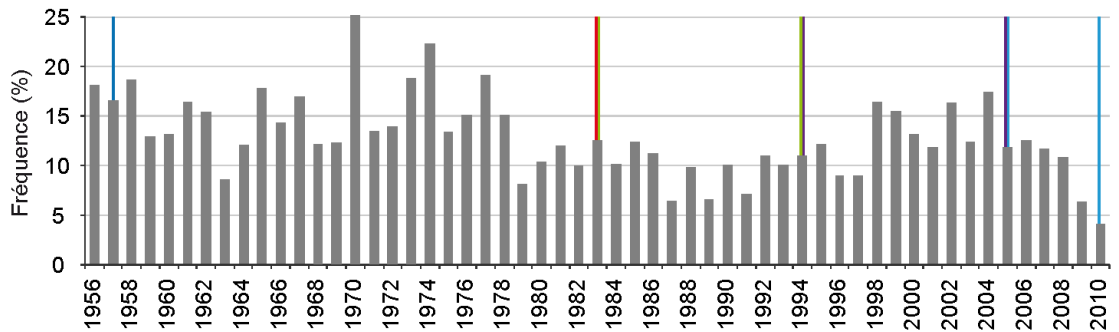
**(A) Toutes directions**



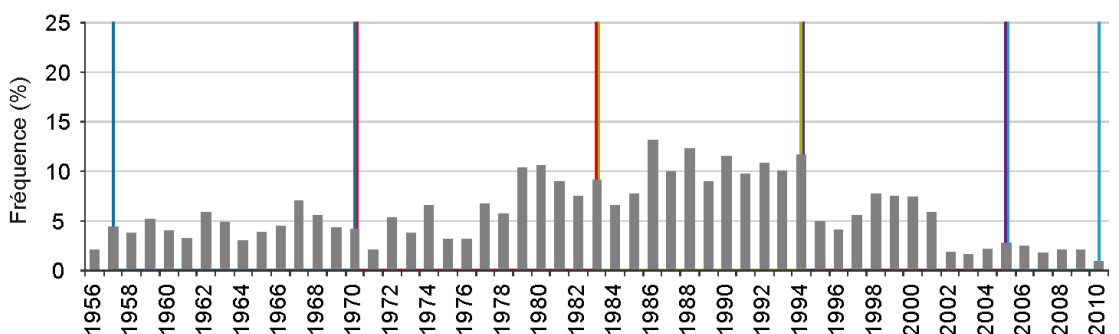
**(B) En provenance du secteur N (NW à NE)**



**(C) En provenance du secteur W (SW à NW)**



**(D) En provenance du secteur S-SW**



**Figure V-40** Fréquence annuelle des vents trihoraires  $\geq 8\text{ m/s}$  en provenance des secteurs N, W et S-SW.

### 3.2.4 Analyse de la durée des évènements de vents persistants $\geq 8$ m/s

L'étude d'un certain nombre de tempêtes et forts coups de vents de ces soixante dernières années a permis de déterminer un panel varié de durées d'évènements, au cours desquels les vents ont soufflé de façon persistante pendant plusieurs heures consécutives au-delà d'un seuil de 8 m/s. Lors des évènements les plus courts, cette durée n'a pas dépassé une dizaine d'heures consécutives (14 heures en février 2009, moins de 15 heures en février-mars 2010, par exemple), tandis qu'au cours de certaines tempêtes les vents ont pu dépasser la vitesse de 8 m/s pendant une soixantaine d'heures d'affilée (10-13 février, 26-28 février et 28 février-2 mars 1990, début janvier 1995) et même atteindre 72 heures (10-13 mars 2008).

Après avoir évalué la distribution (annuelle et par période) des vents intermédiaires et forts en termes de direction, selon 3 secteurs représentatifs des conditions anémométriques dominantes, et potentiellement morphogènes sur le littoral dunkerquois, il a été décidé d'effectuer une recherche sur le long terme d'évènements accompagnés de vents significatifs et persistants.

Considérant qu'une durée supérieure à 12 heures est nécessaire pour que l'évènement affecte au moins une marée haute, et tenant compte des phénomènes passés dont on connaît bien la persistance et les impacts, 4 durées ont été définies pour cette recherche :

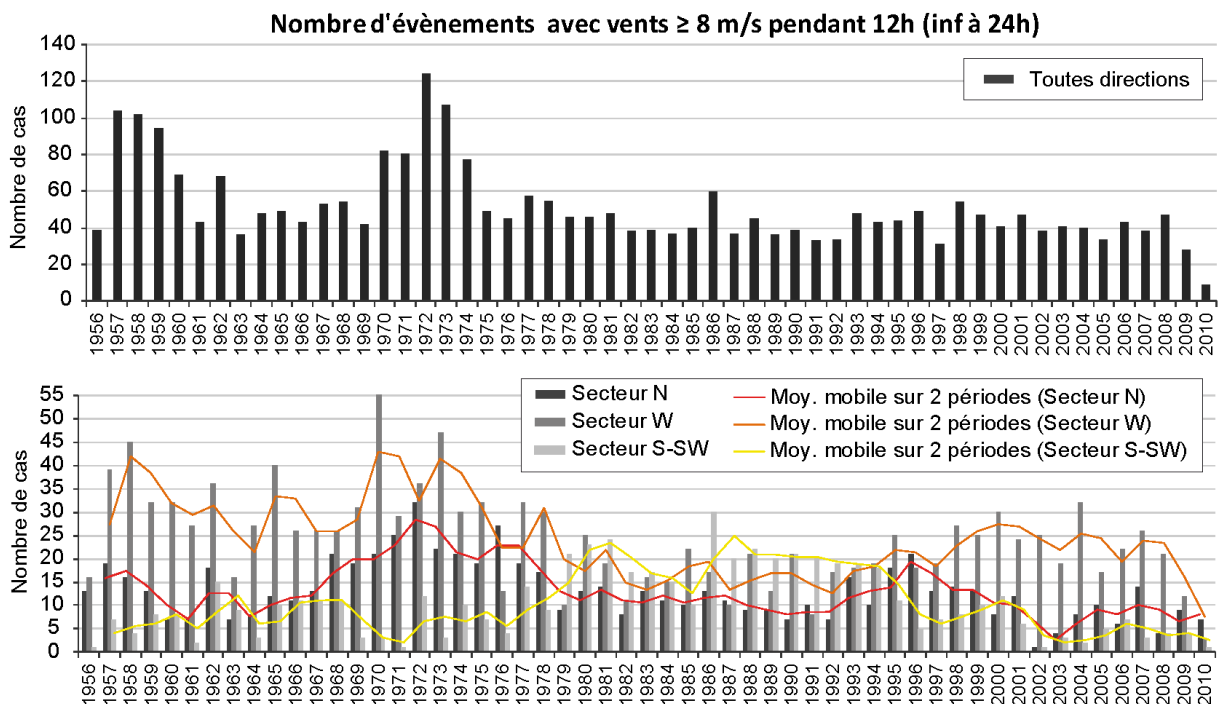
- (1) Des évènements relativement courts, avec des vents de plus de 8 m/s soufflant pendant plus de 12 heures consécutives (mais moins de 24 heures), soit une durée d'une journée au maximum,
- (2) Des vents de plus de 8 m/s soufflant pendant plus de 24 heures consécutives (moins de 48 heures), soit une durée de 1 journée effective,
- (3) Des vents de plus de 8 m/s soufflant pendant plus de 48 heures consécutives (moins de 72 heures), soit une durée de 2 jours entiers,
- (4) Des évènements durables, avec des vents de plus de 8 m/s soufflant pendant plus de 72 heures consécutives, soit une durée minimale de 3 jours.

Etant donné que nous ne disposons de vents de pas de temps horaire que depuis l'année 1997, par souci d'uniformité cette analyse a été réalisée sur des vents trihoraires disponibles sur l'ensemble depuis 1956. Craignant que les vents trihoraires n'induisent une sous-estimation dans la durée des évènements, une recherche d'évènements (de différentes durées) a été réalisée dans un premier temps sur la période récente, de 1997 à 2010, sur les données horaires et trihoraires ([Annexe XI](#)). Les résultats obtenus montrent des tendances similaires avec les deux pas de temps malgré tout. Contrairement aux attentes, les données trihoraires tendent en fait à légèrement surestimer le nombre d'évènements. Cette fréquence

de mesure plus espacée élimine la possibilité qu'une seule valeur inférieure à 8 m/s vienne ponctuellement interrompre le compte des heures consécutives. Les événements durant lesquels les vents de plus de 8 m/s ont soufflé avec persistance, sur des durées de 12 à 72 heures, restent du même ordre de grandeur selon les deux pas de temps (1h et 3h) et demeurent tout à fait cohérents avec les observations ultérieures.

**(i) Recherche annuelle d'évènements de vents  $\geq 8$  m/s soufflant pendant une durée de 12 à 24 heures consécutives**

Toutes directions confondues, ces évènements, au cours desquels les vents de plus de 8 m/s ne perdurent pas plus d'une journée, se produisent en moyenne 30 à 50 fois par an depuis une cinquantaine d'années (Figure V-41). Toutefois, quelques années se distinguent et affichent un nombre de cas nettement plus fort. Ainsi, dans les années 1957-1960 et 1962, puis de 1970 à 1974, plus de 60 cas par an sont dénombrés, avec un record de 120 cas en 1972. Rappelons que l'année 2010 présente un nombre de cas très faible en raison du faible nombre de mois jusqu'ici disponibles. Avec un découpage par secteurs, il apparait une prédominance de ces évènements d'une durée de 12 heures en provenance du large quart W particulièrement avant 1980 puis à partir de 1996, avec également un nombre de cas venus du N non négligeables pendant les années 1970 et le milieu des années 1990.



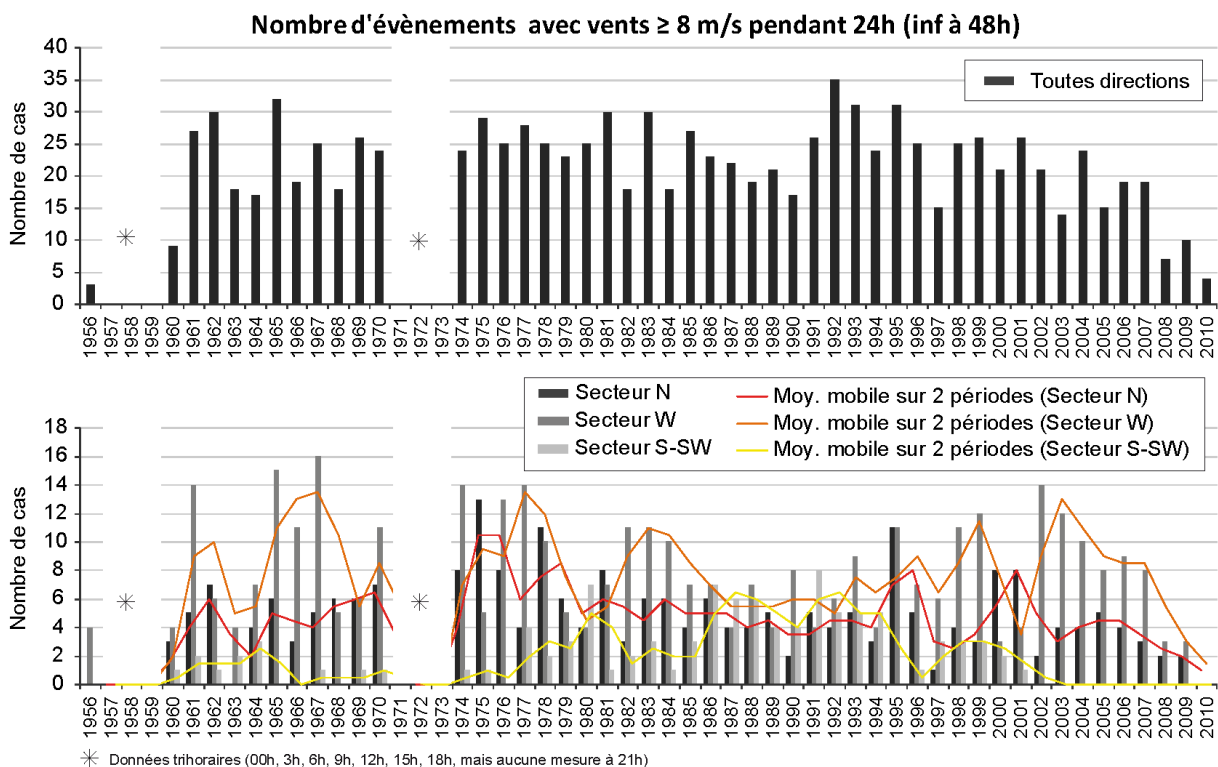
**Figure V-41 Recherche d'évènements avec des vents  $\geq 8$  m/s pendant 12 à 24 heures (Vents trihoraires Météo France).**

La période intermédiaire, de 1980 à 1994, a été marquée par des évènements en moyenne moins nombreux à partir des 3 secteurs, mais néanmoins un nombre de cas en provenance du S-SW nettement plus élevée que sur l'ensemble de la période étudiée (en moyenne 15 à 25 cas par an). Ces évènements relativement courts semblent s'être produit majoritairement à partir du quart W dans les années 1957-1916, puis plus largement de la fenêtre SW à NE de 1968 à 1978. Dans les années 1980 et au début des années 1990, la direction S-SW a été majoritaire avant un retour à des conditions dominantes du quart W depuis 1996 (Figure V-41).

En raison de l'absence de mesure trihoraire de vent à 21h pendant trois années consécutives, en 1957-1959 puis en 1971-1973, il n'a pas été possible de rechercher les évènements d'une durée supérieure ou égale à 24 heures consécutives sur ces deux périodes.

**(i) Recherche annuelle d'évènements de vents  $\geq 8$  m/s soufflant pendant une durée de 24 à 48 heures consécutives**

Les évènements de vents de plus de 8 m/s sur une durée de 24 à 48 heures présentent un nombre de cas encore relativement nombreux, sans que se dégage ici de réelle tendance sur le long terme (Figure V-42).

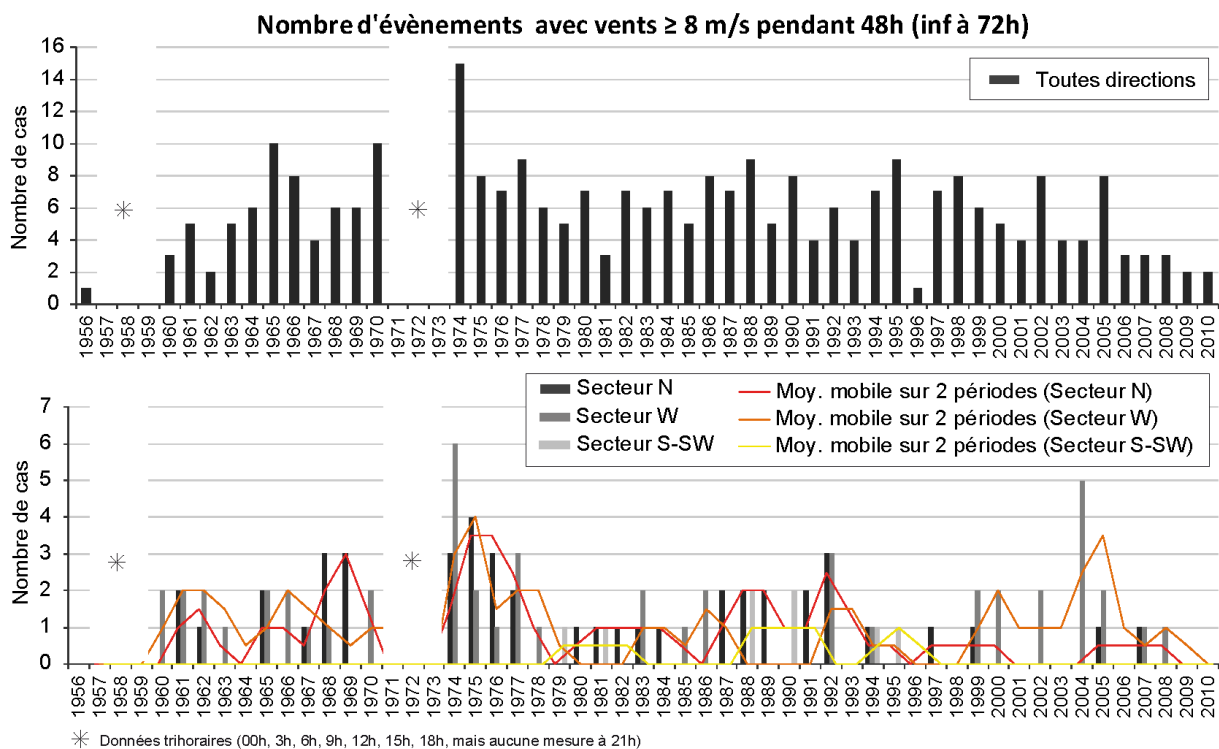


**Figure V-42 Recherche d'évènements avec des vents  $\geq 8$  m/s pendant 24 à 48 heures (Vents trihoraires Météo France).**

Toutes directions confondues, les années 1962 et 1965, 1981 et 1983, 1992-1993 et 1995, comptent chacune 30 évènements (ou plus) durant lesquels les vents  $\geq 8$  m/s ont excédé 24 heures (sans atteindre 2 jours de suite). Les années 2000 semblent indiquer une baisse dans la fréquence des ces évènements. De manière cohérente, les forts coups de vents observés et bénéficiant de mesures au cours de cette étude, de 2007 à 2010, présentent soit une durée très courte (inférieure à 20 heures) soit plutôt longue (au-delà de 48 heures). Ces évènements de 24 heures restent, comme ceux de 12 heures, majoritairement en provenance du quart W et dans une moindre mesure du quart N, excepté de 1987 à 1992 où le nombre de cas est plus réduit (4 à 8 cas par an au maximum) depuis les 3 secteurs directionnels.

**(ii) Recherche annuelle d'évènements de vents  $\geq 8$  m/s soufflant pendant une durée de 48 à 72 heures consécutives**

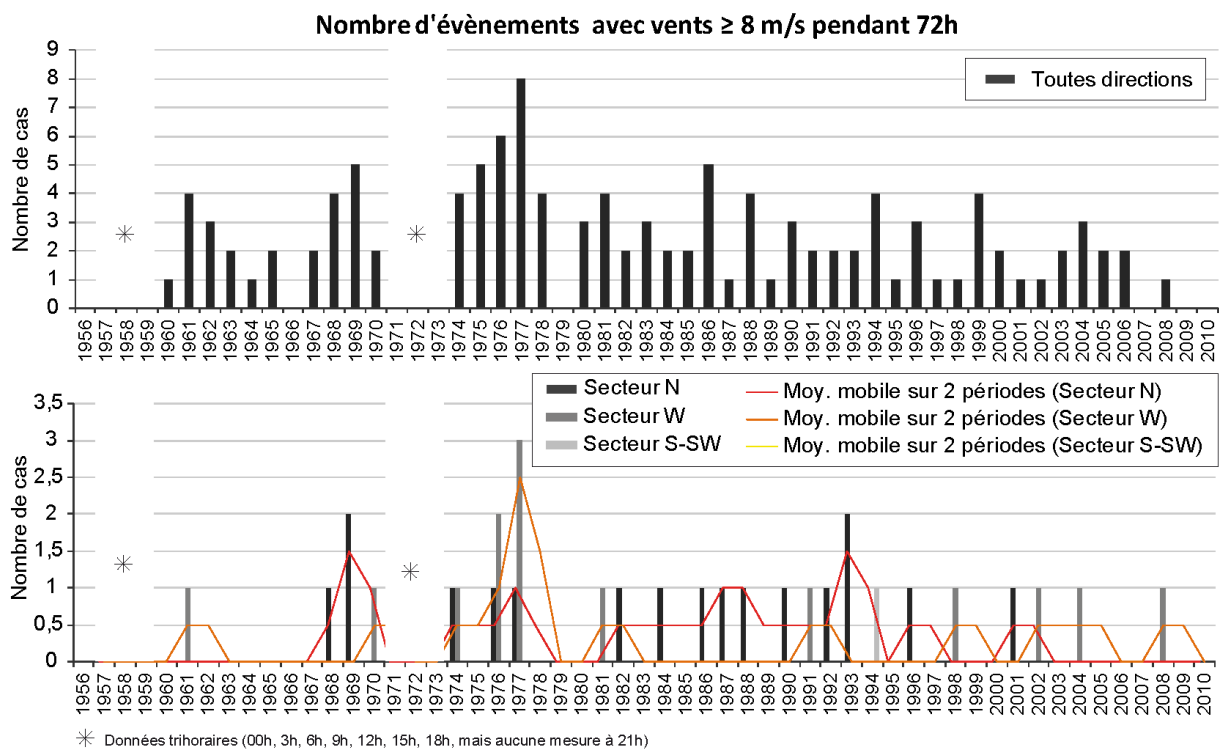
La recherche des évènements de plus de 48 heures (sans atteindre 72 heures), qui se font déjà moins nombreux, montre une tendance à la hausse visible dans les années 1970 et 1980. Sur l'année 1974, 15 cas ont été dénombrés, ce qui représente un record sur les 53 ans étudiés. Ces évènements d'au moins 48 heures correspondent à des conditions de vents soutenus, déjà installés sur la durée, et la répartition par directions de ces vents de plus de 8 m/s indique qu'ils sont fréquemment en provenance du large quart N ou W, au détriment du secteur S-SW, moins représenté sur ces évènements durables (Figure V-43).



**Figure V-43 Recherche d'évènements avec des vents  $\geq 8$  m/s pendant 48 à 72 heures (Vents trihoraires Météo France).**

**(iii) Recherche annuelle d'évènements de vents  $\geq 8$  m/s soufflant pendant une durée supérieure à 72 heures consécutives**

Les évènements de vents supérieurs à 8 m/s pendant une durée d'au minimum 72 heures sont des épisodes plutôt rares mais suffisamment importants et morphogènes pour être recherchés et dénombrés (Figure V-44). Depuis un demi-siècle, certaines années ne présentent aucun évènement d'une telle durée et, en moyenne, les cas répertoriés sont de l'ordre de 1 à 4 évènements par an. Quelques rares années se distinguent, en particulier de 1975 à 1977, durant lesquelles 5 à 8 cas par an sont identifiés. Généralement, ces évènements prolongés n'excèdent guère 1 cas par année, à l'exception des années 1969, 1976, 1993 (2 cas par an) et 1977 (3 cas répertoriés), et sont généralement en provenance du quart N ou de façon moins fréquente du quart W (un seul cas répertorié de provenance S-SW en 1994).



**Figure V-44 Recherche d'évènements avec des vents  $\geq 8$  m/s pendant au moins 72 heures (Vents trihoraires Météo France).**

**(iv) Recherche d'évènements de vents  $\geq 8$  m/s soufflant pendant plusieurs heures et jours consécutifs par période d'étude**

Afin de croiser la distribution des évènements de vents significatifs et persistants avec l'évolution du trait de côte, la recherche des épisodes générés par des vents supérieurs à 8 m/s a été réalisée non seulement par année mais également sur les 5 périodes définies dans ce chapitre. En raison de lacunes régulières (une valeur quotidienne manquante) dans les



données trihoraires des années 1957-1959 et 1971-1973, cette recherche a été réalisée sur les deux périodes les plus anciennes (1957-1971 et 1971-1983) mais le dénombrement reste incomplet. Par conséquent, il convient de rester prudent car le nombre d'évènements d'une durée supérieure à 24 heures obtenu sera probablement sous-estimé pour ces deux périodes.

- (1) Les évènements d'une durée de 12 heures (mais inférieure à 24 heures) tendent à montrer une baisse de leur nombre au cours des cinquante dernières années, toutes directions confondues mais aussi selon un découpage par secteurs (Figure V-45 A), en revanche cette tendance est moins nette en ce qui concerne les évènements plus longs. Toutefois, cette diminution doit être relativisée car les 5 périodes d'étude définies ici ne s'étendent pas sur le même nombre d'années (15, 12, 11, 11 et 5 ans). Les évènements courts (12 à 24 heures) ici répertoriés proviennent majoritairement des secteurs W et N, avec une nette prédominance des vents du quart W, à l'exception toutefois de la période 1983-1994 qui a été dominée par des évènements courts venus du secteur S-SW.
- (2) L'occurrence des épisodes venteux, de plus de 8 m/s, d'une durée d'un jour (de 24 heures à moins de 48 heures) a relativement peu évolué dans le temps, avec des évènements plus nombreux du quart W, suivis par un nombre significatif de cas du quart N (Figure V-45 B). La période de 1983 à 1994 est plus faiblement représentée ainsi que la période récente depuis 2005 (seulement 5 ans).
- (3) Des différences majeures en termes de répartition des évènements apparaissent plus nettes sur les épisodes plus longs, atteignant 48 heures (Figure V-45 C). Même si le nombre de cas est très probablement sous-estimé, les deux périodes qui s'étendent de 1957 à 1983 présentent une quantité similaire d'épisodes de 48 heures (inférieurs à 72 heures), à la fois de direction SW-NW et NW-NE. Les périodes suivantes se sont distinguées, elles, par une majorité d'épisodes encore significatifs venus du quart N de 1983 à 1994, et du quart W de 1994 à 2005.
- (4) Les évènements persistants plus de 72 heures affichent une fréquence plus faible au cours du dernier demi-siècle (Figure V-45 D). C'est de 1971 à 1983 qu'ils ont été les plus nombreux et, pour les deux tiers, d'un quart W. En revanche, la période suivante de 1983 à 1994 s'est distinguée par des évènements exclusivement du secteur N.

L'inconvénient de la méthode de recherche d'évènements de vents persistants, selon trois secteurs prédéfinis (NW à NE, SW à NW, S à SW), est de ne pas prendre en compte les évènements au cours desquels les vents ont tourné, couvrant finalement un large éventail de directions (étendu sur plusieurs des secteurs proposés). Afin d'éviter de tronquer certains

événements, la recherche a été élargie sur deux secteurs plus étendus, du SW au NE et du S au NW (Figure V-45).

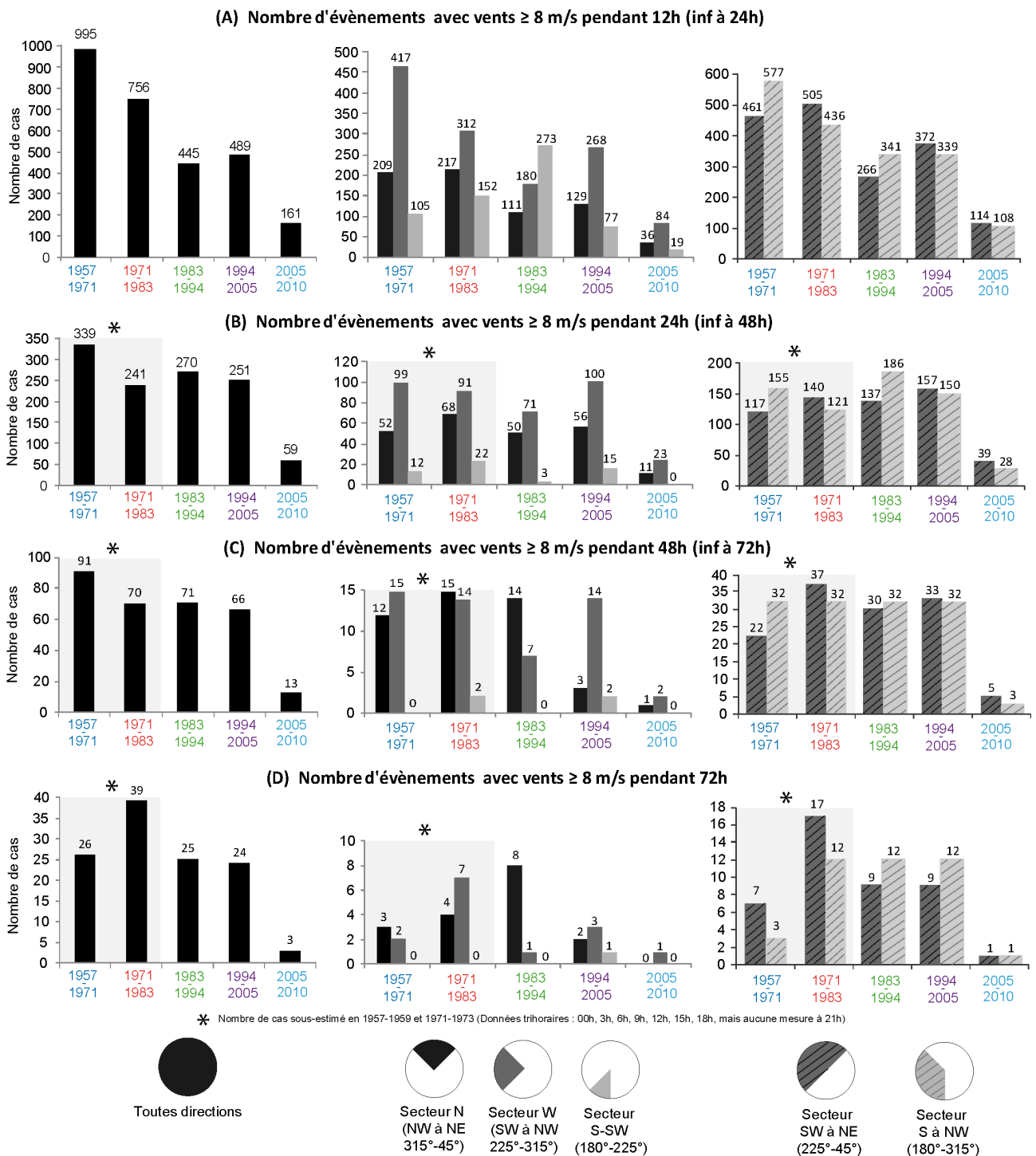


Figure V-45 Recherche d'événements avec des vents persistants  $\geq 8$  m/s en provenance de différents secteurs, par périodes d'étude.

Les deux secteurs SW-NE et S-NW génèrent un nombre d'évènements de vents soutenus du même ordre de grandeur. Chaque période d'étude est dominée tantôt par des conditions de vents SW à NE tantôt S à NW. Les années de 1971 à 1983 semblent se distinguer des autres, et sont dominées par des évènements courts (de 12 heures) à longs (plus de 72 heures) majoritairement de secteur SW à NE. Ce dénombrement opéré sur de larges secteurs permet de sélectionner des évènements plus longs au cours desquels la direction du vent varie d'un secteur à un autre, mais les différences semblent moins représentatives d'une tendance sur le long terme.

### **3.3 Variabilité des conditions de houle du large à l'avant côte depuis 1997**

Comme cela a été montré dans le Chapitre III, lors de l'analyse de l'influence à court terme des conditions météo-marines sur la morphodynamique, et notamment des paramètres hydrodynamiques, en conditions modérées à tempétueuses, la houle représente un agent de forçage important en termes de remobilisation et de transport sédimentaire sur les plages macrotidales étudiées. Fortement dépendante du vent, l'action des vagues à la côte permet également d'accentuer le potentiel érosif des hauts niveaux d'eau. En effet, dans des conditions météo-marines énergétiques, les vagues revêtent un caractère érosif, sur l'estran et notamment en haut de plage, lorsqu'à pleine mer l'agitation provoque une surélévation du niveau d'eau, permettant aux vagues d'atteindre et éroder le versant marin des dunes bordières.

Après avoir évalué le rôle important joué par le facteur météorologique dans l'évolution de la côte, il semblait important d'étudier également, dans la mesure des enregistrements disponibles, la variabilité du facteur hydrodynamique dans le temps, en termes de variabilité de hauteur et direction de la houle, et géographiquement, du fait de l'amortissement de la houle entre large et la côte.

Afin d'étudier la variabilité temporelle des conditions hydrodynamiques, nous disposons pour cette étude de séries temporelles de houle enregistrées de 1997 à 2009 (1) au large, à la station Westhinder située à 36 km au large de la côte belge (26,5 m de fond) et (2) à l'avant côte, à la station Trapegeer située à 11 km de la côte (2,4 m de fond) ([Chapitre II, partie 1.2](#)). Nous ne disposons donc pas d'enregistrements plus longs permettant de couvrir l'ensemble de la période choisie pour l'analyse du trait de côte à moyen terme (1957-2010).

#### **3.3.1 Distribution des hauteurs de vagues au large**

L'analyse des hauteurs de vagues enregistrées au large laissent apparaître une distribution variable durant les 12 années considérées ([Figure V-46](#)). Globalement, la hauteur

de vague moyenne est d'environ 1 m, les hauteurs maximales varient de 4 m à 5,20 m, tandis que les hauteurs minimales sont en moyenne de 0,20 m. Sur une base de 17520 à 17568 observations annuelles (avec un pas de temps de 30 min), les hauteurs moyennes tendent à montrer que certaines années auraient été marquées par des vagues généralement plus fortes (moyenne > 1,10 m), comme en 1998-1999, 2001, 2007-2008. La fréquence annuelle des hauteurs de vagues, classées selon 4 catégories, montrent logiquement une nette prédominance des vagues inférieures à 2 m (> 85 %), ainsi qu'une part non négligeable de vagues comprises entre 2 et 3 m (2 à 13 %). Les vagues de 3 à 4 m et supérieures à 4 m sont largement moins fréquentes et représentent respectivement 0,50 à 1,70 % et moins de 0,30 % des observations annuelles. Les années 1998-1999 et 2007-2008, en moyenne plus hautes sur ces 12 ans d'étude, se distinguent par leur fréquence accrue de vagues supérieures à 2 m, qui ont représenté en 2007 jusqu'à 15 % des observations, et une part faible mais significative de vagues au-delà de 4 m. Ces résultats sont cohérents avec les épisodes énergétiques connus et répertoriés depuis une dizaine d'années (ce chapitre, partie 2.1 ; Chapitre III, partie 2), notamment en 1998-1999, 2001 (fort coup de vent en novembre), 2007 (coup de vent en janvier, et fortes tempêtes en mars et novembre) et 2008 (mars, novembre), durant lesquels les vagues au large ont atteint et dépassé la hauteur de 4 m.

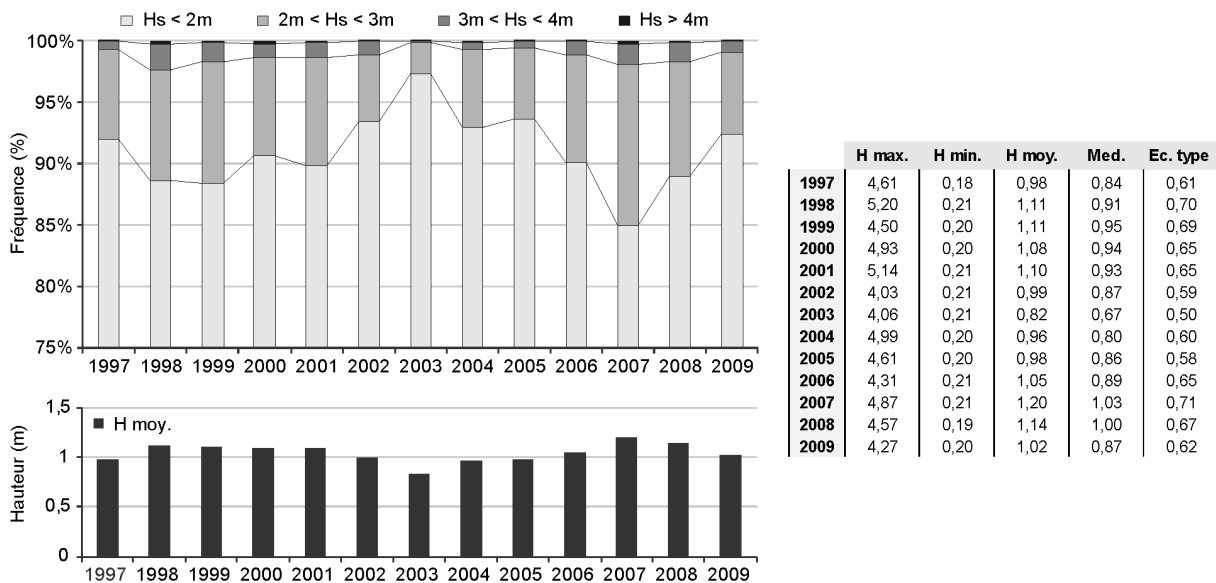


Figure V-46 Distribution des hauteurs de vagues enregistrées au large à la station Westhinder (26,5 m de fond) de 1997 à 2009.

### 3.3.2 Distribution des vagues selon différents secteurs

Le rôle indirect de la direction de la houle, due au vent, sur l'érosion ne doit pas être sous-estimé, c'est pourquoi nous avons choisi de classer les houles enregistrées au large selon leur provenance à partir des 3 secteurs prédéfinis dans ce chapitre lors de l'analyse des

conditions anémométriques : deux larges secteurs N (NW à NE) et W (SW à NW), et un secteur S-SW plus réduit (Figure V-47). La distribution annuelle des enregistrements indique, à la station Westhinder, une prédominance des houles de secteur W, puis une fréquence notable du secteur N, et dans une moindre mesure du S-SW. Ici encore, plusieurs années se distinguent depuis 12 ans, avec de 1999 à 2001 puis de 2007 à 2009 une fréquence accrue de houles en provenance du secteur W (> 35 % des observations). En revanche, en 2005 et 2007 les houles de secteur N, donc en provenance directe de la Mer du Nord (fetch important), ont représenté plus d'un quart (> 25 %) des observations. Les vagues de direction N sont susceptibles d'être plus fortes et de conserver une énergie plus grande lorsqu'elles se propagent à la côte, dans la mesure où elles proviennent directement de la Mer du Nord et bénéficient de fait d'une importante distance de fetch sur laquelle peut s'exercer l'action du vent.

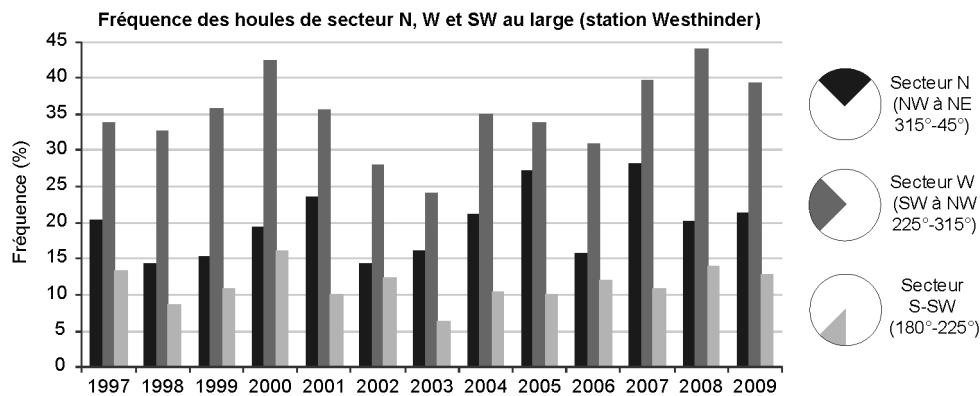


Figure V-47 Distribution annuelle des enregistrements de houle au large (station Westhinder) en provenance de 3 secteurs prédéfinis : secteur N (NW à NE), W (SW à NW) et S-SW.

### 3.3.3 Fréquence des houles énergétiques enregistrées en conditions tempétueuses

L'analyse des conditions énergétiques, morphogènes et/ou érosives lors des épisodes de tempête, ont montré que lors de ces événements les vagues enregistrées au large atteignaient généralement 4 m de hauteur, avec de l'avant côte à l'estran des vagues certes amorties mais encore fortes et nettement efficaces en terme de remobilisation du sédiment. Un seuil de 4 m a donc ici été choisi pour sélectionner les conditions hydrodynamiques considérées comme très énergétiques et typiques d'événements de tempête (Figure V-48). Les observations annuelles de vagues supérieures à 4 m sont relativement réduites, et ne correspondent pas nécessairement à de nombreux événements agités, mais bien souvent à un seul (ou plusieurs) épisode(s) tempétueux durant lequel les vagues ont dépassé ce seuil de 4 m pendant plusieurs heures. Les années identifiées précédemment comme "hautes" se distinguent encore ici : 2000, 2001 et 2007. Les plus forts pics de houle ainsi enregistrés en

conditions énergétiques concernent essentiellement des vagues de secteur N et W : majoritairement N en 1998 et exclusivement N en 2001 (tempête de novembre), à la fois N et W en 2000 et 2007. Ces années marquées par une fréquence accrue de fortes vagues (ici au large) sont également celles au cours desquelles la plus forte fréquence de hauts niveaux d'eau ( $\geq 6,50$  m) a été constatée (Figure V-36), mais n'ont pas nécessairement été marquées par des vents moyens très forts (Figure V-40).

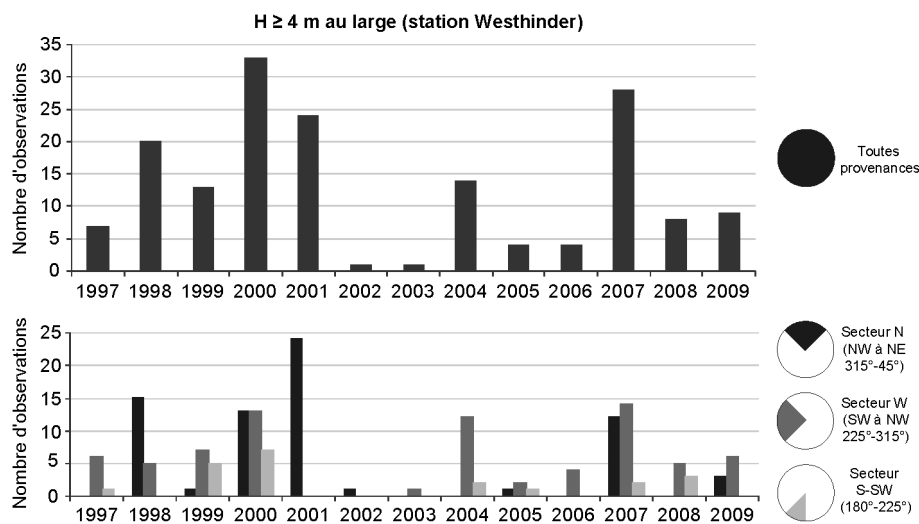
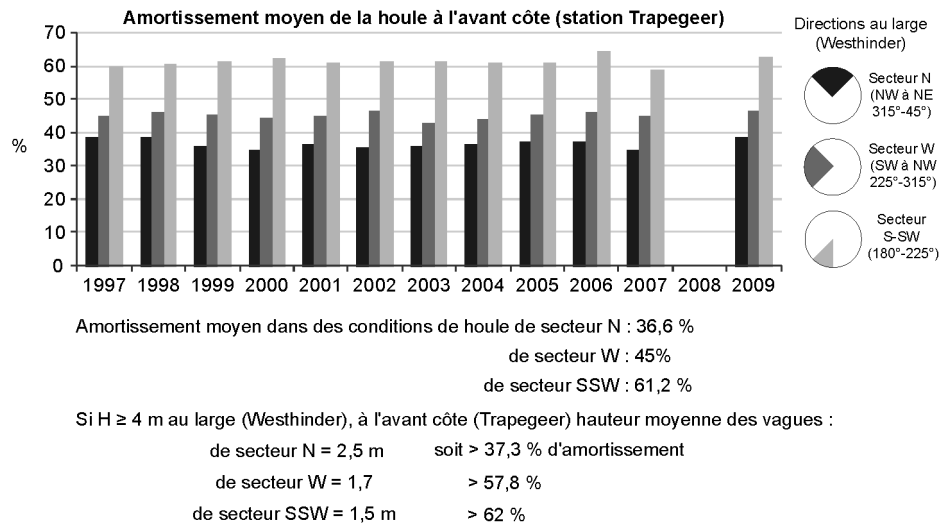


Figure V-48 Observations annuelles d'épisodes énergétiques durant lesquels les vagues ont atteint et/ou dépassé 4 m au large (station Westhinder).

### 3.3.4 Variabilité de l'amortissement selon l'intensité et la provenance des vagues

Les mesures hydrodynamiques réalisées lors d'épisodes tempétueux ont montré une différence importante entre les hauteurs significatives de houle mesurées au large (Westhinder), à l'avant côte (Trapegeer), dans les petits fonds et sur l'estran. Cette différence souligne directement l'effet d'amortissement considérable induit par la présence des nombreux bancs tidaux présents au large de la côte, également mise en évidence par Sedrati (2006) sur la côte du Nord-Pas de Calais. Généralement, et à l'échelle d'une dizaine d'années, la comparaison des hauteurs de houle enregistrées au large et à l'avant côte montre un amortissement moyen de l'ordre de 36,6 % pour les houles de secteur N, de 45 % pour celles du secteur W et enfin de 61 % pour le secteur S-SW, du fait de la propagation des houles au dessus d'une bathymétrie ponctuée de nombreux bancs sableux (Figure V-49). Cet amortissement varie globalement peu d'une année à l'autre, même si l'année 2007 semble indiquer un taux d'amortissement moindre comparé à l'ensemble de la période étudiée de 1997 à 2009. Dans des conditions de forte agitation, c'est-à-dire lorsque les vagues dépassent 4 m au large (Westhinder), les vagues mesurées à l'avant côte apparaissent d'autant plus

amorties, avec des taux d'amortissement supérieurs à 37 % (N), 58 % (W) et 62 % (S-SW). Ces résultats suggèrent donc un amortissement plus réduit dans le cas de houles en provenance du secteur N (Mer du Nord), potentiellement plus énergétiques à leur arrivée à la côte, suivi par un amortissement plus important pour les houles de secteur W et fort pour celles du S-SW.



**Figure V-49 Amortissement de la houle à l'avant côte (station Trapegeer) en fonction de la houle enregistrée au large (station Westhinder).**

### 3.4 Bilan de l'évolution du trait de côte à long-terme en relation avec les conditions extrêmes météo-marines

Cette troisième partie de chapitre répondait à plusieurs objectifs : d'une part, estimer la variabilité des conditions marégraphiques et identifier une éventuelle recrudescence de hauts niveaux d'eau depuis 53 ans ; d'autre part, identifier la variabilité temporelle des vents moyens et forts (supérieurs à 8 m/s), de possibles périodes d'intensification et définir leur répartition par directions ; enfin, effectuer une recherche d'évènements au cours desquels les vents de plus de 8 m/s ont soufflé avec persistance sur une durée minimale (classes de 12h, 24h, 48h, 72h) et évaluer la répartition de ces évènements durables selon différentes provenances.

A partir de l'étude de séries de photographies aériennes, réalisées depuis une cinquantaine d'années, plusieurs phases d'évolution du littoral Est-dunkerquois avaient été mises en évidence, synthétisées en [Figure V-50](#) : une alternance de zones de recul (surtout à l'Ouest) et d'avancée (moitié Est) du trait de côte de 1957 à 1971 ; puis une phase durant laquelle le recul du trait de côte s'est progressivement étendu le long du littoral, avec une érosion quasi généralisée entre 1971 et 1983 ; suivie par la période 1983-1994, témoin d'une

importante érosion généralisée sur l'ensemble du secteur ; la période de 1994 à 2005, a ensuite témoigné d'une relative stabilité du trait de côte (les secteurs d'avancée à l'Ouest et à l'Est sont le résultat de meures de réhabilitation) ; enfin, depuis l'année 2005, la période récente affiche une évolution modérée, avec une érosion due à un recul épisodique du trait de côte lors des tempêtes à l'Ouest (Dune Dewulf), un secteur plus stable au centre (Dune Marchand) et un secteur en nette accumulation à l'Est (Dunes du Perroquet).

L'historique de nombreux évènements de tempête, recensés dans le Nord de la France et en Mer du Nord méridionale, a déjà permis de distinguer dans le passé des périodes relativement tempétueuses comme dans les années 1970 et 1990, ainsi que de plusieurs évènements extrêmes à fort impact sur le littoral. L'analyse des conditions météo-marines enregistrées au cours de tels épisodes a souligné l'importance et l'efficacité de certaines configurations (marée, vent, vagues) dans les phénomènes d'érosion littorale voire même de submersion marine.

L'analyse climatique et marégraphique a montré, sur la période 1971-1983, un nombre plus élevé de hauts niveaux d'eau (supérieurs à 6,50 m), dépassant à 4 reprises la cote 7 m, avec des niveaux extrêmes de 7,30 m les 11-12 janvier 1978 et 7,28 m les 1-2 février 1983 (Tableau V-9). Cette période est également celle durant laquelle a été enregistrée la plus forte fréquence de vents supérieurs à 8 m/s (35,28 %) principalement du secteur W, puis N et, dans une moindre mesure, du S-SW. La période suivante, de 1983 à 1994, réputée tempétueuse et caractérisée par une érosion généralisée sur tout le littoral Est-dunkerquois, affiche peu de hauts niveaux d'eau en raison notamment de nombreuses lacunes marégraphiques dans les années 1990, et une baisse de la fréquence des vents significatifs (29,92 %). Cette période s'est traduite par des évènements de vents soutenus plutôt courts (12 à 24 heures ; tempêtes du 28 janvier et du 3-4 février 1990 par exemple ; Tableau V-9) en provenance du S-SW, et longs (durée supérieure à 48 heures) venus du quart Nord. Ces derniers constituent justement des vents d'afflux intenses qui peuvent générer les plus fortes surcotes sur les côtes méridionales de la Mer du Nord. Les deux périodes qui ont suivi, dès 1994, se sont traduites par une diminution de la fréquence des vents modérés à forts de NW à NE, et un nombre d'évènements de longue durée plus réduit, c'est-à-dire des épisodes érosifs plutôt rares mais toujours responsables de phénomènes érosifs sur nos côtes.

Il convient de rester prudent sur l'interprétation de certaines données météo-marines en raison des lacunes parfois étendues sur plusieurs années consécutives. Toutefois, la forte activité en termes de vents et de hauts niveaux d'eau dans les années 1970 semble cohérente avec l'intensification du recul du trait de côte dunkerquois sur cette période. Mais les années 1980-1990, réputées tempétueuses et témoignant d'un fort recul du trait de côte sur l'ensemble de notre secteur, ne sont pas marquées par une intensification particulière des



agents météo-marins, comme nous pourrions nous y attendre, à l'exception toutefois de nombreux évènements courts (< 24 heures) du S-SW, et d'un nombre significatif de longs ( $\geq 48$  heures) évènements frontaux de secteur N.

La recherche d'évènements de vents persistants  $\geq 8$  m/s en provenance de différents secteurs, au cours des 5 périodes d'étude a permis de mettre en évidence des points intéressants en termes d'évolution et notamment d'érosion du littoral. A court terme, des résultats ont déjà montré que l'évolution de la côte est liée aux épisodes tempétueux caractérisés par des vents frontaux soufflant avec persistance pendant au moins 24 heures (Ruz *et al.*, 2009). Sur le plus long terme, ces observations tendent à se vérifier. En effet, les évènements de vent  $\geq 8$  m/s soufflant pendant plus de 48 heures semblent favoriser l'érosion côtière lorsque le vent vient du secteur N, car les périodes 1971-1983 et 1983-1994 sont celles qui ont connu le plus d'érosion. Lorsque l'on considère les évènements de plus de 72 heures, un grand nombre semble favoriser l'érosion, quelle que soit leur provenance, W ou N. En ce qui concerne les évènements de 48 à 72 heures, la direction semble jouer un rôle car, même si le nombre d'évènements est sensiblement le même pendant les périodes 1971-1983, 1983-1994 et 1994-2005, cette dernière période est celle qui a connu le moins d'érosion et pour laquelle le nombre d'évènements de N a été beaucoup plus faible.

Durant toute la période 1983-2010, pour laquelle l'étude est complète (sans lacune journalière), l'analyse des vents trihoraires de plus de 8 m/s soufflant pendant plus de 24 heures montre que la période 1983-1994, dominée par l'érosion, s'est caractérisée par un plus grand nombre d'évènements venteux de longue durée (> 48 heures) du secteur N, par rapport à la période 1994-2010. De plus, la fréquence des évènements de très longue durée en provenance du secteur N (72 heures et plus) a été très élevée pendant la période 1983-1994, ce qui pourrait expliquer le recul important et généralisé du trait de côte durant ces 11 ans. Au cours des périodes les plus récentes (1994 à 2010), la fréquence des longs épisodes venteux du quart N a été nettement plus faible, et les coups de vent parallèles à la côte de longue durée (SW à NW) ont été prédominants. Ces résultats suggèrent que la persistance de vents frontaux, modérés à forts, est le principal paramètre de forçage responsable de l'érosion de la zone dune-haut de plage le long de cette côte.

En ce qui concerne l'analyse des conditions de houles étudiée ici, la période de 1997 à 2009 ne correspond certes pas exactement aux périodes d'étude du trait de côte les plus récentes (1994-2005 et 2005-2010), et ne permet pas directement de déterminer de tendance en termes de variabilité des conditions de houle depuis 12 ans.

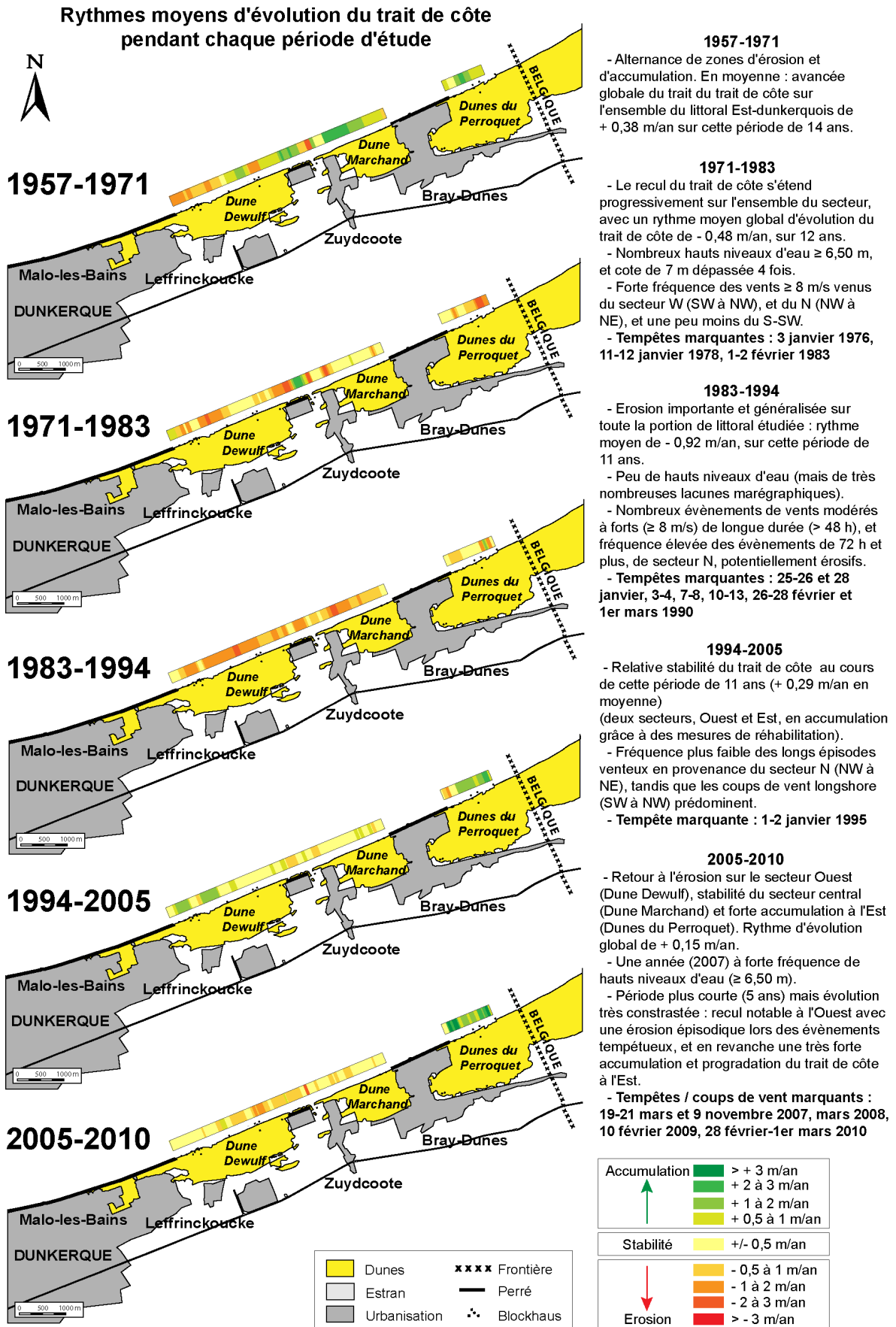


Figure V-50 Tendances générales d'évolution du trait de côte sur les 5 périodes d'étude, de 1957 à 2010.

Toutefois, les observations faites ici permettent de souligner plusieurs points suggérés précédemment, comme le fait que les houles en provenance du large secteur N semblent les plus favorables pour générer à la côte de fortes vagues, potentiellement morphogènes et érosives, avec un amortissement de ces houles du N plus réduit à la côte. Ceci peut contribuer à expliquer comment des évènements tempétueux courts de secteur N peuvent parfois se révéler autant sinon plus érosifs que des épisodes plus longs et persistants des secteurs W et S-SW, en provenance de la Manche, pour lesquels les houles se révèlent plus atténuées par les nombreux bancs tidaux présents la long de la côte.

D'autres impacts naturels sont très certainement à prendre en compte dans le cadre d'une évolution sur l'échelle de plusieurs décennies ainsi qu'à plus long terme encore. Il s'agit par exemple de l'influence du budget sédimentaire, local et régional, dans l'évolution du trait de côte. Etant donnée la configuration de la Côte d'Opale et la présence des nombreux bancs tidaux qui jalonnent l'avant côte, il est légitime de s'interroger également sur l'influence que peut avoir la bathymétrie des petit-fonds dans l'évolution du trait de côte.

## **4 Rôle de la bathymétrie à l'avant-côte : l'influence d'un banc pré-littoral sur l'évolution du trait de côte**

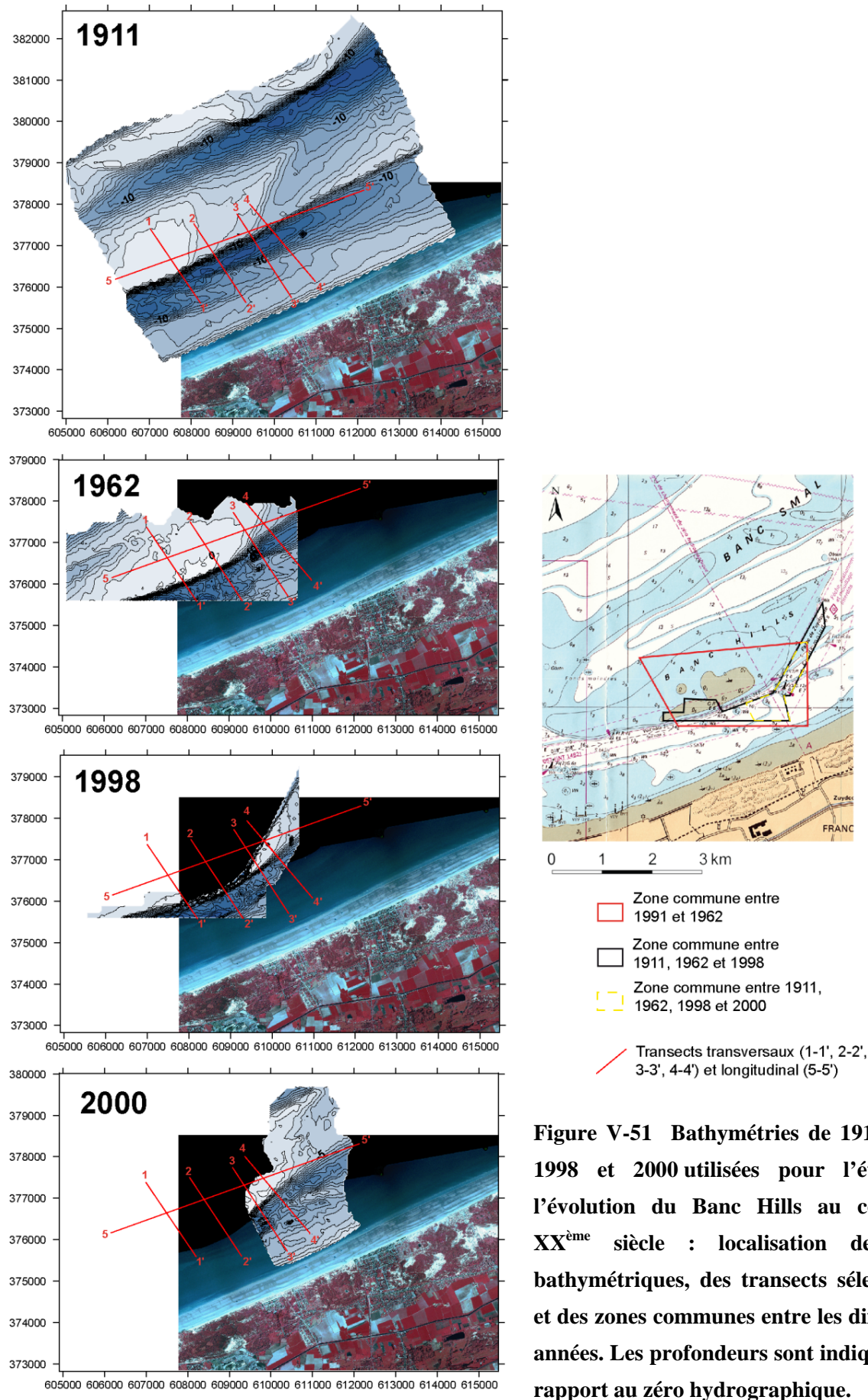
---

Plusieurs études menées dans la région ont montré que l'évolution morphologique des petits fonds pouvait avoir des répercussions majeures sur l'évolution du trait de côte (Corbau *et al.*, 1999 ; Aernouts, 2005), et que les mouvements des bancs tidaux pré-littoraux notamment, pouvaient modifier de façon sensible les processus hydrodynamiques côtiers et le bilan sédimentaire littoral (Aernouts et Héquette, 2006 ; Héquette et Aernouts, 2010).

Les résultats de mesures hydrodynamiques réalisées sur les sites d'étude ont montré que la dynamique des courants littoraux et la répartition de l'énergie des houles à la côte étaient non seulement affectées par le Banc Hills (présenté dans le [Chapitre I, partie 3.2.2](#)), un banc sableux peu profond à proximité du rivage, mais aussi par le chenal longeant le rivage entre le banc et la plage dans lequel les courants ont tendance à se concentrer, ce qui favorise une dispersion longitudinale des sédiments sous l'effet des courants de marée et tendrait à limiter les transports sableux du large vers la plage (Héquette *et al.*, 2009). Une étude en particulier, portant sur la dynamique morphologique du Banc Hills (Héquette et Hemdane, 2006), a permis de mettre en évidence une migration de ce corps sédimentaire vers et le long de la côte pendant le XX<sup>ème</sup> siècle, à l'image de plusieurs autres bancs côtiers de la région (Corbau, 1995 ; Corbau *et al.*, 1993 ; Aernouts, 2005).

### **4.1 Données bathymétriques disponibles sur le secteur du Banc Hills**

L'analyse de l'évolution de la morphologie du Banc Hills a été réalisée dans un premier temps grâce à la comparaison de levés bathymétriques de 1911, 1962, 1998 (Héquette et Hemdane, 2006), puis complétée par un levé réalisé en 2000 permettant de couvrir vers l'Est une superficie plus grande qu'en 1998. Les données bathymétriques utilisées sont des minutes de bathymétrie, obtenues auprès du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), qui sont les documents les plus fiables et les plus appropriés pour analyser l'évolution des fonds marins (Aernouts et Héquette, 2004), notamment en raison de la très forte densité des points de mesures, ce qui permet de réaliser une cartographie précise des fonds marins. Après avoir géoréférencé les données de sonde dans un système de coordonnées géographiques commun (Lambert 1 Nord), la bathymétrie a été interpolée à l'aide du logiciel *SURFER* 8.0 pour obtenir un modèle numérique des fonds pour chaque année considérée (Figure V-51).



**Figure V-51** Bathymétries de 1911, 1962, 1998 et 2000 utilisées pour l'étude de l'évolution du Banc Hills au cours du XX<sup>ème</sup> siècle : localisation des levés bathymétriques, des transects sélectionnés et des zones communes entre les différentes années. Les profondeurs sont indiquées par rapport au zéro hydrographique.

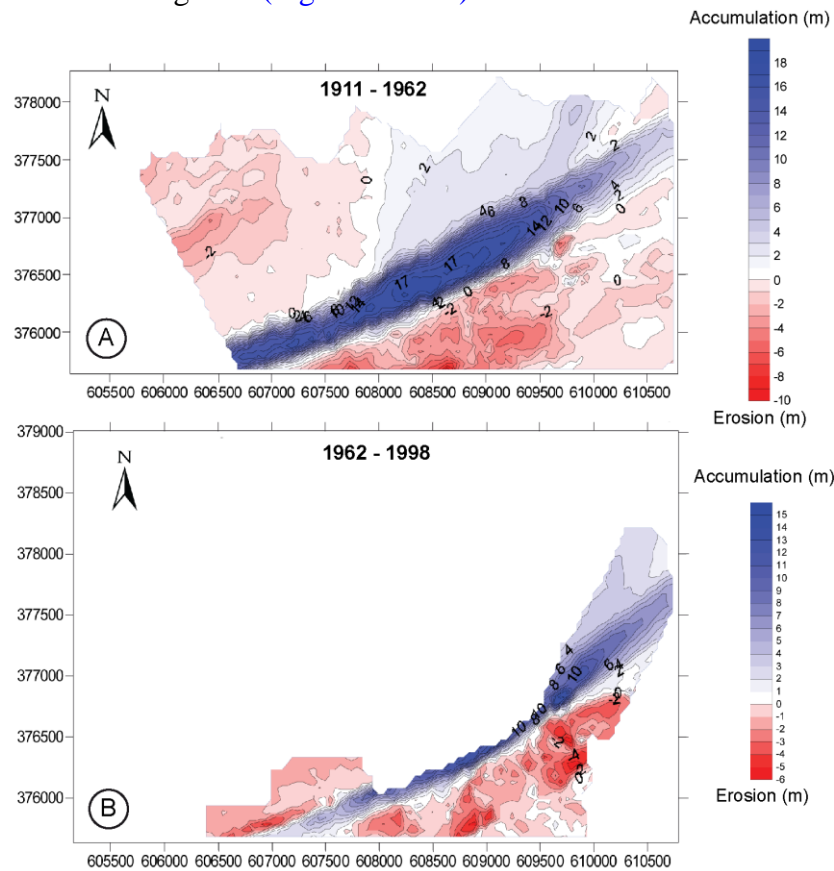
L'extension spatiale des différents levés bathymétriques étant variable d'une année à l'autre, les zones communes à plusieurs levés sont par conséquent différentes et parfois très réduites (Figure V-51). Si la zone commune aux levés de 1911 et 1962 concerne une grande partie du banc, particulièrement dans sa partie centrale et orientale, en revanche l'étude de l'évolution des fonds pour la période la plus récente (post 1962) est limitée à une zone beaucoup plus restreinte du sommet du banc et de son flanc interne dans ses parties Sud et Est, car le levé de 1998 n'a concerné que cette zone à proximité du chenal de navigation, et le levé de 2000 se situe essentiellement à l'Est du banc. Aucun levé bathymétrique n'est malheureusement disponible sur la période plus récente, ce qui ne permet pas de connaître avec précision la position actuelle du banc.

Une cartographie différentielle de l'évolution des fonds entre différents levés bathymétriques a été réalisée, ce qui a permis de mettre en évidence les zones d'érosion et d'accumulation de sédiments et d'évaluer les variations de volume de sédiments entre deux dates (Figure V-52 ; Figure V-53). Des transects bathymétriques ont été réalisés pour chaque date de levés, puis comparés entre eux afin de visualiser les changements intervenus en deux dimensions, l'évolution de la morphologie des fonds étant parfois difficile à saisir à l'aide de cartes représentant une évolution en trois dimensions et dont l'étendue spatiale n'est pas la même. Cinq transects ont donc été définis (Figure V-51) : 4 transects transversaux de 2000 à 2500 m de long suivant sensiblement la même orientation NW-SE (transects n°1 à 4), et 1 transect longitudinal (transect n°5) de 6000 m, orienté parallèlement à la côte, suivant un axe WSW-ENE.

#### **4.2 Evolution de la morphologie de l'avant côte et des petits fonds entre 1911 et 2000.**

Les cartes bathymétriques différentielles réalisées sur les intervalles inter-levés laissent apparaître des variations significatives de la morphologie et la position du Banc Hills (Héquette et Hemdane, 2006). Entre 1911 et 1962, le versant interne du banc (côté rivage) montre une importante accumulation de sédiments, jusqu'à localement 18 m, tandis qu'au Sud du banc, une érosion des fonds d'environ 4 à 6 m est constatée, avec par endroits plus de 8 m d'érosion au niveau du chenal de navigation en contact avec le flanc interne du banc (Figure V-52 A). Le sommet et le revers du banc qui s'abaisse en pente douce vers le large ont comparativement beaucoup moins évolué pendant cette période. Ces premières observations des variations bathymétriques tendent ainsi à montrer une migration du banc vers la côte sur la première partie du XX<sup>ème</sup> siècle. L'analyse, complétée par un levé en 1998 (restreint aux extrémités Sud et Est du banc et le chenal de navigation), montre que cette migration du banc s'est poursuivie de 1962 à 1998, avec une accumulation de sédiment au niveau du versant interne du banc, plus modérée au Sud du banc que pendant la période

précédente (mais durée différente, 52 ans vs 36 ans) accompagnée encore d'une érosion des fonds dans le chenal de navigation (Figure V-52 B).

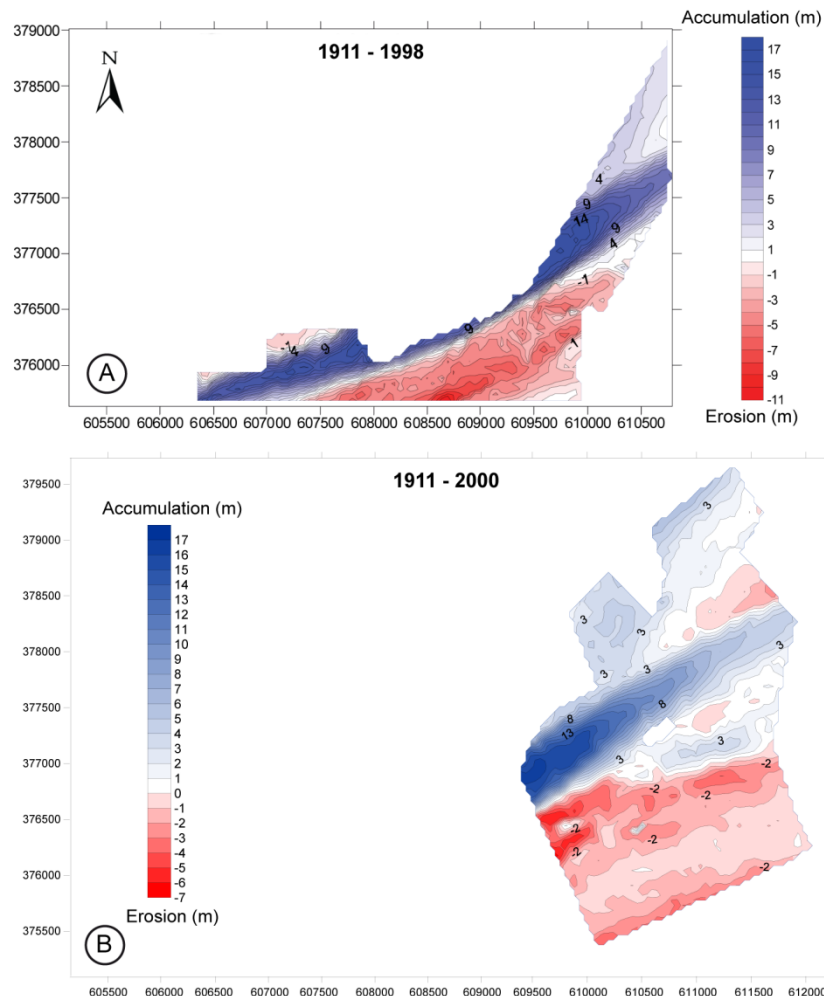


**Figure V-52 Evolution de la bathymétrie : (A) de 1911 à 1962 et (B) de 1962 à 1998 (d'après Héquette et Hemdane, 2006).**

Sur l'ensemble de la période de levés bathymétriques ici étudiée, de 1911 à 1998/2000, l'analyse de l'évolution de la bathymétrie tend donc à montrer, par le biais d'une accumulation de sédiments sur le flanc interne du banc accompagnée d'une érosion du chenal de navigation, une migration du banc en direction de la côte, et par la même occasion du chenal qui le sépare du rivage (Figure V-53 A). L'accrétion constatée au niveau du chenal, se poursuit pendant la totalité de la période, mais tend à s'estomper vers le Nord-Est dans la passe de Zuydcoote (Figure V-53 B).

Difficilement quantifiable sur les cartes différentielles en 3 dimensions, la migration du banc est beaucoup plus nette en étudiant l'évolution dans le temps des différents transects transversaux et longitudinaux (Figure V-54). Pendant la période 1911-1962, la comparaison des transects transversaux (n° 1 à 4) montre une progression du front interne du banc vers la côte, de l'ordre de 300 à 500 m, soit un rythme annuel moyen de 6 à 10 m/an vers la côte. Ce déplacement s'est accompagné d'une surélévation du sommet et du revers du banc de 1 à 3 m, surtout dans la partie orientale du banc et, presque logiquement, d'un déplacement du chenal de navigation de 300 à 500 m vers la côte. La migration du banc s'est faite non seulement vers

la côte, mais également le long du rivage de plus de 1500 m vers le NE, comme en témoigne le transect longitudinal n°5. Ce mouvement longitudinal du banc correspond à une progression vers le NE d'environ 30 m/an, plus rapide que le déplacement opéré en direction de la côte. Sur le flanc Est du banc, cette migration a eu pour conséquence une élévation moyenne des fonds supérieure à 3 m.



**Figure V-53 Evolution de la bathymétrie : (A) de 1911 à 1998 et (B) de 1911 à 2000 (modifié d'après Héquette et Hemdane, 2006).**

De 1962 à 1998/2000, le banc a certes poursuivi sa migration vers la côte, mais de façon ralentie, avec une progression de l'ordre de 70 à 150 m, correspondant à un rythme moyen plus faible de 2 à 4 m/an (Figure V-54). Les transects transversaux indiquent une évolution contrastée d'Ouest en Est au niveau du chenal de navigation : sa migration vers le rivage a été plus faible le long des transects 1 et 2, et s'est accompagnée d'une érosion du chenal du fait de son rétrécissement (transect 2, Figure V-54), tandis que le long des transects 3 et 4 sa migration vers le rivage a été plus importante et accompagnée d'un comblement important du même chenal, du fait certainement des apports sableux sur le flanc interne du banc. Limités par l'étendue restreinte des levés des années 1998 et 2000, nous ne



sommes pas en mesure de connaître précisément ni la position ni l'altitude du sommet du banc. Toutefois, le transect longitudinal (n° 5) indique que l'extrémité du banc (au contact de la passe de Zuydcoote) a progressé d'environ 250-500 m vers le NE, soit 7 à 14 m/an en moyenne.

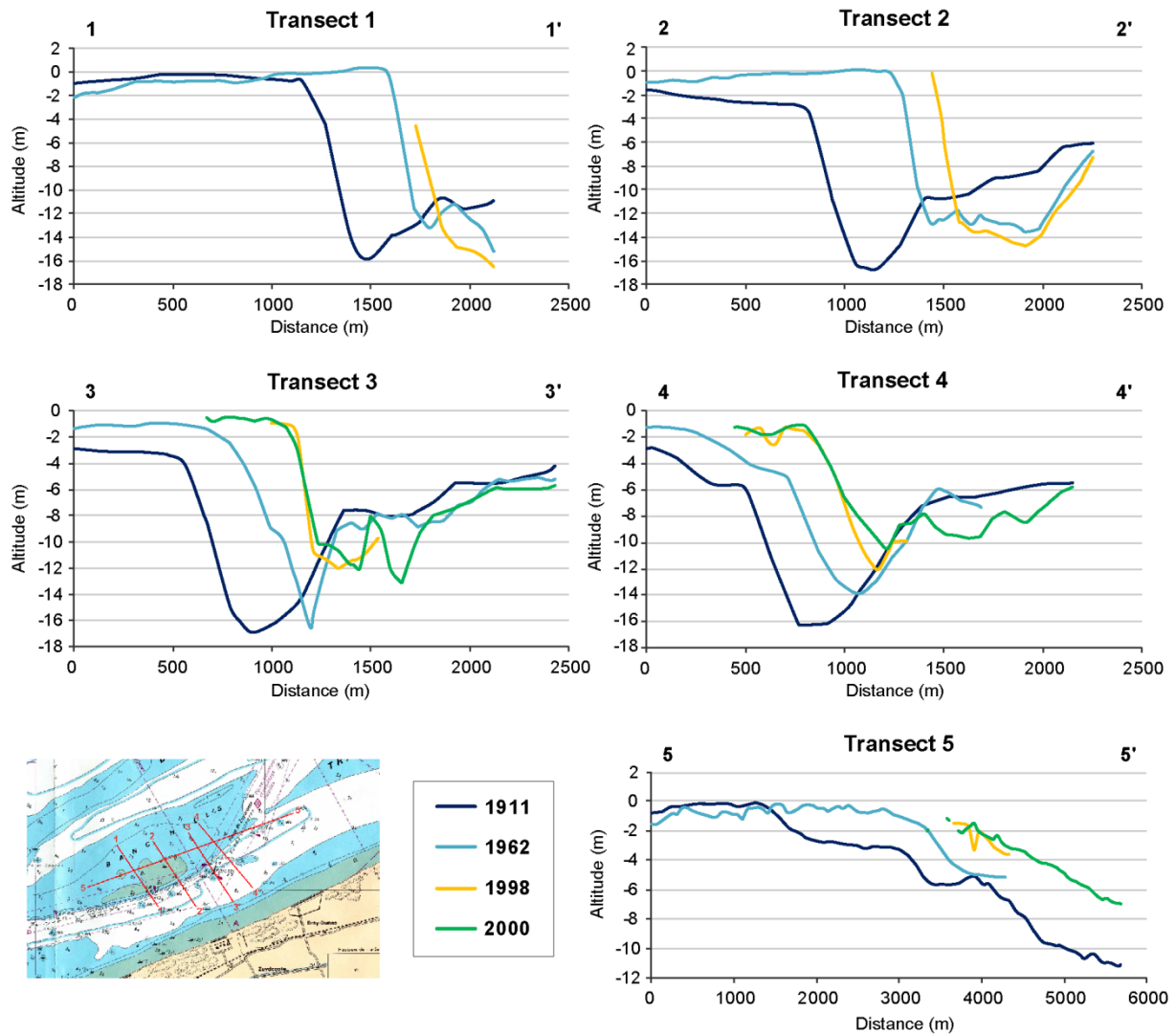


Figure V-54 Comparaison des transects bathymétriques longitudinaux (1 à 4) et transversaux (5) entre 1911 et 2000.

### 4.3 Quelle a pu être l'influence de l'évolution du Banc Hills sur les variations du trait de côte depuis 53 ans ?

Comme l'ont montré Héquette et Aernouts (2010) sur la côte du Pas de Calais, l'étroite relation qui semble exister entre l'évolution des petits fonds et les variations de la position du trait de côte suggère qu'il est primordial de prendre en compte la dynamique morphologique et sédimentaire de l'avant côte pour mieux comprendre la variabilité des mouvements de la ligne de rivage. L'évolution bathymétrique suggère donc que l'évolution

du trait de côte ne dépend pas uniquement des processus hydro-sédimentaires agissant dans la zone intertidale, mais qu'elle est également fortement liée à la dynamique morpho-sédimentaire de l'avant-côte.

Pour la période de 1911 à 1962, Héquette et Hemdane (2006) expliquaient les mouvements du banc par deux phénomènes. Tout d'abord, le mouvement du banc, relativement rapide avec une progression de l'ordre de 30 m/an vers le NE, serait vraisemblablement dû aux courants de marée qui, dans ces profondeurs, sont à l'origine d'un transport sédimentaire résiduel dans cette direction. De plus, le mouvement du banc dirigé vers la côte, responsable d'un transfert de sédiment dans le chenal de navigation, devrait lui être expliqué par l'effet des vagues de tempête dont l'action à ces faibles profondeurs entraîne un déplacement des sédiments vers la côte. Cette explication a également été évoquée auparavant par Tessier *et al.* (1999) pour d'autres bancs tidaux situés à proximité de la côte dunkerquoise, l'effet des vagues de tempête étant décelable dans les structures sédimentaires sur des profils sismiques. Cette période ancienne précède globalement la période d'étude du trait de côte définie dans cette étude, et qui a débuté en 1957. Bien que la migration du banc indique, en 1962, une nette progression vers la côte et le NE, l'analyse diachronique du littoral témoigne sur notre 1<sup>ère</sup> période d'étude (1957-1971) d'une alternance de zones de recul et d'avancée du trait de côte, avec en moyenne une accrétion globale sur l'ensemble du linéaire côtier considéré.

De 1962 à 1998/2000, la poursuite de la progression du Banc Hills, et plus particulièrement sa migration, vers la côte semble s'être légèrement ralentie. Le chenal étant désormais plus proche de l'estran, il est vraisemblable qu'il ne puisse se rapprocher encore plus près de la côte et qu'en raison de son rétrécissement les courants tidaux s'y trouvent de plus en plus canalisés, ce qui les rendrait de plus en plus efficaces pour mobiliser les sédiments et éroder les fonds meubles (Héquette et Hemdane, 2006). Bien qu'aucune information ne puisse être obtenue à ce sujet au près du Port de Dunkerque, il est fort possible que des opérations de dragage aient été effectuées pour l'entretien de ce chenal de navigation à cette époque. L'analyse de l'évolution de la morphologie du Banc Hills entre 1962 et 1998/2000 a montré également une accentuation de l'érosion du sommet du banc par rapport à la période précédente, suggérant un démaigrissement du banc pendant les dernières décennies de cette période. L'abaissement du sommet du banc, quoique modéré, ne semble pas uniquement s'expliquer par la translation horizontale d'un versant incliné, et ne peut pas par conséquent être attribué au seul mouvement du banc vers la côte ni vers le NE. Une diminution du volume sédimentaire peut donc être évoquée pour expliquer l'augmentation des profondeurs au niveau du sommet et du versant externe du banc pendant cette période. Cet abaissement du sommet du banc pourrait être lié à la construction d'infrastructures portuaires, comme les jetées du port Est de Dunkerque pendant les années 1970 qui, en interrompant

partiellement les transits sédimentaires dans la zone littorale, auraient eu des impacts sur le stock sédimentaire des bancs sableux pré-littoraux (Corbau, 1995). Il est par contre difficile d'évoquer les mêmes raisons pour expliquer la poursuite notable de la progression du banc vers l'Est pendant la même période.

Trois hypothèses ressortent donc de ces observations sur la période 1962-2000 :

- (1) un rétrécissement du chenal de navigation et des courants tidaux qui s'y trouvent potentiellement de plus en plus canalisés, les rendant d'autant plus efficaces pour mobiliser les sédiments et éroder les fonds meubles,
- (2) un démaigrissement du banc pendant les dernières décennies de cette période, engendrant un abaissement du sommet du banc,
- (3) une diminution du volume sédimentaire local, expliquant en partie l'augmentation des profondeurs au niveau du sommet et du versant externe du banc.

Or, de 1971 à 1994, le littoral Est dunkerquois a été caractérisé par une érosion, un recul du trait de côte dans un premier temps sur la partie Ouest du secteur étudié puis, à compter des années 1980, généralisé d'Ouest en Est sur l'ensemble du littoral. D'une part, la proximité du chenal de navigation semble être en mesure d'accentuer les courants longitudinaux et permettre de remobiliser davantage de sédiment ; mais d'autre part, l'érosion des fonds marins à proximité de la côte peut avoir augmenté dans les petits fonds la pente du profil côtier (cf Chapitre I, partie 3.2.2) qui, comme nous l'avons précisé précédemment, est plus forte sur le site de la Dune Dewulf (en face du banc Hills) que sur le site des Dunes du Perroquet (à quelques kilomètres à l'Est).

Cet abaissement des fonds, qui tend à provoquer également un abaissement au niveau de l'estran, est susceptible d'avoir favorisé l'érosion du haut de plage et des dunes littorales en induisant une augmentation de la fréquence des niveaux d'eau sur le haut de plage. Ceci est contraire à l'hypothèse précédemment émise, notamment par Corbau (1995), selon laquelle *"le Banc du Hills, qui émerge à marée basse en période de vive-eau, constitue une protection naturelle contre les effets de la houle et protège le domaine côtier situé en arrière. Il contribue ainsi à protéger la zone située au niveau de Bray-Dunes et Zuydcoote de la houle de secteur Nord"*. En effet, comme l'ont montré les résultats des mesures à court-terme, le site de la Dune Dewulf soumis à l'influence du Banc Hills est exposé à des houles plus fortes et moins amorties à la côte, en conditions calmes comme agitées, que le site des Dunes du Perroquet. Ce site faisant face au Banc Hills est également plus sujet à l'érosion du haut de plage et du cordon bordier lors des évènements tempétueux (Chapitre III).

Les années 1970 et dans une moindre mesure les années 1980 et 1990 ont justement connu une assez grande fréquence de tempêtes, de forts coups de vent et de hauts niveaux

d'eau. Le rapprochement du banc côtier et de son chenal de navigation vers le rivage, combiné à une forte fréquence de conditions météo-marines potentiellement érosives, pourrait expliquer en partie le recul du trait de côte, d'abord au niveau de la Dune Dewulf de 1971 à 1983, puis accentué et étendu vers l'Est de 1983 à 1994. La recrudescence d'évènements énergétiques et érosifs, combinés à un budget sédimentaire localement déficitaire, expliquant partiellement l'abaissement du sommet du banc et l'érosion observée sur son versant externe, ont vraisemblablement accentué non seulement l'érosion des petits fonds mais aussi de la plage, sur la portion de côte située face au banc. De 1994 à 2005, le trait de côte a été marqué par une relative stabilité du trait de côte. Il n'est pas à exclure que, du fait de conditions météo-marines peu énergétiques ou érosives, l'évolution du banc ait été encore ralentie, déjà limitée par la proximité du chenal de navigation vis-à-vis de la côte. Depuis 2005, la période récente a été marquée par un retour à l'érosion sur la partie Ouest du trait de côte, qui pourrait voir plusieurs causes possibles ou combinées, telles qu'une ré-intensification des conditions météo-marines, une reprise de l'évolution et la migration du banc tidal, ou de nouveau un budget général sableux déficitaire à l'avant côte, s'inscrivant alors dans une dynamique globale à plus long terme.

## **Conclusion**

A partir d'évènements tempétueux dont les conséquences sur le littoral, dans le passé, sont bien connues, l'objectif de ce chapitre était d'identifier les conditions météo-marines correspondant à des phénomènes extrêmes et leur impact sur la côte Est-dunkerquoise, comme sur le Nord de la France et la partie méridionale de la Mer du Nord. Cette étude ne s'est pas faite sans limites, en effet, du fait de photographies aériennes et de données anémométriques et marégraphiques disponibles seulement depuis une cinquantaine d'années sur la région dunkerquoise, l'étude s'est ainsi limitée à la seconde partie du XX<sup>ème</sup> siècle. D'autre part, une dizaine d'années a été marquée par d'importantes lacunes marégraphiques concernant les mesures du marégraphe de Dunkerque, ce qui a constitué la principale difficulté dans ce travail. Heureusement, les mesures de vent disponibles sur le secteur, beaucoup plus complètes, ont permis de mener une analyse la plus précise possible. Malgré ces difficultés et tout en restant conscient de ces limites, le croisement et l'interprétation des séries de données a permis de confirmer ou d'infirmer certaines hypothèses émises depuis plusieurs années dans des études menées sur la façade Nord de la côte d'Opale. Quelques tendances, relatives à l'évolution du trait de côte et à la variabilité des agents météo-marins, ont pu être mises en évidence à un pas de temps pluri-décennal. La persistance de vents significatifs (seuil à 8 m/s) et l'occurrence de hauts niveaux d'eau, en particulier, sont des paramètres aussi influents que variables, à longue échelle de temps, autant en termes d'intensité que de fréquence. C'est pourquoi il est intéressant et nécessaire de considérer et d'intégrer ces résultats dans une évolution à encore plus long-terme, sur une échelle séculaire à pluriséculaire, en particulier dans la problématique relative au changement climatique global, à la remontée du niveau marin et aux questions de possible intensification des tempêtes. Et ce, autant en termes d'intensité et de fréquence que de durée et d'orientation des évènements de tempête, car les systèmes dépressionnaires à l'origine de ces épisodes extrêmes répondent à des trajectoires variables, mais qui s'inscrivent dans une dynamique climatique globale, étendue sur l'Atlantique Nord et l'Europe Occidentale et soumise et à une cyclicité probablement régulée sur le très long-terme.

## **CHAPITRE VI**

### **SIMULATION DE LA REPONSE MORPHODYNAMIQUE DU PROFIL COTIER AUX FORCAGES HYDRO-METEOROLOGIQUES : ESSAIS DE MODELISATION NUMERIQUE**



# CHAPITRE VI

## SIMULATION DE LA REPONSE

### MORPHODYNAMIQUE DU PROFIL COTIER AUX

### FORCAGES HYDRO-METEOROLOGIQUES :

### ESSAIS DE MODELISATION NUMERIQUE

---

#### Introduction

Aujourd'hui, 70 à 80 % des côtes mondiales sableuses et plus de 40% des littoraux métropolitains français seraient en érosion (Paskoff, 2004 ; Pilkey et Hume, 2001), c'est pourquoi le phénomène de recul des côtes est au cœur des préoccupations environnementales. Dans le contexte actuel de changement climatique, il est devenu primordial d'étudier le comportement des plages et des dunes afin de mieux comprendre leur fonctionnement, notamment à l'aide de modèles numériques qui permettent de simuler leur réponse morphodynamique aux forçages hydro-météorologiques.

Dans cette étude, liée à la problématique du recul du trait de côte sous l'effet des tempêtes, ce chapitre portera plus précisément sur la mise en œuvre de plusieurs modèles numériques (SBEACH, X-BEACH) sur une portion du littoral Est-dunkerquois, afin d'évaluer la réponse de la morphodynamique du profil *cross-shore* dune-plage sous l'effet de conditions variées en termes d'énergie. La gamme de mesures de terrain, topographiques et hydrodynamiques, réalisées *in-situ* lors de conditions tempétueuses comme par temps calme, a permis la mise en place et la validation de codes morphodynamiques de modélisation numérique à court-terme sur les sites expérimentaux (Maspataud *et al.*, 2010). Ce travail s'inscrit en partie (modèle X-Beach et modèle Telemac2d (collaboration LEGI)) dans le projet VULSACO dont l'objectif est de développer et d'estimer, pour l'horizon 2030, des indicateurs de vulnérabilité physique des plages sableuses face aux phénomènes d'érosion et de submersion marine à partir de simulations numériques (Idier *et al.*, 2010).

L'objectif principal est ici d'évaluer dans quelle mesure de tels modèles morphodynamiques sont capables de reproduire la dynamique d'un site côtier macrotidal sensible aux événements énergétiques tempétueux ; c'est pourquoi, en réponse à ces questions, la modélisation numérique est aujourd'hui employée. Les résultats de ce chapitre résultent donc des premiers essais de modélisation et de la mise en place de deux codes morphodynamiques de modélisation court-terme, SBEACH et X-BEACH, sur le littoral dunkerquois.



## **1 Développement et objectifs de la modélisation en milieu littoral : la réponse à un besoin, face à l'érosion et aux changements climatiques**

### **1.1 Les apports de la modélisation dans l'étude des systèmes côtiers**

Les modèles mathématiques jouent aujourd'hui un rôle croissant dans les décisions de la société impliquant de façon générale les sciences de la Terre mais aussi l'ingénierie côtière. Il est important de distinguer les modèles qui répondent à des questions quantitatives ("quand, où et combien ?") de ceux qui répondent à des questions qualitatives ("comment et pourquoi ?"). Les modèles utilisés en génie côtier sont généralement utilisés pour répondre à des questions précises et quantitatives. Pourtant, en ce qui concerne le comportement des systèmes côtiers (dunes et plages), beaucoup de questions sont d'ordre qualitatif, auxquelles il est possible de répondre à l'aide de modèles scientifiques conceptuels (Thieler *et al.*, 2000).

Parmi les modèles mathématiques, des modèles numériques comme analytiques sont donc utilisés pour prédire le comportement des plages à des fins d'ingénierie côtière. Tandis que les modèles analytiques requièrent généralement des simplifications notables dans la description des forçages, des conditions initiales et limites, et des processus qui les gouvernent, les modèles numériques peuvent faire face à ces aspects avec moins de restrictions (Larson *et al.*, 2004). Toutefois, les modèles analytiques gardent une utilité grâce à leur relative simplicité, qui les rend faciles à mettre en œuvre, en particulier lorsque des estimations préliminaires approximatives sont nécessaires, et représentent une méthode de base pour décrire les processus l'érosion dunaire (Edelman, 1972 ; Vellinga, 1986 ; Kriebel *et al.*, 1991) et le recul du trait de côte selon la hausse du niveau marin, basés sur des équations de pente à l'équilibre des plages (Bruun, 1962).

Certains modèles mathématiques d'érosion de dune sont désormais bien connus et fréquemment employés (Vellinga, 1986 ; Leont'Yev, 1996 ; Komar *et al.*, 1999 ; Larson *et al.*, 2004). Les outils existants pour évaluer l'érosion des plages et dunes lors de conditions extrêmes de tempête sur les littoraux supposent bien souvent des conditions uniformes, déjà appliquées avec succès le long de côtes relativement peu perturbées (Nishi and Kraus, 1996 ; Larson *et al.*, 2004), mais parfois insuffisantes dans les situations plus complexes où la côte présente une variabilité longitudinale due à des causes anthropiques (presqu'îles artificielles, digues) ou naturelles (variations altimétriques, hauts-fonds à l'avant côte, chenaux).

### **1.2 Revue de littérature : application de modèles numériques en Mer du Nord méridionale en conditions de tempête**

Les modèles sont généralement utilisés, dans un premier temps, pour reproduire ou restituer la réponse de la côte pour des événements de tempête passés, dont on connaît les

impacts et pour lesquels on dispose parfois de mesures *in-situ*. Lorsque ce n'est pas le cas, les modèles visent souvent à reconstituer ces impacts et mesures à partir de cas théoriques. En Mer du Nord méridionale, aux Pays-Bas en particulier, dont les côtes basses sont très vulnérables aux hauts niveaux d'eau et surcotes de tempête, plusieurs études récentes ont ainsi porté sur les tempêtes de 1775 (Pool, 2009), 1976 et 1953 (Voukouvalas, 2010), avec comme objectifs de reproduire les conditions météo-marines estimées ou enregistrées dans le passé et tenter de restituer l'évolution morphodynamique générée par ces événements.

Certaines études se focalisent davantage sur l'évolution synoptique et les impacts purement météorologiques de tels événements extrêmes, à l'aide notamment de modèle(s) climatique(s), comme l'étude de Fink *et al.* (2009) qui, comparant la tempête Kyrill de janvier 2007 aux tempêtes des années 1990, 1990 et 2002, a eu pour but d'estimer les facteurs influençant et intensifiant les potentiels effets de ces tempêtes. Sur l'ensemble du bassin de la Mer du Nord, le principal objectif de l'usage des modèles est bien souvent d'estimer ou de prédire la fréquence des tempêtes (Woth *et al.*, 2005, 2006), dans le contexte actuel de changement climatique et de hausse du niveau marin (Weisse et Pluss, 2006), mais aussi de modéliser l'érosion et le recul du trait de côte qu'elles engendrent sur les côtes, déjà vulnérables en raison de leur faible altitude (Vellinga, 1986 ; Van Rijn *et al.*, 2003 ; Van Rijn, 2008 ; Baart *et al.*, 2009 ; Van Son, 2009 ; Van Thiel de Vries, 2009).

## **2 Approches et applications de deux modèles numériques : SBEACH et X-BEACH**

---

La présentation synthétique de ces deux modèles a été faite dans le [Chapitre II](#), relatif à l'approche méthodologique et aux outils employés au cours de cette étude.

### **2.1 SBEACH (Storm-induced Beach Change)**

#### **2.1.1 Bases théoriques**

Le modèle *cross-shore* semi-empirique SBEACH, conçu pour modéliser l'érosion des dunes et du haut de plage lors de houles de tempêtes et de hauts niveaux d'eau, est basé sur des relations empiriques obtenues lors d'essais dans des canaux à houles (LWT : Large Wave Tank) au Japon et aux Etats-Unis dans les années 50, 60 et 80. Ce modèle a ensuite été affiné à partir de données *in-situ* récoltées sur des plages américaines (Larson *et al.*, 1990). Sans entrer dans le détail fastidieux des formules de calcul, présentés dans la documentation de SBEACH (Larson et Kraus, 1989), nous décrirons ici le principe général de fonctionnement de ce modèle et les principaux processus pris en compte.

Ce modèle fonctionne selon trois étapes (Morellato, 2004 ; d'après Larson et Kraus, 1989), dont les formules seront présentées en Annexe XII :

- (1) une propagation des vagues jusqu'à la côte, à partir de conditions au large, selon la théorie linéaire de la houle,
- (2) une distribution du taux de transport de matière à l'aide de formules empiriques,
- (3) une déformation du profil grâce à une équation de conservation de la masse.

Pour ces opérations, SBEACH découpe le profil côtier selon plusieurs zones distinctes où les fonctionnements hydrauliques et sédimentaires sont différents. Les 4 zones définies par SBEACH sont les suivantes (Figure VI-1) : la zone I, ou zone de pré-déferlement, débute au large à la limite d'action de la houle et finit à l'endroit où la vague est prête à déferler ; la zone II, ou zone de déferlement et de transition, s'étend de l'endroit où la vague commence à se briser jusqu'à l'endroit où elle plonge ; la zone III, ou zone de *surf*, commence là où la vague plonge jusqu'au lieu où elle se reforme ; puis la zone IV, zone finale ou zone de *swash*, correspond à la zone de jet de rive. (Le module de SBEACH permettant d'intégrer la fonction d'*overwash* nécessite deux zones supplémentaires, V et VI, sur la dune et l'immédiate arrière-dune (Xuan Tinh, 2006)). Chaque zone est associée à une formule empirique de transport correspondant aux phénomènes prépondérants dans la zone (formules présentées en Annexe XII). Les limites du transport sont côté terre la limite extrême des vagues et, côté large, la limite d'action des houles, ce qui implique qu'il n'y a pas de transport en dehors de ces limites.

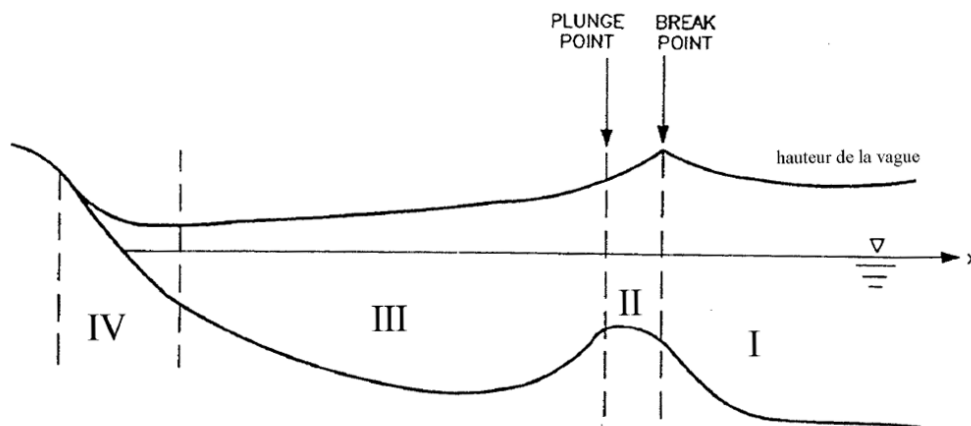


Figure VI-1 Localisation des quatre zones de propagation de la houle selon SBEACH (Morellato, 2003 ; modifié d'après Larson et Kraus, 1989).

### 2.1.2 Applications de SBEACH dans des environnements différents

Les résultats obtenus sont bien souvent différents d'un littoral à l'autre, c'est pourquoi il peut exister différentes interprétations de la validité d'un modèle numérique selon les sites d'études. Le modèle SBEACH, validé à l'origine sur des côtes américaines, a déjà été utilisé sur de nombreux sites, aux Etats-Unis comme en Australie ou en France par exemple, et également dans des domaines différents soumis à un marnage micro à macrotidal (Tableau VI-1). Les caractères propres à chaque environnement permettent d'affiner à chaque fois davantage l'utilisation de ce type de modèle numérique *cross-shore*, en ingénierie côtière comme dans l'estimation des impacts de phénomènes extrêmes (Tableau VI-1).

La calibration du modèle est d'autant plus fine qu'elle peut être réalisée sur chaque site, à partir de données acquises in-situ immédiatement avant (dans la mesure du possible) et après un épisode érosif. Creed et Reilly (2008) ont ainsi bénéficié de mesures en Floride intégrant les ouragans Dennis et Katrina, ce qui a permis de calibrer le modèle et d'estimer l'importance des différents paramètres de calage (paramètre K en particulier, présenté en section 3.3.1) par rapport aux valeurs par défaut (en comparant les simulations réalisées avec les paramètres par défaut proposés par le modèle et les simulations faites avec des paramètres modifiés). Cette étude a surtout souligné la **nécessité d'ajuster les paramètres contrôlant les processus pris en compte par le modèle selon le site**, et défini des paramètres adaptés (et recommandés) pour simuler l'impact d'ouragans sur les côtes de Floride.

Des simulations réalisées avec SBEACH, en domaine méso- et macrotidal en Australie, et comparées avec des simulations faites selon la méthode Vellinga (2003), ont souligné **l'intérêt en systèmes macrotidaux des modèles dits *time dependent* comme SBEACH**, considérant qu'un profil de plage en équilibre n'aura probablement pas le temps de se développer lors d'un évènement court (Prenzler, 2007). Et ce, contrairement aux méthodes empiriques (Vellinga, 1983) qui prennent en compte le développement d'un profil d'équilibre et auront tendance à fortement surestimer l'érosion à court-terme en cas de tempête sur des plages macrotidales.

L'étude de Zheng et Dean (1997), réalisée en domaine microtidal aux Etats-Unis sur des sites présentant une variabilité *longshore* assez nette de la réponse du profil côtier, a montré que SBEACH (comme trois autres modèles utilisés alors : CROSS, CCCL, EDUNE) **n'a pas la capacité de reproduire cette variabilité (*longshore*)**. Le modèle donne de bonnes prédictions pour un profil, mais peut induire des sur/sous-estimations sur un autre profil. Cette étude souligne que dans la mesure où les modèles *cross-shore* sont développés pour simuler les changements d'un profil moyen, leur utilisation nécessite donc d'apporter d'importants réajustements dans les processus numériques pour être employés à des fins variées, comme d'ingénierie.

**Tableau VI-1 Quelques exemples d'application de SBEACH dans des environnements différents.**

Etudes	Site	Milieu	But
Chini (2003)	Racou, Pyrénées Orientales, Méditerranée (France)	microtidal	Impact de l'efficacité d'un rechargement artificiel de plage et de tempêtes caractéristiques
Creed et Reilly (2008)	Broward County, Sud-Est de la Floride (USA)	microtidal	Calibration à partir des ouragans Dennis et Katrina en 2005
Prenzler (2007)	Palm Beach, Gold Coast, Sud du Queensland (Australie)	mésotidal (dominé par la houle)	Impact de tempêtes, et comparaison des résultats du modèle SBEACH avec la méthode de Vellinga (1983)
	Peregian Beach, Noosa, Sud du Queensland (Australie)	mésotidal (dominé par la houle)	
	Bushland Beach, Thuringowa, N du Queensland (Australie)	macrotidal (houles de faible énergie)	
Sabatier <i>et al.</i> (2002)	Rousty, Delta du Rhône (France)	microtidal	Tests du modèle lors de houles de beau temps et de tempête
Sabatier (2008)	Carnon et Frontignan, Hérault (France)	microtidal	Evaluation du recul épisodique du rivage lors de tempêtes
Zheng et Dean (1997)	Ocean City, Maryland (USA)	microtidal	Impact des tempêtes de novembre 1991 et janvier 1992

En France, ce modèle a principalement été utilisé en domaine microtidal, sur la côte méditerranéenne (Sabatier *et al.*, 2002 ; Morellato, 2003 ; Chini, 2003 ; Sabatier, 2008). Des simulations réalisées en Camargue, dans des conditions de houle de beau temps, ont donné des résultats du modèle incohérents par rapport aux mesures réelles et souligné **l'incapacité de SBEACH à modéliser de l'accumulation en conditions calmes** ; tandis que les simulations réalisées **en conditions de tempête** ont montré **des résultats cohérents avec les mesures *in-situ*** : l'érosion dunaire, l'évolution des petits-fonds et de la barre interne ont été bien simulés jusqu'à une certaine profondeur, et dans l'ensemble le profil calculé est conforme au profil réel post tempête (Sabatier *et al.*, 2002). Une étude plus récente, tant sur l'évaluation du recul épisodique du rivage lors de tempêtes, a également souligné la **capacité du modèle à bien estimer le recul du trait de côte à court-terme** même s'il reste un évident besoin de davantage de données ainsi qu'une meilleure connaissance et prise en compte du recul du rivage durant les événements de forte énergie (Sabatier, 2008). Le modèle décrivant de façon correcte les plages méditerranéennes (Sabatier *et al.*, 2002 ; Morellato, 2003), Chini (2003) l'a également utilisé afin d'estimer l'impact et l'efficacité d'un rechargement artificiel de plage après quelques tempêtes caractéristiques, sans données pré-/post-tempête pour calibrer le modèle, mais en employant les paramètres utilisés lors des précédentes études dans la région. Confirmant le rôle positif du rechargement en tant que moyen de protection,

d'atténuation de houle et de recul du trait de côte, SBEACH n'a pourtant pas permis de mettre en évidence les pertes dans le profil et la disparition du volume rechargé car ce modèle est fondé sur la conservation des masses dans le profil et ne pouvait donc pas modéliser de telles pertes.

### 2.1.3 Objectifs et attentes

Du fait des observations réalisées et des processus pris en compte par le modèle lui-même, plusieurs grandes recommandations sont données pour l'utilisation de SBEACH. Tout d'abord, ce modèle a été créé pour **modéliser des tempêtes sur une durée relativement courte**, d'environ 1 à 4 jours (Larson et Kraus, 1989). En effet, comme ce modèle néglige le transport *longshore* et les courants, il ne peut donc pas être employé pour simuler des changements de profil sur une échelle de temps trop importante. Pour les mêmes raisons, il ne peut pas être utilisé à proximité de structures anthropiques ni pour étudier leur impact (Rosati *et al.*, 1993). Enfin, la plage doit avoir **une granulométrie fine** comprise entre 0,063 et 2 mm, et **"raisonnablement" uniforme le long du profil**. Parfois vivement critiqué en raison de son utilisation abusive en ingénierie côtière (Thieler *et al.*, 2000), SBEACH n'est pas conçu pour être directement exploité dans le dimensionnement d'ouvrages.

SBEACH permet de simuler l'évolution d'un profil de plage, et dans certains cas la formation et le mouvement de barres subtidales, considérant que le transport sédimentaire et les changements de profil induits sont gouvernés essentiellement par le déferlement des vagues et les variations de hauteurs d'eau provenant des tempêtes, de la marée et du vent (Larson et Kraus, 1989). Il a également déjà été précisé que SBEACH modélise mal les phénomènes d'accrétion (Sabatier *et al.*, 2002), ce qui est principalement dû au fait qu'il se base sur une relation empirique calée lors d'expériences en canal à houle (LWT) et sur les côtes américaines, et pose donc la question de son utilisation (sans apporter de modifications aux formules) sur les côtes françaises.

Au vu des bons résultats obtenus dans le Sud de la France en domaine microtidal, en termes de restitution du profil post tempête comme de recul du trait de côte, il a semblé intéressant de tester également ce modèle sur une côte macrotidale, soumise à un régime de marée, de houle, de vents et de tempêtes bien différents. De plus SBEACH constitue l'un des logiciels les plus utilisés pour modéliser l'évolution d'un profil de plage sous l'action d'une tempête, confirmant notre idée de retenir et tester ce modèle.

## 2.2 X-BEACH (eXtreme BEACH behavior)

### 2.2.1 Bases théoriques

Suite aux effets dévastateurs des ouragans des saisons 2004-2005, durant lesquelles les côtes de Floride ont été atteintes à quatre reprises, il est apparu un réel besoin d'être en mesure d'évaluer la vulnérabilité des zones côtières et de concevoir des protections contre les événements futurs (Roelvink *et al.*, 2009).

A partir des niveaux d'impacts définis par Sallenger (2000), différents régimes induits par les ouragans avaient été définis sur les îles barrières, tels que 1) le régime de *swash*, 2) le régime de *collision*, 3) le régime de submersion et 4) le régime d'inondation. L'objectif des développeurs de X-BEACH a ainsi été de modéliser tous ces régimes de manière transparente et dans un cadre 2D horizontal, en considérant les processus suivants lors de la modélisation de la réponse aux événements extrêmes :

- (1) L'érosion dunaire : le développement d'un escarpement ou d'un effondrement suite à l'attaque marine est un processus dominant dans les tempêtes. Le sédiment présent dans la zone de *surf*, peut être arraché et transporté vers la mer par des courants de retour.
- (2) Le forçage d'onde courte : basé sur la notion d'équilibre d'action des vagues, variable dans le temps (Phillips, 1977 ; Roelvink, 1993) a formulé un modèle de dissipation pour une utilisation en combinaison avec la variation par groupe de vagues. Le modèle de *roller* (Svendsen, 1984 ; Nairn *et al.*, 1990 ; Stive et de Vriend, 1994) est nécessaire pour représenter le forçage induit par le déferlement.
- (3) Les processus de suspension et de transport du sédiment : les processus de transport de sédiments des zones de surf et de swash sont très complexes, avec une agitation du sédiment produite par la combinaison de mouvements orbitaux et de turbulence, sur des grandes et plus faibles longueurs d'onde. La formulation obtenue par Reniers *et al.* (2004a), relativement simple et transparente, conformément à Soulsby-Van Rijn (Soulsby, 1997), est utilisée par X-BEACH. Mais une limite est appliquée au modèle pour le transport du sédiment par Soulsby-Van Rijn, de telle sorte que cette formule soit applicable dans le cas d'écoulement supercritique lors de conditions d'*overwash*.
- (4) Le processus d'avalanche : il se produit sous forme d'affaissements ou de glissements du front dunaire, sous l'impact des vagues qui peuvent atteindre la dune à pleine mer et haut niveau d'eau. Ce processus est indispensable puisqu'il permet d'emporter du sable pour alimenter la partie sous-marine du profil.

### 2.2.2 Développement actuel et applications du code X-BEACH

Encore en développement, le code X-BEACH fait actuellement l'objet de nombreux essais de validation à partir de données de laboratoire et de terrain, tout particulièrement aux Pays-Bas (Van Dongeren *et al.*, 2009 ; Van Thiel de Vries, 2009 ; Voukouvalas, 2010) ou aux Etats-Unis (Roelvink *et al.*, 2009 ; Lindemer *et al.*, 2010 ; Mc Call *et al.*, 2010) ; et des recherches additionnelles sont également menées vers une approche et des applications de "haute fidélité" morphologique. Aux Pays-Bas par exemple, le but ultime est d'examiner la validité des systèmes de prévision des tempêtes en temps réel et la capacité du modèle à estimer la réponse morphodynamique à court-terme lors d'événements extrêmes, intégrant le système des modèles hydrodynamiques et morphodynamiques dans le système de fonctionnement des modèles de prévisions météorologiques (Voukouvalas, 2010).

Dans le cadre du projet de démonstrateur de plateforme opérationnelle de prévision morphodynamique MICORE (Baart *et al.*, 2009 ; Ferreira *et al.*, 2009a), le modèle X-BEACH a été récemment mis en place sur huit sites européens. L'utilisation du modèle sur différentes façades maritimes, sous l'influence de conditions météo-marines variées (Tableau VI-2), a permis de souligner la nécessité d'ajuster au cas par cas les paramètres qui régissent les processus numériques pris en compte par le modèle (Van Dongeren *et al.*, 2009). Des observations parfois similaires ont pu être faites sur les différents sites quant aux capacités de X-BEACH à reproduire les changements morphologiques opérés lors des tempêtes (Van Dongeren *et al.*, 2009 ; Van Thiel de Vries, 2009) :

- (1) Dans l'ensemble, les premiers résultats issus de simulations sont assez fidèles aux mesures réalisées *in-situ*, mais le profil final modélisé tend à être souvent plus uniforme (lisse) que le profil final mesuré, le modèle ne reproduisant pas les irrégularités naturelles parfois relevées sur le terrain.
- (2) Le recul du pied de dune est généralement bien restitué mais reste parfois incomplet.
- (3) De plus, les épaisseurs et les volumes d'érosion/accrétion sont généralement d'un ordre de grandeur correct (Van Thiel de Vries, 2009), mais leur position dans le profil n'est pas toujours bonne.
- (4) En effet, les résultats montrent fréquemment une surestimation de l'érosion, surtout sur le haut de l'estran ou autour du niveau moyen marin avec, du fait du processus de conservation de masse, des dépôts nettement surestimés en bas de plage (surtout sur les sites où la pente de la plage est assez forte). Constatant une restitution imparfaite des transports *onshore* et *offshore* sur les sites d'Egmond aan Zee et Praia de Faro, l'hypothèse émise par Van Dongeren *et al.* (2009) consiste à



attribuer cette surestimation de volumes érodés (haut de plage) et déposés (bas de plage) à un manque de transports *onshore* (par asymétrie des vagues) au tombant de la tempête, au profit de transports *offshore* (par courants de retour) surestimés.

**Tableau VI-2 Quelques exemples d'application du modèle X-BEACH dans des environnements différents en Europe.**

Site	Milieu	Résultats
<b>Van Thiel de Vries, 2009</b>		
<i>Delfland (Pays-Bas)</i>	macrotidal	Simulations correctes de l'érosion dunaire et de la formation de brèche, bien que cette érosion soit quelque peu surestimée en fin d'essai. <b>En conditions calmes à modérées : érosion faible et localisée près du niveau moyen marin.</b> Reconstitution en canal à houle <b>des impacts de la tempête de février 1953 : volume d'érosion prédit correct</b> (-73 m <sup>3</sup> /m), dans la gamme des volumes d'érosion estimés (-55 à -155 m <sup>3</sup> /m) pour cet évènement.
<b>Van Dongeren et al., 2009 (Projet MICORE)</b>		
<i>Mariakerke, Ostende (Belgique) Mer du Nord</i>	macrotidal	Tempête de novembre 2007, profils pré- (octobre) et post-tempête (novembre) : <b>résultats de la simulation assez fidèles au profil final mesuré</b> , front dunaire érodé proche de celui mesuré, mais <b>profil modélisé plus uniforme que le profil final mesuré.</b>
<i>Egmond ann Zee, Delfland (sud de La Hague, Pays-Bas) Mer du Nord</i>	macrotidal	Comparaison basée sur la tempête historique de février 1953 à partir d'un profil représentatif (pas de réelles mesures in-situ) en canal à houle : <b>surestimation de l'érosion</b> due à un manque de transport <i>onshore</i> (asymétrie) au tombant de la tempête.
<i>Praia de Faro (Portugal) Océan Atlantique</i>	mésotidal	Tempête extrême de l'hiver 2008-2009 : tendance qualitative correcte, <b>surestimation du transport sédimentaire offshore</b> par création d'un escarpement d'érosion inexistant sur le profil mesuré). Divergence probablement due aux transports <i>onshore</i> et <i>offshore</i> souvent intenses sur ce site.
<i>Cadiz Beach (Espagne) Océan Atlantique</i>	mésotidal	Tempête d'octobre 2008, à partir de levés topographique pré-/post-tempête : surestimation de l'érosion sur le haut de la zone intertidale (40 cm sur la verticale) (et donc dépôts sur le bas de la zone). <b>Profil mesuré optimal juste après le pic de la tempête</b> , mais moins bon en fin de simulation.
<i>Kamchia-Shkorpilovtsi (Bulgarie) W de la Mer Noire</i>	microtidal	Tempête modérée en février 2009, à partir de levés topographiques pré-/post-tempête : <b>épaisseur des zones d'érosion et d'accumulation du même ordre de grandeur sur les profils modélisés et mesurés</b> , mais position de ces zones différente, et érosion importante d'une barre intertidale non reproduite par le modèle.
<i>Formby Point (NW Angleterre) Mer d'Irlande</i>	macrotidal	Simulation des impacts de la tempête historique de février 1997 : recul du pied de dune modélisé de l'ordre de 5 m, semble proche de ce qui s'est réellement produit en 1997 (observations).
<i>Lido di Dante (Italie) Mer Adriatique</i>	microtidal	Faible tempête associée à une forte surcote en décembre 2008, levés topo profils pré- (septembre 2008) et post-tempête (février 2009) : <b>recul du pied de dune reproduit</b> (- 5 m) <b>mais incomplet</b> par rapport aux mesures, X-BEACH ne restitue pas la formation d'une barre dans les petits fonds.
<i>Lido de Sète (France) Mer Méditerranée</i>	microtidal	Tempête de décembre 2008 : le modèle <b>ne reproduit pas précisément la morphologie post-tempête</b> de la plage, amortit la barre externe, surévalue l'érosion du haut de plage et créé un dépôt très surestimé dans les petits fonds.

- (5) Sur les sites soumis à un marnage microtidal, X-BEACH présente en général des difficultés à reproduire précisément l'évolution des barres dans les petits-fonds lors des évènements extrêmes (sites du Lido de Sète, Lido di Dante, Kamchia-Shkorpilovtsi).
- (6) Les résultats des simulations morphodynamiques semblent parfois optimaux juste après le pic de la tempête, mais sont surestimés en fin de simulation, soulignant l'impact de la durée de simulation qui ne doit pas être trop grande afin de respecter la spécificité "court-terme" du modèle.

Aux Etats-Unis, le modèle X-BEACH a principalement été employé en domaine microtidal sur la côte Est (Roelvink *et al.*, 2009b) et dans le Golfe du Mexique (Lindemer *et al.*, 2010 ; Mc Call *et al.*, 2010) pour tenter de reproduire les impact causés aux îles barrières par des ouragans, cyclones tropicaux, *northeasters* (Tableau VI-3). Les simulations réalisées à l'aide du modèle X-BEACH ont, certes, permis de restituer la réponse morphologique des îles barrières aux ouragans, mais avec tantôt une surestimation notable de cette réponse (lors de l'évènement Katrina ; Lindemer *et al.*, 2010) tantôt une sous-estimation de l'ampleur de l'érosion (lors de l'évènement Ivan ; Mc Call *et al.*, 2010).

**Tableau VI-3 Quelques exemples d'application du modèle X-BEACH sur des sites différents aux Etats-Unis.**

Site	Milieu	Résultats
<i>Roelvink et al., 2009b</i>		
<i>Assateague Island (Maryland, USA) Océan Atlantique</i>	microtidal	Impacts de tempêtes extrêmes sur les dunes, après trois <i>northeasters</i> consécutifs de janvier à février 1998, à partir de levés bathymétriques pré- (septembre 1997) et post-tempêtes (février 1998) : <b>changements modélisés dans le profil similaires à ceux mesurés, et phénomène d'overwash correctement reproduit.</b>
<i>Lindemer et al., 2010</i>		
<i>Iles Chandeleur (Louisiane, USA) Golfe du Mexique</i>	microtidal	Tests de sensibilité du modèle à partir de différents maillages et résolutions temporelles, et <b>restitution de l'érosion/accrétion subie par les îles-barrières lors de l'ouragan Katrina en août 2005</b> : tendances simulées par le modèle assez similaires, mais <b>sous-estimation notable de l'ampleur de l'érosion.</b>
<i>Mc Call et al., 2010</i>		
<i>Santa Rosa Island (Floride, USA) Golfe du Mexique</i>	microtidal	Simulation de l'érosion et du phénomène d' <i>overwash</i> causés en 2004 par l'ouragan Ivan sur une île barrière : sans limite particulière apportée au modèle, la <b>réponse morphologique simulée de l'île barrière a été d'un ordre de grandeur bien plus grand que celle réellement mesurée.</b>

Les résultats contrastés pourraient avoir plusieurs causes : des erreurs dans les conditions initiales (avec une bathymétrie-topographie initiale mesurée trop longtemps avant l'évènement), des erreurs dans les conditions de forçage (omission de tempêtes intermédiaires et/ou erreurs dans les conditions de tempête) et/ou l'omission par le modèle de certains processus physiques (comme l'intégration de variations sédimentaires et de processus bio-physiques) (Lindemer *et al.*, 2010). Ces observations soulignent l'importance des conditions initiales et de forçage à appliquer au modèle ainsi que le besoin d'intégrer des processus aujourd'hui encore manquants.

### 2.2.3 Objectifs et attentes

Déjà employé aux Etats-Unis ou davantage encore aux Pays-Bas, où travaillent majoritairement ses développeurs, le modèle X-BEACH est un modèle de nouvelle génération, relativement récent et encore en développement, offrant de bonnes perspectives de développement et d'amélioration de ses processus, en ce qui concerne ses limites actuelles. **Basé sur différents processus et dépendant du temps**, ce code 2DH permet de prendre en compte des **variations des forçages hydrodynamiques et de l'évolution morphologique, dans la direction longshore**. L'hydro- et la morphodynamique de X-BEACH ont été jusqu'à présent **largement validées** par rapport à des **expériences en canal (1D)** (Roelvink *et al.*, 2008 ; Roelvink *et al.*, 2009b) et **certains cas sur le terrain (2DH)** (Tableau VI-2 ; Tableau VI-3), où le modèle a montré qualitativement certaines **compétences dans la simulation de l'érosion des dunes** et du phénomène d'**overwash** sur des profils *cross-shore* mesurés par exemple à *Assateague Island* (Roelvink *et al.*, 2009b). Le modèle X-BEACH a été pour l'instant assez peu validé en domaine macrotidal en particulier, à partir de cas réels bénéficiant de mesures de terrain, témoins d'une érosion dunaire.

Du fait des particularités du secteur d'étude, macrotidal, il était utile de mettre en place, en complément du modèle SBEACH, un code numérique qui prenne réellement en compte les courants de marée, prépondérants dans notre région. Dans cette étude appuyée sur des expérimentations sur le littoral Est-dunkerquois, l'attention sera portée spécifiquement sur la validation du modèle et, d'un point de vue morphodynamique, les impacts des forçages hydrodynamiques sur l'évolution morphologique *court-terme* seront évalués. Les analyses auront pour objectif d'estimer dans quelle mesure le modèle peut reproduire les impacts induits par des conditions de forçage particulières, lors de conditions météo-marines énergétiques, selon la bathymétrie de l'estran, des petits-fonds et de l'avant-côte, sur des secteurs montrant une réponse significative aux tempêtes, avec des mesures topographiques pré- et post-tempête à l'appui, en comparant les résultats hydro- et morphodynamiques issus des simulations avec ces mesures *in-situ*.

### 3 Mise en place des deux codes morphodynamiques de modélisation court-terme sur le littoral dunkerquois

Avec des spécificités propres à chacun, les modèles SBEACH et X-BEACH ont été appliqués au littoral dunkerquois, calés ainsi que validés à partir de nos mesures topographiques et hydrodynamiques de terrain selon l'organisation suivante (Figure VI-2) :

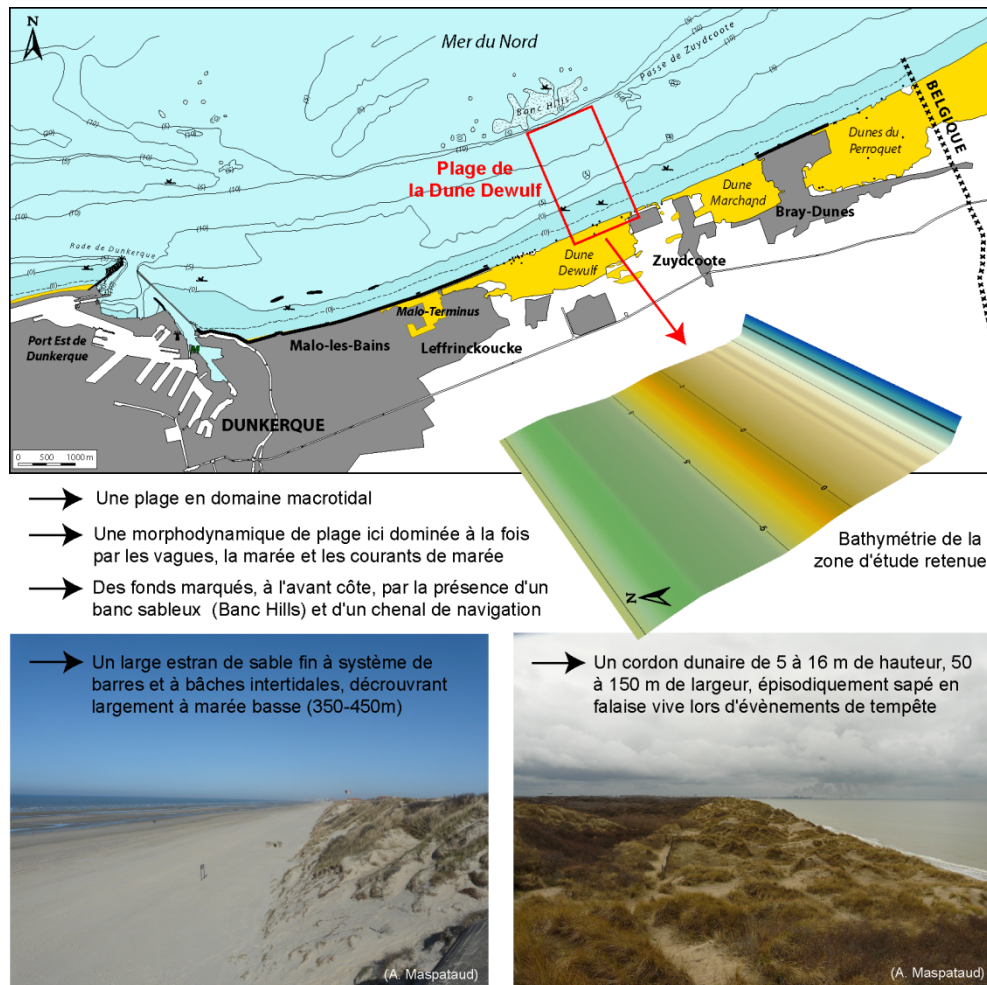
<b>SBEACH</b>  § 3.3	<b>Tempête de Mars 2007</b> Calage du modèle  Validation Morphodynamique  Site de la Dune Dewulf  § 3.3.3	<b>Tempête de Novembre 2007</b> Calage du modèle  Validation Morphodynamique  Site de la Dune Dewulf  § 3.3.4	Scénarios alternatifs  <b>Tempête de Novembre 2007 : conditions de marée et surcotes différentes</b>  Site de la Dune Dewulf  § 3.3.5
	<b>X-BEACH</b>  § 3.4	<b>Temps calme en Février 2007</b> Calage du modèle  Validation Hydrodynamique Morphodynamique  Site de la Dune Dewulf  § 3.4.3	<b>Tempête de Novembre 2007</b>  Validation Hydrodynamique Morphodynamique  Site de la Dune Dewulf  § 3.4.4
<b>Comparaison des changements morphologiques mesurés <i>in-situ</i> et modélisés par SBEACH et X-BEACH</b>  § 3.5			

Figure VI-2 Organisation du travail de modélisation court-terme réalisé.

#### 3.1 Choix et particularités du secteur d'étude

Le secteur d'étude est représentatif des littoraux sableux de la Côte d'Opale qui est caractérisée par de longues plages sableuses linéaires, basses et soumises à un environnement hydrodynamique particulier, en domaine macrotidal (Figure VI-3). La morphodynamique de plage est ici dominée à la fois par les vagues, la marée et les courants de marée, avec un large estran de sable fin et un système de barres et de bâches intertidales découvrant largement à marée basse. A l'avant côte, les fonds sont marqués par la présence de bancs sableux, très développés et orientés parallèlement à la côte, dont la dynamique est fortement liée à l'action des courants de marée.

Sur le site de la Dune Dewulf, le banc Hills, un important banc sableux, sub-affleurant à marée basse, fait face à la plage étudiée ce qui peut avoir un impact sur l'hydrodynamique côtière (Héquette *et al.*, 2009). La plage est bordée par un cordon dunaire, de 5 à 16 m de hauteur, dont le versant externe est épisodiquement sapé en falaise vive et peut ainsi reculer de plusieurs mètres lors d'évènements de tempête (Ruz *et al.*, 2009). Les effets des tempêtes le long de ce littoral, soumis habituellement à des vagues de faible énergie, sont déterminants dans l'évolution du trait de côte.



**Figure VI-3 Rappel des principales caractéristiques du site de la Dune d'étude retenu pour la modélisation court-terme.**

Ce site, privilégié dans les travaux de modélisation court-terme présentés ici, a été retenu parmi les 4 sites français étudiés dans le cadre du projet VULSACO (ARN VMC06-009). C'est pour cette raison que, dans un premier temps, la mise en place du modèle X-BEACH, ainsi que de la chaîne de calcul TELEMAC (assurée par le LEGI de Grenoble, partenaire du projet), se sont faites en priorité sur cette portion de côte sensible aux évènements de tempête (Idier *et al.*, 2010). Lorsque l'opportunité s'est présentée de mettre en

place également le modèle SBEACH (version acquise par le CEREGE), le choix s'est porté également sur ce site du fait de son caractère "en érosion" témoignant d'un recul du front dunaire lors des épisodes tempétueux. L'utilisation de ces 3 modèles, sur un même site macrotidal sensible, a permis de réaliser une comparaison des résultats obtenus lors d'une même tempête (Novembre 2007) et d'estimer les apports et limites de chacun d'entre eux (Maspataud *et al.*, 2010).

Afin d'évaluer également la réponse d'une zone *a priori* peu sensible à l'érosion lors des tempêtes, selon les mesures réalisées depuis 2007, le modèle X-BEACH a été, dans un second temps, appliqué au site des Dunes du Perroquet, située 4 km à l'Est du site de la Dune Dewulf (Figure VI-4). Cette mise en place complémentaire avait comme objectif d'évaluer la réponse morphologique simulée par X-BEACH au cours d'une même tempête (Novembre 2007) sur ce secteur à pente de plage plus faible et bathymétrie d'avant côte plus régulière (les fonds s'abaissent plus progressivement vers le large en l'absence de banc et de chenal de navigation proches).

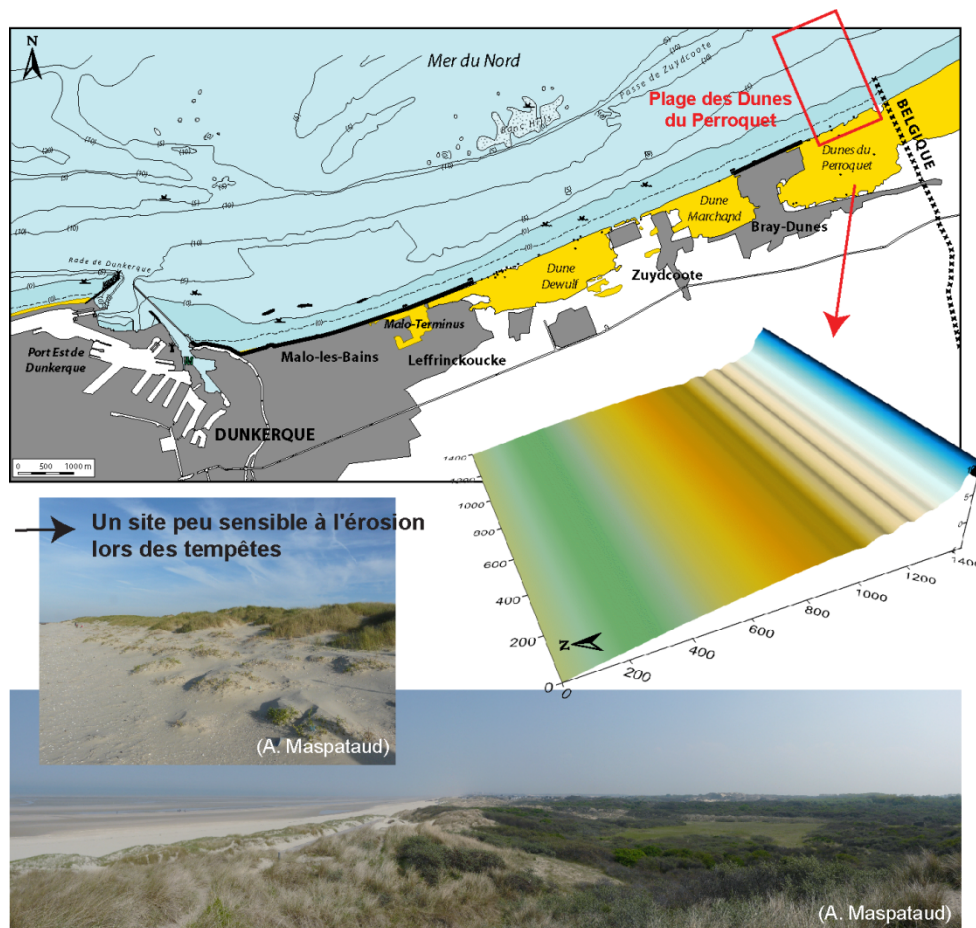


Figure VI-4 Site des Dunes du Perroquet : des dunes peu atteintes lors des évènements tempétueux.

### 3.2 Données disponibles

L'avantage du secteur retenu est la disponibilité de nombreuses mesures de terrain, hydrodynamiques et topographiques, acquises en conditions tempétueuses, mais aussi par temps plus calme. Les modèles peuvent fonctionner à partir de cas théoriques, mais la modélisation court-terme d'évènements de tempête et l'estimation de leurs impacts sur un site précis requièrent l'apport de nombreuses données réalisées *in-situ*.

Les données à disposition, dans un premier temps pour la mise en place et la validation des modèles, sont issues de campagnes de mesures présentées dans cette étude : des mesures hydrodynamiques et topographiques en février (temps calme) et novembre 2007 (tempête), ainsi que des profils topographiques réalisés lors de la tempête de mars 2007. La bathymétrie de l'estran (jusqu'à l'altitude +2 m CM) correspond aux levés topographiques du LOG, tandis que les petits-fonds (+2 m à -10 m CM) sont issus de données bathymétriques du SHOM (2000). En ce qui concerne les données de houle au large, à appliquer comme forçage dans chacun des modèles, deux types de données ont été sélectionnées : des paramètres de houle enregistrées à la bouée Westhinder, à 27 km au large de Dunkerque, et des paramètres de vagues issus de la propagation SWAN.

En effet, afin d'extraire les caractéristiques des vagues entre le Banc Hills et la plage de la Dune Dewulf, ou à proximité immédiate de la plage des Dunes du Perroquet, le modèle de vagues SWAN (Booij *et al.*, 2004) a été utilisé selon la technique des emboitements qui consiste à propager dans un premier temps les vagues sur une grille grossière pour une grande région, nommée rang 1, puis dans un second temps les vagues sont propagées sur une grille plus fine pour une plus petite région, nommée rang 2. Les calculs sur la grille fine utilisent des conditions aux limites générées par les calculs sur la grille grossière (Charles, 2008). Les vagues ont donc tout d'abord été propagées sur toute la Manche, sur une grille allant de la Bretagne à la Mer du Nord (rang 1), dont l'emprise a été conditionnée par les données de vagues disponibles dans cette partie du globe, puis sur la grille de rang 2 qui débute à l'avant côte, englobe le Banc Hills et la plage, et couvre un domaine de 23,3 km sur 17,7 km (Figure VI-5). Les conditions de vagues aux limites du domaine de rang 2 ont été extraites du rang 1. Disposant d'enregistrements de houle dans les petits-fonds en février 2007 (courantomètre ADCP, - 2 m CM), les résultats de la propagation SWAN sur le rang 2 ont pu être directement comparés et validés par Charles (2008). Les vagues ainsi propagées sur cette grille plus fine et réduite, SWAN fournit donc des conditions aux limites qui pourront être utilisées pour les modèles morphodynamiques.

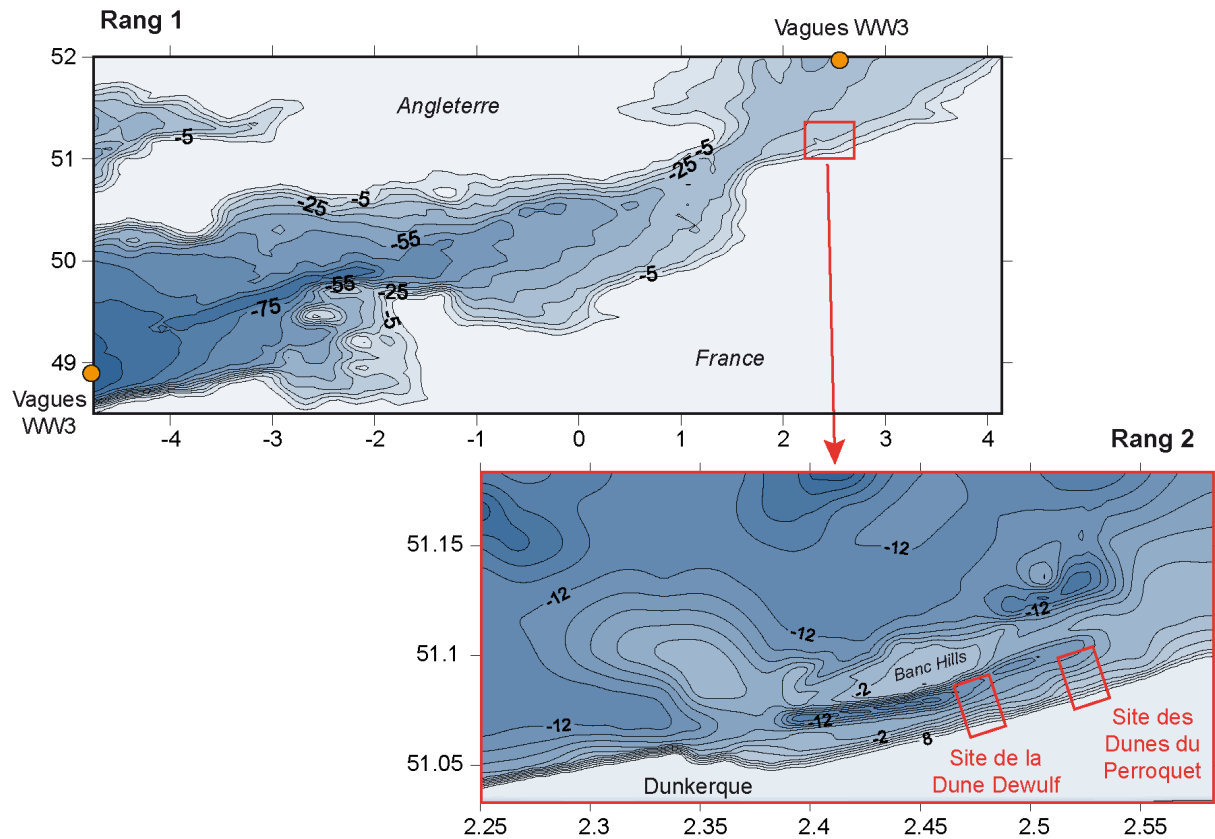


Figure VI-5 Emprise des rangs 1 et 2 de propagation des houles selon le modèle SWAN.

### 3.3 SBEACH

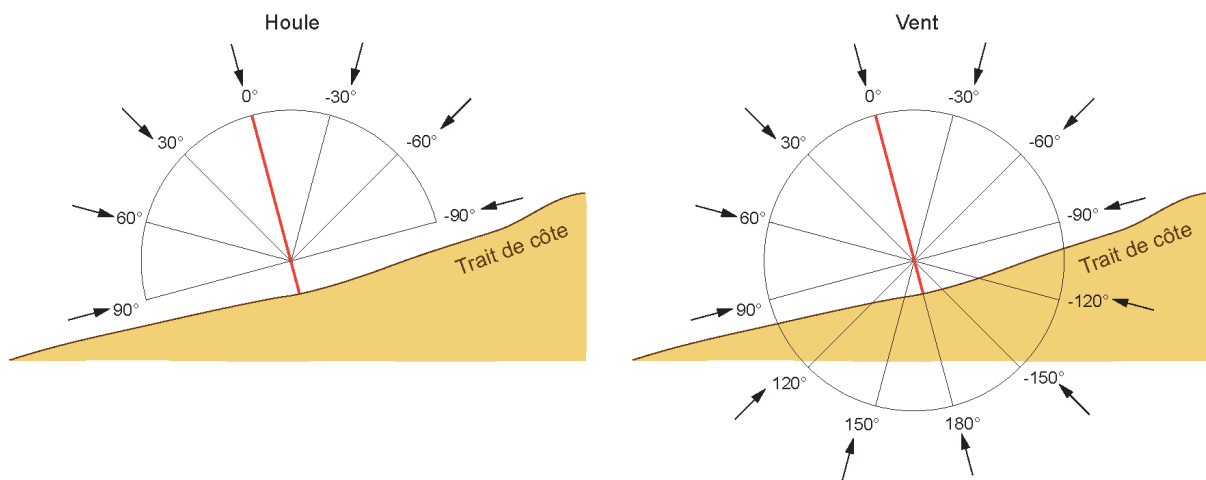
#### 3.3.1 Données en entrée et résolution spatio-temporelle

Pour son fonctionnement, le modèle SBEACH nécessite différents types de données, la connaissance d'un nombre important de paramètres et surtout de caler plusieurs coefficients empiriques de façon à l'utiliser convenablement et réaliser sa calibration globale. Les données à fournir en entrée concernent donc :

- (1) la morphologie de la "plage" (de la dune aux petits fonds), avec un profil topobathymétrique initial, et si possible aussi un profil final mesuré pour caler le modèle, tous deux interpolés en  $(x, z)$ .
- (2) les conditions de forçages, qui peuvent être stationnaires ou variables dans le temps. Il est nécessaire d'indiquer la profondeur à laquelle l'utilisateur définit la houle (n'importe quelle profondeur, jusqu'à "houle au large"), de choisir entre une houle irrégulière (aléatoire) ou monochromatique (il est possible d'entrer une constante ou une courbe), et de préciser le pas de temps de calcul et la durée de la simulation. Dans notre cas, les conditions seront variables dans le temps, sous forme de séries



temporelles. Trois fichiers doivent donc respectivement fournir les variations des paramètres de houle (hauteur, période et angle d'incidence), de niveau d'eau (intégrant les variations dues à la marée et aux surcotes/décotes) et de vent (vitesse et direction). Au préalable, les directions de la houle et du vent doivent être converties selon une convention propre à SBEACH (Figure VI-6). Sur le littoral dunkerquois, ceci correspond à  $0^\circ$  pour une houle frontale, perpendiculaire à la côte,  $-90^\circ$  pour une houle parallèle à la côte venant de l'ENE et  $90^\circ$  si elle vient du WSW. Pour les directions de vent, la convention est la même avec un angle de  $180^\circ$  pour des vents de terre en provenance du SSE.



**Figure VI-6** Convention des angles de houle et de vent spécifique à SBEACH, adaptée au littoral Est-dunkerquois.

- (3) la valeur des paramètres de calage. Ces informations, synthétisés dans le [Tableau VI-4](#) sont de plusieurs types (physiques, empiriques et numériques) et concernent trois domaines (le profil, le transport et la grille de calcul) ([Morellato, 2004](#) ; d'après [Sommerfeld et al., 1996](#)). Une fois les éléments de forçage définis en entrée, et précisé si le sable doit rester dans le domaine défini par la taille de la grille de calcul où s'il peut en sortir, les différents paramètres doivent être calés le plus précisément possible pour effectuer des simulations correctes. Cette phase est importante car elle consiste à adapter les différents paramètres, en fonction des caractéristiques du site d'étude.

**Tableau VI-4 Paramètres de calage du modèle SBEACH (d'après Sommerfeld *et al.*, 1996 et Morellato, 2004).**

Paramètres	Caractéristiques	
<b>Le profil</b>		
Profondeur de la zone de <i>swash</i>	$p$	Limite entre la zone III et la zone IV, sert à séparer la zone de surf de la zone de <i>swash</i> où les phénomènes et les formules de transport sont différents.
Granulométrie de plage	D50	La granulométrie de la plupart des plages n'est pas homogène, mais SBEACH ne prend pas en compte les différences de taille de grain selon l'altitude du profil, il faut donc préciser une valeur moyenne pour l'ensemble du profil (la taille du sédiment dans la zone de <i>swash</i> assez représentative).
Angle maximal d'avalanche (°)	$\phi$	Cette valeur correspond à la pente limite qui peut être obtenue sur le profil. A chaque fin de pas de temps, si cette valeur est dépassée, il y a avalanche et la pente résultante est inférieure de 10° par rapport à sa valeur précédente.
<b>Le transport</b>		
Coefficient du taux de transport	$K$	Coefficient empirique intervenant dans les calculs de flux sédimentaire. Ce paramètre le plus important de la calibration du modèle et le plus difficile à évaluer car il ne repose sur aucune donnée locale. Plus $K$ est grand, plus les flux sédimentaires sont forts et la taille des barres importante.
Paramètre	$\varepsilon$	Coefficient du taux de transport relatif à la pente de la plage : il précise si les barres sont plus ou moins raides, plus $\varepsilon$ est faible, plus le creux est fort et donc plus les profils des barres sont raides. Ce coeff. de stabilité est à faire varier si le profil final présente des instabilités.
Paramètre	$\kappa$	Coefficient empirique, représente la reformation de la vague déferlante.
Température de l'eau	$T^\circ$	Utilisée pour calculer la vitesse de chute des sédiments (peut varier de 0 à 40°C).
<b>La grille de calcul</b>		
Taille et nombre des cellules de calcul		Plus la zone est importante dans l'étude, plus la grille doit être fine et les cellules petites et nombreuses. Paramètres à rôle important sur les résultats obtenus, permettent de déterminer l'étendue cross-shore de la simulation. Doivent être compatibles avec le pas de temps de calcul.

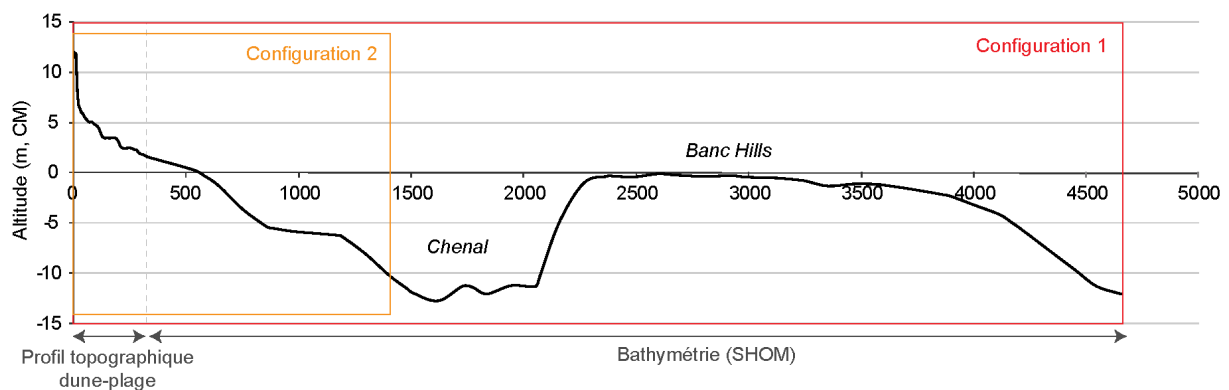
### 3.3.2 Conditions de simulation

Les simulations avec le modèle SBEACH ont été réalisées sur le site de la Dune Dewulf selon deux configurations différentes. En effet, la présence de nombreux bancs sableux à l'avant-côte, et plus particulièrement de l'important Banc Hills face à la plage, est vite apparue comme un possible problème, ou en tout un cas élément perturbateur, pour la modélisation.

De façon à prendre en compte l'effet d'atténuation du banc sur la houle, la première configuration a consisté à propager une houle du large, enregistrée à la station Westhinder, sur un profil long (4655 m), étendu de la dune à l'avant côte, intégrant le Banc Hills (Figure VI-7). Le maillage de calcul choisi pour ce profil constitue une grille de calcul

variable en direction *cross-shore* : fine (de 1 à 5 m) pour les faibles profondeurs où les processus de transport de SBEACH peuvent influencer sur le fond (estran, petits-fonds, sommet du banc), et plus large (de 7 à 10 m) pour les plus grandes profondeurs (chenal). Cette configuration a été utilisée pour calibrer et valider le modèle sur notre site, au cours des tempêtes de mars puis novembre 2007.

Par homogénéité avec le second modèle utilisé, le code X-BEACH, une seconde configuration a été employée avec un profil *cross-shore* plus court, de 1400 m de long, et qui s'étend du sommet de la dune jusqu'au chenal situé devant le Banc Hills (- 10 m). Le maillage de calcul ici choisi constitue une grille uniforme de 2 m *cross-shore* le long du profil (Figure VI-7). Les paramètres calés pour le modèle sont les mêmes que pour la configuration 1, à l'exception du coefficient K qui a dû être légèrement modifié par souci de stabilité du modèle, avec en entrée de modèle une houle extraite de la propagation de rang 2 sous SWAN.



Paramètres de calage	Configuration 1		Configuration 2	
<b>Grille de calcul</b>	maillage variable		maillage variable	
	<i>cellules</i>	<i>nombre</i>	<i>cellules</i>	<i>nombre</i>
dune-haut de plage	1m	154	2m	700
estran	2m	269		
petits-fonds	6m	29		
chenal	9m	36		
	10m	103		
banc	5m	331		
avant côte	10m	78		
Longueur du profil	4655m		1400m	
<b>Profil</b>	p	0,5 m	p	0,5 m
	D50	0,2 mm	D50	0,2 mm
	φ	52°	φ	52°
<b>Transport</b>	K	$2,60 \cdot 10^{-7}$	K	$1,8 \cdot 10^{-6}$
	ε	0,002 m <sup>2</sup> /s	ε	0,002 m <sup>2</sup> /s
	K	0,5	K	0,5
	T°	12°C	T°	12°C
Vagues en entrée	"Au large" Données Westhinder		"par -10 m de fond" Données extraites SWAN	

Figure VI-7 Paramètres et étendue des deux configurations de simulation sur le site de la Dune Dewulf, pour le modèle SBEACH. Toutes les altitudes sont indiquées en cote marine (CM).

### 3.3.3 Calibration et validation : Tempête de mars 2007

Le modèle SBEACH reproduisant très mal les conditions de faibles houles (Sabatier *et al.*, 2002) et se limitant à la modélisation épisodique des impacts des tempêtes sur les profils, sa calibration et sa validation ont été réalisées uniquement à partir d'évènements tempétueux. La calibration vise à ajuster chacun des paramètres de calage avec précision, de façon à obtenir après simulation un profil final modélisé le plus près possible de la réalité. Pour cela, nous disposons de données concernant la tempête de mars 2007, au cours de laquelle une nette érosion et un recul important du front dunaire ont pu être enregistrés. Cette simulation a été réalisée selon la Configuration 1, à partir du profil initial du 23 février 2007, long (4655 m), sur lequel ont été appliquées les variations du niveau d'eau (marée), des houles du large (Westhinder) et le vent, sur une durée de 3 jours (Tableau VI-5).

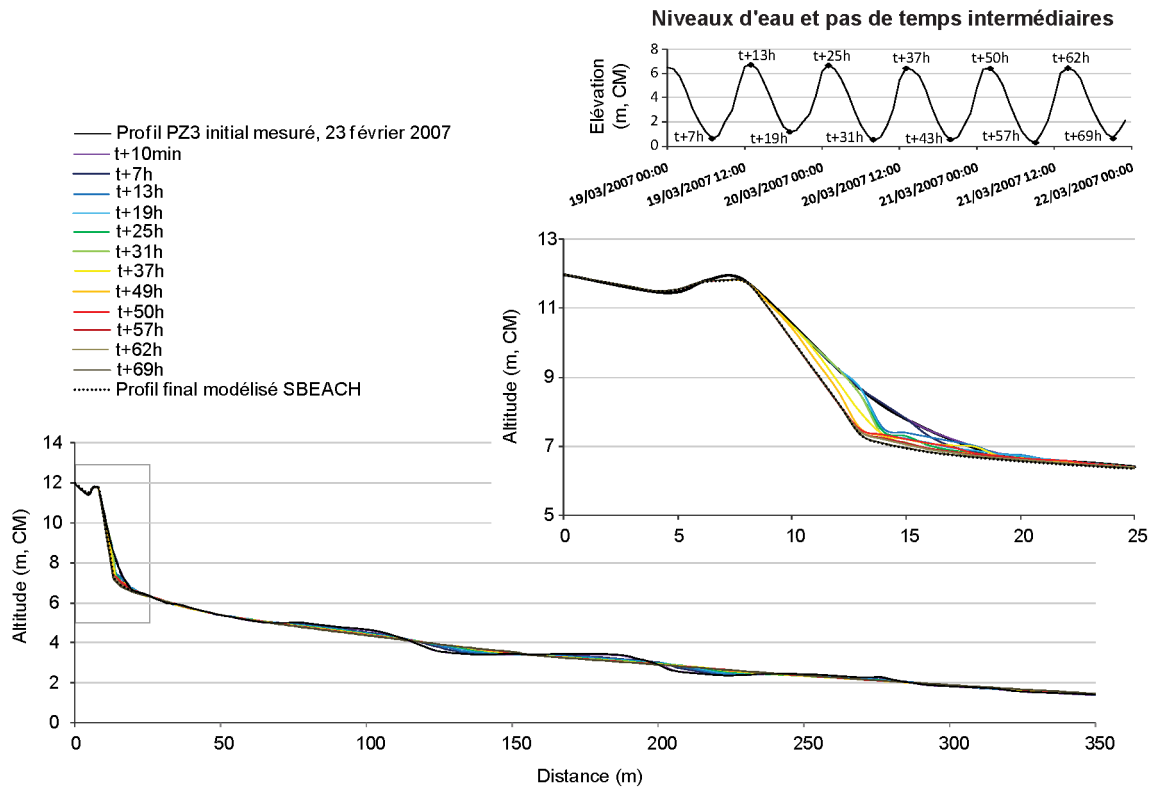
**Tableau VI-5 Données utilisées pour la calibration du modèle SBEACH : tempête de mars 2007.**

<i>Configuration 1 – Profil long – Simulation du 19 au 21 mars 2007 – Dune Dewulf</i>	
<i>Topographie / bathymétrie</i>	<i>Profil initial (X, Z) du 23/02/2007 et final du 22/03/2007</i>
<i>Niveau d'eau</i>	<i>Variations du niveau d'eau (m)</i>
<i>Vagues</i>	<i>Hs (m), Tpic (s), Direction (°), dans le système de coordonnées spécifique au modèle. (Station Westhinder)</i>
<i>Vent</i>	<i>Intensité (m/s) et direction (°)</i>

Dans l'optique de tenter de restituer l'impact de tempêtes sur le domaine dune-plage, les sorties du modèle présentées ici seront focalisées sur la partie haute du profil (+ 1,5 à + 12 m (CM)). En effet, les résultats des simulations montrent en général peu d'évolution du fond sableux des petits-fonds à l'avant côte, c'est-à-dire là où les profondeurs sont de l'ordre de - 5 à -15 m (CM), à l'exception du flanc *offshore* du banc où de légères variations sont parfois discernables.

Le modèle SBEACH permet d'extraire des profils intermédiaires à différents pas de temps au cours de la simulation, dès lors que les différents paramètres de calage ont été ajustés et sont considérés comme optimaux pour bien reproduire le recul du pied de dune et l'érosion du front dunaire (tels qu'ils ont été mesurés *in-situ*). Il a donc semblé intéressant d'évaluer comment SBEACH régit l'évolution du profil plage-dune à intervalles réguliers (6 heures), même si nous ne disposons pas de profils intermédiaires réellement mesurés au cours de cette tempête. Les résultats indiquent une érosion du front dunaire et un abaissement du haut de plage, avec une attaque et un recul progressifs du pied de dune à pleine mer les 19-20-21 mars (t+13h, t+25h, t+37h), suivie de réajustements de la pente du front dunaire (Figure VI-8).

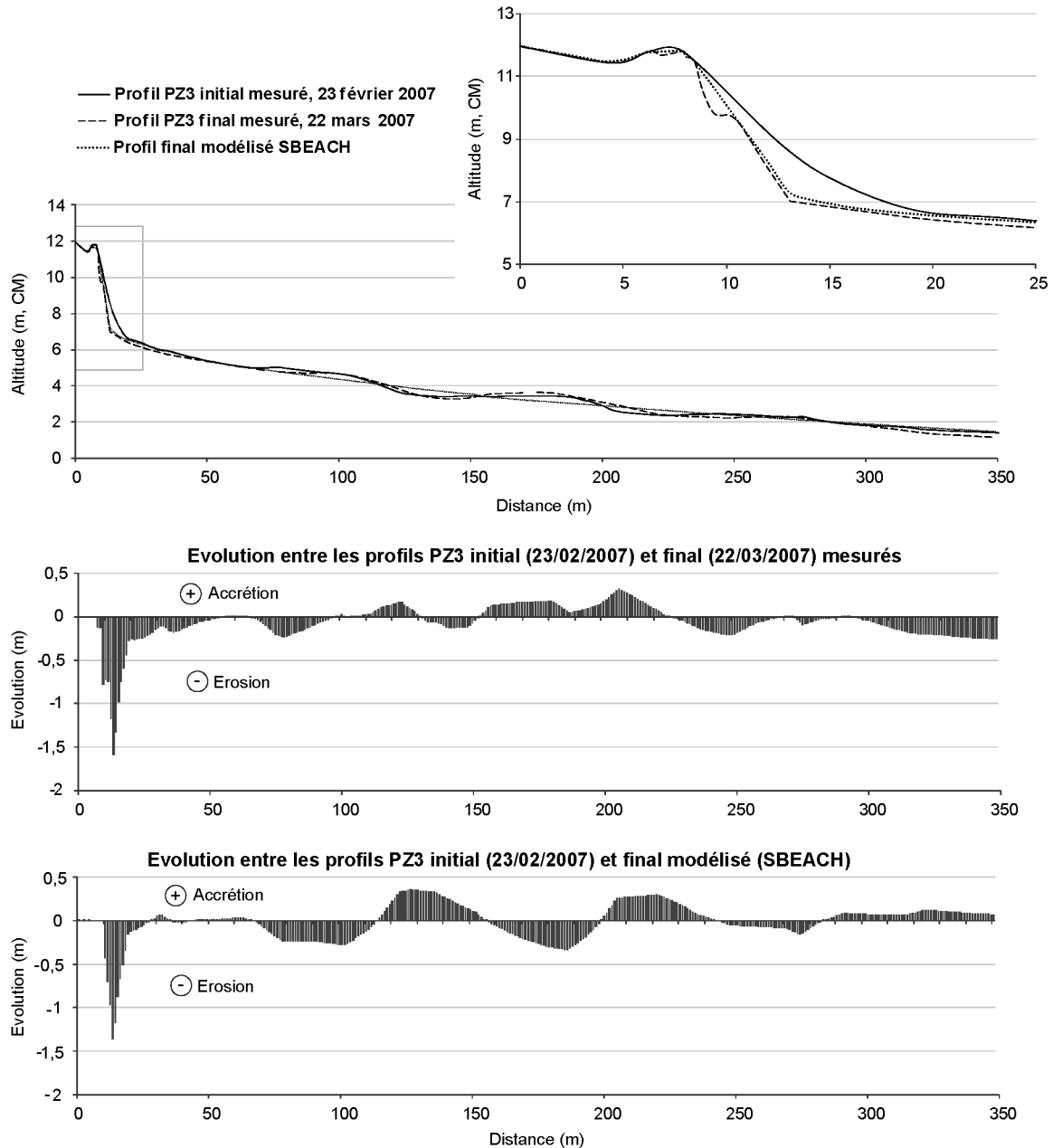
Parallèlement, l'enveloppe des profils intermédiaires indique un lissage apparent du système de barres-bâches sur l'estran, au fur et à mesure de la simulation. Ces observations semblent cohérentes avec les conditions marines enregistrées au cours de cet évènement, durant lequel les vagues auraient pu atteindre à plusieurs reprises le pied de dune, en particulier du 19 au 21 mars au paroxysme de la tempête ([Chapitre III](#)).



**Figure VI-8 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en mars 2007 modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m) : extraction à différents pas de temps intermédiaires.**

En bilan, le modèle SBEACH, ainsi calibré, restitue de façon correcte l'attaque dunaire telle qu'elle semble s'être produite ainsi que le recul du pied et du front de dune qui en résultent ([Figure VI-9](#)). La comparaison des profils finaux mesuré et modélisé indique que l'altitude du pied de dune post-tempête est légèrement plus haute (+ 0,20 m) qu'en réalité. Localement, la différence d'altitude entre le profil pré-tempête et le profil post-tempête indique un abaissement maximal de -1,60 m *in-situ* contre -1,40 m simulé, mais le profil simulé par SBEACH ne restitue pas la morphologie irrégulière du front dunaire mesurée. En effet, sur le terrain, lorsque le front dunaire est végétalisé, l'attaque marine engendre un recul par glissement de pans entiers ou de blocs de sable et de végétation. Ceci explique l'aspect parfois irrégulier ou "en escalier" du versant érodé. Donc le phénomène d'avalanche tend à se produire plutôt en pied de dune ou dès lors que le profil est déjà entaillé en falaise sableuse.

SBEACH n'intègre pas la présence possible de végétation sur le front dunaire alors que celle-ci peut, dans une certaine mesure, maintenir le sable, en particulier en sommet de falaise. C'est pour cette raison, et conformément aux observations faites sur le terrain après de tels événements érosifs, que la pente maximale avant avalanche ( $\phi$ ) a ici volontairement été paramétrée assez forte ( $52^\circ$ ) (Figure VI-7).



**Figure VI-9 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en mars 2007 : comparaison du profil initial mesuré (23/02/2007), final mesuré (22/03/2007) et final modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m).**

Si l'abaissement du haut de plage est légèrement sous-estimé par le modèle, en revanche sur la partie intertidale du profil, SBEACH tend de façon assez uniforme à lisser la morphologie de barres et de bâches présentes sur le site de la Dune Dewulf, les barres sont aplanies et les bâches comblées, tandis qu'en réalité une migration *offshore* de la première barre et un engraissement de la seconde ont été mis en évidence par les mesures topographiques post-tempête (Figure VI-9).

### 3.3.4 Validation : Tempête de novembre 2007

Une fois le modèle calibré à partir d'un événement de tempête (mars 2007 ici), il est nécessaire de valider cette configuration en effectuant la simulation d'un autre épisode érosif. Le choix de cette période de validation s'est porté sur la tempête de novembre 2007, pour laquelle nous disposons de mesures topographiques pré-/post-tempête, de données hydrodynamiques au large ainsi que sur l'estran. Les données en entrée sont de type horaire du 8 novembre au 12 novembre et il s'agit, conformément aux données nécessaires, de séries temporelles de niveau d'eau, de houle et de vent.

Deux configurations différentes ont ici été employées au cours de cette validation de tempête (Figure VI-7) : une configuration (n°1) avec un profil long de 4655 m incluant le Banc Hills sur laquelle sont propagées des houles du large (Westhinder) (Tableau VI-6), et une configuration (n°2) avec un profil plus court, de 1400 m de longueur, avec cette fois-ci une houle propagée par SWAN jusqu'en entrée de profil (à 1400 m de la dune, - 10 m de fond) (Tableau VI-7).

- **Configuration 1**

**Tableau VI-6 Données utilisées pour la validation du modèle SBEACH en configuration 1 : tempête de novembre 2007.**

<i>Configuration 1 – Profil long – Simulation du 8 au 12 novembre 2007– Dune Dewulf</i>	
<i>Topographie / bathymétrie</i>	<i>Profil initial (X, Z) du 7/11/2007 et final du 12/11/2007</i>
<i>Niveau d'eau</i>	<i>Variations du niveau d'eau (m)</i>
<i>Vagues</i>	<i>Hs (m), Tpic (s), Direction (°), dans le système de coordonnées spécifique au modèle. (Station Westhinder, au large)</i>
<i>Vent</i>	<i>Intensité (m/s) et direction (°)</i>

### ***Une surestimation des vagues à la côte***

SBEACH ne permettant pas d'extraire de série temporelle des paramètres de houle en un point donné, il est toutefois possible d'obtenir de façon instantanée la hauteur de vague et le niveau d'eau à un (ou plusieurs) pas de temps donné(s), le long du profil bathymétrique (Figure VI-10). Nous avons donc choisi d'extraire ces paramètres à chaque pleine mer et basse mer sur la durée de la simulation. Bénéficiant d'un courantomètre-houlographe déployé sur l'estran (*Midas DWR Valeport*, à  $x = 278$  m sur le profil) pendant cette tempête, nous avons cherché à savoir si la houle propagée par la simulation SBEACH était cohérente avec les enregistrements *in-situ*, à un moment donné. Si la hauteur de vague a atteint sur l'estran un maximum de 1,80 m le 9 novembre au moment de la pleine mer (12h TU) et au paroxysme de la tempête, au contraire le modèle semble indiquer au même instant ( $t+35h$ , Figure VI-10) une hauteur de vague bien supérieure à 3 m (au point  $x = 278$  m) !

Cette surestimation notable de la houle peut probablement s'expliquer par le fait qu'une houle du large ait été appliquée directement comme forçage en entrée du modèle, tout en précisant bien sûr dans la configuration de SBEACH qu'il s'agissait d'une houle enregistrée au large avec une profondeur d'eau de 27 m. Malgré cette surévaluation, les sorties de hauteur de vague réalisées à différents pas de temps (Figure VI-10) tendent à confirmer le rôle joué par le Banc Hills à l'avant côte et son impact sur l'hydrodynamique locale.

### ***Une influence de la bathymétrie sur la reformation des vagues de l'avant côte à l'estran***

Dans le Chapitre III, les résultats de campagnes de mesures hydrodynamiques réalisées en février 2007 puis novembre-décembre 2009 ont mis en évidence que, contrairement aux apparences, le Banc Hills ne semble pas particulièrement protéger le site de la Dune Dewulf des houles du large. En conditions calmes comme agitées, les hauteurs de vague mesurées sur le site sous l'influence du banc sont systématiquement plus fortes que celles enregistrées quelques kilomètres plus à l'Est sans la présence immédiate de banc à l'avant-côte, ce qui laisse à penser qu'une possible reformation de la houle se produit entre le Banc Hills et la plage, grâce à la profondeur du chenal de navigation (-10 à -12 m (CM)). Des observations fréquentes sur le terrain ont corroboré cette hypothèse, car deux phases de déferlement sont souvent visibles lors de houles énergétiques : une première phase de déferlement au niveau du Banc, puis à l'approche des systèmes de barres intertidales de la plage.



A pleine mer, les hauteurs de vague modélisées par SBEACH montrent une hauteur maximale atteinte sur le flanc *offshore* du banc ( $x = 3000$  à  $4000$  m), suivie d'un amortissement des vagues à faible profondeur d'eau sur le banc, puis les vagues se reforment, du chenal aux petits-fonds, avant de déferler dès les petits-fonds ( $x = 600$  m) (Figure VI-10). A basse mer, une première phase de déferlement se produit nettement sur le flanc *offshore* du banc (de  $x = 4250$  à  $3500$  m), suivie d'un amortissement jusqu'au chenal, une reformation des vagues et une seconde phase de déferlement à faible profondeur (dès  $x = 600$  m).

### ***Une estimation des plus hauts niveaux d'eau atteints à la côte***

Les hauts niveaux d'eau atteints à pleine mer le long du profil, et simulés par SBEACH, indiquent une élévation maximale du niveau marin (marée + setup, provoquée par les vagues dans la zone côtière) de  $7,40$  m à  $t+23$ h (9/11/07 23h00) et  $7,60$  m à  $t+35$ h (9/11/07 11h00) (Figure VI-10), ce qui semble relativement cohérent avec l'estimation faite du *run-up* (ascension maximale des vagues sur la plage) au cours du Chapitre III, qui atteignait au maximum  $7,31$  m et  $7,40$  m au cours des mêmes pleines mers. Cette estimation basée en partie sur des paramètres empiriques est purement théorique mais tend à confirmer, comme les niveaux d'eau extraits de SBEACH (Figure VI-10), le fait que le pied de dune a bien été atteint à pleine mer, probablement au cours de deux pleines mers consécutives, sous l'action d'une forte houle poussée à la côte par les vents frontaux N-NW enregistrés lors de cette tempête.

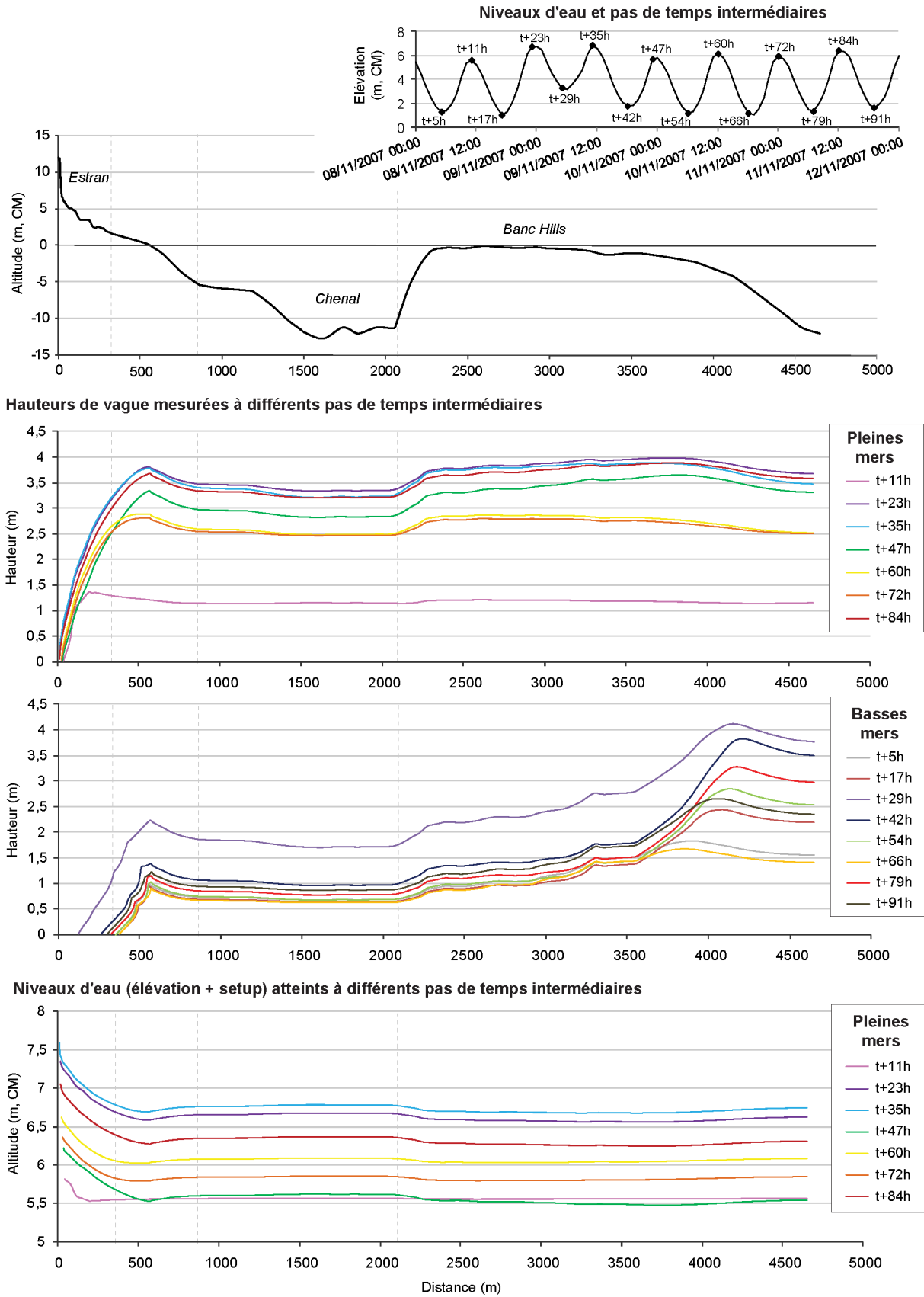
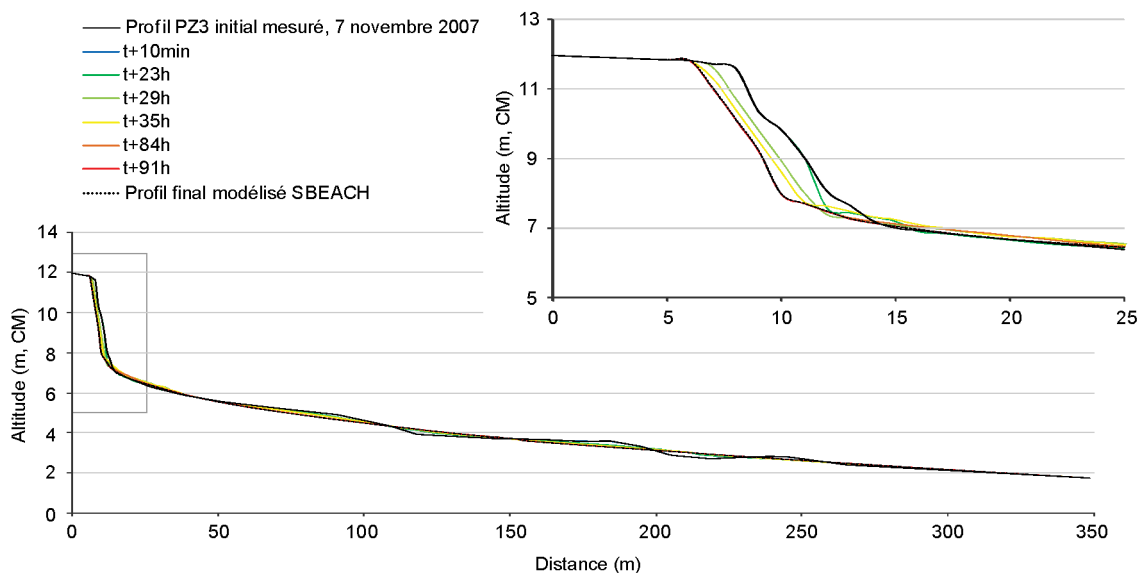


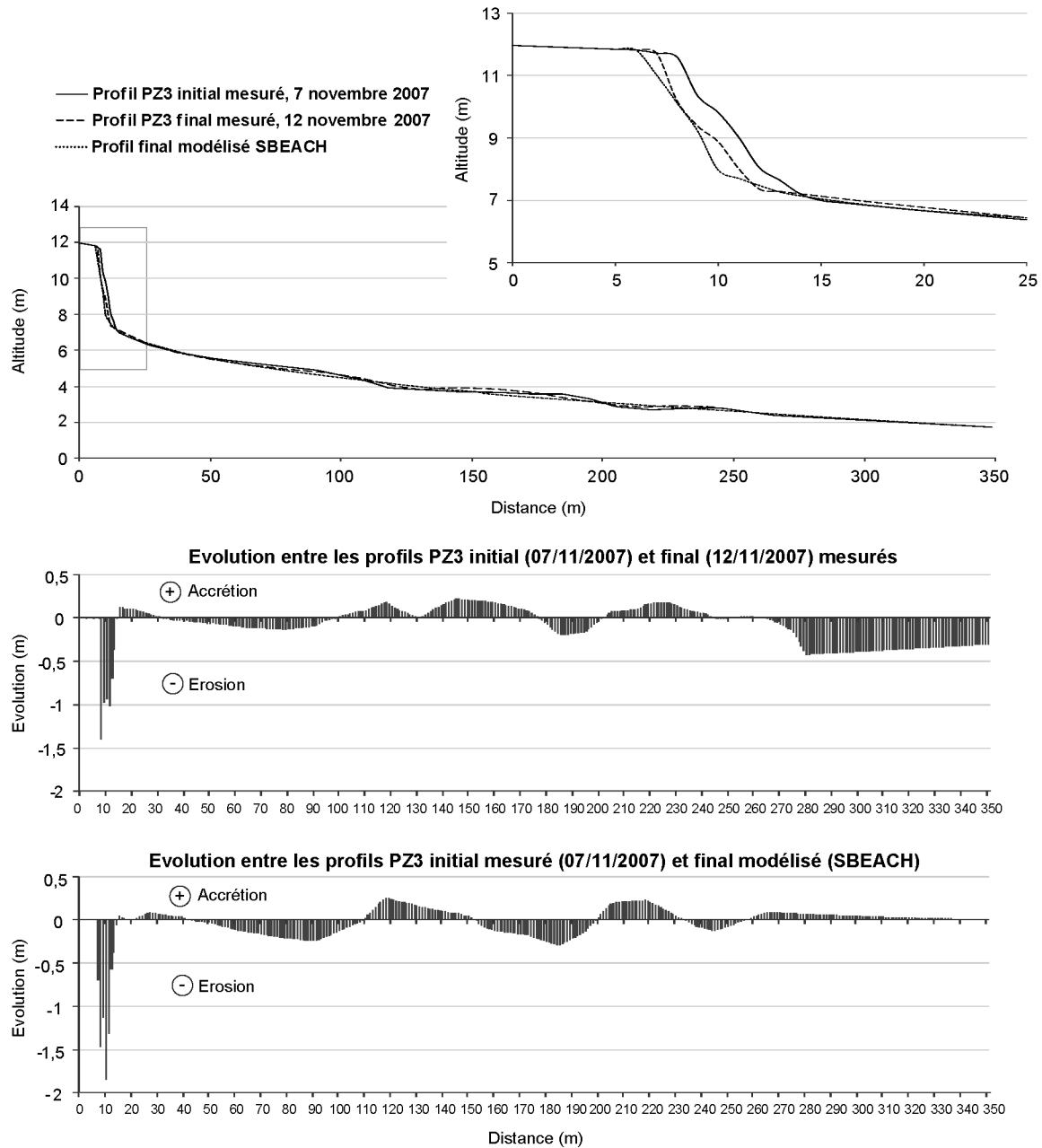
Figure VI-10 Extraction des hauteurs de vagues et niveaux d'eau modélisés par SBEACH, à différents pas de temps le long du profil PZ3 (Configuration 1 (profil 4655 m)).

Conformément à ces hauts niveaux d'eau, les profils intermédiaires extraits du modèle au cours de la simulation montrent une première attaque essentiellement du pied de dune à t+23h dans la nuit du 8 au 9 novembre, suivie de réajustements (par avalanche) le long du front dunaire, fragilisé et déstabilisé à sa base (Figure VI-11). A t+35h, lors de la pleine mer du 9 novembre à mi-journée, un nouveau recul de la falaise semble s'être produit, puis encore le 11 novembre à pleine mer (t+84h). Les niveaux d'eau extrêmes simulés par SBEACH (marée + setup > 7 m) tendent à montrer que les vagues auraient pu atteindre à haute mer le pied de dune le 11 novembre à mi-journée (t+84h) (Figure VI-10), ce que la marée mesurée (SONEL) additionnée du *run-up* (estimé) et les mesures topographiques infirment totalement. En effet, les levés topographiques réalisés au cours de cet évènement prouvent que l'érosion totale enregistrée sur le profil PZ3 s'est produite essentiellement le 9 novembre 2007 (aux pleines mers de 00h00 et 12h00). Aucune érosion majeure ne s'est produite le 11 novembre au niveau de la dune (Chapitre III, Figure III-24).



**Figure VI-11 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m) : extraction à différents pas de temps.**

En fin de simulation, le profil final modélisé restitue de façon correcte le recul du front dunaire tel qu'il a été observé en termes de pente ou d'inclinaison de la falaise ; toutefois, le recul du sommet de falaise ainsi que du pied de dune sont visiblement ici exagérés (Figure VI-12). Comme nous l'avons souligné lors de la simulation de la tempête de mars 2007, SBEACH tend ici encore à lisser les barres et combler les bâches sur la zone intertidale, ne restituant donc pas les variations de positions et/ou d'altitude observées durant cet épisode énergétique de novembre 2007.



**Figure VI-12 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 : comparaison du profil initial mesuré (07/11/2007), final mesuré (12/11/2007) et final modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m).**

La surestimation à la fois des vagues et du niveau d'eau (marée + *setup*), générée par SBEACH à la côte, pourrait expliquer l'érosion dunaire un peu trop forte modélisée sur le profil PZ3, notamment celle du 11 novembre simulée par le modèle. Ceci confirme l'importance de réaliser avec ce modèle des simulations relativement courtes, d'une durée de 1 à 4 jours (Larson et Kraus, 1989), en particulier dans la configuration suivie ici où les conditions hydrodynamiques semblent déjà quelque peu surestimées, même si l'érosion dunaire est restituée de façon correcte.

- **Configuration 2**

Pour pallier ce problème de houle surestimée en entrée de modèle, et également pour imposer des conditions de forçages tout à fait homogènes avec celles appliquées lors des simulations faites avec le second modèle (X-BEACH) choisi dans cette étude, nous avons choisi de réaliser ultérieurement une nouvelle simulation de configuration différente (Tableau VI-7).

**Tableau VI-7 Données utilisées pour la validation du modèle SBEACH en configuration 2 : tempête de novembre 2007.**

<i>Configuration 2 – Profil court - Simulation du 8 au 12 novembre 2007– Dune Dewulf</i>	
<i>Topographie / bathymétrie</i>	<i>Profil initial (X, Z) du 7/11/2007 et final du 12/11/2007</i>
<i>Niveau d'eau</i>	<i>Variations du niveau d'eau (m)</i>
<i>Vagues</i>	<i>Hs (m), Tpic (s), Direction (°), dans le système de coordonnées spécifique au modèle. (extraction SWAN, -10 m)</i>
<i>Vent</i>	<i>Intensité (m/s) et direction (°)</i>

La configuration 2, dont les paramètres ont été présentés Figure VI-7, correspond donc à une simulation de durée identique (8 au 12 novembre 2007), sur un profil plus court (1400 m), auquel on impose les mêmes niveaux d'eau et vents (que pour la configuration 1) avec ici des paramètres de vagues extraits de la propagation SWAN directement en entrée du domaine (x = 1400 m, profondeur de 10 m), au niveau du chenal de navigation qui sépare le Banc Hills de la côte.

Comparés et validés par Charles (2008) à partir du courantomètre *Midas DWR* déployé sur l'estran en novembre 2007, les paramètres de houle extraits de la propagation SWAN ne présentent plus le risque d'imposer au modèle un forçage hydrodynamique surestimé. Les résultats de cette nouvelle simulation de la tempête de novembre 2007 répondent finalement assez bien à cette attente. En effet, le profil final modélisé reproduit désormais plus fidèlement la morphologie dunaire post-tempête, avec un recul du pied de dune de l'ordre de 1 m et une pente de falaise correcte, plus proche de celle réellement mesurée *in-situ* le 12 novembre 2007 (Figure VI-13). La morphologie "en escalier" du front de dune réellement mesurée n'est pas reproduite ici non plus, puisque le modèle tend toujours à lisser le profil, selon l'angle d'avalanche maximal prédéfini comme paramètre de calage. Sur l'estran, SBEACH tend encore à aplanir les barres et combler les bâches, car ce modèle néglige les entrées/sorties de sédiment, et redistribue donc sur l'ensemble du profil le volume sableux érodé en front de dune.

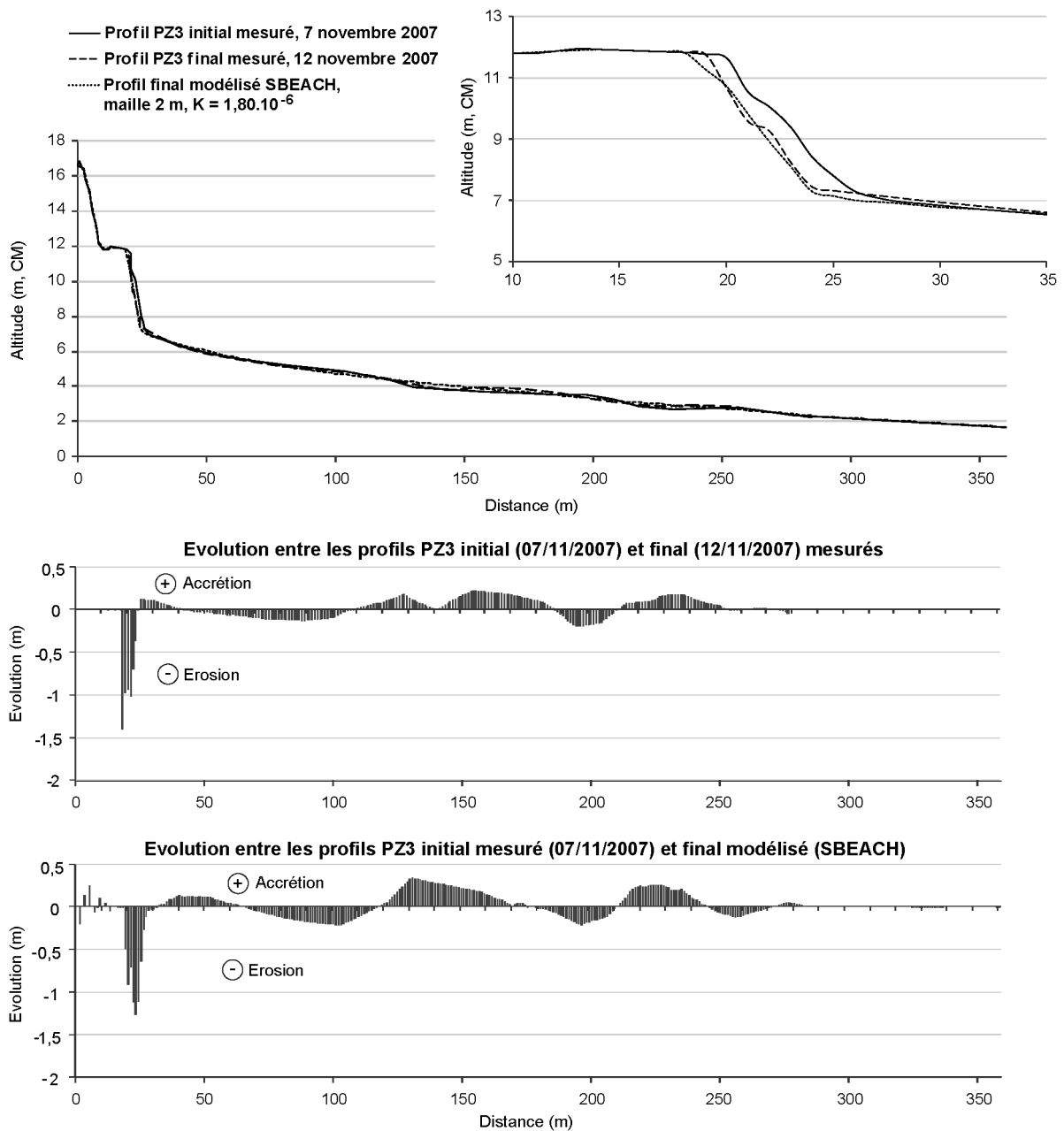


Figure VI-13 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 : comparaison du profil initial mesuré (07/11/2007), final mesuré (12/11/2007) et final modélisé par SBEACH en Configuration 2 (profil 1400 m).

### 3.3.5 Scénarios alternatifs

En complément des simulations basées sur des cas réels, plus particulièrement sur les tempêtes de mars et novembre 2007, quelques scénarios correspondant à des situations purement théoriques ont été réalisés avec le modèle SBEACH.

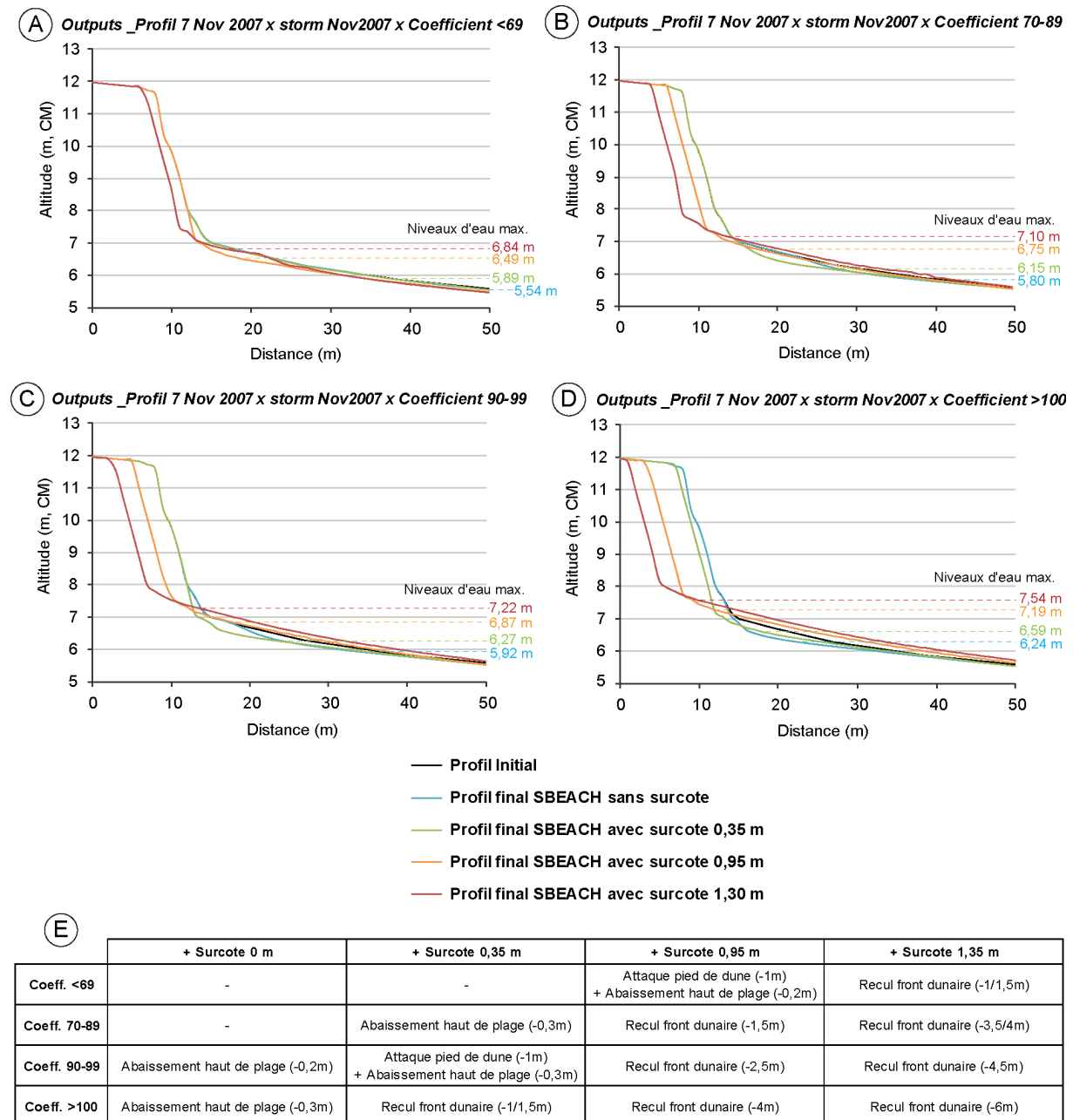
#### *Cas tests théoriques basés sur la tempête de novembre 2007 pour différents coefficients de marée et surcotes*

A partir des périodes de retour des fortes hauteurs d'eau, calculées d'après les niveaux extrêmes annuels enregistrés à Dunkerque de 1957 à 2002 (Chaverot, 2006), et sachant que la cote maximale atteinte par une marée de coefficient 95 (vives-eaux) est de 6,05 m, Charles (2008) avait retenu trois surcotes qui, ajoutées à la marée, permettraient d'atteindre trois niveaux extrêmes : une surcote de 0,35 m pour une cote annuelle de 6,4 m, une surcote de 0,95 m pour une cote décennale de 7 m, et une surcote de 1,30 m pour la cote centennale de 7,35 m. D'après la méthode de Tomasin et Pirazzoli (2008) ces surcotes de 0,35 m, 0,95 m et 1,30 m, correspondent respectivement à des périodes de retour de 0,01 an (3-4 jours), 0,1 an (36,5 jours) et 1 an. Donc, sans être exceptionnelles, de telles surcotes permettent d'atteindre des cotes élevées potentiellement érosives à pleine mer en conditions de vives-eaux moyennes (coeff. 95), et relativement courantes. De façon théorique, ces surcotes ont été appliquées également à différentes marées de coefficient inférieur à 69, 70-89, 90-99, et supérieur à 100. A ces trois surcotes a été ajouté à chaque fois un niveau de référence, sans aucune surcote.

Les différents scénarios, basés sur la tempête de novembre 2007 pour des conditions de marée et de surcotes variables, ont été appliqués au profil initial du 7 novembre sur le site de la Dune Dewulf, avec dans chaque cas des conditions de marée théoriques et les paramètres de houle enregistrés lors de la tempête. Conformément aux attentes, l'érosion engendrée en haut de plage, au pied de dune, et le recul du front dunaire qui en résulte, sont d'autant plus importants que le marnage est fort et la surcote élevée (Figure VI-14). Selon la cote maximale atteinte lors de chaque simulation, le haut de plage peut être abaissé, le pied de dune atteint, sapé par les vagues, et le front de dune peut reculer de façon croissante. Même si de grandes marées peuvent faciliter l'attaque marine, une érosion peut tout de même se produire sous l'action des vagues lors de conditions de marnage de mortes-eaux à moyennes vives-eaux, dans la mesure où une surcote suffisante se surimpose à la marée (Figure VI-14 A et B).

Dans les conditions de la tempête de novembre 2007, les simulations réalisées avec le modèle SBEACH tendent à montrer qu'un niveau de 6,50 m (sans les vagues) aurait été suffisant pour induire une érosion du pied de dune et la création d'une falaise. Sur le terrain, des surcotes de 1,20 m à pleine mer le 9 novembre (à 00h et 12h) ont permis d'atteindre les

cotes maximales de 6,79 m et 6,83 m, à l'origine d'un recul du front dunaire de l'ordre de 1 m, sous l'impact des vagues à la côte. Or, cette tempête de début novembre 2007 s'est déroulée lors de moyennes vives-eaux (coefficient 76), ce qui laisse à penser que l'érosion générée par ces conditions météo-marines aurait pu être bien plus importante si cette tempête avait eu lieu lors d'une marée d'équinoxe ou une grande marée (coefficient > 100 observé 15 jours plus tôt, fin octobre 2007, sans surcote à ce moment là).



**Figure VI-14 Simulations réalisées avec SBEACH pour différents scénarios basés sur la tempête de novembre 2007, pour des conditions de marée et des surcotes variables (agrandissement centré sur 50 m).**



### *Influence de la topographie sur le potentiel érosif des tempêtes*

Comme nous l'avons évoqué précédemment (Chapitre III), les conditions météorologiques qui se sont produites durant la tempête de novembre 2007 ont pu, grâce à de hauts niveaux d'eau et une houle très énergétique, provoquer un recul du front de dune, sur le site de la Dune Dewulf en particulier, une dune dont le versant marin avait déjà été fragilisé et sapé en falaise 8 mois plus tôt lors de la tempête des 19-20 mars 2007. Afin d'estimer le rôle joué par la topographie initiale dans l'érosion produite lors de tel évènements, trois nouveaux scénarios ont été définis et consistent à appliquer à un profil dit "d'été" (PZ3 mesuré *in-situ* le 11 juin 2009) les forçages de tempête de (Figure VI-15) :

(A) novembre 2007 (niveaux d'eau et paramètres de houle réels),

(B) de mars 2007 (niveaux d'eau et paramètres de houle réels)

(C) de la tempête de novembre 2007 pour une marée de grandes vives-eaux (niveaux d'eau par coefficient 90-99, surcotes identiques, paramètres de houle réels).

L'objectif de ces trois scénarios est de montrer dans quelle mesure une topographie de plage basse, déjà fragilisée par des évènements tempétueux ou des conditions météo-marines hivernales, peut faciliter ou en tout cas être plus sujette à l'érosion lors d'une nouvelle tempête. Le profil PZ3 de juin 2009, utilisé ici, témoigne d'un réengraissement estival du haut de plage et du pied de dune, 4 mois après le dernier évènement érosif du 10 février 2009.

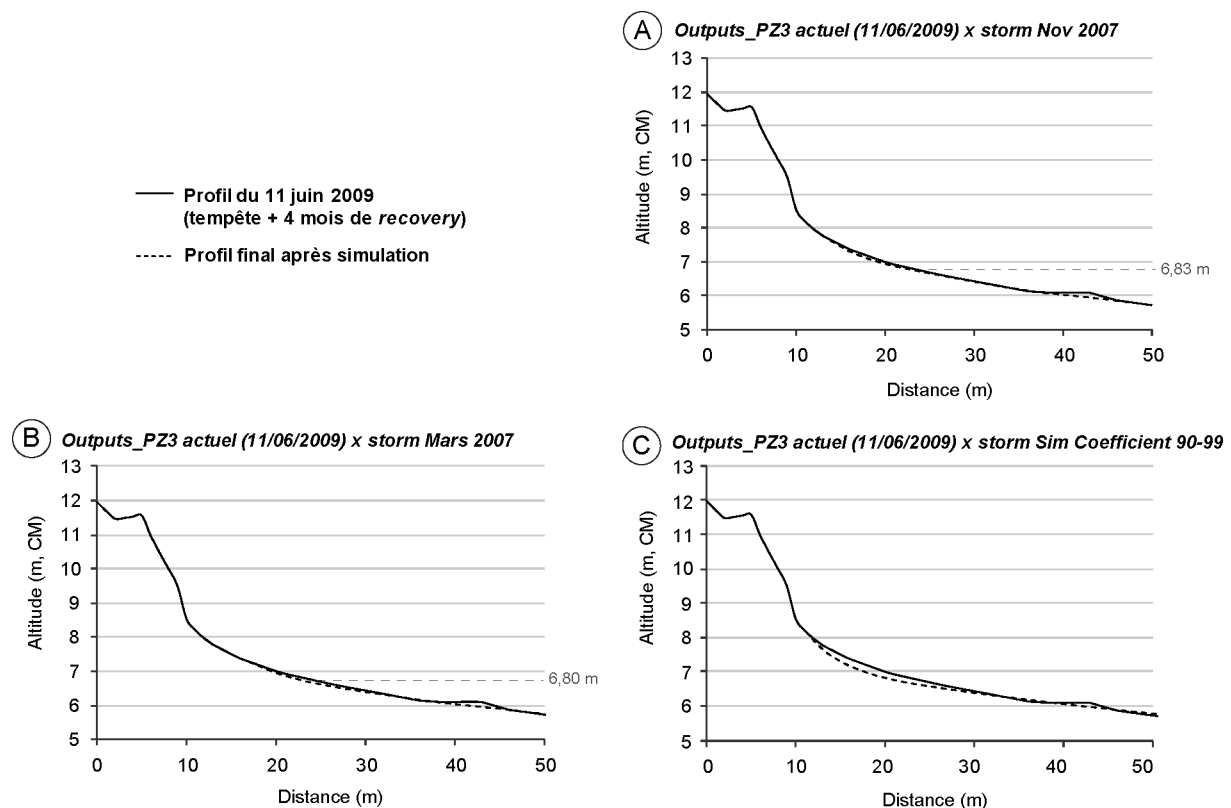


Figure VI-15 Simulations réalisées avec SBEACH pour différents scénarios de tempêtes appliquées à un profil "d'été" (11/06/2009).

D'après les simulations SBEACH, les forçages des tempêtes de novembre et mars 2007, imposés en entrée de modèle sur ce profil, ne semblent pas permettre une érosion dunaire, contrairement à ce qui s'est réellement produit lors de ces événements (Figure VI-15 A et B). Seul le haut de plage témoigne d'un léger abaissement (0,10-0,20 m) limité au niveau maximal atteint lors de chaque scénario (6,80 m dans es conditions de mars 2007 ; 6,83 m pour novembre 2007). Le haut de plage aurait visiblement été davantage érodé (0,30-0,40 m) dans l'hypothèse où la tempête de novembre 2007 se serait produite lors d'une marée de plus grandes vives-eaux (coeff. 90-99), sans que le versant dunaire ne soit toutefois atteint (Figure VI-15 C). Il semble donc possible que la morphologie du profil dune-plage ait pu, en termes d'altitude, de pente et de morphologie du haut de plage et de l'estran, "faciliter" l'érosion sous l'effet des niveaux d'eau et houles de tempête, en mars comme en novembre 2007.

### 3.4 X-BEACH

#### 3.4.1 Données en entrée et résolution spatio-temporelle

##### *Domaine de calcul et résolution spatio-temporelle*

Le domaine de calcul choisi pour la modélisation X-BEACH est un domaine 2D (X, Y, Z), uniforme dans la direction *longshore*. La bathymétrie idéalisée est basée sur un profil central *cross-shore* (X, Z) de 1400 m de long reproduit de part et d'autre, d'Ouest en Est, de façon à obtenir un domaine de 1400 m sur 1400 m (Figure VI-16).

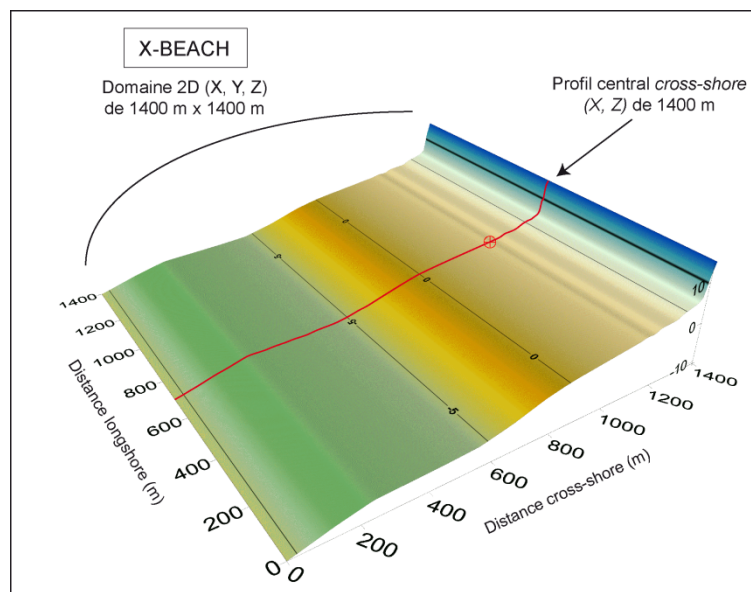


Figure VI-16 Bathymétrie idéalisée (initiale, 7/11/2007) du domaine de calcul pour X-BEACH sur le site de la Dune Dewulf.

La bathymétrie de ce domaine de calcul (Figure VI-16) doit être construite de manière à correspondre aux coordonnées propres au modèle X-BEACH, qui utilise un repère local dont l'axe des  $x$ , *cross-shore*, est orienté vers la côte, tandis que l'axe des  $y$ , *longshore*, est orthogonal à  $x$ . Ce repère est défini par rapport au repère mondial (axe  $xw$  vers l'Est et axe  $yw$  vers le Nord), grâce aux coordonnées de l'origine du repère local ( $x_{ori}$ ,  $y_{ori}$ ) exprimé dans le repère mondial, et à l'angle  $\alpha$  entre l'axe  $xw$  et l'axe  $x$ , dans le sens trigonométrique (Figure VI-17). La zone d'étude ainsi définie s'étend du sommet de la dune (+ 16 m) jusqu'au chenal (- 10 m) qui sépare le Banc Hills de la plage de la Dune Dewulf (Figure VI-16). Le maillage de calcul choisi pour le code X-BEACH est une grille uniforme de 2 m ou 5 m dans la direction *cross-shore* sur 200 m en direction *longshore*, couvrant donc la zone totale de 1400 m x 1400 m. Les pas de temps de calcul associés sont de 15 min.

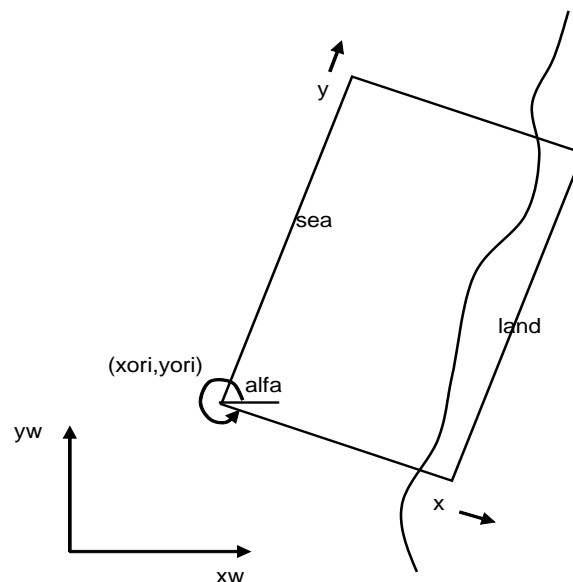
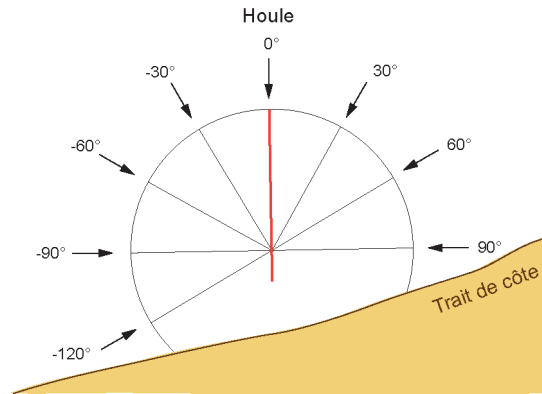


Figure VI-17 Système de coordonnées de X-BEACH (Roelvink *et al.*, 2009a).

### *Conditions de forçages aux limites*

Les conditions de forçage appliquées à la frontière *offshore* du domaine de calcul (-10 m) sont constituées des niveaux d'eau (SONEL) auxquels ont surimposé les caractéristiques des vagues extraites des simulations SWAN. Du fait de l'extension spatiale du domaine utilisé ici (1400 m x 1400 m), un léger déphasage de la marée est appliqué entre les limites Ouest et Est du domaine de calcul. De plus, les directions de houle doivent, au préalable, être converties selon une convention d'angle spécifique à X-BEACH (Figure VI-18).



**Figure VI-18** Convention des angles de houle spécifique à X-BEACH, adaptée au littoral Est-dunkerquois.

Plusieurs types d'informations sont également à renseigner avant chaque simulation et concernent principalement la grille de calcul (nombre et taille de maille *cross-shore* et *longshore*, origine, angle de rotation  $\alpha$ ), la durée de simulation, le pas de temps de calcul (hydrodynamique et morphodynamique) ainsi que les conditions de niveau d'eau et de vagues aux limites du domaine. Les paramètres de calage du modèle X-BEACH (physique, numériques et empiriques) ajustés par Charles (2008), concernent différentes options de calcul de vagues, de flux, de transport sédimentaire et d'évolution morphologique (Roelvink *et al.*, 2009a).

### 3.4.2 Conditions de simulation

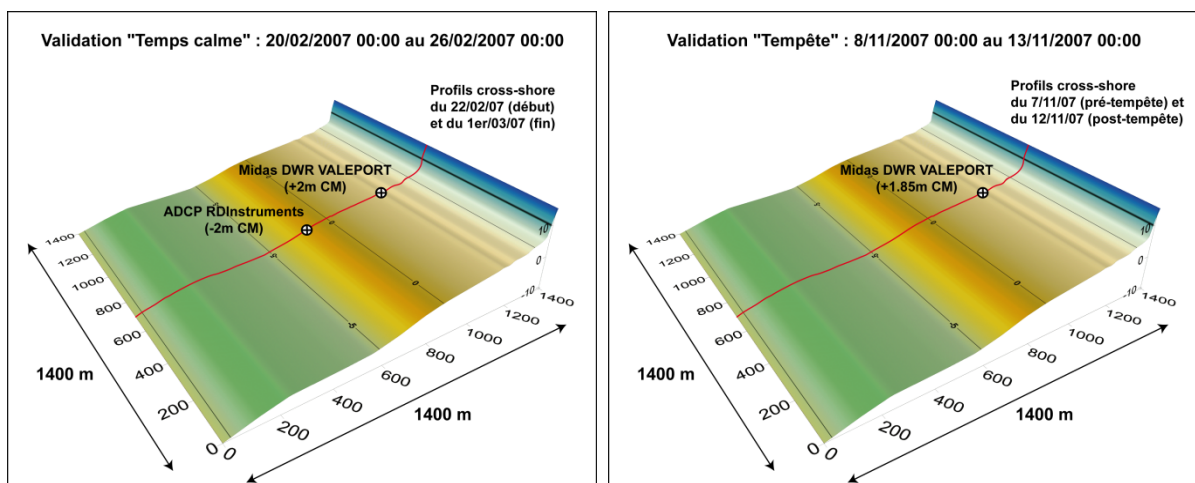
Afin de calibrer au mieux les paramètres du modèle, les résultats des simulations ont été comparés puis validés avec des mesures de capteurs hydrodynamiques, lorsqu'elles étaient disponibles. De façon à évaluer la qualité des résultats (hydrodynamiques et morphodynamiques) de la modélisation X-BEACH, deux périodes de validation ont été définies (Tableau VI-8).

- (1) Une configuration "Temps calme", en février 2007, avec une bathymétrie de départ construite à partir du profil PZ3 du 22 février, à laquelle seront appliqués les niveaux d'eau enregistrés à Dunkerque (SONEL) et les paramètres de houle extrait de la simulation SWAN (à -10 m).
- (2) Une configuration Tempête, en novembre 2007, avec une bathymétrie initiale du 7 novembre à laquelle seront imposées les conditions de forçage précédemment utilisées : les niveaux d'eau enregistrés à Dunkerque (SONEL) et les paramètres de houle extrait de la simulation SWAN (à -10 m).

**Tableau VI-8 Données utilisées pour la validation en configuration "Temps calme" et "Tempête" du modèle X-BEACH sur le site de la Dune Dewulf : campagne de février 2007 et tempête de novembre 2007.**

	<i>Configuration Temps calme : Simulation du 20 au 26/02/2007</i>	<i>Configuration Tempête : Simulation du 8 au 13/11/2007</i>
<i>Topographie / bathymétrie</i>	<i>Bathymétrie (X, Y, Z) du 22/02/2007, 1400 x 1400 m</i>	<i>Bathymétrie (X, Y, Z) du 7/11/2007, 1400 x 1400 m</i>
<i>Niveau d'eau</i>	<i>Variations du niveau d'eau (m)</i>	
<i>Vagues</i>	<i>Hs (m), Tpic (s), Direction (°), dans le système de coordonnées spécifique au modèle. (extraction SWAN, -10 m)</i>	

Des mesures hydrodynamiques in-situ ayant été réalisées dans le profil central du domaine (PZ3), lors de la campagne de mesures de février 2007 ainsi que lors de la tempête de novembre 2007, les résultats des simulations seront systématiquement extraits sur ce profil de façon à être comparés avec les enregistrements des appareils mis en place sur ces deux périodes (Figure VI-19). Pour la configuration "Temps calme" de février 2007, la validation hydrodynamique se fait sur la période du 20 au 26 février 2007 à partir des données du courantmètre-houlographe Midas DWR Valeport déployé en bas d'estran (+ 2 m CM) sur la plage de la Dune Dewulf. Pour la configuration "Tempête", la validation hydrodynamique à échelle événementielle se fait pour la période du 8 au 13 novembre 2007 à partir des données de validation à du capteur Midas DWR Valeport déployé en bas d'estran (+ 1,85 m CM) sur la plage de la Dune Dewulf.



**Figure VI-19 Validations "temps calme" et "tempête" sur le site de la Dune Dewulf avec le modèle X-BEACH : durée et localisation des mesures in-situ disponibles.**

### 3.4.3 Validation "Temps calme" en février 2007

#### *Validation hydrodynamique*

Les paramètres hydrodynamiques modélisés ont été extraits des résultats de la simulation X-BEACH à la position même du capteur Valeport, dans le profil central (PZ3) du domaine de calcul. La comparaison des composantes de la houle et du courant mesurées *in-situ* (Midas DWR Valeport) et modélisées par X-BEACH en février 2007 montrent que les données modélisées sont relativement proches de la réalité en terme de hauteur de vagues, sur la période commune (Figure VI-20). En termes de circulation hydrodynamique, les vitesses des courants longitudinaux modélisés par X-BEACH tendent à être légèrement sous-estimées par rapport aux mesures *in-situ*, mais leur asymétrie *longshore* reste bien restituée avec une dominance du flot vers le Nord-Est. En revanche, les vitesses des courants transversaux sont plus difficilement reproduites par le modèle, et sont même très largement surestimées. C'est en partie pour cette raison que, si les vitesses moyennes des courants modélisés semblent correctes, les directions moyennes simulées par X-BEACH ne correspondent pas aux mesures réalisées en février 2007.

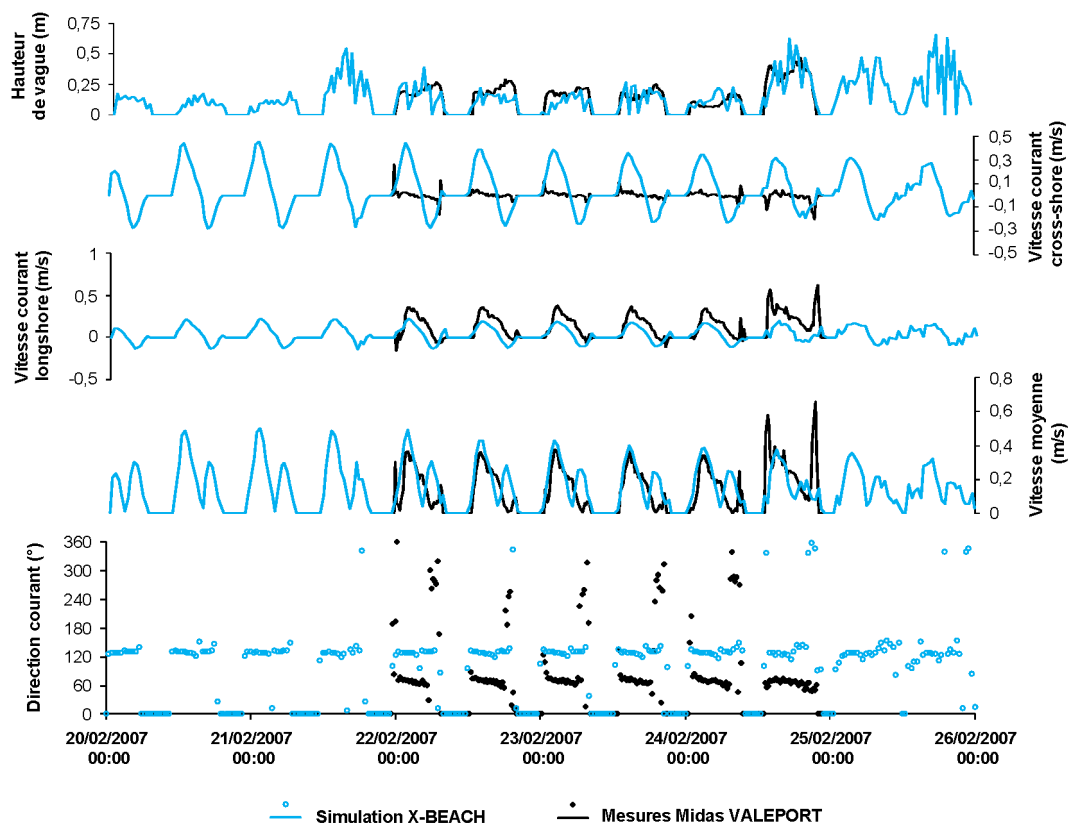
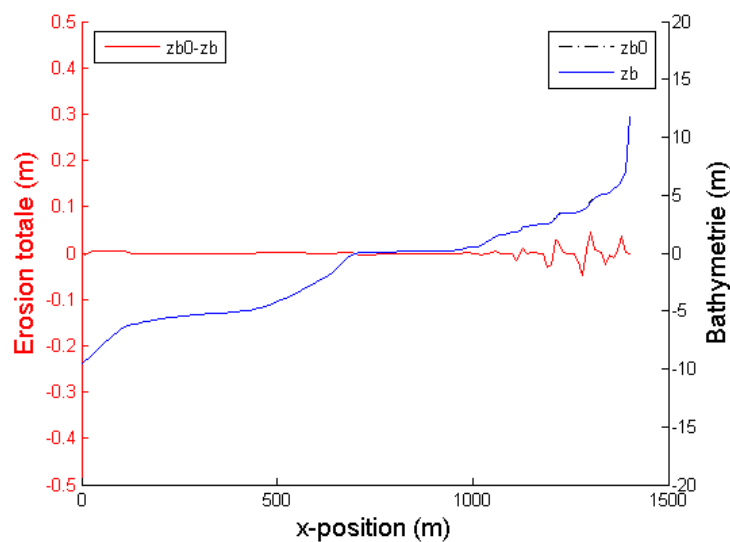


Figure VI-20 Comparaison des composantes de la houle et du courant mesurées *in-situ* (Midas VALEPORT) et modélisées par X-BEACH en février 2007, sur le site de la Dune Dewulf.

### ***Validation morphodynamique***

Au vu des conditions calmes enregistrées pendant 6 jours en février 2007, l'évolution morphologique mesurée (Chapitre III, Figure III-5) comme modélisée a été très réduite, et montre peu de différences entre le profil initial et les profils finaux. Par lisibilité nous ne présenterons donc en Figure VI-21 que l'évolution totale modélisée au cours de cette simulation par conditions météo-marines calmes. Les changements morphologiques simulés concernent exclusivement la zone intertidale, avec des variations altimétriques réduites inférieures à 10 cm. Conformément aux mesures *in-situ*, le pied de dune n'a pas été atteint et n'enregistre aucune érosion.



**Figure VI-21 Evolution morphodynamique finale du profil PZ3 simulée par le modèle X-BEACH en février 2007 sur le site de la Dune Dewulf.**

#### **3.4.4 Validation "Tempête" sur un secteur sensible aux tempêtes : le site de la Dune Dewulf en novembre 2007**

Cette validation "Tempête" réalisée sur le site de la Dune Dewulf pour la tempête de novembre 2007 a été en partie réalisée dans le cadre du module de modélisation du projet VULSACO (Idier *et al.*, 2010), où le modèle X-BEACH ainsi que la chaîne de calcul Telemac (Larroudé, 2008) ont été mis en place sur ce site. Les résultats hydrodynamiques et morphodynamiques mesurés lors de cette tempête ont également été comparés aux différentes simulations des modèles X-BEACH, TELEMAC et SBEACH (seulement morphodynamique) (Maspataud *et al.*, 2010).

### *Validation hydrodynamique*

La Figure VI-22 présente les premiers résultats des simulations réalisées sur la période de tempête du 8 au 13 novembre 2007. Les données modélisées par X-BEACH donnent des résultats relativement proches de la réalité en termes de hauteur de vagues, même si la chaîne TELEMAC semble même mieux reproduire les fortes vagues mesurées sur l'estran par le capteur au paroxysme de la tempête dans la journée du 9 novembre (ainsi que sur toute la durée de la simulation).

En termes de circulation hydrodynamique, les vitesses des courants *longshore* modélisés par XBEACH sont nettement sous-estimées par rapport aux mesures *in-situ*. Mais l'asymétrie de ces courants longitudinaux est plutôt bien restituée avec une dominance du flot vers le Nord-Est. L'amplitude des vitesses de courant *cross-shore* (transversaux) est mal reproduite et surestimée sur l'ensemble de la simulation, y compris sur la période de forte agitation du 9 novembre. Le constat est similaire pour la vitesse moyenne du courant où la simulation XBEACH sous-estime cette fois-ci, tandis que TELEMAC surestime les valeurs réelles enregistrées au niveau du courantomètre Valeport.

L'intensité et la direction des courants durant la tempête ont été plus difficilement reproduites par le modèle X-BEACH. En effet, dans ces conditions très énergétiques d'une houle frontale, les courants de marée ne sont plus prédominants, car l'apport important de masse d'eau par les vagues à la côte, provoque en compensation un fort courant de retour dirigé vers le large, facteur de l'évolution du profil des plages. Le forçage dû au vent aggrave également l'impact des vagues à la côte, mais n'a pas ici été pris en compte dans ces simulations réalisées avec X-BEACH.

Plusieurs facteurs semblent donc expliquer les écarts obtenus entre les valeurs calculées et mesurées. Celles-ci peuvent s'expliquer en partie par le fait que X-BEACH prend bien en compte les courants de marée (contrairement à SBEACH) certes, mais ce sont des courants générés par le modèle, à partir des vagues simulées et des variations du niveau d'eau, d'où peut-être les forts courants *cross-shore* modélisés et les courants longitudinaux moins forts du fait de l'obliquité de la houle. Une autre explication porte sur le fait que les simulations ont été réalisées sur une bathymétrie uniforme (extrapolée d'Ouest en Est à partir d'un profil central) alors que la bathymétrie réelle comporte des irrégularités le long de l'axe *longshore* pouvant engendrer des circulations locales. Une lacune qui pourrait être comblée ultérieurement grâce à des mesures topographiques plus étendues, ou en intégrant en entrée de modèle une réelle bathymétrie 3D (de type MNT).



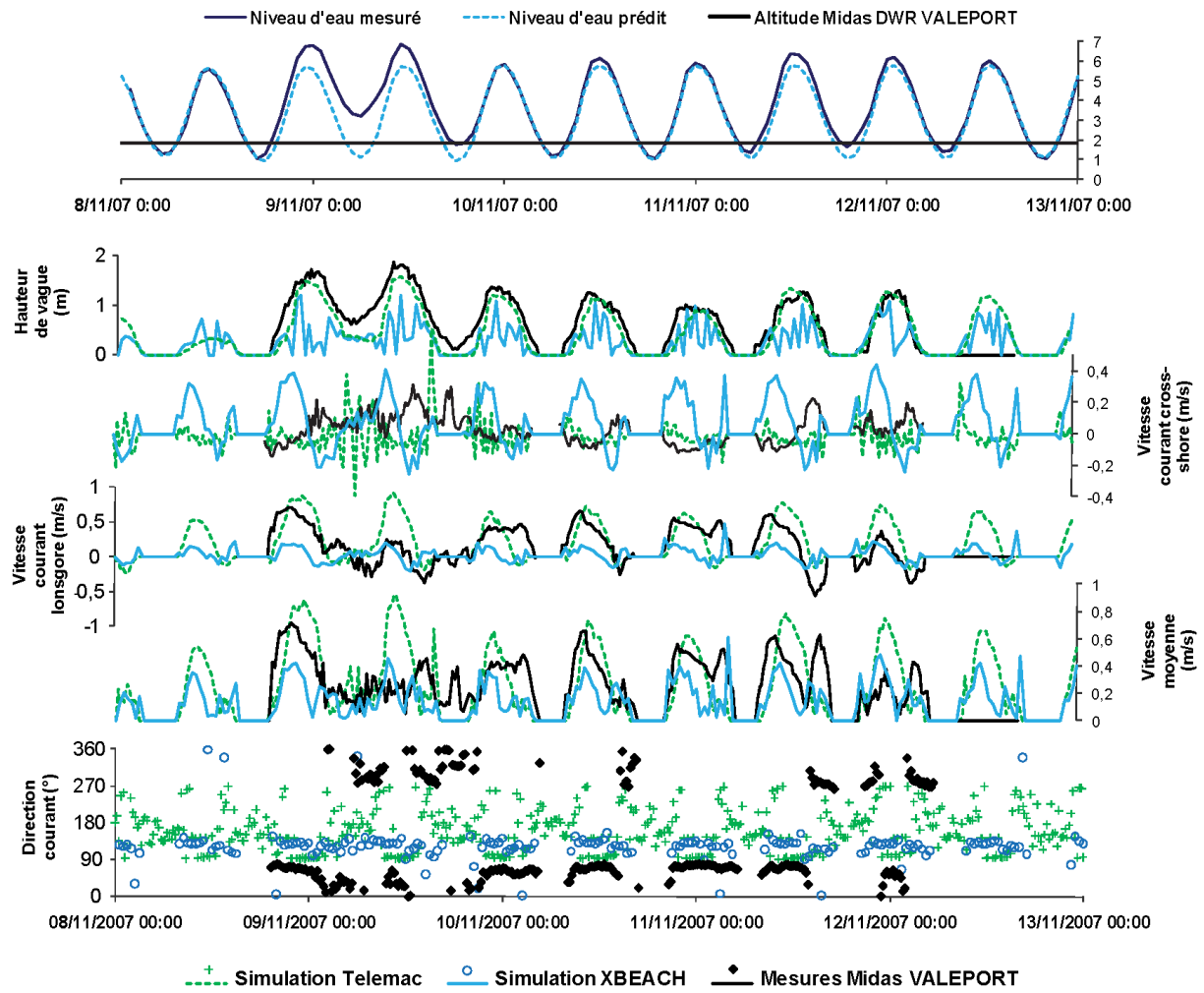


Figure VI-22 Comparaison des composantes de la houle et du courant mesurées *in-situ* et modélisées par X-BEACH, et par la chaîne de calcul Telemac en novembre 2007, sur la plage de la Dune Dewulf (d’après Maspataud *et al.*, 2010).

Toutefois, les résultats des simulations X-BEACH menées sur d’autres sites européens (Van Dongeren *et al.*, 2009) ont mis en évidence le fait que les vitesses transversales *offshore* (orientées vers le large) sont souvent toujours surestimées par rapport aux mesures réelles, même hors des pics de tempête. Sachant que les vitesses transversales (*cross-shore*) négatives sont orientées vers la côte (*onshore*) tandis et les vitesses transversales positives sont orientées vers le large (*offshore*) sur la Figure VI-22, les résultats modélisés par X-BEACH montrent également une forte surestimation des courants *offshore* par rapport aux simulations TELEMAC sur ce même site, ainsi qu’aux mesures du capteur Valeport, ce qui induirait des courants de retour, et un transport de sédiment vers le large, trop intenses.

### Validation morphodynamique

La validation morphodynamique consiste à vérifier que les évolutions morphologiques modélisées en situation post-tempête sont cohérentes avec celles qui ont été réellement observées et mesurées sur le terrain, ici sur la plage de la Dune Dewulf. Les résultats préliminaires issus des simulations, avec un maillage *longshore* de 5 m, montrent un léger lissage du système de barres-bâches intertidales sur l'estran, aussi constaté sur les mesures *in-situ* (Figure VI-23). Avec une petite perte d'information au niveau de la dune due au maillage de 5 m, X-BEACH génère ici un abaissement du pied de dune de l'ordre de 0,30 m, mais sans aucun recul du front dunaire. La falaise de dune étant moins abrupte sur la bathymétrie initiale maillée à 5 m, ceci expliquerait l'absence de recul du front dunaire par effondrement, sa base étant sapée par les vagues à pleine mer lors des hauts niveaux d'eau enregistrés le 9 novembre 2007.

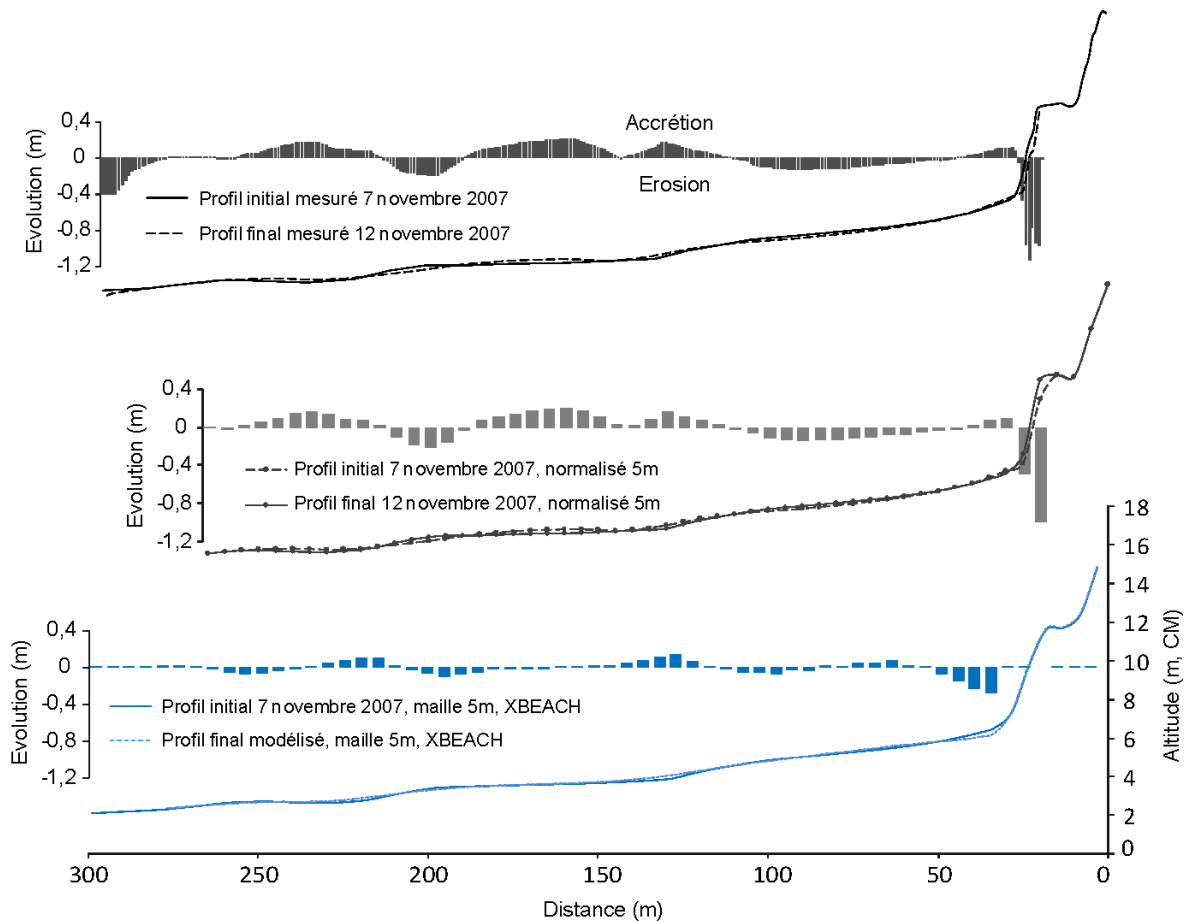
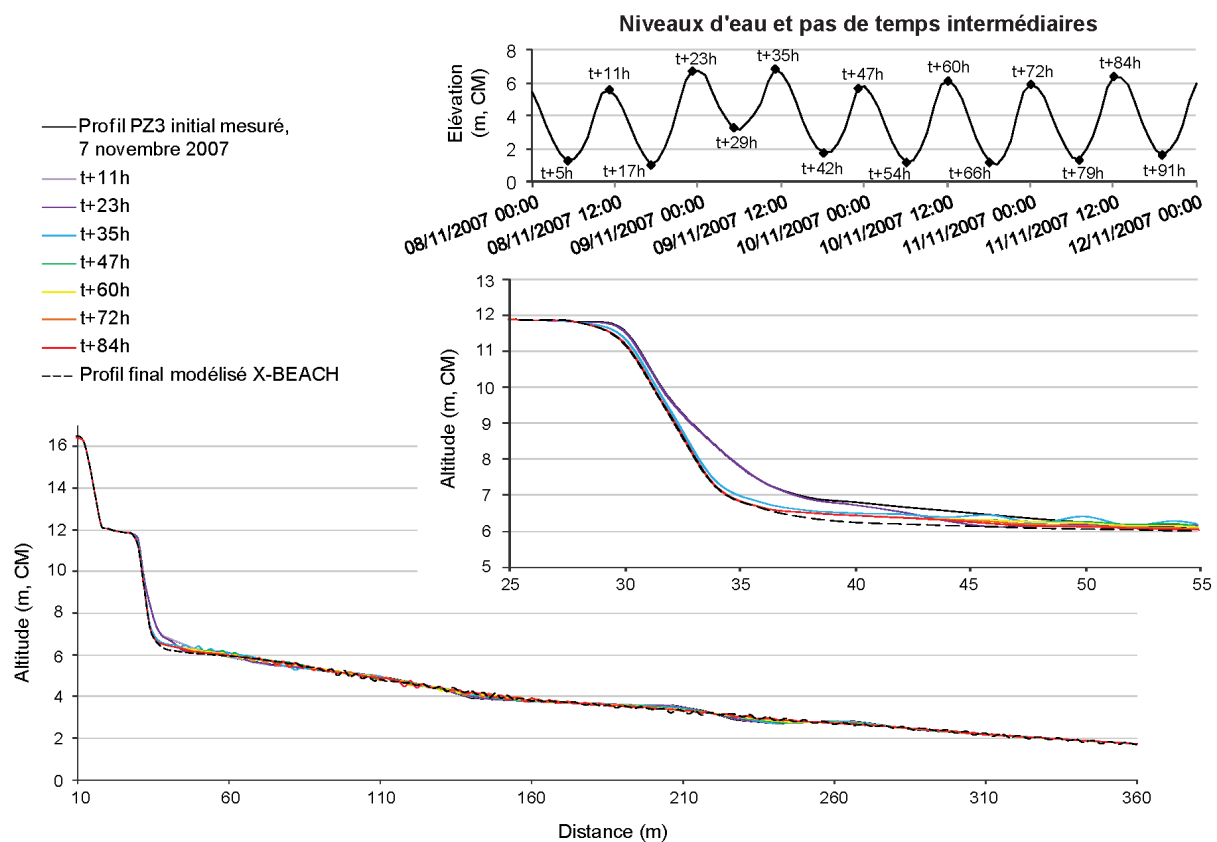


Figure VI-23 Comparaison du profil PZ3 mesuré *in-situ* et modélisé avant/après la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf : résultats préliminaires des simulations morphodynamiques de X-BEACH avec un choix de maille de 5 m (publié dans *Idier et al., 2010*).

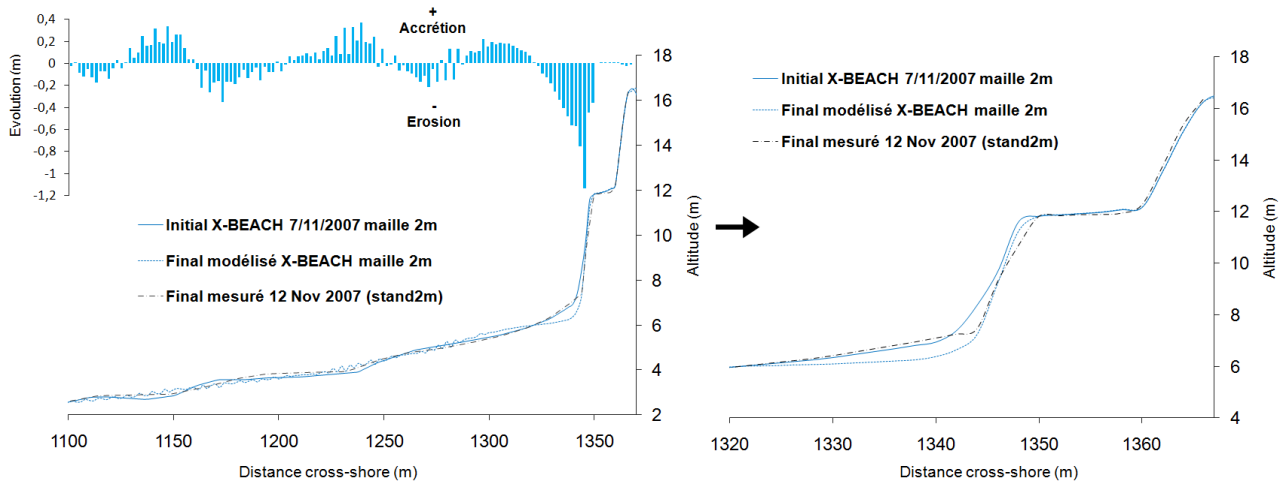
De façon à restituer plus correctement l'évolution morphologique induite en haut de plage et au niveau du front dunaire, le choix a donc été fait, dans un second temps, d'affiner le maillage en adoptant une maille plus fine, de 2 m, en direction *longshore*. Les nouvelles simulations morphodynamiques réalisées montrent que le modèle restitue désormais mieux le recul du pied de dune et, dans une moindre mesure, de la falaise (Figure VI-25). Les profils intermédiaires extraits du modèle au cours de la simulation ne montrent ici aucune attaque du pied de dune à t+23h dans la nuit du 8 au 9 novembre, mais essentiellement un abaissement du haut de plage (Figure VI-24). Lors de cette simulation, l'érosion produite par X-BEACH a eu lieu à t+35h, lors de la pleine mer du 9 novembre à mi-journée, avec un recul du pied de dune et de la falaise.



**Figure VI-24 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 modélisé par X-BEACH en Configuration 1 (profil 4655 m) sur le site de la Dune Dewulf : extraction à différents pas de temps avec un choix de maille de 2 m.**

Le profil final simulé est désormais plus proche ce celui réellement mesuré le 12 novembre (Figure VI-25). En revanche, le modèle semble avoir généré une érosion un peu forte en haut de plage (0,50-0,80 m). Cette observation reste à nuancer, car les observations réalisées sur le terrain ont montré, dès le 11 novembre, un assez fort transport éolien responsable d'apports sableux importants en pied de dune (Figure III-24). Ceci pourrait

expliquer le léger engraissement observable en pied de dune le 12 novembre, non pris en compte par la simulation du modèle X-BEACH. Ce résultat reste néanmoins plus fidèle aux mesures topographiques réalisées *in-situ* que celui de la simulation avec un maillage *cross-shore* de 5 m.



**Figure VI-25** Comparaison du profil PZ3 mesuré *in-situ* et modélisé avant/après la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf : résultats de la simulation morphodynamique de X-BEACH avec un choix de maille de 2 m (publié dans [Idier et al., 2010](#)).

### 3.4.5 Validation "Tempête" sur le site des Dunes du Perroquet en novembre 2007

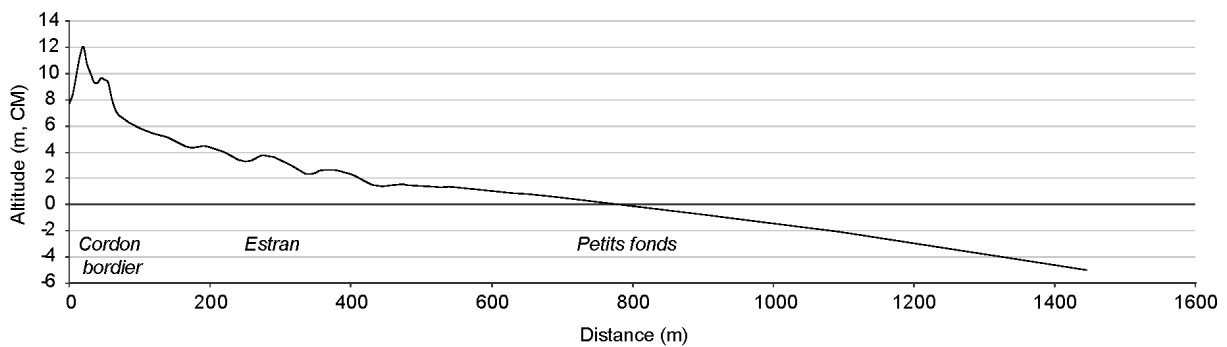
Dans la mesure où les résultats de mesures hydrodynamiques et topographiques ont montré, dans des conditions énergétiques calmes à agitées, une réponse différente des deux sites d'étude sur le littoral est-dunkerquois. De façon à comparer les effets modélisés de la tempête de novembre 2007 à ceux réellement mesurés, une simulation avec le modèle X-BEACH a également été opérée sur le site des Dunes du Perroquet sur la période de tempête de novembre 2007.

De la même façon que les simulations réalisées sur le site de la Dune Dewulf, la configuration "Tempête" est basée sur une topographie/bathymétrie initiale à laquelle on impose les variations du niveau d'eau enregistrées à Dunkerque (SONEL), ainsi que les paramètres de houle extraits de la simulation de rang 2 du modèle SWAN, avec - 5 m de profondeur ([Tableau VI-9](#)). En effet, étant donnée la pente plus faible et régulière sur ce site, entre la plage et l'avant-côte, un domaine de calcul étendu jusqu'à la profondeur de - 10 m, comme sur le site de la Dune Dewulf, était trop important et trop "long" en terme de calculs morphodynamiques.

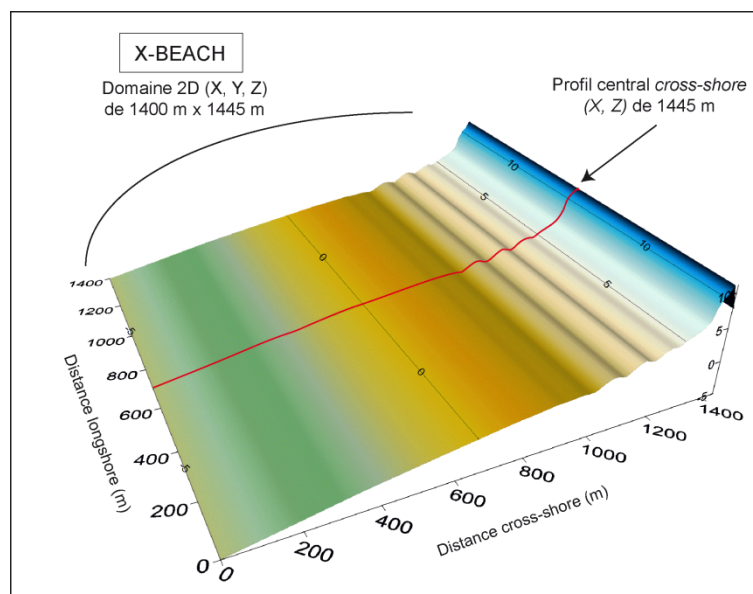
**Tableau VI-9 Données utilisées pour la simulation en configuration "Tempête" du modèle X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet : tempête de novembre 2007.**

<i>Configuration Tempête - Simulation du 8 au 13/11/2007- Dunes du Perroquet</i>	
<i>Topographie / bathymétrie</i>	<i>Bathymétrie (X, Y, Z) du 28/09/2007, 1400 x 1445 m</i>
<i>Niveau d'eau</i>	<i>Variations du niveau d'eau (m)</i>
<i>Vagues</i>	<i>Hs (m), Tpic (s), Direction (°), dans le système de coordonnées spécifique au modèle. (extraction SWAN, -5 m)</i>

**Configuration prise en compte pour la simulation "Tempête" sur le site des Dunes du Perroquet en Novembre 2007**



**Figure VI-26 Profil central pré-tempête (28/09/2007) du domaine de calcul de X-BEACH en novembre 2007 pour le site des Dunes du Perroquet.**



**Figure VI-27 Bathymétrie idéalisée (initiale, 28/09/2007) du domaine de calcul pour X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet.**

Même si un mois et demi séparent les deux levés topographiques du site des Dunes du Perroquet, les conséquences de la tempête de novembre 2007 sont bien connues. Le profil PB5 du 19 novembre montre bien qu'aucune attaque dunaire importante ne s'est produite sur ce site (Figure VI-29), contrairement à l'érosion notable enregistrée quelques kilomètres vers l'Ouest, au niveau de la Dune Dewulf. Les profils pré-/post-tempête semblent même indiquer un gain sédimentaire et un léger engraissement en haut de plage au niveau de ce profil. Les observations faites sur le terrain le 19 novembre (Figure VI-28) n'ont effectivement relevé aucune érosion importante sur le secteur hormis, localement, la présence de petites microfalaises à la base de la végétation qui colonise le versant dunaire.



Figure VI-28 Photographies sur site des Dunes du Perroquet en situation post-tempête en novembre 2007.

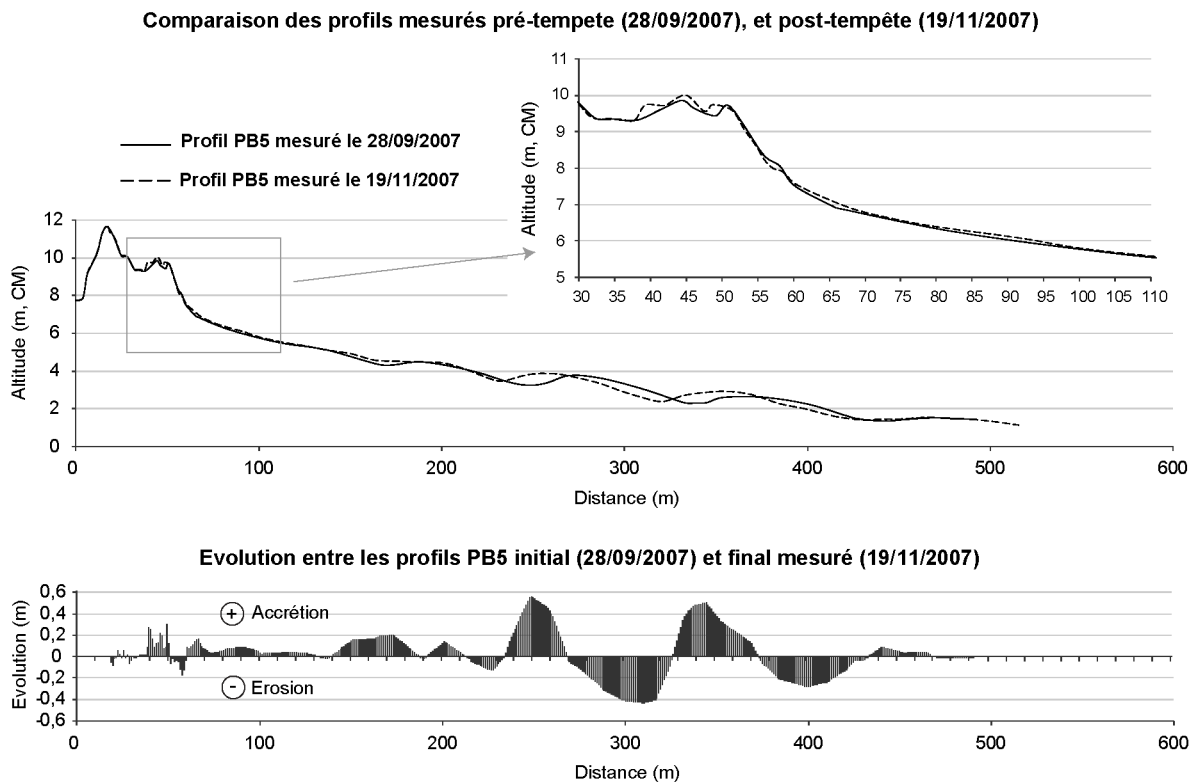
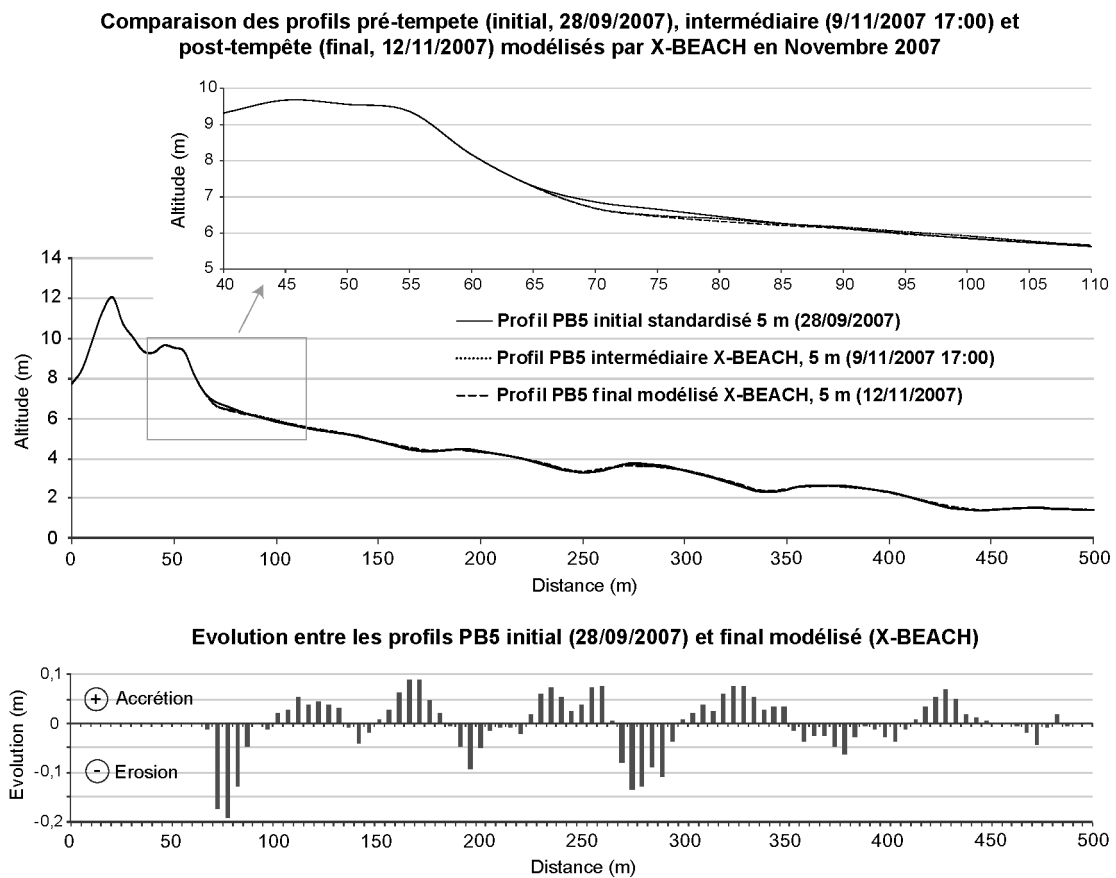


Figure VI-29 Evolution topographique réelle pré-/post-tempête du profil PB5 suite à la tempête de novembre 2007 : comparaison des profils initial (28/09/2007) et final (19/11/2007) mesurés sur le site des Dunes du Perroquet.

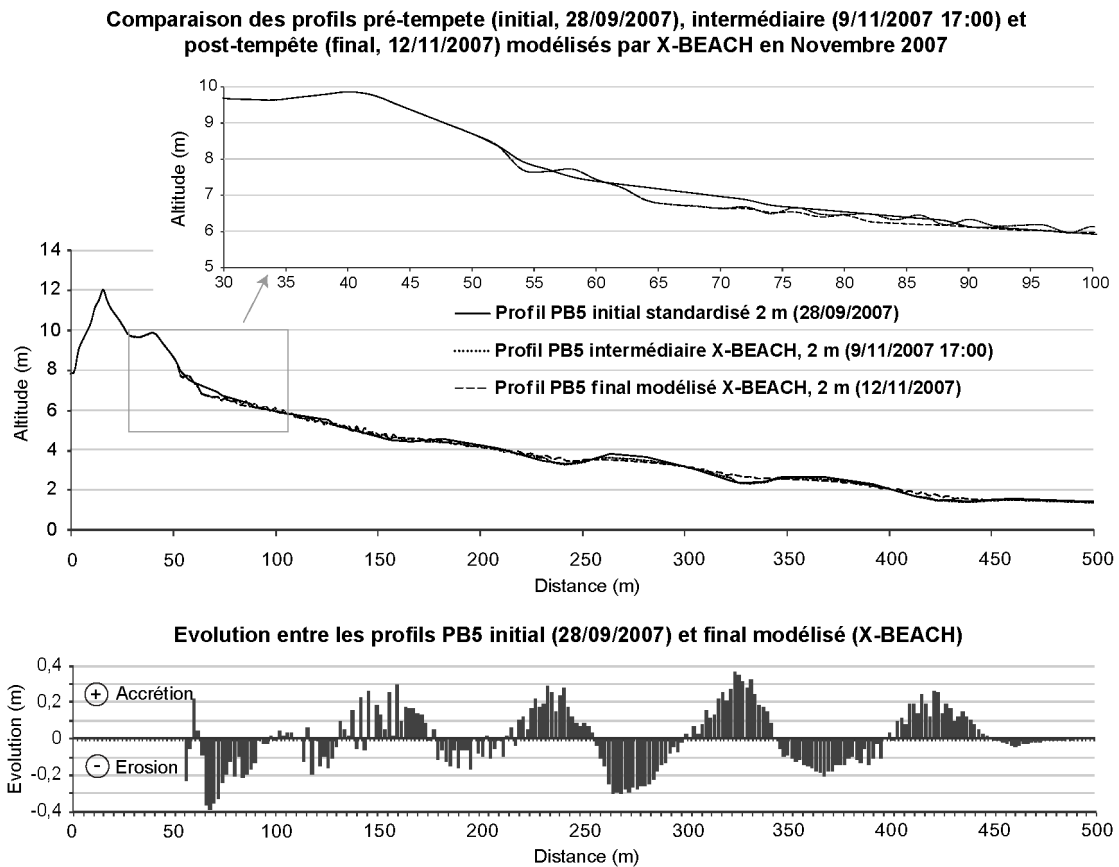
Une première simulation de la tempête a été réalisée avec une bathymétrie et un maillage de calcul de 5 m dans la direction *cross-shore* (Figure VI-30). Les résultats de la simulation morphodynamique témoignent uniquement d'une très légère érosion de l'ordre de 0,20 m, localisée entre le pied de dune et le haut de plage (x = 66 à 80 m). Sur l'estran, les variations altimétriques sont très réduites, en moyenne +/- 0,10 m, ce qui est très faible. Il n'est pas possible d'estimer la qualité de cette simulation sur la zone intertidale puisque les variations connues et les mouvements des barres-bâches mesurés *in-situ* (Figure VI-29) résultent d'un intervalle de temps de près de 2 mois.



**Figure VI-30 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PB5 en novembre 2007 : comparaison des profils initial mesuré (28/09/2007), intermédiaire (9/11/2007 17:00) et final modélisé (12/11/2007) par X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet, avec un choix de maille de 5 m.**

Dans un second temps, une nouvelle simulation de tempête a été réalisée avec un maillage plus fin, de 2 m dans l'axe *cross-shore* (Figure VI-31). Les résultats de la modélisation sont ici différents, car X-BEACH semble avoir généré une érosion en pied de dune (0,40 m) à l'origine de "glissements" ou de réajustements de pente sur le versant dunaire. Sur le haut de plage et la zone intertidale, ce maillage plus fin a créé des instabilités

du fond sableux, peu crédibles au vu des mesures réalisées sur ce site. Dans ces conditions, le système de barres-bâches de l'estran a été lissé, les barres aplanies et les bâches comblées.



**Figure VI-31 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PB5 en novembre 2007 : comparaison des profils initial mesuré (28/09/2007), intermédiaire (9/11/2007 17:00) et final modélisé (12/11/2007) par X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet, avec un choix de maille de 2 m.**

Contrairement au site de la Dune Dewulf, où un maillage *cross-shore* fin (2 m) donne des résultats morphodynamiques plus proches de la réalité que ceux obtenus avec un maillage de 5 m, sur le site des Dunes du Perroquet, le constat semble inverse. Cette maille de 2 m apparaît donc particulièrement adaptée dans la mesure où le front dunaire présente une pente forte, et est susceptible d'être entaillé en falaise sableuse lors de l'évènement tempétueux modélisé. Mais lorsque la morphologie dunaire affiche une faible pente, une maille de 5 m semble plus adéquate, et ceci est également le cas sur la zone intertidale où ce maillage apparaît tout à fait suffisant.



### 3.5 Comparaison des résultats de validation morphodynamique obtenus avec les modèles SBEACH et X-BEACH lors de la tempête de novembre 2007

Ayant eu l'opportunité de simuler la même tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf avec deux modèles différents, SBEACH et X-BEACH, les résultats de la validation morphodynamique obtenus avec chacun ont été comparés (Maspataud *et al.*, 2010). La Figure VI-32 présente donc les évolutions morphologiques mesurées et modélisées dans le profil *cross-shore* central du domaine pour SBEACH et X-BEACH avec un maillage de 5 m. Les modèles génèrent tous deux un lissage de l'estran (assez léger pour X-BEACH, total pour SBEACH) avec un comblement des baches et une érosion des barres. Accusant une petite perte d'information au niveau de la dune avec le maillage de 5 m, le code X-BEACH estime l'abaissement du pied de dune à 0,30 m, mais sans aucun recul du front dunaire. En revanche, le modèle SBEACH, qui néglige pourtant les transports *longshore* de sédiments induits par les courants, reproduit très fidèlement le recul de la falaise sableuse d'au minimum 1 m.

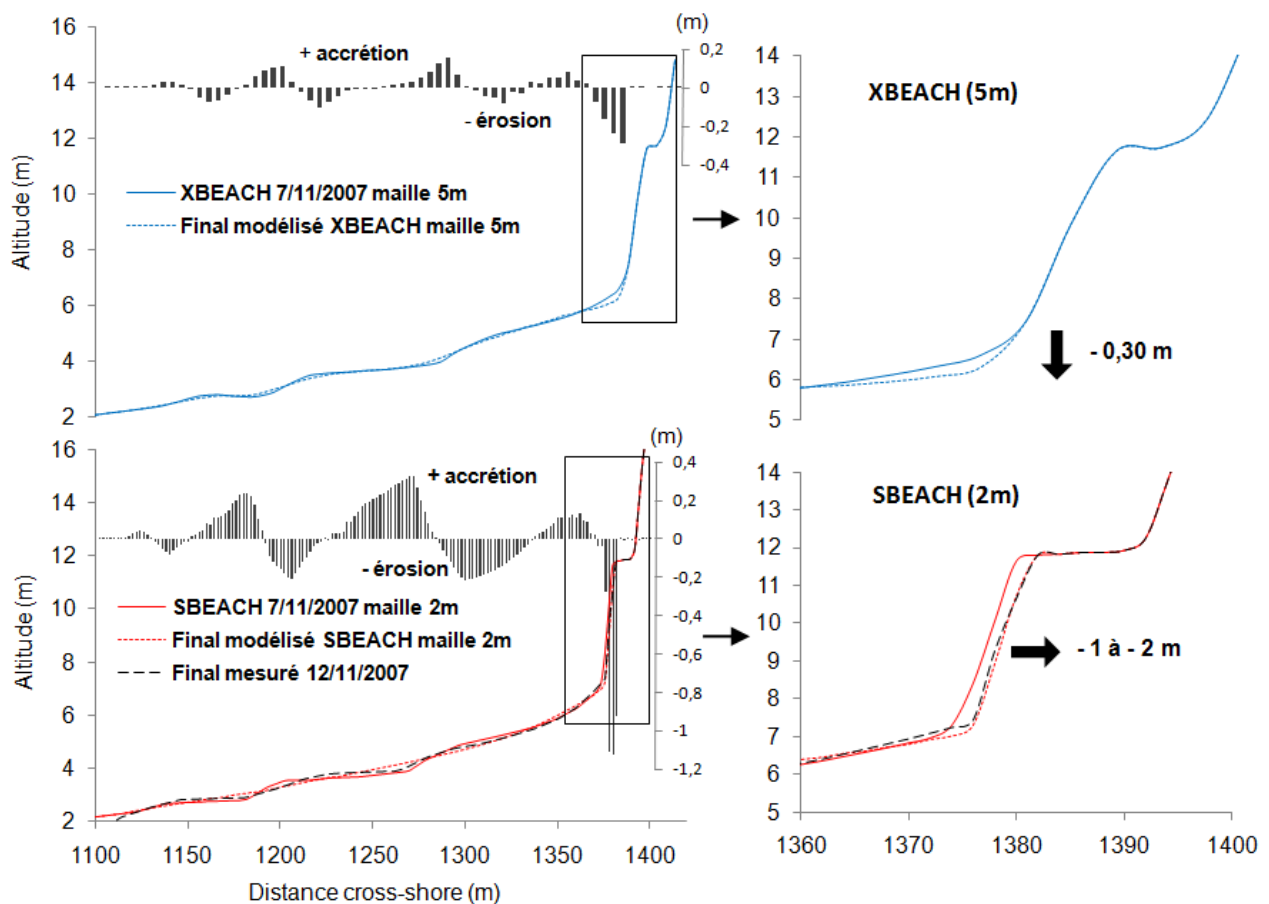
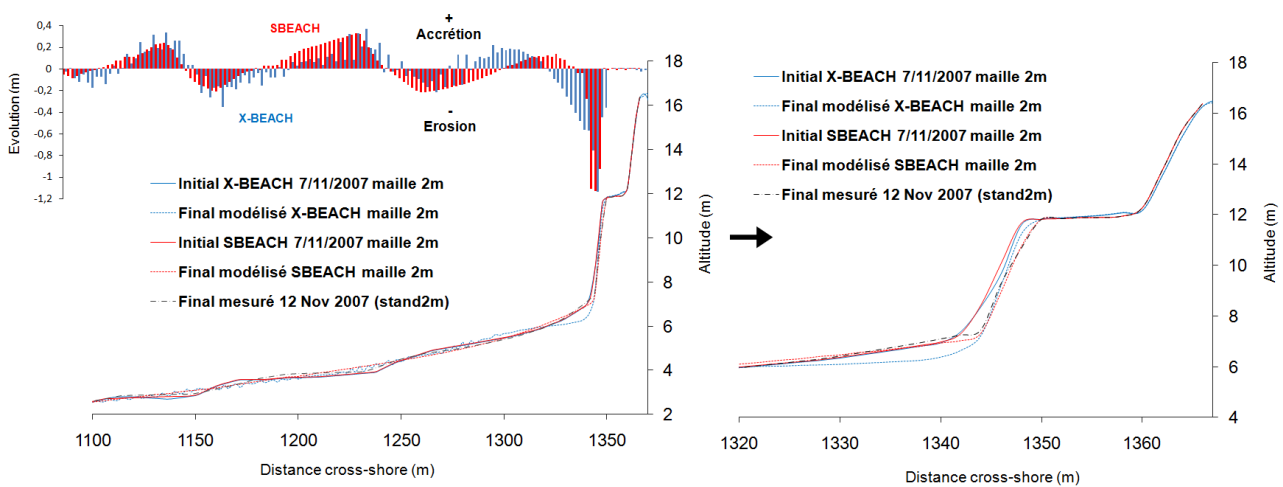


Figure VI-32 Comparaison des résultats préliminaires des simulations morphodynamiques issues des modèles SBEACH et X-BEACH avec un choix de maille de 5 m : profils cross-shore, accrétion/érosion modélisée, et agrandissement centré sur la falaise dunaire (Maspataud *et al.*, 2010).

Le maillage plus fin employé avec SBEACH pourrait expliquer le bon rendu morphologique de l'érosion induite par cette tempête. Lors de la simulation, le recul du pied de dune se produisant uniquement lors des plus hautes marées, une durée de simulation plus courte permettrait d'obtenir des sorties plus proches de la réalité.

Grâce à la seconde simulation réalisée avec X-BEACH à l'aide d'un maillage de 2 m, similaire et directement comparable avec la simulation SBEACH, les résultats présentés en Figure VI-33 indiquent cette fois-ci une meilleure restitution de l'érosion, du recul du pied de dune et du front dunaire, malgré un abaissement du pied de dune/haut de plage trop fort simulé par le modèle X-BEACH.

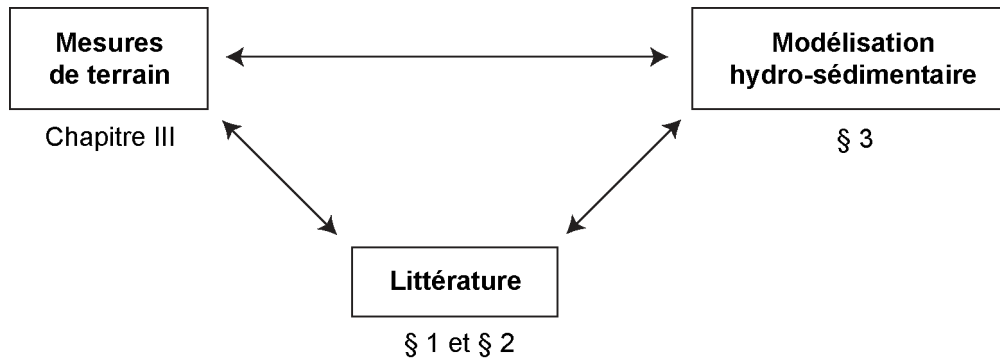


**Figure VI-33** Comparaison des résultats des simulations morphodynamiques issues des modèles SBEACH et X-BEACH avec un choix de maille de 2 m : profils cross-shore, accrétion/érosion modélisée, et agrandissement centré sur la falaise dunaire.

D'autres comparaisons morphodynamiques SBEACH vs X-BEACH ont aussi été réalisées sur d'autres sites d'étude européens (Van Dongeren *et al.*, 2009). Aux Pays-Bas (canal Deltaflume), sur la période de la tempête de 1953, si SBEACH simule un recul de falaise insuffisant, en revanche X-BEACH reproduit bien ce recul de falaise, mais l'érosion et l'abaissement du pied de dune sont nettement surestimés avec des dépôts *offshore* trop élevés (par conservation de masse). Sur le site du Lido di Dante, en Italie, SBEACH ne reproduit pas le profil observé (mesuré *in-situ*) et prédit une importante érosion de dune avec un recul de sa crête de l'ordre de 10 m vers les terres, tandis que la simulation faite avec X-BEACH est ici meilleure, avec un retrait du pied de dune de 5 m, très cohérent avec les mesures *in-situ*.

## 4 Apports, limites et Perspectives

Plusieurs aspects des chapitres précédents ont ici été réunis. En effet, l'objectif de la modélisation était d'estimer et d'analyser dans quelle mesure les résultats des simulations numériques sont cohérentes avec les expériences menées sur le terrain, mais aussi avec les théories existantes et les observations faites sur d'autres sites européens ou mondiaux et présentés dans la littérature (Figure VI-34).



**Figure VI-34 Apports schématiques entre la modélisation, les mesures de terrain et la littérature.**

Le modèle SBEACH ne permet pas de prendre en compte les courants de marée, or justement ces courants sont intenses sur le littoral dunkerquois. Ceci a pu avoir une influence non négligeable dans les simulations menées en conditions de tempête, puisque les transports sédimentaires qui peuvent se produire longitudinalement sont totalement négligés avec ce modèle qui redistribue uniquement, dans l'axe du profil, le sédiment érodé au niveau de la dune et du haut de plage. Malgré des conditions hydrodynamiques visiblement surestimées dans la configuration longue (profil de 4655 m) où les paramètres de houle sont appliqués au large, les résultats morphodynamiques simulés sont relativement bons et cohérents avec les mesures *in-situ*. Dans la seconde configuration (profil court de 1400 m) où les houles propagées par SWAN sont appliquées directement en entrée de modèle, les résultats sont encore meilleurs et le profil final modélisé peut reproduire fidèlement le profil post-tempête réellement levé *in-situ*. Ce modèle, s'il ne permet pas d'extraire en un point donné de sorties temporelles hydrodynamiques, a permis de corroborer certaines observations ou hypothèses émises dans le Chapitre III en particulier. En effet, l'élévation maximale du plan d'eau estimée par SBEACH à la côte (élévation + *setup*) est cohérente avec l'estimation des niveaux d'eau extrêmes atteints en haut de plage (estimés grâce au calcul du *run-up*) lors de la tempête de novembre 2007. De plus, les hauteurs de vague mesurées le long du profil à différents instants de la marée montrent distinctement une reformation de la houle entre la Banc Hills, situé à l'avant côte face au site de la Dune Dewulf, et l'estran. Ceci pourrait expliquer la houle

plus forte mesurée sur l'estran de la Dune Dewulf, en comparaison de celle enregistrée sur la plage des Dunes du Perroquet.

Le modèle X-BEACH propose quant à lui une relativement bonne propagation des vagues mais, même s'il prend en compte les courants *longshore* et transversaux, ce code les restitue pour l'instant difficilement. Ce modèle tend en effet à surestimer les courants vers le large au détriment des courants *onshore*, expliquant l'érosion souvent trop forte modélisée en pied de dune ou sur le haut de plage. Des observations qui ne sont pas isolées, puisque la mise en place de ce modèle sur d'autres sites européens a montré des résultats similaires. Grâce à un maillage de calcul *cross-shore* adapté à chaque morphologie dune-plage, les résultats des simulations morphodynamiques restituent relativement bien le phénomène d'érosion dunaire, de recul du pied de dune, d'abaissement du haut de plage. En revanche, tout comme SBEACH, X-BEACH reproduit encore assez mal l'évolution morphodynamique intertidale, dans la mesure où les systèmes de barres-bâches sont en général lissés au cours de la plupart des simulations.

L'ensemble des observations et simulations s'accorde sur certains points, à savoir l'importance de conditions hydrodynamiques en entrée de modèle immédiatement appliqués à l'extrémité du profil (SBEACH) ou du domaine de calcul (X-BEACH), et non "au large", pour la justesse et la bonne validité des vagues à la côte, et une meilleure propagation sur le profil par le modèle. Une importance particulière est également à apporter aux conditions topo-bathymétriques initiales, ou pré-tempête, qui donnent de meilleurs résultats si elles ont été acquises peu de temps avant l'évènement érosif, selon la stabilité du site bien sûr (mobilité des barres-bâches, apports sableux éoliens, etc...).

Malgré une difficulté encore à reproduire les processus côtiers hydrodynamiques et courantologiques produits à la côte, dans le développement actuel des différents modèles, les modèles 2D *cross-shore* intégrés sur l'horizontale, comme X-BEACH, semblent représenter un avantage, avec une meilleure prise en compte des courants de marée et de la simulation des courants *longshore* et *cross-shore*. Leur ordre de grandeur reste encore mal reproduit, surtout en ce qui concerne les courants *cross-shore*, toujours surestimés, tandis que les courants *longshore* sont plus cohérents mais légèrement sous-estimés.

## Conclusion

La comparaison des résultats simulés avec les observations de terrain a permis d'estimer les effets d'une houle de tempête superposés au courant de marée, sur des sites macrotidaux du littoral dunkerquois. Dans leur état actuel, aucun des deux modèles mis en place, SBEACH et X-BEACH, ne restitue à lui seul les mêmes conditions hydrodynamiques ni ne reproduit exactement l'évolution morphodynamique induite par les tempêtes (érosion, recul du pied de dune, de la falaise, abaissement de la plage) telle qu'elles ont été mesurées *in situ*. Pourtant, ces codes sont tous deux pertinents pour étudier l'impact des conditions extrêmes sur le profil dune-plage. Cette étude pourrait mettre en évidence une éventuelle complémentarité des 2 modèles utilisés, ainsi que la nécessité de continuer à affiner leurs implantations sur nos sites d'étude, de façon à tenir compte de l'ensemble des processus en jeu, dans le cas de conditions topographiques complexes et hydrodynamiques extrêmes, qu'il est possible de valider à partir de données *in situ* grâce à la large gamme de mesures désormais disponible sur cette portion du littoral.

## **CHAPITRE VII**

**VERS UNE DEFINITION DES CONDITIONS  
EROSIVES DU COURT AU LONG TERME : LE ROLE  
DU BILAN SEDIMENTAIRE ET DES FACTEURS  
METEOROLOGIQUES ET CLIMATIQUES**



# **CHAPITRE VII**

## **VERS UNE DEFINITION DES CONDITIONS EROSIVES DU COURT AU LONG TERME : LE ROLE DU BILAN SEDIMENTAIRE ET DES FACTEURS METEOROLOGIQUES ET CLIMATIQUES**

---

### **Introduction**

Les résultats présentés dans les chapitres précédents nous ont permis de mettre en évidence plusieurs éléments, en particulier le fait que les impacts morphogéniques des tempêtes, sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet, sont la conséquence d'une étroite correspondance entre plusieurs facteurs principaux : la durée et la provenance de vents persistants moyens à forts, l'intensité des vagues, amorties du large à la côte et plus ou moins dissipées entre l'avant-côte et l'estran selon leur provenance, la topographie préexistante, notamment l'altitude et la morphologie du haut de plage et du pied de dune, ainsi que le niveau d'eau maximal atteint à pleine mer, déterminé par le coefficient de marée et la potentielle surcote générée à la côte. Ces différents paramètres, du fait de leur variabilité saisonnière, pluriannuelle à pluridécennale, jouent un rôle important dans la réponse de la côte aux évènements tempétueux, à court comme à moyen terme.

Ce dernier chapitre propose une synthèse autour de la réponse morphologique d'un littoral sableux macrotidal à partir de la variabilité des forçages météo-marins, d'abord à court terme, puis à plus long terme. La grande variabilité spatiale et temporelle de la réponse de la côte aux évènements énergétiques sera ici replacée dans un contexte climatique régional, à l'échelle de la région Manche-Mer du Nord et l'Atlantique Nord, mais aussi en termes de bilan sédimentaire local, et dans le contexte actuel de remontée du niveau marin en lien avec le changement climatique.

### **1 Variabilité des forçages météo-marins et de la réponse morphologique de la côte à l'échelle événementielle**

---

Comme nous l'avons évoqué dans cette étude, les tempêtes qui affectent la Mer du Nord et plus généralement le Nord de la France, se déplacent d'Ouest en Est suivant le rail



des dépressions de l'Atlantique Nord vers l'Europe. Selon la trajectoire, la position et l'altitude de la dépression à son passage, ainsi que l'intensité du gradient de pression, les vents pourront souffler sur un fetch plus ou moins étendu selon leur direction. Du fait de l'orientation variable des façades maritimes, les côtes qui bordent le bassin de la Mer du Nord ou celles qui longent la Manche ne seront donc pas affectées avec la même intensité lors des événements de tempête, d'où la variabilité des impacts hydrodynamiques ou morphologiques recensés dans la littérature scientifique comme dans la presse en termes de vents violents, de forte houle, de submersion et d'érosion des côtes.

### 1.1 Importance de la trajectoire des tempêtes

Situé sur la façade Nord de la Côte d'Opale, le littoral Est dunkerquois est soumis à une double influence des masses d'eau et des masses d'air, en provenance du couloir de la Manche et de la Mer du Nord. Cette première partie propose donc d'identifier, à partir d'évènements connus dans le passé, l'influence que représente la trajectoire des centres dépressionnaires à l'origine de forts coups de vents ou de tempêtes sur le secteur étudié.

Sur les côtes de la Mer du Nord tout d'abord, [Petersen et Rhode \(1991\)](#), travaillant sur les côtes NW de l'Allemagne, avaient identifié 3 à 4 trajectoires préférentielles produisant des conditions météorologiques susceptibles d'induire une marée de tempête moyenne à forte. Ces trajectoires, synthétisées par [Gonnert et al. \(2001\)](#) sont les suivantes ([Figure VII-1](#)) :

(1) **Type *Jutland*** : dépressions en provenance de Terre-Neuve traversant d'Ouest en Est, de l'Angleterre au *Jutland* (Danemark) et vers le Sud de la Suède, pour la plupart très rapides, causant de fortes tempêtes sur une courte période de temps, avec des vents virant du SW au NW puis N (e.g. 23-24 février 1967). C'est le cas par exemple de la tempête "Capella" du 3 janvier 1976 ([Figure VII-2 A](#)).

(2) **Type *Scandinavia*** : dépressions formées sur le Groenland ou l'Islande et suivant une trajectoire vers le SE pour traverser la Scandinavie, causant des tempêtes de longue durée à partir du NW de la Mer du Nord (e.g. 17 février 1962, 20-21 janvier 1976). Les dépressions qui suivent cette trajectoire, située très au Nord, n'affectent généralement pas notre secteur d'étude en Mer du Nord méridionale.

(3) **Type *Skagerrak*** : dépressions voyageant du secteur WNW à l'ESE, W à E ou NW à SE, traversant l'Angleterre vers le détroit de Skagerrak (entre le Sud de la Norvège, la Suède et le Danemark, vers la Mer Baltique) avec des vents soufflant du WNW ou NW sur toute la Mer du Nord, à l'origine de surcotes de tempête (e.g. 12 février 1894, 10 octobre 1926, octobre 1936). Ce type de trajectoire de dépression s'apparente bien avec la plupart des tempêtes qui ont eu lieu début 1990.

(4) **Type mixte** : beaucoup de tempêtes ne sont pas causées par un seul type de situation météorologique et peuvent combiner plusieurs trajectoires de dépression. C'est le cas de la tempête des 31 janvier et 1<sup>er</sup> février 1953 qui a traversé la Mer du Nord de l'Ecosse à Hambourg en Allemagne suivant une trajectoire variable et peu fréquente dans la région, et dont la rareté peut en partie expliquer les conséquences sans précédent constatées lors de cet évènement (Figure VII-2 A). La dépression à l'origine des vents forts enregistrés du 11 au 13 janvier 1978 semble également avoir suivi une trajectoire plutôt rare, orientée vers le SE lors de son passage sur le Royaume-Uni avant de remonter vers le NE à son arrivée sur les Pays-Bas.

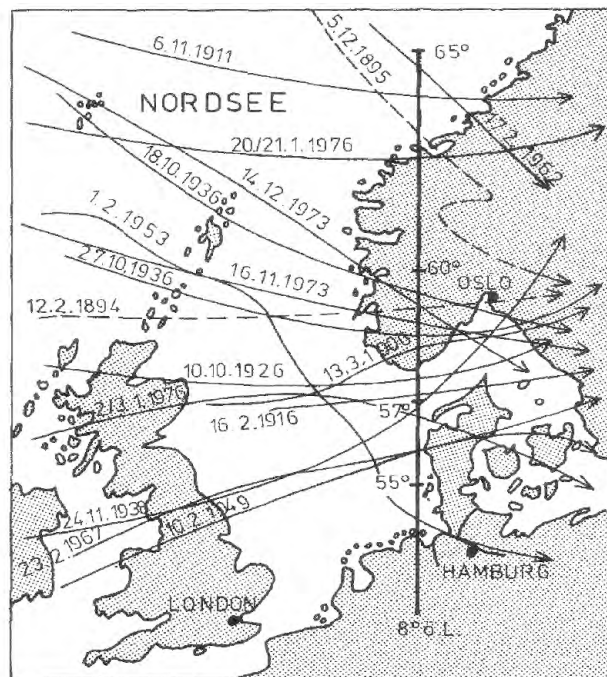


Figure VII-1 Trajectoires de dépressions à l'origine de tempêtes sur la Mer du Nord (Petersen et Rhode, 1991).

Encore plus près de notre secteur d'étude, des travaux relativement récents ont également souligné le lien entre les phénomènes de surcotes sur la côte belge et les types de temps à l'origine de dépressions sur l'Atlantique Nord-Est et l'Europe (Ullman et Monbaliu, 2010).

Ullman et Monbaliu (2010) ont rappelé qu'il existe 5 types de temps dominants sur le Nord-Est de l'Atlantique et l'Europe (décrits par Plaut et Simmonet, 2002 ; Ullman et Moron, 2008) : (1) le type ZO pour « Zonal », qui correspond à un renforcement de la dépression d'Islande et un décalage de l'anticyclone des Açores vers le Nord, et s'accompagne d'un renforcement de la vitesse de la circulation atmosphérique ; (2) le type EA pour « East - Atlantic » qui présente des pressions anormalement élevées sur le continent européen ; (3) le

type GA « *Greenland Above* » qui partage des éléments communs avec la phase négative de l'Oscillation Nord Atlantique (ce chapitre, partie 3), avec une forte dépression centrée au niveau des latitudes 48°-50°N sur l'Atlantique Nord et une circulation atmosphérique plutôt favorable au passage de perturbations tempérées sur l'Europe suivant une trajectoire plus au sud que la normale ; (4) le type BL pour « *Blocking* » qui correspond à une situation typique de blocage de la circulation atmosphérique avec la présence d'une dépression centrée sur l'Europe de l'Ouest au niveau du bassin méditerranéen occidental, entraînant un décalage des perturbations tempérées à l'extrême Nord-Est de l'Atlantique ou suivant une trajectoire méridionale sur la Méditerranée ; et enfin (5) le type AR pour « *Atlantic Ridge* » qui se caractérise par une faible crête sur l'Atlantique, avec un renforcement et un décalage de la dépression d'Islande vers la Scandinavie.

Ullman et Monbaliu (2010) ont pu, à partir de l'analyse des relations entre les surcotes journalières à Ostende et ces 5 régimes de temps, mettre en évidence un lien très fort entre les hauteurs de surcotes sur la côte belge et la pression atmosphérique sur la Mer Baltique pendant un type de temps en particulier, le type de temps AR (« *Atlantic Ridge* »). En effet, plus de 70 % des surcotes  $\geq 65$  cm se produisent pendant ce régime, en avant d'une dépression suivant une trajectoire du Nord de l'Islande à la Scandinavie. Le fort gradient de pression pendant les jours de régime AR accompagné d'un fort flux de NW semblerait donc clairement favoriser les surcotes sur la côte belge, voisine de notre secteur d'étude. Il n'est donc pas à exclure que ce régime de temps et ce type de trajectoire ait également une influence sur la fréquence des surcotes sur la côte dunkerquoise.

D'autres tempêtes semblent également amorcer une remontée en latitude sur la façade occidentale de l'Europe et le couloir de la Manche apparaît parfois comme un passage suggéré (Tonnerre-Guérin, 2003). C'est notamment le cas de la tempête des 3-4 février 1990, dont la trajectoire WSW-ENE a très précisément suivi le couloir de la Manche (Figure VII-2 B). Plus globalement, les célèbres tempêtes du début d'année 1990 ont majoritairement suivi un axe WSW-ENE à W-E. Si seuls leurs impacts cumulés sont connus sur le littoral dunkerquois, à l'issue de cette période tempétueuse, il est évident que le passage de la dernière dépression le 1<sup>er</sup> mars 1990 a généré l'érosion la plus forte, avec des vents en provenance du secteur WNW et de forts coefficients de marée (Figure VII-2 B). Au cours de la période récente, de 2007 à 2010 (Figure VII-2 C), les tempêtes ou coups de vent dont les effets morphogènes sur notre littoral d'étude ont été les plus forts sont sans nul doute celles dont la dépression a suivi une trajectoire NW-SE (Tilo, 7-10 novembre 2007) à WNW-ESE (Quinten, 10 février 2009).

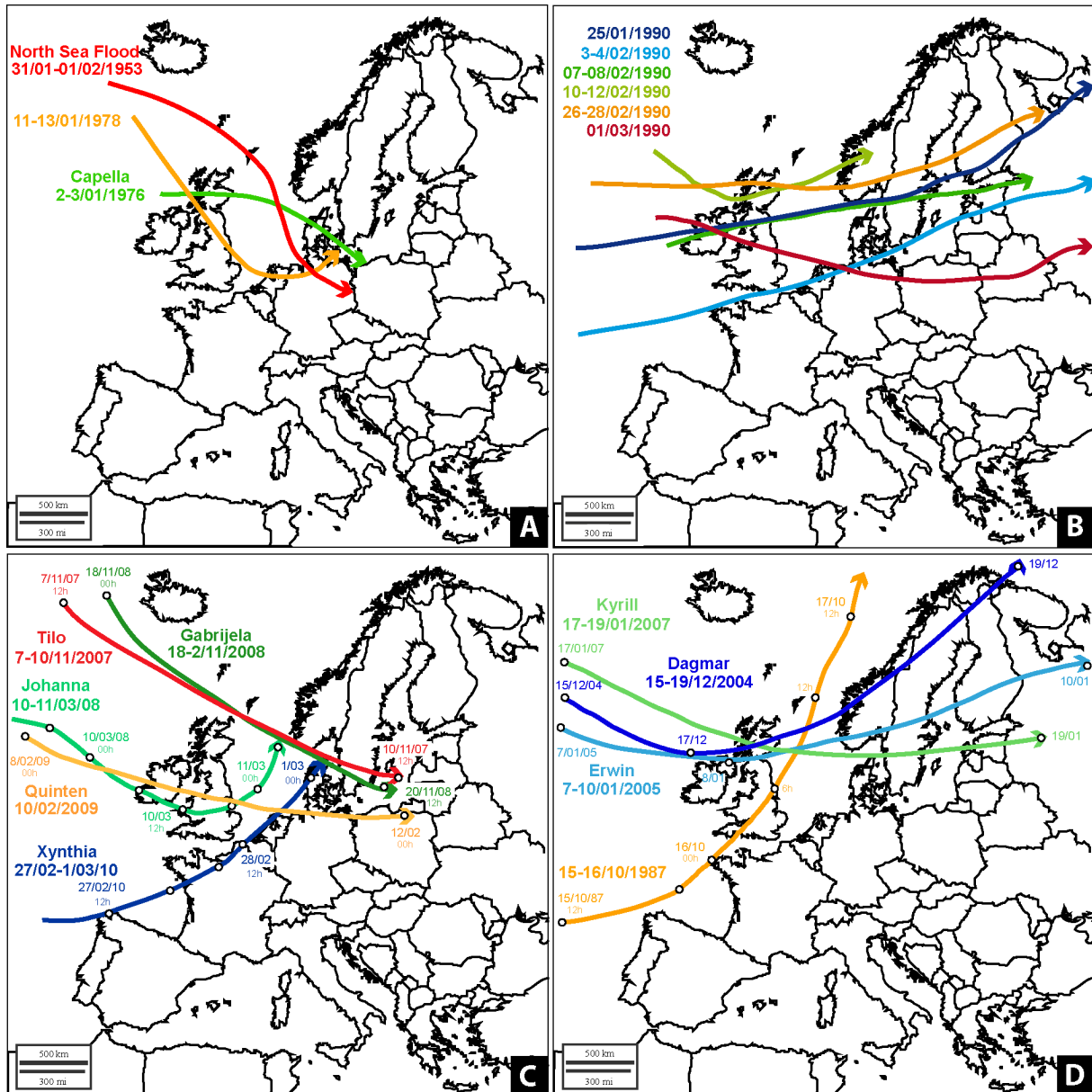


Figure VII-2 Trajectoires des centres dépressionnaires de quelques tempêtes majeures (A) en 1953, 1976, 1978, (B) en 1990 et (C) de 2007 à 2010, lors de leur passage en Mer du Nord. En (D) figurent quelques tempêtes marquantes mais n'ayant eu aucun impact sur le littoral dunkerquois (sources : Météo France, cartes synoptiques du *Deutscher Wetterdienst*, [Gönnert et al., 2001](#) ; [Tonnerre-Guérin, 2003](#) ; [Fink et al., 2009](#) ; [Cariolet et al., 2010](#)).

La tempête de mars 2007, pour laquelle aucune trajectoire n'est présentée ici, a été marquée par un fort flux de Nord entre la Mer du Nord et les Alpes, en conjonction avec une marée d'équinoxe. Cet évènement très morphogène, avec une érosion de 3 à 5 m au maximum, a initié une nouvelle phase érosive. La tempête Tilo de novembre 2007 a pu générer de fortes houles N-NW en Mer du Nord du fait de son passage très septentrional sur la zone concernée (Figure VII-2 C). La tempête du 10 février 2009, dont la trajectoire dépressionnaire fut finalement très similaire à celle du 1 mars 1990, s'est caractérisée par un

épisode de vents violents de durée plutôt courte (entre 12 et 24 heures de vents forts en Mer du Nord méridionale), frappant la côte de façon assez brutale lors de la conjonction avec la pleine mer. Le fort coup de vent des 18-20 novembre 2008, dont la trajectoire dépressionnaire était pourtant très proche de celle de novembre 2007, n'a pas eu d'impacts aussi importants sur l'ensemble des côtes de Mer du Nord en raison d'une dépression moins creuse et d'un faible coefficient de marée.

La tempête Xynthia de février 2010, dont les effets catastrophiques ont considérablement marqué la côte Atlantique, n'a revêtu de caractère morphogène sur le littoral dunkerquois (à priori peu vulnérable à ce type de trajectoire dépressionnaire) qu'en raison de vents relativement forts et d'une houle formée, en conjonction avec une marée de grande vive-eau (Figure VII-2 C). A titre de comparaison, la violente tempête du 15 octobre 1987, qualifiée alors d'ouragan, n'a eu aucun impact notable sur la façade Nord de la Côte d'Opale malgré son caractère cyclonique et le passage de son centre dépressionnaire relativement proche à l'échelle du bassin Manche-Mer du Nord, tandis que son impact s'est concentré sur les façades françaises et britanniques de la Manche (Figure VII-2 D).

## 1.2 Variabilité spatiale du caractère morphogène des tempêtes sur la région Manche – Mer du Nord

Par l'intermédiaire des trajectoires connues des centres dépressionnaires, il convient donc de **distinguer** d'une part les **tempêtes** qui ont bénéficié d'un **fetch long en Mer du Nord** et peuvent affecter directement (de façon frontale) le littoral dunkerquois, et d'autre part les **tempêtes** dont les **effets** seront plus **importants sur les côtes de la Manche** (Bretagne, Normandie, Cotentin, Pas de Calais), tandis que seule subsiste à Dunkerque la traîne de ces événements. Le croisement des résultats de certaines tempêtes sur Dunkerque avec les impacts recensés sur les côtes de la Manche notamment, permet d'illustrer ce phénomène :

### *1<sup>er</sup> cas : la tempête des 10-12 février 1990*

Sur la côte d'Albâtre, plusieurs études ont souligné l'implication quasi systématique d'un front froid météorologique dans les submersions de tempête (Costa *et al.*, 2004 ; Caspar *et al.*, 2007, 2010). Le passage de la tempête du 3 février 1990, en marée de morte-eau, n'avait pas provoqué de submersion à Etretat, mais néanmoins contribué au déséquilibre du profil de plage et fragilisé le site vis-à-vis de futures tempêtes, le 12 février 1990, par coefficient plus élevé (90) et avec une surcote de 70 cm, la ville d'Etretat fut cette fois ci sévèrement inondée sous l'influence de forts vents d'afflux au passage d'un front froid (Caspar *et al.*, 2010). Cette submersion fut d'ailleurs la première d'une série, puisque d'autres inondations se sont encore produit les 26, 27 et 28 février. A Dunkerque en revanche, aucune submersion de ce type n'a été constatée, car les vents de secteur SSW à WSW parallèles à

légèrement obliques par rapport à l'orientation de la côte, ne constituaient pas des vents d'afflux pour le littoral dunkerquois, bien qu'ils aient été relativement forts (8 à 19 m/s) pendant 60 heures.

### ***2ème cas : 11-12 janvier 1978***

Ce cas représente de remarquables similitudes des situations synoptiques avec la situation précédente. L'influence du front froid sur le niveau d'eau, la pression atmosphérique, la direction et la force du vent, ont conduit à une augmentation considérable de la surcote dans différents ports des côtes de la Manche (La Havre, Dieppe, Boulogne sur Mer) et à Calais (Costa *et al.*, 2005), mais avec cette fois-ci une forte surcote à Dunkerque (1,15 m à PM le 12 janvier) qui a mené à une submersion sévère de la digue de front de mer de Dunkerque-Malo les Bains, des inondations et dégâts importants aux commerces et rues voisines. Des surcotes ont également été observées à Calais lors de cet événement et dans une moindre mesure à Boulogne sur Mer, sur la façade Ouest de la Côte d'Opale. Pirazzoli (*in Costa et al.*, 2005) soulignait le fait que les vents de W-SW virant au N avaient sûrement induit une accumulation des eaux océaniques de surface vers le Pas de Calais (par effet d'entonnoir), responsable de surcotes notables dans les ports de Calais et Dunkerque.

### ***3ème cas : la tempête Johanna de Mars 2008***

Le 10 mars 2008, avec un centre dépressionnaire situé sur l'Irlande, plusieurs submersions locales se sont produites sur les côtes Sud puis Nord de la Bretagne (Cariolet *et al.*, 2010 ; Caspar *et al.*, 2010). Durant la nuit du 10 au 11, les vents ont progressivement pris un caractère de vent d'afflux, passant progressivement de SW à W sur les côtes de Haute-Normandie et celles de Picardie, aboutissant localement à des submersions. Le 11 mars, lorsque la dépression a atteint la Mer du Nord, avec un fort gradient de pression barométrique localisé sur la Manche, des submersions se sont alors produites sur la côte d'Albâtre et à Dieppe en particulier. Le phénomène de submersion, très bien documenté sur les côtes touchées, s'est accompagné d'une érosion importante des cordons dunaires, en Bretagne notamment, qui s'explique par la combinaison d'une forte houle et d'une marée de vive-eau (coeff. 106), engendrant des niveaux d'eau extrêmes à la côte dépassant largement, selon les secteurs, l'altitude du pied de dune (Suanez et Cariolet, 2010).

Les vents supérieurs ou égaux à 8 m/s ont soufflé pendant 4 jours consécutifs d'un large quart SW à la station météorologique d'Ouessant (max. 26 m/s) (Cariolet *et al.*, 2010) et pendant 2 à 3 jours du S-SW en Finistère Nord (max. 22 m/s) (Suanez et Cariolet, 2010). A Dunkerque, avec des vents SW à W toujours persistants et supérieurs à 8 m/s pendant plus de 72 heures, aucun phénomène de submersion n'a été observé, et l'érosion s'est limitée à un fort abaissement du haut de plage, dans la mesure où le niveau d'eau maximal atteint à pleine mer le 12 mars (6,52 m) n'a pas été suffisant pour provoquer une érosion dunaire même sous

l'action des vagues à la côte. En Mer du Nord méridionale, la côte dunkerquoise, située au NE par rapport aux zones les plus affectées par le phénomène de submersion marine, a bénéficié lors de cette tempête de conditions certes dites "de traîne" mais encore très énergétiques. Pourtant, malgré des conditions de marée suffisamment importantes (coefficients 96-89), et donc de potentiels hauts niveaux d'eau, les vents du secteur SW à W n'ont pas représenté de vents d'afflux en mesure de pousser les masses d'eau vers la côte ni causer une forte surcote à pleine mer.

Parmi les 3 cas qui viennent d'être présentés, la trajectoire suivie par les centres dépressionnaires de ces tempêtes montre finalement certaines similitudes ([Figure VII-2 A, B et C](#)) : une orientation tout d'abord vers le SE à ESE avant d'opérer une remontée vers l'ENE ou le N. Sous l'effet d'un fort gradient de pression, les vents d'un large quart SW favorisent la poussée des eaux de l'Atlantique dans le couloir de la Manche et constituent de vrais vents d'afflux sur les côtes françaises de la Manche Orientale en particulier (du fait de leur orientation). En revanche, ces conditions obliques pour le littoral dunkerquois, orienté WSW-ENE, sont moins enclines à générer de fortes surcotes, sauf dans le cas du 12 janvier 1978 où les vents ont finalement viré au N, engendrant des surcotes importantes à Calais et Dunkerque.

### **1.3 Variabilité spatiale du caractère morphogène des tempêtes sur le littoral Est dunkerquois**

Les différentes tempêtes étudiées depuis 2007, ainsi que celles dont on connaît désormais bien les conditions et impacts dans le passé, ont permis de définir **plusieurs "fenêtres" de tempêtes** : sous l'influence de vents frontaux (NW à N), parallèles à subparallèles à la côte (W-SW), ou encore balayant une large façade W à NE ([Figure VII-3](#)).

- (1) Des **coups de vent/tempêtes de secteur N-NW (à NE)**, avec généralement des vents moyens à forts ( $\geq 8$  m/s) persistants jusqu'à 1 journée (février 2009, février-mars 2010) ou 2 jours (11-12 janvier 1978, mars et novembre 2007). Les vents d'afflux relativement forts peuvent toutefois persister jusqu'à près de 3 jours (environ 65 heures) comme en novembre 2008. Ces vents frontaux, caractéristiques de conditions de tempête de Mer du Nord, peuvent causer d'importantes surcotes à la côte, des submersions marines et une érosion importante des cordons dunaires, favorisées par de hauts niveaux d'eau, en conditions de marée de vive-eau.

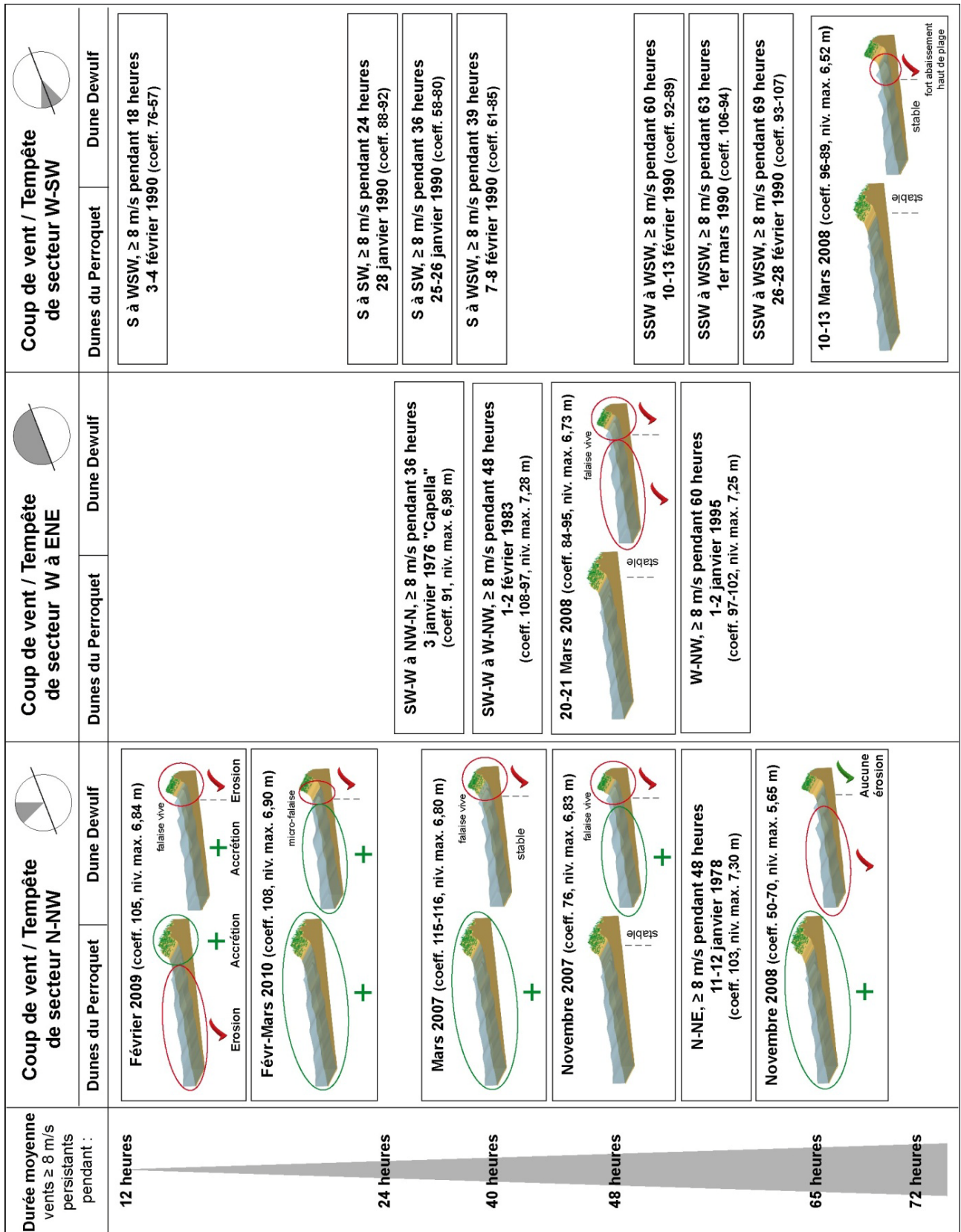


Figure VII-3 Caractère morphogène, à l'échelle événementielle, de différents forçages météorologiques en conditions tempétueuses.



- (2) Des **coups de vent/tempêtes balayant une large fenêtre W à N (parfois ENE)**, suivant des vents plus ou moins obliques par rapport à l'orientation du trait de côte. Ces événements peuvent être de deux types : des vents du quart NW, modérés à forts, et persistants jusqu'à près de 3 jours comme les 1-2 janvier 1995 ; des épisodes courts (moins de 2 jours) virant rapidement du secteur W-SW au secteur W-NW ou N-NW comme ce fut le cas le 3 janvier 1976 et les 1-2 février 1983.
- (3) Des **coups de vent/tempête longitudinaux d'un secteur W-SW (à S-SW)**, pendant 1 à 3 jours (10-13 mars 2008). Ce type de condition a été observé à plusieurs reprises dès le début de l'année 1990, lorsque se sont produits plusieurs épisodes de tempête, durables, avec en final deux derniers événements à fort impact (les 26-28 février et 1er mars) en raison d'un plus grand coefficient de marée. Si ces conditions ne sont pas les plus favorables en termes de vents d'afflux, ces tempêtes de S-SW ont pu être très intenses et "efficaces" sur la côte dunkerquoise du fait de leur plus forte fréquence.

Afin de déterminer quelle est la réponse morphodynamique du profil côtier face aux différents forçages météo-marins rencontrés dans la région, plusieurs campagnes de mesures ont été réalisées dans des conditions énergétiques différentes : calmes à modérément agitées en février 2007, plus énergétiques en novembre-décembre 2009, puis à plusieurs reprises dans le cas de conditions très énergétiques. Des mesures ponctuelles ont ainsi été menées sur chacun de nos deux sites d'étude, lors de coups de vents ou d'événements de tempête entre 2007 et 2010, de façon à comparer les impacts des conditions météo-marines sur ces deux secteurs relativement proches (4 km) mais morphologiquement différents. Ces mesures ont permis de mettre en évidence plusieurs points particuliers.

D'un point de vue purement hydrodynamique, les enregistrements de hauteurs de vagues ont logiquement montré une nette intensification sous l'action de vents modérés à forts, au large comme à la côte. Réfractées par les nombreux bancs tidaux qui jalonnent l'avant côte, à l'Est de Dunkerque, les vagues atteignent généralement les petits fonds et l'estran de façon frontale, en provenance du N-NW. En ce qui concerne les courants, l'analyse des mesures hydrodynamiques a globalement mis en évidence de plus forts courants transversaux vers le large, ainsi que des courants longitudinaux fréquemment intensifiés vers le NE, induisant un transport sédimentaire résiduel plus important le long de la côte pendant ces événements de tempête.

Toutefois, ces observations ont pu être affinées dans le cas de conditions de forçage particulières :

- (1) Les **conditions agitées de secteur N-NW** soulignent également une direction des courants directement liée à celle du vent, avec une intensification des courants vers le

SW, renforçant le jusant, et une composante transversale asymétrique vers le large, favorisant les transits sédimentaires en direction du bas de plage et des petits fonds.

- (2) les **conditions agitées de secteur W-SW** tendent à montrer que la direction des courants est directement liée à celle du vent et que les vitesses moyennes des courants sont nettement intensifiées par le forçage du vent dans les petits fonds comme sur le bas de plage, avec une forte asymétrie de la composante longitudinale vers le NE (en faveur du flot), parfois sans renverse de courant, sans jusant. Dans cette configuration, les transits sableux sont nettement intensifiés le long de la côte, ce qui provoque une intensification du transport résiduel dirigé vers la Belgique.

Depuis 2007, les **mesures topographiques** réalisées **sur nos deux sites d'étude** pendant les événements tempétueux ont permis de mettre en évidence **une grande variabilité spatiale de la réponse morphologique du profil côtier dans ces conditions très énergétiques**. Si une certaine **variabilité intra-site** a été observée ([Chapitre III](#)), du fait de l'extension de nos deux sites d'étude (1200 m le long de la Dune Dewulf et 600 m le long des Dunes du Perroquet), la **variabilité inter-sites** est quant à elle beaucoup plus remarquable. En effet, à quelques exceptions près, sur le site de la Dune Dewulf (à l'Ouest) le profil subit généralement une érosion lors des épisodes tempétueux, en particulier sur le haut de plage et le front dunaire, tandis que sur le site des Dunes du Perroquet (à l'Est) le profil demeure stable ou enregistre une accrétion. L'accrétion parfois constatée sur l'estran du site de la Dune Dewulf suggère une redistribution, dans le profil, du sable érodé sur le front de dune et/ou le haut de plage (en novembre 2007 ; février 2009, février-mars 2010 ; [Figure VII-3](#)), ou une compensation de l'érosion de l'estran par les sables arrachés à la dune (mars 2007). L'ensemble des épisodes tempétueux étudiés depuis 2007 permet en revanche de souligner la stabilité évidente du profil sur le site des Dunes du Perroquet, qui ne subit aucune attaque marine et tend même parfois à gagner du sable (par apports marins et/ou éoliens).

Proches et situés sur une même portion de côte rectiligne, ces deux sites d'étude montrent **une réponse très variable face aux événements tempétueux** que peuvent expliquer plusieurs paramètres : une variabilité spatiale de l'énergie de la houle à la côte (différente sur chacun de ces sites), liée en grande partie à la bathymétrie de l'avant côte (marquée à l'Ouest par la présence d'un banc tidal), une morphologie et une altitude différente du haut de plage et du front de dune, et un transit sédimentaire dominant d'Ouest en Est.

Les variations des courants de marée et du comportement de la houle ont montré que quelles que soient les conditions de vent : (1) la hauteur significative de la houle est toujours plus élevée sur le secteur de la Dune Dewulf (Ouest), marqué par la présence du Banc Hills à l'avant côte, que sur le site des Dunes du Perroquet (Est) ; (2) le Banc Hills ne semble pas

atténuer autant les vagues qu'on pourrait le penser, ni protéger cette portion de côte de l'énergie des houles du large ; (3) la houle est plus dissipée sur le site des Dunes du Perroquet, sans influence du banc Hills, avec une pente de l'avant côte à l'estran plus régulière et plus douce.

Cette **réponse variable de la côte** engendrée par des conditions hydrodynamiques différentes sur les deux sites, a été non seulement observée *in-situ*, attestée par des mesures hydro- et topographiques, mais aussi **vérifiée à l'aide de modèles numériques** mis en place sur le littoral dunkerquois (Chapitre VI). Le modèle **SBEACH** notamment, a permis d'appuyer l'hypothèse selon laquelle les vagues lors de conditions tempétueuses peuvent se reformer entre le Banc Hills et l'estran, du fait de la plus grande profondeur d'eau induite par la présence du chenal de navigation. Le modèle **X-BEACH**, qui a pu être testé sur nos deux sites d'étude, a bien reproduit le fait que pour une même tempête et donc avec des conditions de forçage identiques (au large), la réponse du profil côtier a été différente sur chaque site : une érosion et un recul du trait de côte sur le site de la Dune Dewulf, mais aucune attaque dunaire sur le site des Dunes du Perroquet.

#### 1.4 Variabilité temporelle des phénomènes d'érosion en contexte macrotidal

L'une des principales spécificités de notre littoral d'étude repose sur la grande amplitude des marées, un fort marnage qui contrôle nettement les phénomènes qui s'y produisent. En effet, **le marnage macrotidal joue un rôle important**, non seulement au quotidien avec la double alternance des courants de flot (vers le NE) et de jusant (vers le SW) (et de pleine mer/basse mer), mais aussi à l'échelle événementielle, lorsque se produisent des épisodes de tempête. Outre le fait qu'il existe, comme nous l'avons montré, une variabilité spatiale dans les phénomènes d'érosion, il faut également tenir compte d'**une variabilité temporelle** due à la marée. Dans ces **conditions de marnage macrotidal**, **l'érosion ne peut se produire qu'à marée haute**, c'est pourquoi **les tempêtes ont statistiquement moins de chances d'affecter la côte**. L'intervalle de temps durant lequel les hauts niveaux d'eau (combinés à une surcote et des vents d'afflux) peuvent avoir un effet érosif, est en fait limité à quelques heures consécutives, autour de la pleine mer.

Le **marnage macrotidal** représente finalement **une "chance" en termes de risques actuels et futurs**, sous l'influence des tempêtes le long de la côte étudiée. Ceci est d'autant plus vrai que la marée montante (lors du flot) semble réduire les surcotes, comme l'ont montré notamment [Horsburgh et Wilson \(2007\)](#). Ces auteurs, qui ont observé l'interaction des surcotes avec la marée sur les côtes de la Mer du Nord, ont souligné le fait que les **surcotes résiduelles** maximales ont généralement lieu 3 à 5 heures avant la haute mer (ou parfois 1 à 2 heures avant, dans le cas de surcotes moins élevées) et ont **potentiellement moins de chances**

**de se produire près de la pleine mer**, d'autant plus si l'amplitude de la marée est forte (fort marnage). Ce décalage entre le pic de surcote et la pleine mer a également été constaté à plusieurs reprises lors de l'analyse des événements de tempête sur notre littoral ([Chapitres III et V](#)), notamment en novembre 2007 lorsque une surcote maximale de 2,38 m (record à Dunkerque) a été enregistrée à basse mer, tandis qu'à pleine mer (PM précédente et suivante) des surcotes de 1,20 m ont été mesurées.

De ce fait, les impacts des tempêtes sont ainsi réduits (voire même nuls) lorsque le pic de tempête a lieu en conjonction avec une basse mer. C'est la raison pour laquelle des **événements énergétiques de longue durée** peuvent être **potentiellement plus érosifs**, dans la mesure où ils agissent lors de **plusieurs marées hautes consécutives**. C'est le cas, par exemple, des tempêtes de mars et novembre 2007 durant lesquelles plusieurs pleines mers successives ont été marquées par de hauts niveaux d'eau érosifs, à l'origine d'une forte érosion dunaire et d'un net recul du trait de côte. De plus, l'érosion est d'autant plus favorisée et amplifiée que les hauts niveaux d'eau se produisent lors d'une marée de moyenne/grande vive-eau (26-28 février et 1<sup>er</sup> mars 1990, 1-2 janvier 1995, novembre 2007) ou une marée d'équinoxe (mars 2007) ; tandis qu'en conditions de morte-eau, les impacts sont généralement réduits ou en tout cas différents, dans la mesure où le niveau d'eau potentiellement atteint à pleine mer est plus limité (novembre 2008). La durée n'est ainsi pas le seul critère déterminant dans le phénomène d'érosion, qui dépend aussi du coefficient de marée lors de chaque événement.

Malgré tout, les impacts des deux épisodes les plus longs présentés sur la [Figure VII-3](#) (en novembre 2008 et 10-13 mars 2008) ne sont pas forcément les plus importants. Les effets de ces épisodes énergétiques ont été limités : par le faible coefficient de marée dans un cas, et probablement les conditions de forçage (obliquité des vents du secteur W-SW par rapport à l'orientation de la côte) dans l'autre cas. Ces observations soulignent finalement encore l'étroite correspondance qui existe, dans les processus d'érosion côtière, entre les conditions de marée, la direction et l'intensité des vents ainsi que leur durée d'action.

## **2 Réponse de la côte aux évènements tempétueux : discussion en terme de bilan sédimentaire du court au moyen terme**

Il ressort des conditions tempétueuses une grande variabilité spatiale et temporelle des impacts dus à ces évènements et une réponse morphodynamique différente d'Ouest en Est le long du littoral Est dunkerquois, avec un secteur Ouest globalement plus sensible à l'érosion que le secteur Est, qui connaît davantage une stabilité voire une accrétion. Si la variabilité temporelle de la réponse de la côte dépend avant tout des agents météo-marins en action, sa variabilité spatiale s'inscrit dans un cadre plus général, dans lequel d'autres facteurs comme la morphologie de l'avant côte et le bilan sédimentaire local peuvent jouer un rôle déterminant.

### **2.1 Modèles conceptuels d'évolution appliqués au profil côtier sur le littoral Est dunkerquois**

**A court terme (de quelques heures à quelques jours)**, les mesures ont souligné en particulier deux tendances évolutives le long de la côte (Figure VII-3) :

- (1) à l'Ouest, le site de la Dune Dewulf est plutôt sujet à l'érosion lors des évènements de tempête, avec un abaissement du haut de plage, un recul du front dunaire lorsque les vagues sont en mesure d'atteindre le pied de dune à pleine mer lors de hauts niveaux d'eau, tandis que des gains sédimentaires, plus ou moins importants, sont souvent observés sur la plage.
- (2) A l'Est, le site des Dunes du Perroquet indique plutôt un bilan volumétrique excédentaire lors de ces évènements très énergétiques, grâce à des gains sédimentaires enregistrés sur l'ensemble du profil, de l'estran aux dunes.

Sur **une même façade rectiligne** et de ce fait soumise aux **mêmes forçages météo-marins**, ces **deux sites pourtant proches** (4 km de distance) montrent donc **une réponse morphodynamique bien différente**, à l'échelle événementielle comme pluriannuelle, car si l'un reste épisodiquement sensible aux tempêtes et perd du sédiment, l'autre bénéficie d'apports sableux importants, éoliens comme marins. Les apports enregistrés à l'Est sont largement supérieurs à ceux perdus à l'Ouest, de 2007 à 2010, suggérant de possibles échanges sableux ou apports extérieurs, à partir des petits fonds, qui expliqueraient l'engraissement favorisé à l'extrémité Est de notre secteur d'étude. L'existence d'interactions complexes entre les plages aériennes et sous-marine, qui conditionnent l'équilibre dynamique du rivage, ont été déjà suggérés par *Costa et al. (2005)*, par exemple, mettant en évidence le fait que les évènements morphogènes, qui jouent un rôle fort sur l'érosion à court-terme de la zone intertidale et/ou subtidale, ont également un rôle déterminant, à moyen terme, sur l'équilibre sédimentaire des plages, par l'apport de sédiments sableux des petits fonds

(Aagaard *et al.*, 2004 ; Héquette et Aernouts, 2010) ou suite à l'érosion du cordon dunaire (Maspataud *et al.*, 2009 ; Suanez et Cariolet, 2010).

De façon à comprendre l'évolution du profil côtier, d'une échelle événementielle à saisonnière et pluriannuelle, sur un site à bilan sédimentaire stable (Dune Dewulf, épisodiquement en érosion lors d'épisodes météo-marins énergétiques) et un autre à budget sédimentaire équilibré à positif (Dunes du Perroquet), deux **modèles conceptuels d'évolution simplifiés** sont proposés (Figure VII-4 ; Figure VII-5).

Sur un secteur côtier globalement en déficit sédimentaire sous l'influence d'épisodes tempétueux ponctuels, du court au moyen terme, l'exemple du **site de la Dune Dewulf** (Figure VII-4) montre qu'à partir d'un état initial tel que celui du début d'année 2007 (stade A1), un premier événement érosif a permis d'enclencher un processus d'érosion (A2) sous l'influence de hauts niveaux d'eau à pleine mer (supérieurs ou égaux à l'altitude du pied de dune) et de fortes vagues à la côte. De ce premier épisode érosif résulte un état dit post-tempête (A3) avec un abaissement significatif du haut de plage ainsi qu'un front dunaire entaillé en falaise vive où, localement, se produisent des glissements et réajustements de pente de l'escarpement. Si un nouvel événement tempétueux se produit dans des conditions favorables à une nouvelle attaque marine (A4b), une nouvelle érosion du front dunaire et un recul du pied de dune se produisent, vers un retour à un stade "A3 + recul du trait de côte".

En revanche, si pendant une période donnée aucune érosion ne se reproduit, c'est-à-dire si aucun haut niveau d'eau n'est en mesure d'atteindre le pied de dune (sans vagues suffisamment énergétiques ou à cause de conditions de morte eau) (A4a), le profil entre dans une phase appelée phase post-érosive (*post-storm recovery*). Pendant cette phase post-érosive, des apports éoliens vont pouvoir se faire sur le haut de plage entraînant une surélévation de l'altitude du pied de dune par fossilisation partielle (B1). Si un événement tempétueux a lieu après une phase post-érosive relativement courte (B2b), ou si les apports sableux déposés en pied de dune sont plutôt réduits, le début de cicatrisation post-tempête opéré est réduit à néant et le profil rejoint un stade "A3 + recul du trait de côte".

Si la période post-érosive peut se prolonger sans qu'aucun potentiel haut niveau d'eau érosif ne se produise (B2a), les apports éoliens peuvent être suffisamment importants, et/ou accompagnés de réajustements de la pente du versant dunaire, et entraîner un net réengraissement du pied de dune (C1). Dans cette configuration les hauts niveaux d'eau atteints lors d'une nouvelle tempête pourront plus difficilement atteindre le pied de dune (plus haut) et l'érosion peut dans ce cas se limiter à une micro-falaise (C3). Dans le cas où plusieurs marées hautes successives ou une tempête très violente pourraient affecter un profil de stade C1, il est possible d'envisager un retour soudain à un profil entaillé en falaise vive (A3).

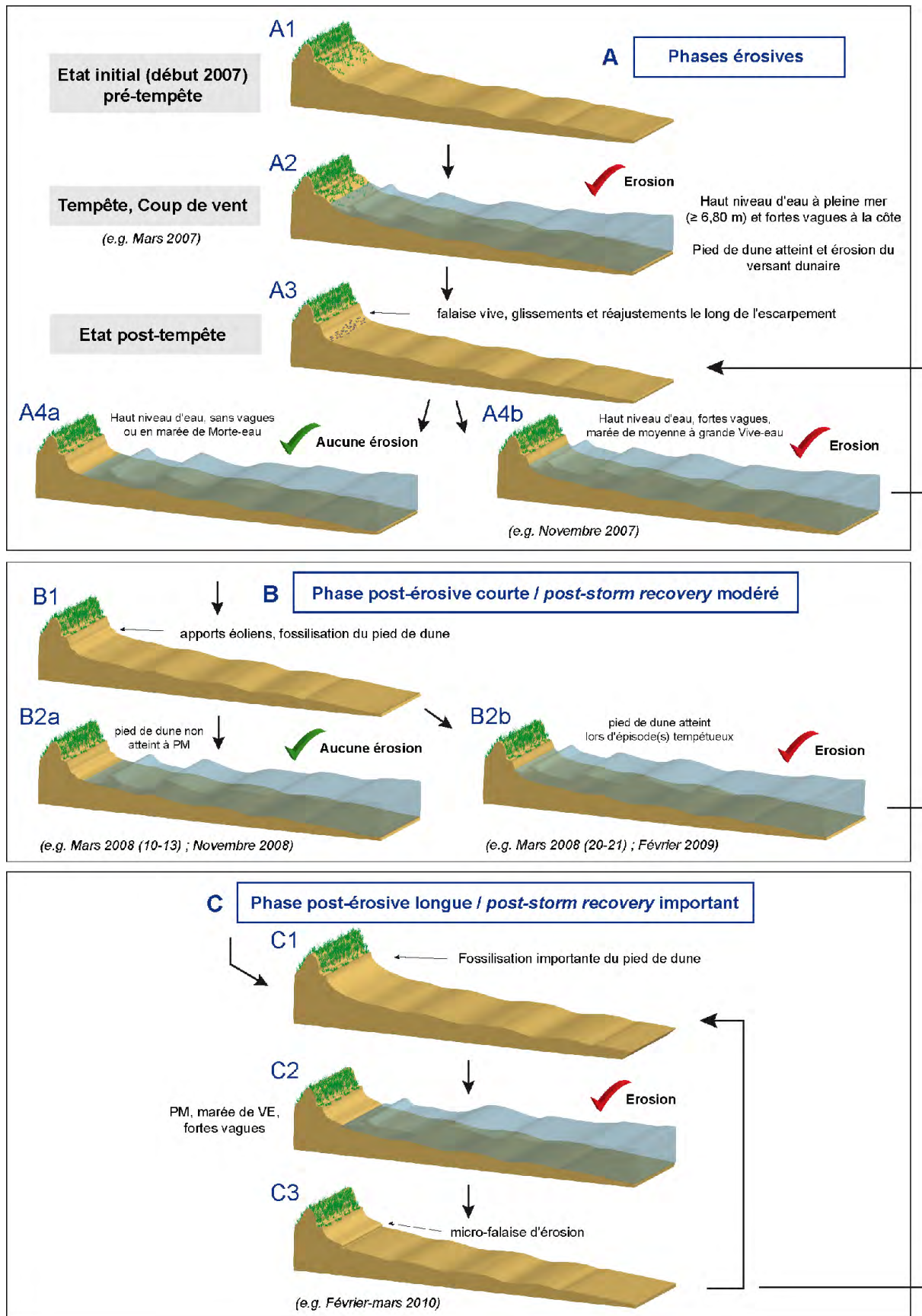
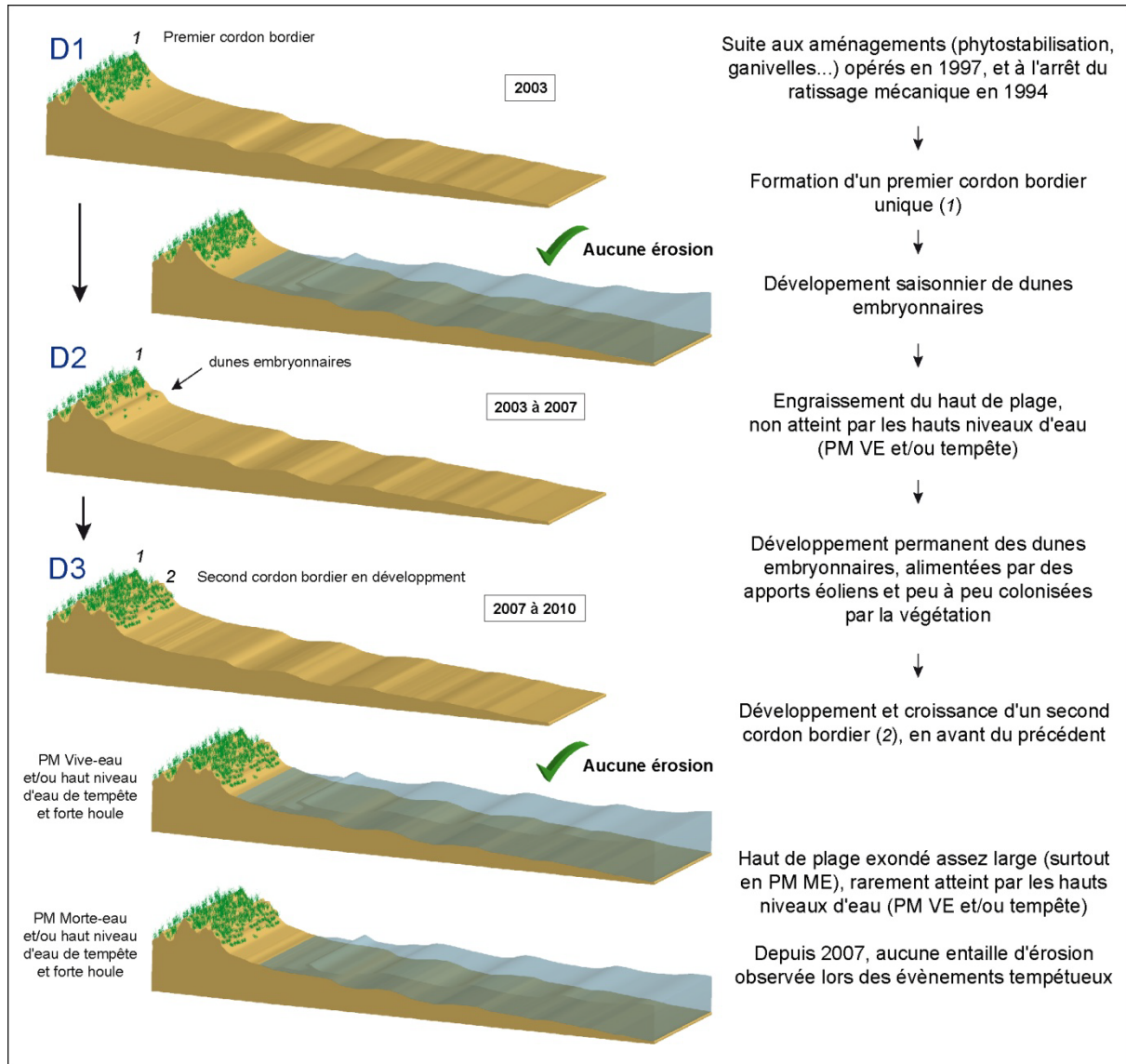


Figure VII-4 Modèle conceptuel d'évolution d'un secteur côtier en érosion : l'exemple du site de la Dune Dewulf.

Sur un secteur côtier à budget sédimentaire équilibré à positif, du court au moyen terme, l'exemple du **site des Dunes du Perroquet** montre une évolution nettement différente et finalement beaucoup plus simple (Figure VII-5).



**Figure VII-5** Modèle conceptuel d'évolution d'un secteur côtier en accumulation (budget sédimentaire équilibré à positif) : l'exemple du site des Dunes du Perroquet.

Suite aux aménagements réalisés par les gestionnaires à partir de 1997, en retrait par rapport au trait de côte, un cordon dunaire (n°1, stade D1) s'est mis en place bien au-delà du niveau des plus hautes mers. Puis, du fait d'une accréation importante du haut de plage (et l'arrêt du ratissage mécanique des laisses de haute mer en 1994), des dunes embryonnaires ont pu se développer, d'abord de façon saisonnière puis de façon plus permanente dans la mesure où elles n'ont quasiment jamais été atteintes à pleine mer par de hauts niveaux d'eau. De 2003 à 2007, ces dunes embryonnaires se sont nettement accrues et ont évolué vers la formation



d'un cordon bordier embryonnaire (n°2) en avant du précédent (D2 à D3). Depuis 2007, le suivi topographique a mis en évidence une croissance de ce nouveau cordon bordier (gain en altitude et avancée sur le haut de plage) (D3). Grâce à un haut de plage plus élevé que sur le site de la Dune Dewulf, des apports sableux réguliers viennent alimenter le système dunaire sans qu'aucune érosion ne se produise lors des événements de tempête.

**En bilan, de l'échelle saisonnière à pluriannuelle (quelques mois à plusieurs années),** le suivi topographique et l'analyse des bilans volumétriques laissent apparaître une évolution toujours aussi contrastée d'Ouest en Est, après 2 ans et demi de mesures :

- (1) Le site de la Dune Dewulf enregistre une perte moyenne de l'ordre de  $1 \text{ m}^3/\text{m}$  de sable sur le front dunaire et le haut de plage, tandis que la plage affiche une relative stabilité sur l'ensemble du site. Caractérisé par une nette variabilité à la fois dans le temps et dans l'espace, ce site montre un bilan volumétrique moyen négatif entre 2007 et 2010, mais tend à montrer une relative stabilité à moyen-terme, grâce à des phases de cicatrisation post-tempête d'autant plus efficaces qu'elles sont longues dans le temps.
- (2) Le site des Dunes du Perroquet enregistre des gains sédimentaires importants ( $> 20\text{-}36 \text{ m}^3/\text{m}$ ) de la plage à la dune bordière, réguliers dans le temps et nettement croissants d'Ouest en Est.

Ce type d'évolution contrastée, à court comme à moyen terme, sur une même portion de côte n'est pas un cas isolé en France ni en Europe occidentale. Dans la région Nord-Pas-de-Calais, d'autres secteurs côtiers réagissent de façon similaire à court terme, notamment en baie de Wissant (Sedrati, 2006), mais aussi sur un laps de temps plus long (à l'échelle pluridécennale) (Aernouts et Héquette, 2006). En Mer Baltique, les travaux de Schwarzer *et al.*, (2003), Labuz (2005) et surtout Labuz et Kowalewska-Kalkowska (2010) montrent par exemple une réponse très similaire de la côte Ouest polonaise (*Swina Gate Sandbar, Pomeranian Bight*) avec, à quelques kilomètres de distance, des sites qui répondent différemment aux épisodes tempétueux, à l'échelle d'un événement comme sur plusieurs années.

## 2.2 Tendances évolutives à moyen terme, appliquées au couple dune/plage

Le concept de bilan sédimentaire appliqué au couple dune/plage proposé par Psuty (1992) semble plutôt bien adapté pour définir les différents stades évolutifs de nos sites d'étude. Ce modèle de formation et d'évolution des dunes bordières repose sur la notion de bilan sédimentaire de la plage et de la dune. Si dans les modèles proposés le profil dune/plage a été schématiquement regroupé en une seule entité (Figure VII-4 ; Figure VII-5), Ruz (2004)

rappelait que ce profil se subdivise pourtant en plusieurs composantes ou entités indépendantes qui possèdent chacune son propre bilan sédimentaire, et qui sont en interaction.

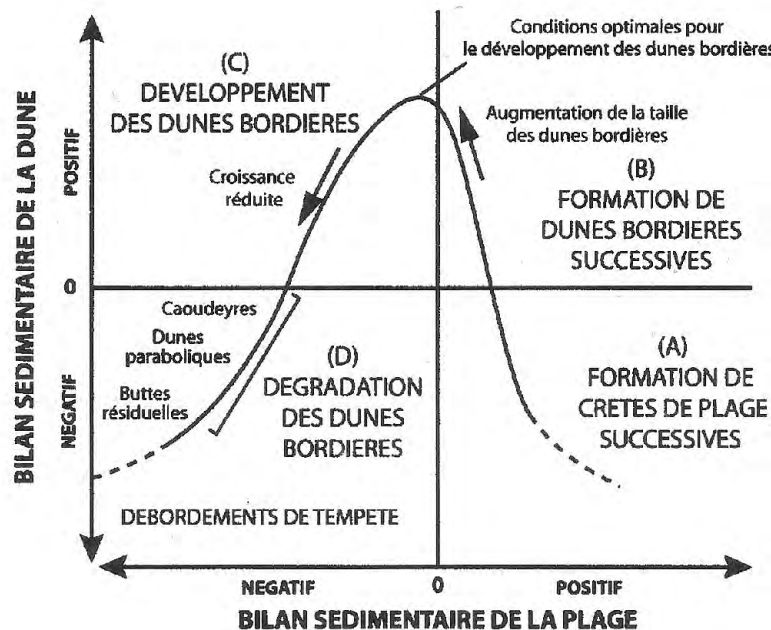
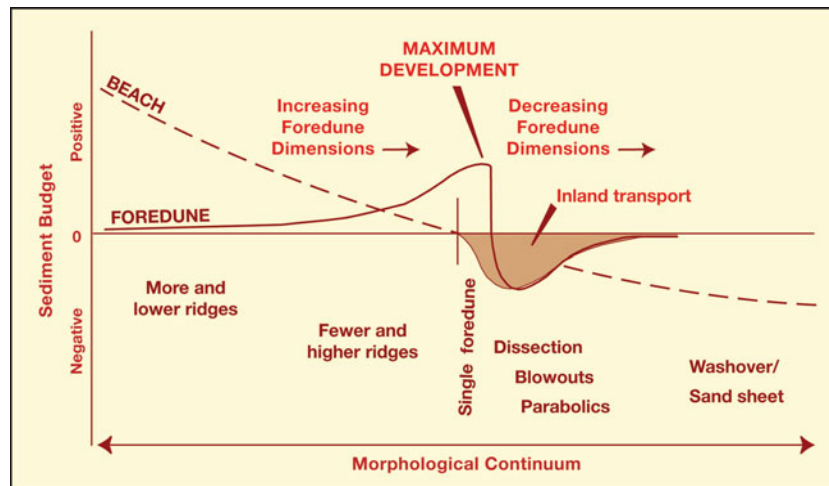


Figure VII-6 Modèle de formation et d'évolution des dunes bordières en fonction du bilan sédimentaire de la plage et de la dune (traduit de Psuty (1992) dans Ruz (2004)).

Si l'on se base sur ce modèle, il semble évident que le cordon dunaire des Dunes du Perroquet se situe dans le scénario (B) décrivant une situation où le bilan sédimentaire de la plage et de la dune sont tous les deux positifs. Dans ce contexte, Psuty (1992) souligne l'existence de conditions propices à l'édification de dunes bordières successives au fur et à mesure de la progression du rivage vers le large. Cette disposition rappelle bien l'évolution morphologique décrite précédemment (stades D1 à D3 ; Figure VII-5). En revanche, ce modèle ne permet pas de replacer de façon juste le cordon dunaire de la Dune Dewulf parmi les 4 stades proposés (entre les stades C et D). En effet, à court terme, le bilan sédimentaire de la plage peut être négatif, stable ou positif à l'issue des épisodes tempétueux, mais à l'échelle saisonnière à pluriannuelle, ce bilan est en moyenne globalement stable sur l'ensemble du site. Si le site de la Dune Dewulf présentait un bilan sédimentaire à la fois négatif pour la plage et la dune, cette dernière serait également excavée par des cuvettes de déflation, peu à peu démantelée, et les buttes résiduelles persistantes seraient à leur tour détruites par les tempêtes (stade D de Psuty), ce qui n'est absolument pas le cas actuellement sur ce site.

A moyen terme, à partir de l'étude des photographies aériennes disponibles depuis 1957, le scénario (D) de Psuty (1992) peut localement se retrouver dans les secteurs de dunes très dégradées (par exemple avant 1963-1970) (Clabaut *et al.*, 2000). La végétalisation

progressive ou des aménagements plus récents ont localement permis la formation d'une dune bordière (scénario (B)), mais pas nécessairement de plusieurs cordons bordiers (Dune Dewulf). A cet égard, la seconde version du modèle de Psuty permet de mieux replacer le cordon de la Dune Dewulf, avec un bilan sédimentaire de plage stable, un cordon bordier unique et à (ou proche de) son développement maximum (Psuty, 2004, 2010).



**Figure VII-7** Relation conceptuelle entre le budget sédimentaire de la plage, la dune bordière et la séquence de développement de ce cordon bordier (Psuty 2004).

Le modèle proposé par Hesp (2002) semble mieux adapté pour resituer localement, à court et à plus long terme, la tendance évolutive de certaines portions de côte (Figure VII-8). Ce modèle est basé sur la morphologie de la dune bordière et sur la densité du couvert végétal, en synthétisant différents modèles conceptuels et classifications publiés jusqu'alors, comme les classifications de Short et Hesp (1982), Hesp (1988), ou Carter (1988, p.314) permettant d'identifier différents stades morphodynamiques et morpho-écologiques.

Les stades 1, 2, 3 du modèle peuvent correspondre à des côtes stables ou en accumulation et décrivent bien l'évolution constatée le long des Dunes du Perroquet depuis une dizaine d'années. Le stade 3 peut quant à lui correspondre à la situation de la Dune Dewulf. Les stades 4 et 5 décrivent une dégradation progressive des dunes (caoudeyres, buttes résiduelles), ce qui n'est pas le cas ici, ils ne correspondent même à aucun stade connu sur notre littoral d'étude. Actuellement, le cordon dunaire de la Dune Dewulf correspond de façon épisodique au stade D du modèle de Hesp avec une érosion en falaise (ou micro-falaise) par les vagues de tempête (Figure VII-8). Si ce modèle offre une perspective évolutive, en revanche, comme il ne prend pas en compte le rôle des interventions anthropiques sur la morphologie des dunes bordières (Ruz, 2004), et ne s'applique bien souvent qu'une portion de côte bien localisée, en tout cas sur le littoral dunkerquois.

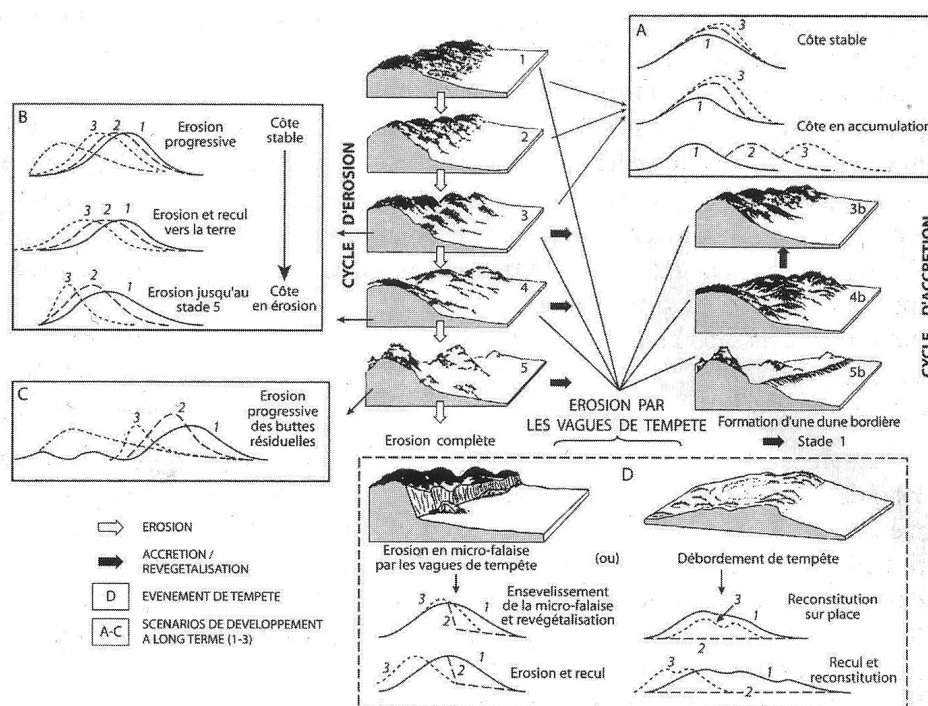


Figure VII-8 Modèle d'évolution, simplifié d'après Hesp (2002), dans Ruz (2004).

### 2.3 Tendance évolutive sur l'ensemble du littoral Est dunkerquois du court au moyen terme

Sur une échelle pluriannuelle à pluridécennale (de 5-10 ans à 53 ans), l'analyse a montré des **fluctuations** plus ou moins grandes du **trait de côte**, malgré une apparente fixation (par végétalisation) et linéarisation du littoral Est dunkerquois. Les rythmes d'évolution, calculés à partir de séries de photographies aériennes et de levés GPS de la position du trait de côte, soulignent une plus forte mobilité du trait de côte à l'Ouest et à l'Est du secteur d'étude, tandis que la partie centrale témoigne d'une mobilité bien plus réduite. En 53 ans, plusieurs tendances se dégagent de cette étude : un secteur en érosion à l'Ouest (Dune Dewulf) où le recul net du trait de côte atteint - 45-50 m soit un recul moyen de - 0,33 m/an, un secteur central stable (Dune Marchand) marqué par une faible évolution (- 0,05 m/an) voire même une légère avancée du trait de côte vers la mer, un secteur Est (Dunes du Perroquet) en nette accumulation avec une avancée importante de l'ordre de 45 m (+ 0,35 m/an) du trait de côte vers la mer. Il faut noter que le recul moyen enregistré sur le secteur de la Dune Dewulf reste assez faible comparé au recul de nombreuses plages sableuses dans la région (Clabaut *et al.*, 2000 ; Aernouts et Héquette, 2006 ; Chaverot, 2006) .

Le caractère non constant de cette évolution a également été souligné, du fait d'une **variabilité dans le temps des rythmes d'érosion/accumulation**, ce qui traduit une **grande variabilité à la fois spatiale et temporelle dans l'évolution du littoral Est dunkerquois**.

En effet, si la période 1957-1971 a été globalement marquée par une phase d'accumulation moyenne (avec une alternance de zones en érosion/accrétion), à partir de 1971 l'érosion s'est peu à peu étendue le long du littoral étudié avant de se généraliser à l'ensemble du trait de côte de 1983 à 1994. La période qui a suivi a été marquée par une relative stabilité du littoral entre 1994 et 2005, malgré quelques interventions anthropiques à l'origine d'une accrétion locale aux extrémités Est et Ouest de notre secteur d'étude. Depuis 2005, la période récente reflète assez bien l'évolution mise en évidence sur le court terme avec une moitié Ouest épisodiquement sensible à l'érosion lors des événements de tempête, alors que le secteur Est demeure moins vulnérable et tend à accumuler du sédiment à court comme à moyen terme.

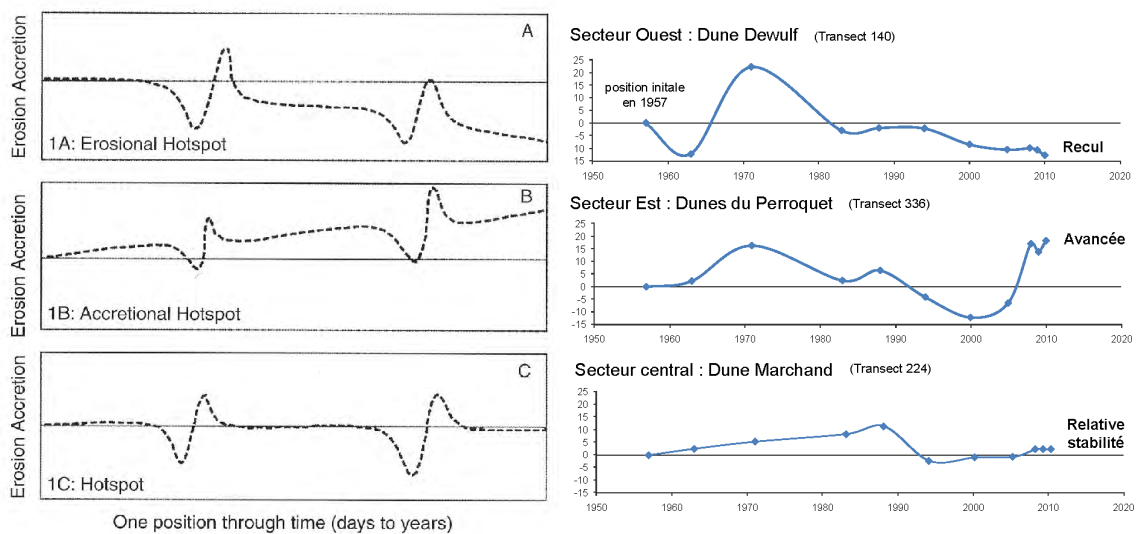
**A court terme (sur la période récente de 2007 à 2010) comme à moyen terme (depuis 1957)**, les variations dans le bilan sédimentaire des deux sites d'étude suggèrent une **évolution** qui s'apparente à celle d'une **cellule littorale** (May et Tanner, 1973 ; Carter, 1988). En effet, la question du budget sédimentaire est cruciale en matière d'évolution des côtes meubles, et le bilan sédimentaire (entrées et sorties / gains et pertes) est établi au sein de ce qu'on appelle une cellule hydro-sédimentaire ou littorale. Une **cellule littorale** correspond à une section de côte comprenant une zone "source", c'est-à-dire un secteur en érosion (où le trait de côte recule) et à l'aval de la dérive littorale une zone "puits", en nette accumulation, où le sédiment se dépose et s'accumule. Cette idée a déjà été évoquée ici, en constatant que la partie Ouest et notamment le site de la Dune Dewulf tend à perdre du sable lors des épisodes tempétueux (i.e., une "source" de sédiment), tandis que le site des Dunes du Perroquet en gagne (i.e., "un puits"). Cette observation est d'ailleurs valable à l'échelle saisonnière également, dans la mesure où le secteur des Dunes du Perroquet est en nette et constante accumulation sur le moyen terme (et pas nécessairement systématiquement à court terme, e.g. l'érosion de la plage en février 2009).

Comme nous venons de le voir, à moyen terme, les **variations temporelles de l'évolution du trait de côte ont été mises en évidence au cours de 5 périodes d'étude**, d'une durée de 5 à 14 ans. La comparaison notamment de la période 1957-1971 (reconstitution du cordon dunaire) avec les périodes 1971-1983 et 1983-1994 tend à montrer une extension progressive puis une généralisation de l'érosion d'Ouest en Est, suivie d'une phase de stabilité entre 1994 et 2005. Sur la période récente, depuis 2005, l'érosion (épisode) localisée à l'Ouest contraste de nouveau avec un secteur en nette accumulation à l'Est. Cette éventuelle mobilité des zones d'érosion/accrétion peut suggérer une évolution des limites de la cellule littorale, dans le temps mais aussi dans l'espace, à moyen terme. Prouver la véracité de cette hypothèse de "cellule littorale" reviendrait à être capable d'en définir le rythme et la chronologie, ce qui n'est pas encore le cas, et ce qui rendu plus complexe par

l'influence que représentent aussi la bathymétrie et les forçages météo-marins dans l'évolution du trait de côte à l'échelle pluridécennale.

L'érosion épisodique causée, à court terme, par les événements morphogènes est, comme nous l'avons montré dans cette étude, généralement suivie par une phase de cicatrisation post-tempête. Cette cicatrisation ou récupération des volumes sableux érodés peut être partielle ou complète. Mais dans notre cas, sur le site de la Dune Dewulf, le recul du front dunaire provoqué par attaque marine reste irréversible, même si la plage et le pied de dune peuvent récupérer du sédiment par apports éoliens ou marins, en période post-érosive. Finalement, malgré ces rebonds "érosion/accrétion" locaux, le trait de côte montre une érosion résiduelle à l'échelle pluriannuelle et à moyen terme. Ce qui ressemble fortement au **comportement de "point chaud érosif" (*erosional hotspot*)** mis en évidence notamment par McNinch (2004) et List *et al.* (2006) sur la côte Est américaine (Figure VII-9).

Ces auteurs, tout comme Benton *et al.* (1997) et Hobbs *et al.* (1999), ont souligné la corrélation spatiale qui semble exister entre l'emplacement des zones d'érosion et la bathymétrie à l'avant côte (présence de barres obliques, dans leur cas), ainsi qu'avec l'emplacement de ces *hotspots* érosifs à plus long terme.



**Figure VII-9** Représentation schématique de la notion de *hotspot*, variation temporelle du trait de côte en un point donné (Mc Ninch, 2004) et évolution du trait de côte à l'échelle pluridécennale à l'Est de Dunkerque sur 3 secteurs représentatifs.

Ces *hotspots* érosifs correspondent à des sections de côte qui montrent des rythmes d'érosion significativement plus forts que les secteurs voisins, ils peuvent se produire de façon éphémère et leur localisation semble pouvoir changer d'une tempête à l'autre ou évoluer dans le temps, sur des échelles temporelles et spatiales variant de quelques jours à

plusieurs décennies et de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres (McNinch, 2004). Si le littoral étudié se limite à 7 km, l'évolution du secteur de la Dune Dewulf ressemble fortement au scénario 1A de la Figure VII-9, avec une érosion résiduelle à moyen terme, tandis que le secteur des Dunes du Perroquet marqué par une avancée du trait de côte s'apparente plus au scénario 1B. Le secteur central du littoral Est dunkerquois (Dune Marchand), localement sensible à l'érosion lors des tempêtes, reste étonnamment stable à moyen terme et correspond davantage au scénario 1C. Comme le souligne Anthony (2009), des zones caractéristiques de *hotspot* érosifs restent généralement associées avec des instabilités du trait de côte, ou peuvent résulter d'une accélération des courants longitudinaux et d'une augmentation des transports sédimentaires potentiels.

### **3 Réponse de la côte face aux forçages météo-marins à grande échelle**

#### **3.1 Quelle corrélation entre la NAO et les phases morphogènes sur les côtes du nord de la France ?**

Beaucoup de travaux ont, depuis plusieurs années, mis en évidence le lien qui existe entre la fréquence des tempêtes et les périodes de haute activité cyclonique hivernale au-dessus de l'Atlantique (Rogers, 1984, 1990 ; Alexandersson *et al.*, 1998, 2000 ; Pinto *et al.*, 2009). D'autres études ont démontré que l'**Oscillation Nord Atlantique** (ONA, ou **NAO** pour *North Atlantic Oscillation*), un phénomène atmosphérique et océanique qui agit à une très grande échelle à la fois de temps et d'espace, serait en grande partie responsable des variations climatiques hivernales, saisonnières voire décennales, dans la mesure où cette NAO gouverne directement l'évolution des vents d'Ouest au-dessus de l'Europe et de l'Atlantique Est (Kutzbach, 1970 ; Hurrell, 1995 ; Hurrell *et al.*, 2001 ; Lozano *et al.*, 2004 ).

Les deux régimes relatifs à la NAO, définis notamment par Hurrell (1995), Uppenbrink (1999) et Visbeck *et al.* (2001) sont : (1) **un régime de NAO positive (NAO +)**, avec un gradient de pression sur l'Atlantique plus important que la normale, qui provoque une **accélération des vents d'Ouest à Sud-Ouest** et s'accompagne de **tempêtes hivernales et coups de vent plus fréquents et violents** sur l'Europe septentrionale (Royaume-Uni, Scandinavie...) et la moitié Nord de la France ; et (2) **un régime de NAO négative (NAO -)**, avec un champ de pression plus relâché sur l'Atlantique, une **baisse notable des vents d'Ouest** et des **tempêtes plus rares**, du fait d'un dynamisme beaucoup moins marqué qu'en cas de NAO +. Plusieurs auteurs s'accordent à souligner une variabilité décennale de la NAO surimposée à une variabilité interannuelle (Uppenbrink, 1999), particulièrement prononcée depuis 1950, bien que les causes d'une telle variabilité sur l'Atlantique ne soient pas claires (Hurrell, 1995).

Il est légitime de se demander **quelle influence pourrait représenter la NAO sur la variabilité climatique sur le littoral dunkerquois**. Dans quelle mesure la **NAO** peut-elle jouer un **rôle sur la dynamique côtière**, par l'intermédiaire des **modifications des forçages météo-marins** ?

Cette influence a déjà été évoquée dans la région, notamment par Vasseur et Héquette (2000) et Chaverot *et al.* (2008), sans toutefois mettre en évidence de lien direct. Les auteurs s'accordent néanmoins tous sur un fait : il ressort très nettement que la période 1982-1994, qui correspond à une période de NAO +, coïncide avec la période d'augmentation du nombre d'évènements tempétueux, alors que la période antérieure, moins tempétueuse, correspond à une période de NAO -. Les hivers les plus tempétueux (1982-83, 1989-90, 1994-95, 1995-96) correspondent bien à un indice NAO +. En revanche, la période tempétueuse des années 1970,



marquée par une forte fréquence de vents forts à Dunkerque, ne correspond pas à de fortes valeurs de l'indice NAO. Comme nous l'avons suggéré précédemment, la fréquence importante de vents forts enregistrés dans les années 1970 pourrait s'expliquer par la forte inertie des capteurs utilisés avant les années 1970, qui auraient eu pour conséquence une surestimation des vitesses de pointe, de l'ordre de 5% par rapport aux capteurs actuellement utilisés à Météo France (Drevet, 2002). Chaverot (2006) avait par ailleurs constaté que les observations faites à Boulogne sur Mer, avec une position géographique ouverte aux influences atlantiques, montraient une meilleure corrélation avec l'indice NAO que Dunkerque, moins sensible aux influences d'Ouest.

Après avoir mis en évidence dans notre étude les variations des conditions météorologiques au cours des 53 dernières années, et mis en relation ces forçages avec l'évolution du trait de côte à moyen terme, il semblait intéressant de mettre finalement en parallèle les phases d'évolution du littoral Est dunkerquois (avancée/recul) avec les différentes phases de l'indice NAO (+/-) (Figure VII-10). Deux périodes se distinguent nettement sur les 60 dernières années : une phase moyenne de NAO négative de 1950 à 1973 avec, sur une vingtaine d'années, une alternance de périodes décennales qui privilégient donc plutôt les phases négatives ; puis, de 1973 aux années 2000, une phase moyenne de NAO positive sur une période de 20 à 30 ans durant laquelle un indice NAO + élevé prédomine nettement, et avec une magnitude sans précédent dans les enregistrements, malgré quelques interruptions ponctuelles.

Plusieurs tendances semblent se dégager de la Figure VII-10 (A et B) :

- La période **1957-1971**, marquée par une **phase moyenne d'accumulation** le long du littoral étudié, correspond assez nettement avec une **phase de NAO négative**, donc caractérisée par des tempêtes plus rares.
- De **1971 à 1983**, l'érosion qui s'est peu à peu étendue le long du littoral, tandis que l'indice NAO a été marquée par une majorité de **phases de NAO positives**.
- L'érosion généralisée à l'ensemble du littoral Est dunkerquois de **1983 à 1994** coïncide totalement avec les **plus forts indices NAO**. De plus, sur une échelle spatiale assez grande, la phase de NAO + générale au cours des années 1980-1990 semble correspondre à une **augmentation de la fréquence de dépressions très creuses (< 950 hPa) au dessus de l'Atlantique Nord et de l'Europe occidentale (Figure VII-10 C)**. Les années 1990 en particulier, marquées par des indices NAO + et réputées tempétueuses, sont bien associées à une recrudescence de dépressions assez creuses au-dessus de cette zone, ce qui suggère que la fréquence (évoquée) des épisodes dépressionnaires est la plus à même d'expliquer l'érosion prononcée mise en évidence sur notre littoral dans les années 1990. Il faut également noter que pendant

cette phase d'érosion généralisée, l'analyse des vents à Dunkerque a montré non seulement une **nette prédominance des vents du secteur S-SW**, mais aussi une **plus grande fréquence des vents d'une fenêtre N à NNE** par rapport aux autres périodes étudiées (Figure V-37, Chapitre V). C'est également au cours de cette période de 1983 à 1994 qu'un **plus grand nombre d'évènements de longue durée du secteur N** (avec des vents moyens à forts pendant plus de 48 heures et même 72 heures), a été identifié (Figure V-45, Chapitre V), en comparaison avec la période 1994-2005 marquée par une relative stabilité du trait de côte.

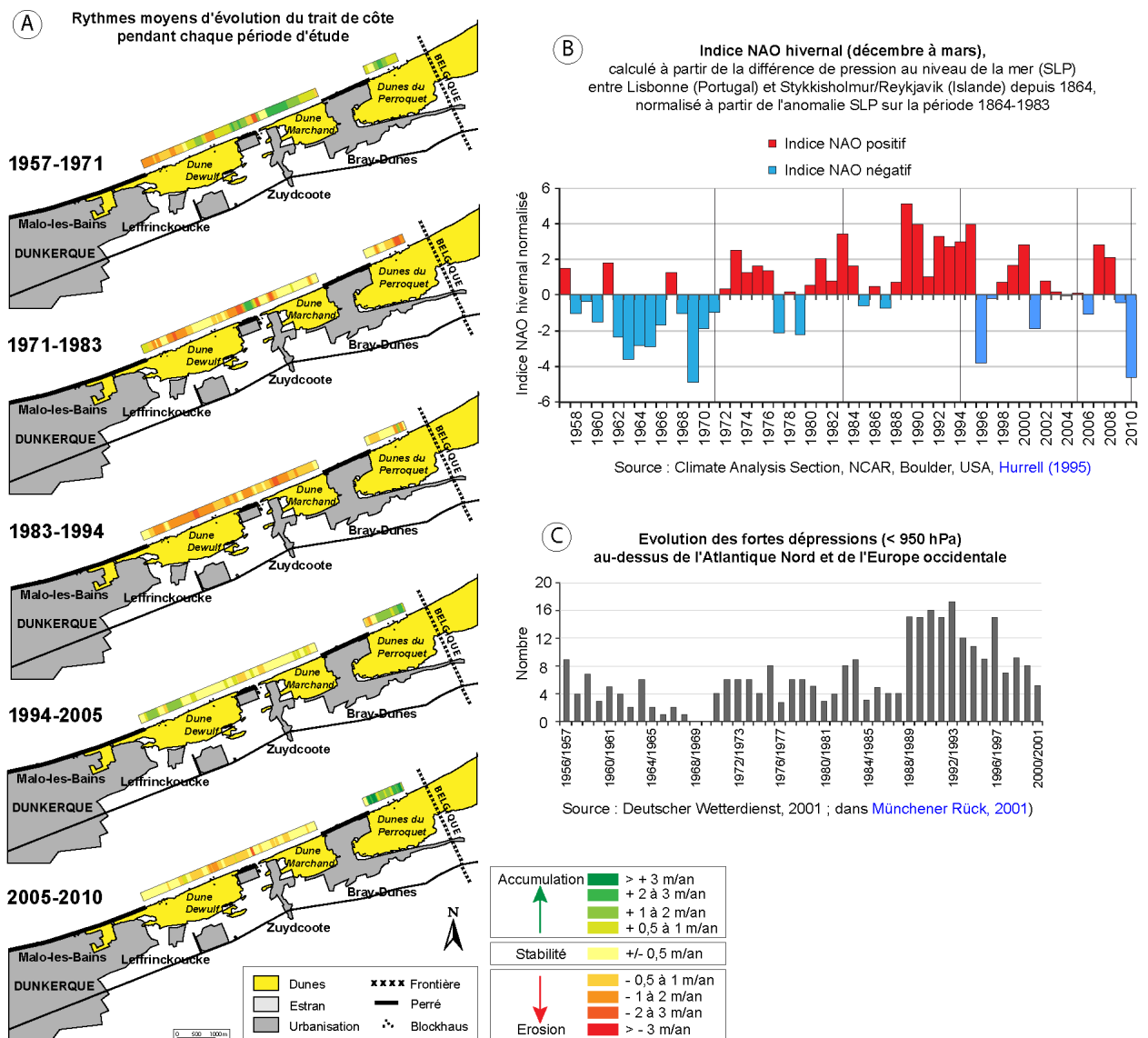


Figure VII-10 Evolution (A) du trait de côte à l'Est de Dunkerque, (B) de l'indice NAO hivernal (décembre à mars) et (C) de la fréquence des fortes dépressions au dessus de l'Atlantique Nord et de l'Europe occidentale, au cours des 53 dernières années.

- La période suivante, de **1994 à 2005**, a été marquée par une **relative stabilité du trait de côte**, tandis que les fluctuations de l'**indice NAO, plus faible**, ne montrent pas de tendance claire.
- La **période récente, depuis 2005**, marquée par une érosion épisodique à l'Ouest (de l'ordre de -1 m/an lors des évènements de tempête) et une forte accumulation à l'Est, est très réduite et probablement trop courte pour dégager une tendance significative quant à l'évolution du trait de côte et des fluctuations de la NAO.

Sachant que les vents agissent directement sur la houle et peuvent générer de fortes surcotes (selon leur intensité et leur direction), la fréquence ainsi que la trajectoire des épisodes dépressionnaires au dessus de l'Atlantique Nord-Est et de l'Europe occidentale, partiellement régulée par l'Oscillation Nord Atlantique, semble représenter un facteur essentiel contrôlant non seulement le régime des vents, des houles, celui des tempêtes, mais peut-être aussi les cycles d'érosion/accréation, de l'ordre d'une vingtaine d'années, constatés sur le littoral dunkerquois. La **grande variabilité temporelle** mise en évidence sur les 5 périodes d'étude reste liée à la propre **variabilité des forçages météo-marins**, comme le régime des vents, mais la comparaison entre 1957 et 2010 de l'indice NAO avec les fréquences de vents forts, et donc potentiellement morphogènes, n'est pas probante. En effet, la période des années 1970 marquée par plus de vents forts ne correspond pas aux plus grands indices NAO ni à la plus forte érosion du littoral.

Malgré cette apparente corrélation entre les fluctuations climatologiques et les variations du trait de côte à moyen terme, il ne faut pas oublier qu'en **milieu macrotidal** les **phénomènes d'érosion** ne peuvent se produire que **lorsque de hauts niveaux d'eau sont atteints à marée haute**. Malgré les lacunes marégraphiques qui existent sur Dunkerque, les années d'indice NAO +, 1980-1995 en particulier, ont sûrement été des années marquées par plus de hauts niveaux d'eau, en raison de tempêtes plus fréquentes et/ou plus violentes. Ceci pourrait expliquer la généralisation de l'érosion constatée pendant cette période, dans la mesure où de hauts niveaux d'eau sont indispensables pour qu'une érosion dunaire se produise.

L'évolution du littoral Est dunkerquois n'est pas un cas isolé et mérite d'ailleurs d'être mise en parallèle avec l'évolution similaire d'autres sites côtiers du Nord-Pas-de-Calais pendant la même période d'étude. [Chaverot et al. \(2008\)](#) notamment, ont montré qu'en baie de Wissant l'érosion, à l'échelle de la baie, a été plus forte de 1989 à 1993 en comparaison avec les périodes précédentes et suivantes. Les auteurs ont également montré qu'à l'Est de Calais, où la tendance était plutôt à l'accrétion, un recul notable du trait de côte s'est produit entre 1977 et 1993. Sur le secteur situé entre Sangatte et Calais, déjà en érosion, la côte s'est

mise à reculer localement plus fortement, toujours de 1989 à 1993. Ces résultats appuient clairement notre hypothèse selon laquelle **une phase de NAO +, avec des hauts niveaux d'eau plus fréquents, favoriserait le phénomène d'érosion côtière** sur notre secteur d'étude macrotidal.

Si la NAO peut représenter un facteur de l'évolution du trait de côte, il n'en reste pas moins qu'il existe une forte **variabilité spatiale de l'évolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque**, avec un fort contraste entre les parties Ouest et centrale, en érosion, et la partie Est qui est quant à elle généralement stable ou en accrétion même en période NAO + (comme entre 1983 et 1994). Comme nous l'avons évoqué dans le [Chapitre V \(partie 4\)](#), cette diversité spatiale dépend sans doute fortement de la **position et de la mobilité du Banc Hills** situé à l'avant côte, ainsi que de l'**influence** qu'il peut avoir localement **sur la bathymétrie**, sur la **pente de l'avant côte et de la plage**, sur l'**intensité de la houle et des courants à la côte**, ainsi que **sur l'intensité des transits sableux dominants vers l'Est**.

### 3.2 L'influence de la hausse du niveau marin dans l'évolution de cette côte basse macrotidale

#### *L'évolution du niveau moyen relatif de la mer depuis 52 ans*

Depuis une cinquantaine d'années, l'**évolution du niveau moyen relatif de la mer (NMR)**, à partir des données marégraphiques du PSMSL, indique une nette **tendance à l'élévation** de l'ordre de + 1,8 mm/an pour Dunkerque, + 2,7 mm/an pour Ostende à + 3,2 mm/an pour Nieuwport, les plus proches stations belges à l'Est de Dunkerque ([Figure VII-11](#)).

Ces deux stations, qui comptent beaucoup moins de lacunes que les stations du nord de la France, montrent une **accélération récente** depuis près d'une vingtaine d'années **de la hausse du niveau marin** avec + 4,2 mm/an et + 3,8 mm/an enregistrés respectivement à Nieuwport et Ostende depuis 1990. Malgré le problème de fiabilité et de lacunes des mesures disponibles, cette accélération avérée sur le littoral belge suggère une évolution similaire sur la Côte d'Opale voisine. Toutefois, cette accélération de la vitesse de remontée de la mer doit être considérée avec précaution puisque notre recul se limite pour l'instant à quelques décennies, elle peut en effet aussi bien représenter une variation décennale qu'un accroissement de la tendance à long terme ([Bindhoff et al., 2007](#) ; [Cazenave et Llovel, 2010](#)).

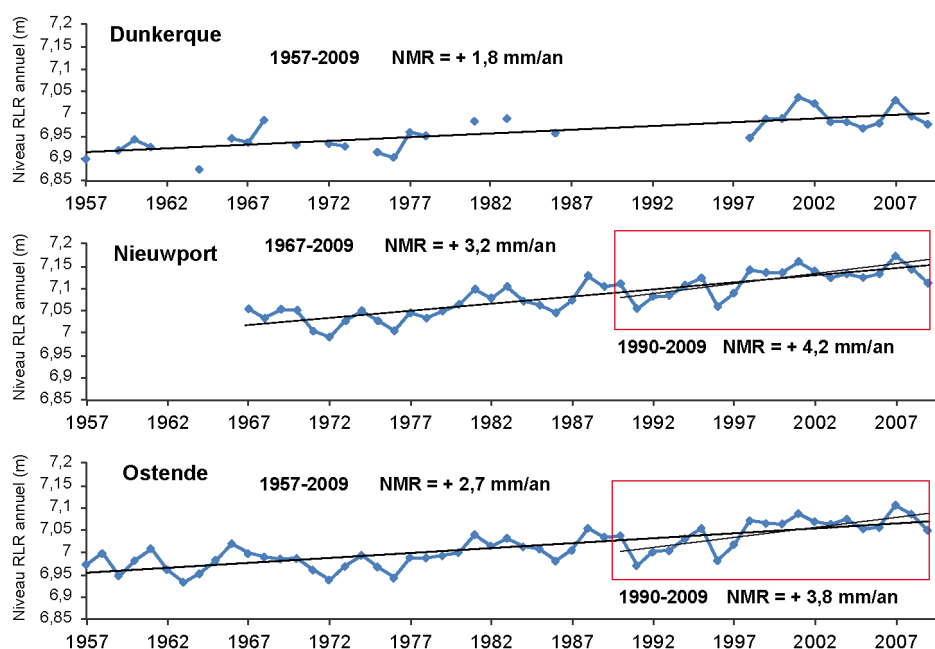


Figure VII-11 Evolution du niveau moyen annuel de la mer au cours des 52 dernières années à Dunkerque, Nieuwport et Ostende (source : PSMSL).

Toutefois, il est certain que la **remontée du niveau marin relatif** ne semble pas avoir eu **une influence particulière sur le littoral dunkerquois au cours des 52 dernières années**, ni même l'accélération récente (depuis 1990) de cette remontée ! La vitesse accrue de remontée du NMR, mise en évidence sur les plus proches stations belges, ne s'est pas traduit pas une réelle accélération de l'érosion ni du recul du trait de côte mais, au contraire, une partie de notre littoral d'étude montre une accumulation et même un phénomène de progradation. Comme le suggèrent [Psuty et Silveira \(2010\)](#), il est important de tenir compte du bilan sédimentaire local dans le maintien des morphologies côtières et de la dynamique des transferts sableux entre la plage et la dune. En effet, un bilan sédimentaire restant finalement relativement stable (en équilibre) pourrait suggérer une adaptation de la côte face à la remontée du niveau marin relatif ([Psuty et Silveira, 2010](#)). Sur notre secteur d'étude, même si à l'Ouest la côte indique un recul (à un rythme modéré) sur le moyen terme (53 ans), le bilan sédimentaire de la plage reste tout de même relativement stable en réponse aux tempêtes (du court au moyen terme), malgré un recul épisodique du trait de côte.

### *Une vulnérabilité des côtes basses face au changement climatique*

Face à la forte variabilité intra et interannuelle des marées et des surcotes, il est **difficile d'établir des tendances claires à long terme**. Il reste que face à ces variabilités climatiques et aux risques liés au changement climatique, les côtes basses sableuses sont les plus susceptibles de connaître des changements morpho-sédimentaires importants ([Stone et Orford, 2004](#) ; [Zhang et al., 2004](#) ; [IPCC, 2007](#)).

La conjonction d'une marée de vive-eau (ou de grande marée) avec une pleine mer et de forts vents d'afflux correspondant aux conditions morphogènes les plus favorables en terme d'érosion de la côte sur notre secteur d'étude, il ne faut pas oublier, comme ce fut notamment suggéré par Pirazzoli (2005), qu'en plus de l'élévation du niveau marin une augmentation des vents en provenance d'une direction donnée (potentiellement morphogène et susceptible d'occasionner de plus fortes/fréquentes surcotes), pourrait avoir des effets significatifs en terme d'évolution du trait de côte. En effet, nous avons souligné dans cette étude que **certaines directions de vent** (ceux de secteur N-NE notamment) **peuvent jouer un rôle très important en provoquant plus facilement des phénomènes érosifs**. Ceci a été vérifié non seulement à l'échelle événementielle, avec des événements (de durée variable) du secteur N nettement érosifs, mais aussi à l'échelle pluridécennale, dans la mesure où la période d'intensification de l'érosion des années 1990 correspond également à une plus grande fréquence des vents du N.

## Conclusion

Ce chapitre se proposait d'établir une synthèse des différents résultats obtenus dans notre étude, présentés dans les chapitres précédents, en les replaçant dans un contexte climatique et sédimentaire plus global de façon à définir les conditions dites érosives sur différentes échelles spatio-temporelles. A court terme, nous avons pu mettre en évidence le rôle que joue la trajectoire des centres dépressionnaires à l'origine des tempêtes sur leur potentiel morphogène sur le littoral Est dunkerquois, en distinguant les tempêtes générées par des dépressions à leur passage au-dessus de la Mer du Nord des tempêtes venues du SW par le couloir de la Manche. Différentes fenêtres de tempêtes ont été identifiées et se caractérisent par des conditions météo-marines (vent, houle) particulières, d'intensité et de direction variable, et avec des impacts bien définis sur la côte. Ceci a permis de souligner la réponse différentielle de la côte face aux événements tempétueux, décomposée ici en modèles conceptuels d'évolution appliqués au profil côtier, dépendante des variations du bilan sédimentaire local. L'évolution de l'ensemble du littoral Est dunkerquois, à l'échelle événementielle comme à l'échelle pluridécennale, suggère un fonctionnement semblable à celui d'une cellule littoral avec un secteur "source" à l'Ouest, qui subit une érosion épisodique et perd du sédiment, tandis qu'au contraire, le secteur Est agit comme un "puits" qui stocke le sable transporté le long de la côte. A l'échelle pluridécennale, un lien entre le régime des tempêtes sur l'Europe occidentale, l'Oscillation Nord Atlantique et les fluctuations du trait de côte a pu être mis en évidence sur le secteur d'étude. En revanche, il est apparu que la remontée du niveau marin n'a représenté aucun impact particulier sur l'évolution du littoral dunkerquois au cours des 50 dernières années, ni même l'accélération de cette remontée mise en évidence depuis les années 1990. Ceci est d'autant plus vrai que même si un secteur subit une érosion modérée, la partie Est de notre littoral d'étude montre une forte accumulation ainsi qu'une avancée du trait de côte à moyen terme pendant cette phase d'élévation du niveau de la mer. L'influence des tempêtes sur ce littoral macrotidal n'en reste pas moins "atténuée", en raison de la forte amplitude des marées, qui diminue le risque actuel comme futur d'attaque marine lors des épisodes de tempête. Les côtes basses qui bordent la Mer du Nord restent néanmoins vulnérables, à plus long terme, face à cette évolution du niveau moyen relatif et de potentiels changements dans la fréquence et l'intensité des forçages météo-marins, des surcotes, et dans le régime des vents.

## **CONCLUSION GENERALE**





---

## CONCLUSION GENERALE

---

L'objectif de ce travail était **d'identifier les impacts de phénomènes tempétueux sur la morphodynamique du profil côtier, en ayant une meilleure compréhension des différents forçages météo-marins, processus sédimentaires et climatiques**, qui en sont à l'origine, **du court au moyen terme**. Cette étude a porté sur une portion de côte macrotidale, le littoral Est dunkerquois qui, comme la plupart des côtes méridionales de la Mer du Nord, est constitué de zones basses et densément peuplées, bordées de cordons dunaires qui protègent un polder localement situé sous le niveau moyen de la mer. Si le marnage macrotidal, avec une double alternance journalière de haute mer/basse mer, peut réduire la probabilité qu'à pleine mer les hauts niveaux d'eau puissent éroder et/ou submerger certaines parties du littoral, il n'en reste pas moins que cette côte de l'extrême Nord de la France est épisodiquement exposées à des évènements tempétueux qui induisent une forte érosion côtière et sont susceptibles de causer des dommages importants.

Au terme de ce travail, les différentes approches utilisées, d'une échelle événementielle à pluridécennale, ont permis de définir les conditions morphogènes qui représentent un facteur d'évolution sur notre littoral d'étude.

A court terme (entre 2007 et 2010), les **principaux impacts des forçages météo-marins sur la morphologie du profil côtier** ont pu être mis en évidence dans **des conditions d'énergie variées**. Une large gamme de mesures des différents paramètres météo-marins (vents, houles au large, dans les petits fonds et à la côte, courants) a permis de définir l'influence croisée de ces facteurs dans des conditions atmosphériques et marégraphiques variables. Les résultats obtenus ont notamment souligné la **forte influence du vent sur l'intensité et la propagation de la houle, des courants de marée** ainsi que **des transits sédimentaires** qui en résultent, dans des conditions normales comme tempétueuses.

Nos deux zones d'étude, les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet, pourtant situés sur un même littoral rectiligne et à quelques kilomètres à peine de distance, ont montré une réponse très différente aux forçages météo-marins, fortement influencée par la morphologie du profil dune-plage et par la bathymétrie à l'avant-côte. D'un point de vue hydrodynamique, le site de la Dune Dewulf (à l'Ouest), marqué par la présence d'un important banc tidal et d'un chenal de navigation à l'avant-côte, est exposé à une houle systématiquement plus forte (quelles que soient les conditions d'énergie) que le site des

Dunes du Perroquet (à l'Est), dont la bathymétrie immédiate n'est influencée par aucun banc. Sur le site de la Dune Dewulf, les courants sont aussi souvent plus forts, visiblement canalisés entre le banc sableux et la côte. Ces observations soulignent l'importance particulière de la bathymétrie à l'avant côte et de la pente de la plage dans les processus hydrodynamiques qui affectent ce littoral.

Selon la provenance de la perturbation à l'origine de la tempête (ou coup de vent), des vents moyens à forts peuvent engendrer des modifications non négligeables dans la direction, la durée et l'intensité des transports sédimentaires longitudinaux et transversaux, qui sont des facteurs importants de l'évolution morphodynamique du profil côtier. Plusieurs "fenêtres" de tempête se distinguent.

Les **systèmes dépressionnaires** dont la trajectoire suit généralement un axe NW-SE au-dessus **de la Mer du Nord**, s'accompagnent le plus souvent des **vents de secteur Nord** sur notre littoral d'étude. Ces **conditions dites frontales**, par rapport à l'orientation du trait de côte, bénéficient d'un fetch long et génèrent une forte houle qui s'amortit peu du large à la côte, ainsi que des courants intensifiés vers le large et dans le sens du jusant (vers le SW). Ces conditions de tempête, avec la **conjonction de forts vents d'afflux avec un marnage important**, peuvent induire sur le littoral dunkerquois **de fortes surcotes et de hauts niveaux d'eau à pleine mer** qui, sous l'action des vagues à la côte provoquent **généralement une érosion du haut de plage et du front dunaire**.

Dans le cas de **systèmes dépressionnaires plus actifs sur le Royaume-Uni et le couloir de la Manche**, les vents générés sur la région sont plutôt d'un large **secteur SW**, obliques à longitudinaux par rapport à la côte, et sont à l'origine d'une **intensification des transports résiduels dans le sens du flot (vers le NE)**. Ces conditions relativement morphogènes le long de la Manche, où elles peuvent provoquer des submersions, sont généralement moins efficaces en terme d'érosion sur les côtes méridionales de la Mer du Nord. D'autres épisodes tempétueux peuvent présenter des conditions mixtes, avec des vents virant parfois du SW à N ou NE, en l'espace de quelques heures.

A court terme, l'analyse des conditions météo-marines enregistrées dans différentes conditions (coups de vent de secteur N, de secteur SW) a montré que l'évolution de la côte est principalement liée aux épisodes tempétueux qui se caractérisent par des vents frontaux moyens à forts ( $\geq 8$  m/s) soufflant avec persistance pendant au moins 24 heures.

Soumis à des forçages météo-marins pourtant identiques, nos **deux sites d'étude** montrent **une réponse morphologique très différente face aux événements de tempête**. Les **mesures topographiques, réalisées avant et après de tels épisodes énergétiques**, soulignent en effet **une grande variabilité spatiale de la côte aux événements tempétueux**, avec un secteur Ouest (Dune Dewulf) globalement plus sensible à l'érosion que le secteur Est (Dunes du Perroquet), qui reflète davantage une stabilité voire une accrétion. En effet, le

cordons dunaires du site de la Dune Dewulf subit généralement une attaque marine, marquant donc un recul du trait de côte, tandis que le site des Dunes du Perroquet ne subit aucune érosion dunaire. La **réponse** de la plage montre généralement une certaine **variabilité**, non seulement **inter-sites**, mais aussi de façon **intra-site**, mais l'accrétion souvent mise en évidence suggère une **redistribution sur l'estran du sable érodé sur le haut de plage et le front dunaire**.

Ce **contraste entre deux sites pourtant géographiquement proches** suggère fortement une **évolution de type cellule littorale**, avec à l'Ouest un site en érosion qui représente une "source" de sédiment, et à l'Est un site en accumulation agissant comme un "puits". Cette réponse différente peut vraisemblablement s'expliquer par (1) une variabilité spatiale de l'énergie de la houle à la côte, en partie liée à la bathymétrie de l'avant côte, (2) des différences d'altitudes du haut de plage et du front dunaire, et (3) un transit sédimentaire dominant d'Ouest en Est.

Les séries de levés topographiques réalisées sur ces deux sites de 2007 à 2010 ont permis d'estimer la réponse à court-terme de la côte à une échelle saisonnière à pluriannuelle. A l'échelle saisonnière et en conditions calmes, le **cordons dunaire de la Dune Dewulf** a montré **une certaine cicatrisation au cours des phases post-érosives**, d'autant plus importante et efficace que l'intervalle entre deux événements tempétueux est important. A l'échelle pluriannuelle, la **dune bordière** montre un bilan sédimentaire relativement stable, même si elle reste **épisodiquement entaillée en falaise vive** lors de certains épisodes érosifs avec un recul du pied de dune de parfois un à plusieurs mètres et une perte de sédiment. Sur le **site des Dunes du Perroquet**, non sujet à l'érosion depuis plusieurs années, c'est **une nette tendance à l'accumulation** qui a été mise en évidence à l'échelle pluriannuelle. Le cordon bordier y affiche une nette **croissance associée à une progression vers la mer**, et enregistre des gains sableux constants et croissants d'Ouest en Est. Des observations et expérimentations ponctuelles *in-situ* des transports sédimentaires éoliens ont également souligné **l'influence du vent et de son orientation dans la cicatrisation et l'alimentation des dunes lors des phases post-érosives**, ainsi que le rôle joué par la topographie dans les échanges sableux opérés entre la plage et le cordon dunaire.

L'analyse diachronique du trait de côte du littoral Est dunkerquois de 1957 à 2010 a permis de mettre en évidence la grande **variabilité spatiale et temporelle** de l'évolution du trait de côte à moyen terme. **Les résultats soulignent une plus forte mobilité du trait de côte à l'Ouest et à l'Est** du secteur d'étude, tandis que la **partie centrale** témoigne d'une **mobilité bien plus réduite**. Cette variabilité dans le temps et dans l'espace des rythmes d'érosion/accumulation paraît liée aux variations naturelles des forçages météo-marins (niveaux d'eau, vents, houles), mais aussi à la mobilité de la bathymétrie à l'avant-côte (Banc

Hills), ainsi qu'à des interventions anthropiques (aménagement urbano-portuaires et mesures locales de réhabilitation des espaces naturels).

Une recherche d'épisodes tempétueux potentiellement érosifs a été effectuée, à partir d'évènements récents (depuis 2007) ou plus anciens (seconde partie du XX<sup>ème</sup> siècle), de façon à estimer leur fréquence depuis plusieurs décennies en lien avec l'évolution du trait de côte. Pendant de certaines périodes, **l'évolution de la côte reste difficile à expliquer uniquement à partir des conditions de forçage**, tels que la fréquence des hauts niveaux d'eau et des vents persistants, du fait notamment de lacunes plus ou moins grandes lors de certaines années. Pourtant, l'analyse des vents a permis d'identifier, pendant la **période d'érosion généralisée du trait de côte** (de 1983 à 1994), une **plus forte fréquence** et un **plus grand nombre d'évènements de longue durée du secteur N**. Or nous avons souligné dans cette étude que ces vents frontaux (de secteur N-NE en particulier) sont potentiellement les plus morphogènes pour notre littoral, c'est pourquoi leur augmentation dans les années 1983-1994 pourrait expliquer cette intensification et généralisation de l'érosion sur l'ensemble de la côte Est dunkerquoise.

L'analyse de quelques **tempêtes marquantes** (comme celles de l'hiver 1990, de janvier 1995) a montré que leurs **impacts ne se reflètent pas nécessairement dans l'évolution du trait de côte à moyen terme**, sur l'échelle pluridécennale. Les impacts d'évènements morphogènes épisodiques (à court terme) tendant en effet à être gommés sur le plus long terme. En revanche, **l'évolution de la bathymétrie à l'avant côte** au cours du XX<sup>ème</sup> siècle et en particulier la migration du Banc Hills (le long et en direction de la côte), pourrait expliquer en partie l'extension progressive d'Ouest en Est, puis la généralisation de l'érosion de long du littoral Est dunkerquois dans les années 1970-1990.

Toujours sur plusieurs décennies, des liens ont pu être mis en évidence entre l'Oscillation Nord Atlantique et l'évolution du littoral dunkerquois, ce qui suggère une possible **cyclicité de la fréquence des tempêtes et de l'évolution du littoral Est sur l'échelle pluridécennale**. Toutefois, les perspectives d'évolution dans le **contexte du changement climatique** et notamment les **changements futurs possibles dans le régime des tempêtes** ne sont pas clairs. Tenant compte des fluctuations passées de la NAO et de l'éventuelle corrélation qui existe avec le régime des tempêtes en Mer du Nord notamment, il n'est pas à exclure une **évolution cyclique des phases érosives** due à la fréquence des évènements tempétueux. De plus, l'élévation du niveau marin relatif, avérée depuis plusieurs décennies et prédite par le GIEC d'ici à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle représente un facteur aggravant de l'impact de phénomènes énergétiques voire extrêmes, notamment sur les côtes basses macrotidales.

Les littoraux qui bordent généralement les **côtes basses** dans cette région sont **vulnérables aux phénomènes de submersion et d'érosion marine**, et *a priori* davantage dans le contexte actuel de montée du niveau marin et dans l'hypothèse de possibles changements dans le régime des tempêtes associés au changement climatique. Néanmoins, **l'élévation du niveau marin** de + 1,8 mm/an constatée à Dunkerque depuis une cinquantaine d'années **et l'accélération de cette remontée**, mise en évidence sur les stations belges voisines depuis les années 1990, **n'ont pas eu d'impact particulier sur l'évolution du littoral dunkerquois depuis une cinquantaine d'années**. En effet, même si la partie Ouest de notre secteur d'étude subit une érosion modérée, la partie Est indique une forte accumulation et même une nette avancée du trait de côte à moyen terme, notamment pendant cette phase d'accélération de la remontée du niveau marin.

L'élévation du niveau marin ne représenterait donc pas à elle seule une menace pour cette côte basse, mais une **éventuelle fréquence plus élevée des surcotes à court ou long terme, associée à l'élévation du niveau marin, à l'augmentation cyclique de la fréquence des hauts niveaux d'eau et des forts vents d'afflux**, risque d'aggraver les phénomènes d'érosion côtière et les risques de submersion marine. Les aménagements et l'urbanisation côtière se sont nettement densifiés ces dernières décennies, notamment à la faveur du développement des activités balnéaires, augmentant les risques potentiels inhérents aux événements météo-marins intenses. La Côte d'Opale et les côtes qui bordent la Mer du Nord n'échappent pas à ces inquiétudes et à la nécessité de connaître, comprendre et bien prendre en compte les phénomènes météo-marins très énergétiques, voire extrêmes, qui peuvent se produire.

Toutefois, la **principale caractéristique de notre littoral** d'étude, **un marnage macrotidal**, représente en fait **un avantage lors des événements météo-marins énergétiques**, dans la mesure où **l'influence des tempêtes est "atténuée"** par la forte amplitude des marées, qui **réduit le risque actuel** comme futur **d'attaque marine lors des épisodes de tempête**. L'érosion ne peut en effet se produire qu'au cours de plusieurs heures successives, autour de la pleine mer, avec la conjonction des vents d'afflux, forts et persistants, d'une surcote résiduelle et d'un coefficient de marée suffisamment grand.

Cette étude s'est orientée vers des travaux de modélisation numérique à court terme pour simuler la réponse morphodynamique de la réponse de la côte aux forçages hydro-météorologiques lors des épisodes de tempête. En effet, la gamme de données hydrodynamiques et topographiques, acquises en conditions calmes à énergétiques, constitue un bon élément de calibration et de validation pour des modèles hydrodynamiques et morphologiques. Les deux modèles numériques, SBEACH et X-BEACH, mis en place sur le littoral dunkerquois ont montré que si aucun de ces deux codes ne restitue à lui seul les mêmes conditions hydrodynamiques ni l'évolution morphodynamique telle qu'elle a été

induite *in-situ* par les tempêtes, ils n'en restent pas moins tous les deux pertinents pour étudier l'impact de conditions très énergétiques sur le profil dune-plage, suggérant même une éventuelle complémentarité. Grace aux conditions morphogènes désormais identifiées, en termes de niveaux d'eau potentiellement érosifs, de durée et direction des vents persistants, d'incidence des vagues à la côte et de topographie préexistante du profil côtier, la large **gamme de mesures** désormais disponible sur notre littoral devrait permettre d'**affiner** amplement **l'implantation de ces modèles sur cette côte macrotidale**. A partir de cette connaissance de la réponse de la côte actuelle face aux tempêtes, différents scénarios seraient intéressants à prendre en compte pour évaluer cette réponse dans les futures décennies.

Les **événements énergétiques de type tempête** sont **des phénomènes difficiles à prévoir** longtemps à l'avance. Ceci est d'autant plus vrai que, parfois, la **conjonction de plusieurs facteurs aggravants** (grande marée, vents d'afflux persistants, pleine mer...) vient amplifier le risque de submersion, d'érosion ou d'inondation, déjà présent, comme ce fut le cas sur les côtes vendéennes et charentaises lors de la tempête Xynthia en février 2010. La question du dimensionnement des ouvrages de défense contre la mer, localement parfois vétustes ou sous-dimensionnés, comme l'érosion des cordons dunaires, se pose alors d'autant plus dans le **contexte actuel de remontée du niveau de la mer**. A l'exception du système de vigilance météorologique de Météo-France, la région Nord-Pas-de-Calais n'a pas mis en place de système d'alerte en cas de tels événements, contrairement aux systèmes d'alerte et d'évacuation mis en place par les pays voisins, Belgique et Pays-Bas, dans le cadre du plan Delta dans les années 1990, et gardant en mémoire le spectaculaire événement de 1953. Sur les côtes normandes et picardes, les départements de la Seine-maritime et de la Somme en particulier, ont déjà mis en place des méthodes pour anticiper les événements à risque, à partir de conditions météo-marines archivées (ayant déjà abouti à une submersion), pour alerter les services de l'état et prévenir ou déplacer les populations concernées. La connaissance des cotes maximales susceptibles d'être atteintes pour des conditions météo-marines données devrait également être prise en compte sur les côtes du Nord-Pas-de-Calais de façon à anticiper au moins à court terme de tels phénomènes paroxysmaux, notamment dans le cadre de systèmes d'alerte ou de prévention.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**





A

- AAGAARD T., DAVIDSON-ARNOTT R., GREENWOOD B. et NIELSEN J., 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 60, 1-2, 205-224.
- AAGARRD T., KROON A., ANDERSEN S., MOLLER SORENSEN R., QUARTEL S. et VINTHER N., 2005. Intertidal beach change during storm conditions: Egmond, The Netherlands. *Marine geology*, 218, 65-80.
- AERNOUITS D., 2005. *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat de géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 248 p.
- AERNOUITS D. et HEQUETTE A., 2004. Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins : les abords du port de Calais. *M@ppemonde*, 73 (<http://mappemonde.mgm.fr/>).
- AERNOUITS D. et HEQUETTE A., 2006. L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXème siècle (Pas de Calais, France). *Geomorphology : relief, processus, environnement*, 1, 49-64.
- ALEXANDERSSON H., SCHMITH T., IDEN K. et TUOMENVIRTA H., 1998. Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The global atmosphere and ocean system*, 6, 97-120.
- ALEXANDERSSON H., TUOMENVIRTA H., SCHMITH T. et IDEN K., 2000. Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research*, 14, 71-73.
- ALI A., 1996. Vulnerability of Bangladesh to climate change and sealevel rise through tropical cyclones and storm surges. *Water, Air, and Soil Pollution*, 92, 171-179.
- ANDRE P., PRUDENCIO E.H. et SINGH B., 2002. Vulnérabilité de la zone côtière du Bénin à un rehaussement relatif du niveau marin : état de la question et préconisations. *Annales de Géographie*, 111, n° 623, 25-40.
- ANTHONY E., 2009. *Shore processes and their palaeoenvironmental applications*. Developments in Marine Geology, Volume 4, Elsevier Science Ltd, 540 p.
- ANTHONY E.J. et HEQUETTE A., 2007. The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology*, 202, 3, 369-382.
- ANTHONY E.J., LEROY F. et MONFORT O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208, 73-100.
- ANTHONY E.J., MRANI-ALAOUI M. et HEQUETTE A., 2010 (sous-presse). Shoreface sand supply and mid- to late Holocene aeolian dune formation on the storm-dominated macrotidal coast of the southern North-Sea. *Marine Geology*, doi : 10.1016/j.margeo.2010.07.006.
- ANTHONY E.J., VANHEE S. et RUZ M-H., 2006. Short-term beach-dune sand budgets 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., VANHEE S. et RUZ M-H., 2007a. An assessment of the impact of experimental brushwood fences on foredune sand accumulation based on digital elevation models. *Ecological Engineering*, 3, 1, 41–46.
- AUBRY, 2010. *Processus hydrodynamiques et bilans morpho-sédimentaires d'un littoral macrotidal en accrétion ; étude in situ et par télédétection spatiale. Application aux Hemmes de Marck, Nord Pas-de-Calais, France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 333 p.
- AUGRIS C., CLABAUT P. et VICAIRE O., 1990. *Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds*. IFREMER, Université des Sciences et Techniques de Lille – Flandres Artois, 96 p.

## B

- BAART F., VAN DER KAAIJ T., VAN ORMLONDT M., VAN DONGEREN A., VAN KONINGSVELD M. et ROELVINK J.A., 2009. Real-time forecasting of morphological storm impacts: a case study in the Netherlands. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS2009, 1617-1621.
- BAETEMAN C., 1999. The Holocene depositional history of the palaeovalley of the IJzer (western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds. *Geologica Belgica*, 2, 39-72.
- BAETEMAN C., SCOTT D.B. et STRYDONCK M., 2002. Changes in coastal zone processes at a high sea-level strand: a late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Sciences*, 17, 547-559.
- BAGNOLD R.A., 1938. The measurement of sand storms. *Proceedings of the Royal Society of London*, A 167, 282-91.
- BAGNOLD R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Chapman and Hall (Ed.), London, 265 p.
- BALOUIN Y., GERVAIS M., BELON R., LE COZANNET G., LECACHEUX S., KRIEN Y., IDIER D. et PEDREROS R., 2009. Caractérisation des tempêtes et de leur évolution sur le littoral du Golfe du Lion. *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime, Edition 1, Hammamet, Tunisie*, 9 p.
- BARTHOLDY J. et AAGAARD T., 2001. Storm surge effects on a back-barrier tidal flat of the Danish Wadden Sea. *Geo-Marine Letters*, 20, 133-141.
- BATTJES J. A., 1975. Surf Similarity. *Proceedings of the 14th Coastal Eruzineering Conference, American Society of Civil Engineers*, 466-480.
- BATTIAU-QUENEY Y., BILLET J-F., CHAVEROT S. et LANOY-RATEL P., 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology*, 194, 31-45.
- BAUER E., 2001. Interannual changes of the ocean wave variability in the North Atlantic and in the North Sea. *Climate Research*, 18, 63-69.
- BAUER B.O., SHERMAN D.J., NORDSTROM K.F. & GARES P.A., 1990. Aeolian transport measurement and prediction across a beach and dune at Castrovill, California.

- In : Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, R.W.G. (Eds.) *Coastal Dunes - Form and Process*, Wiley, Chichester, 39-55.
- BEETS D.J. et VAN DER SPEK A.J.F., 2000. The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply. *Netherlands Journal of Geosciences*, 79, 3-16.
- BELDERSON R.H., JOHNSON M.A., KENYON N.H., 1982. Bedforms. Dans : Stride A.H. (ed.), *Offshore Tidal Sands, Processes, and Deposits*, 27-57.
- BENTON S.B., BELLIS C.J., OVERTON M.F., FISHER J.S., HENCH J.L. et DOLAN R.D., 1997. *North Carolina long-term average annual rates of shoreline change*. Prepared for Division of Coastal Management, North Carolina Department of Environment, Health, and Natural Resources, Raleigh, NC.
- BERNE S., TRENTESAUX A., STOLK A., MISSIAEN T. et DE BATIST M., 1994. Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121, 1-2, 57-72.
- BERNIER J., MIQUEL M., DARAS M. et CHERUBINI P., 1979. *Prévision des surcotes dans l'Avant-Port de Dunkerque-Est*. Rapport HE042/79-09, HE043/79-11. EDF, Direction des Etudes et Recherches. 26 p + Annexes et Planches.
- BESSEMOULIN P., 2002. Les tempêtes en France. *Annales des Mines*, Aout 2002, 9-14.
- BETTS N.L., ORFORD J.D., WHITE D. et GRAHAM C.J., 2004. Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Marine Geology*, 210, n°1-4, 227-246.
- BIJL W., 1997. Impact of a wind climate change on the surge in the southern North Sea. *Climate Research*, 8, 45-59.
- BINDOFF N.L., WILLEBRAND J., ARTALE V., CAZENAVE A., GREGORY J., GULEV S., HANAWA K., LE QUERE C., LEVITUS S., NOJIRI Y., SHUM C.K., TALLEY L.D. and UNNIKRISHNANA A., 2007. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- BONNEFILLE R., LEPETIT J.P., GRAFF M. et LEROY J., 1971. *Nouvel Avant-Port de Dunkerque. Mesures en Nature. Rapport n°3*. EDF, Direction des E. Et R., Rapport HC042/05, 35 p. + planches.
- BOOIJ N., HAAGSMA IJ.G., HOLTHUIJSEN L.H., KIEFTENBURG A.T.M.M., RIS R.C., VAN DER WESTHUYSEN A.J. et ZIJLEMA M., 2004. *Swan Cycle III version 40.41. User's Manual*, 115 p.
- BRETEL P., LEVOY F et LARSONNEUR C., 2000. Interaction dune-plage : dynamique éolienne et application aux aménagements dunaires. *Colloque Génie Civil - Génie côtier, Caen*, mai 2000, 647-654.
- BRIQUET A., 1930. *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*. Thèse, 431 p.

- BRULEZ R., 2004. *Dynamique morphosédimentaire et végétale du système estran/dune bordière. L'exemple du littoral des « Dunes du Perroquet » (Bray-Dunes, Nord de la France)*. Mémoire de DEA Dynamique des milieux naturels et anthropisés passés et actuels, Université des Sciences et technologies de Lille, 213 p.
- BRUUN P., 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division*, 88 (1), 117-130.
- BRUZZI C., 1998. *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône*. Thèse de doctorat de Géographie physique, Université de Provence (Aix-Marseille I), 325 p.
- BRUZZI C., 1999. Tempêtes morphologiques et ouvrages de défense côtière : le cas du littoral oriental du delta du Rhône / Morphogenetic storms and coastal defence works : the case of the eastern coast of the Rhône delta. *Revue de géographie de Lyon*, Vol 74, n°1, 27 – 33.

## C

- CAPO S., PARISOT J.P., BUJAN S., SENECHAL N., 2009. Short time morphodynamics response of the Truc Vert beach to storm conditions. *Journal of Coastal Research*, SI56(2), 1741-1745.
- CARIOLET J-M., COSTA S., CASPAR R., ARDHUIN F., MAGNE R. et GOASGUEN G., 2010. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Noroi*, n° 215, 2010/2, 11-31.
- CARTER R.W.G., 1988. *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617 p.
- CARTER R.W.G, NORDSTROM K.F. et PSUTY N.P., 1990a. The study of coastal dunes. In *Coastal Dunes : Form and Process*. Edited by K.F. Nordstrom, N.P. Psuty and R.W.G. Carter. Chapter 1, 1-14.
- CARTIER A., (en préparation). *Evaluation des flux sédimentaires sur la côte du Nord -Pas de Calais : vers une meilleure compréhension des plages macrotidales*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale.
- CASPAR R., COSTA S. et JAKOB E., 2007. Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France – le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme. *La Météorologie*, n° 57, Mai 2007, 37-47.
- CASPAR R., COSTA S., LEBRETON P. et LETORDU P., 2010. Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute-Normandie, France) : détermination météo-marine. *Noroi*, n° 215, 2010/2, 115-132.
- CASSOU C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, n° 45, 21-32.
- CAZENAVE A. et LLOVEL W., 2010. Contemporary Sea Level Rise. *Annual Review of Marine Science*, 2, 145-173.
- CHARLES E., 2008. *Modélisation morphodynamique côtière : morphodynamique court-terme de la plage de Zuydcoote*. Rapport final, BRGM/ARN/ESL – projet VULSACO, 100 p.

- CHAUVEROT S., 2006. *Impacts des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas de Calais*. Thèse de Géographie, Université du Littoral Côte d'Opale, 251 p.
- CHAUVEROT S., HEQUETTE A. et COHEN O., 2005. Evolution of climatic forcings and potentially eroding events on the coast of Northern France. *Proceedings 5th International Conference on Coastal Dynamics*, Barcelone, Espagne, Avril 2005, Cd-Rom, 11 p.
- CHAUVEROT S., HEQUETTE A. et COHEN O., 2008. Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century. In: A. Héquette and C. Moses (eds.), "Beaches At Risk", *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, suppl. 3, 1-20.
- CHINI N., 2003. *Impact et efficacité du rechargement artificiel de plage par modélisation 2DV. Le cas du Racou (Pyrénées Orientales, Méditerranée)*. Projet de fin d'études, CEREGE UMR 6635, 44 p.
- CHRISTIANSEN M., 2002. *The effect of dune ramps on sediment supply to coastal foredunes: Skallingen, SW Denmark*. Unpubl. PhD thesis, Univ. Copenhagen.
- CHRISTIANSEN M. et DAVIDSON-ARNOTT R.G.D., 2004. The effects of dune ramps on sediment supply to coastal foredunes, Skallingen Denmark. *Geografisk Tidsskrift (Danish Journal of Geography)*, 104, 29-41.
- CLABAUT P., CHAMLEY H. et MARTEEL H., 2000. Evolution récente des dunes littorales à l'Est de Dunkerque (Nord de la France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 125-136.
- CLARKE M.L. et RENDELL H.M., 2008. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts : A review. *Quaternary International*, in press, 30 p.
- CLAUDINO-SALES V., WANG P. et HORWITZ M.H., 2008. Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida. *Geomorphology*, 95, 295-315.
- CLIQUE P.M. et LEPETIT J.P., 1986. *Catalogue sédimentologique des côtes françaises, côtes de la mer du Nord et de la Manche*. LNH, Eyrolles, Paris, 133 p.
- COOPER J.A.G., JACKSON D.W.T., NAVAS F., McKENNA J. et MALVAREZ G., 2004. Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline: examples from western Ireland. *Marine Geology*, 10 (1-4), 261-280.
- CORBAU C., 1991. *Bilan sédimentaire pluri-décennal du littoral Dunkerquois*. Mémoire de diplôme d'études approfondies de géologie et géochimie sédimentaires, Université de Paris Sud (Orsay), 54 p.
- CORBAU C., 1995. *Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal : exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque)*. Thèse de doctorat en Géologie et géochimie sédimentaires, Université des Sciences et techniques de Lille I, 200 p.
- CORBAU C., CLABAUT J.P., TESSIER B. et CHAMLEY H., 1993. Modifications morphosédimentaires historiques et récentes du domaine côtier dunkerquois (France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Série II* 316, 1573-1580.

- CORBAU C., TESSIER B. et CHAMLEY H., 1999. Seasonal evolution of shoreface and beach system morphology in a macrotidal environment, Dunkerque area, Northern France. *Journal of Coastal Research*, 15, 1, 97-110.
- COSANDEY C. et ROBINSON M., 2000. *L'hydrologie continentale*. Collection U Géographie, Armand Colin, 360 p.
- COSTA S., 1995. Vulnérabilité des villes côtières de Haute Normandie et de Picardie face à l'élévation du niveau marin. *Hommes et terres du Nord*, n° 1-2, 48-57.
- COSTA S., 1997. *Dynamique littorale et risques naturels. L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie ; France)*. Thèse de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 353 p.
- COSTA S., CANTAT O., PIRAZZOLI P.A., LEMAITRE M. et DELAHAYE D., 2004. Vents forts et submersion de tempête en Manche Orientale : Analyse météo-marine sur la période historique récente. *Actes du Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « Climat, mémoire du temps. Les relations climat-espace-sociétés »*, 277-280.
- COSTA S. et DELAHAYE D., 2005a. *Rapport scientifique final. Programme INTERREG IIIa « Plages A Risque (PAR) / Beaches At Risk (BAR) » phase 1 (2003-2005)*. Université de Rouen et de Caen (contribution de l'Université de Caen, de Dunkerque et du CNRS de Meudon), 174 p.
- COSTA S., GOURMELON F., AUGRIS C., CLABAUT Ph. et LATTEUX B., 2005b. Contribution of systemic and pluridisciplinary approach for the coastal and marine area of the Seine-Maritime (France). *Norois*, 196, 2005/3, 91-108.
- COSTAS S., ALEJO I., VILA-CONCEJO A. et NOMBELA M.A., 2005. Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: A case study from NW-Iberian Peninsula. *Marine Geology*, 224, 43– 56.
- CPSL, 2005. Coastal Protection and Sea Level Rise - Solutions for sustainable coastal protection in the Wadden Sea region. Wadden Sea Ecosystem No. 21. Common Wadden Sea Secretariat, Trilateral Working Group on Coastal Protection and Sea Level Rise (CPSL), Wilhelmshaven, Germany. 50 p.
- CREED C.G. et REILLY W.L., 2008. Site-Specific Calibration of the SBEACH Model for a Southeast Florida Beach. *Proceedings from the 21st National Conference on Beach Preservation Technology*, Sarasota, Florida, January 28 – February 1, 17 p.

## D

- DARRAS M. et RICOU Ph., 1980. *Etude générale des surcotes observées aux Ports de Dunkerque*. Rapport HE042/80.64. EDF, Direction des Etudes et Recherches. 22 p + Planches.
- DAUVIN J.C., 2002. Gestion intégrée des zones côtières : outils et perspectives pour la préservation du patrimoine naturel. *Patrimoines naturels*, 57, 1-346.
- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D., 1988. Temporal and spatial controls on beach/dune interaction, Long Point, Lake Erie. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 3, 131-135.

- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D. & LAW M.N., 1990. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long point, Lake Erie. In : K.F. Nordstrom, N.P. Psuty & R.W.G. Carter, B. (Eds.), *Coastal Dunes, Form and Process*, Chichester, Wiley and Sons Ltd., 177-200.
- DAVIES J.L., 1980. *Geographical variations in coastal development*. Harlow: Oliver & Boyd.
- DEAN R.G., 1977. *Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coast Ocean*. Engineering Report No.12, University of Delaware.
- DE BERTRAND R., 1885. *Notice historique sur Zuydcoote*. Extrait des mémoires de la société dunkerquoise, pour l'encouragement des Sciences, des Lettres et des Arts, vol. 1853-1854, 130 p.
- DEBOUDT Ph., 1997. *Etude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et du nord-est de la Manche*. Thèse de doctorat en géographie, Université des Sciences et des Techniques de Lille, 2 vol., 269 p. + 188 p.
- DE KRAKER A.M.J., 1999. A method to access the impact of high tides, storms and storm surges as vital elements in climatic history. The case of stormy weather and dikes in the northern part of flanders, 1488 to 1609. *Climatic Change*, 43, 287-302.
- DE KRAKER A.M.J., 2005. Reconstruction of storm frequency in the North Sea area of the pre-industrial period, 1400-1625 and the connection with reconstructed time series of temperatures. *History of Meteorology*, 2, 51-69.
- DE MOOR G., 1991. De Februari-stormen van 1990 en hun weer-slag op de stranddynamiek langs de belgische kust. *De Aardrijkskunde*, 1991, 3, 251-316.
- DE MOOR G. et LANCKNEUS J., 1989. Acoustic teledetection of sea-bottom structures in the Southern Bight. *Bull. Soc. Belg. Géol.* 97, 199-210.
- DENECKER L., 2001. *L'érosion côtière sur le littoral Est dunkerquois : perception et médiatisation*. Mémoire de maîtrise de géographie, Université du Littoral Côte d'Opale, 115 p.
- 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.
- DEVRETON C., 2002. L'évolution du nombre de tempêtes en France sur la période 1950-1999. *La Météorologie*, 37, 46-56.
- DEVRIES KLEIN G., PARK Y.A., CHANG J.H. et KIM C.S., 1982. Sedimentology of a subtidal, tide-dominated sand body in the Yellow Sea, southwest Korea. *Marine Geology*, 50, 3, 221-240.
- DEWEZ S., CLABAUT P., VICAIRE O., BECK C., CHAMLEY H. et AUGRIS C., 1989. Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, V(5), 1043-1053.
- DINESH KUMAR P. K., 2006. Potential vulnerability implications of sea level rise for the coastal zones of Cochin, southwest coast of India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 12, 333-344.
- DOLAN R., FENSTER M. S. et HOLME S. J., 1991. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 723-744.



DUPUIS H., MICHEL D., SOTTOLICHIO A., 2006. Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems*, 63, 105-114.

DYER K.R. et HUNTLEY D.A., 1999. The origin, classification and modelling of sandbanks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19, 1285-1330.

## E

EDELMAN T., 1972. Dune erosion during storm conditions. *Proceedings of the 13th Coastal Engineering Conference*. ASCE, 1305–1311.

ERICSON J.P., VOROSMARTY C.J., DINGMAN S.L., WARD L.G. et MEYBECK M., 2006. Effective sea-level rise and deltas: Causes of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change*, 50, 63–82.

## F

FAUCHOIS J., 1998. *L'intérêt de la cartographie à grande échelle dans l'étude géomorphologique des littoraux dunaires du littoral du Nord-Pas de Calais*. Thèse de doctorat en géographie « Analyse géographique du milieu physique », Université des Sciences et Techniques de Lille, 256 p.

FERREIRA O., CIAVOLA P., ARMAROLI C., BALOUIN Y., BENAVENTE J., DEL RÍO L., DESERTI M., ESTEVES L.S., FURMANCZYK K., HAERENS P., MATIAS A., PERINI L., TABORDA R., TEREFENKO P., TRIFONOVA E., TROUW K., VALCHEV N., VAN DONGEREN A., VAN KONINGSVELD M. and WILLIAMS J.J., 2009a. Coastal Storm Risk Assessment in Europe: Examples from 9 study sites. *Journal of Coastal Research*, SI 56, 1632-1636.

FERREIRA O. , VOUSDOUKAS M. et CIAVOLA P., 2009b. *Review of climate change impacts on storm occurrence. Deliverable D1.4. MICORE Project 202798*, 125 p.

FERREIRA O. et DIAS J., 1995. Quantification of beach erosion caused by storms on the Portuguese coast. *Directions in European Coastal Management*. Healy and Doody (eds), Samara Publishing Limited, Cardigan, 7 p.

FINK A.H., BRUCHER T., ERMERT V., KRUGER A. et PINTO J.G., 2009. The European storm Kyrill in January 2007: synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 405–423. [www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/405/2009/](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/405/2009/)

FORBES D.L., PARKES G.S., MANSON G.K., et KETCH L.A., 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210, 169–204.

FRITZ H.M., BLOUNT C., SOKOLOSKI R., SINGLETON J., FUGGLE A., McADOO B.G., MOORE A., GRASS C. et TATE B., 2007. Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74, 12-20.

## G

GEHU J.M., 1985. *European dunes and shoreline vegetation*. Council of Europe, Strasbourg, Brussel.

- GERVAIS M., BALOUIN Y., BELON R., CERTAIN R., ROBIN N. et BERNE S., 2010. Impacts des tempêtes sur la morphologie d'un littoral microtidal : le site du Lido de Sète à Marseillan, Golfe du Lion. *XIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier, Les Sables d'Olonne*, Tome 1, 263-274.
- GIEC, 2007. *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième rapport d'évaluation du GIEC*, GIEC, Genève, 103 pp.
- GOASGUEN G., 2006. *Projet Discobole. Contribution à la Tâche 3 : analyse statistique de tendances passées sur les houles et les surcotes extrêmes*. Rapport CETMEF/DELCE, 21 p.
- GOLDSMITH V., ROSEN P. & GERTNER Y., 1988. *Eolian sediments transport on the Israeli coast*. Final report, US-Israël, BSF Haifa, National Oceanographic Institute.
- GONNERT G., 1999. The analysis of storm surge climate change along the German coast during the 20th century. *Quaternary International*, 56, 115-121.
- GONNERT G., DUBE S.K., MURTY T. et SIEFERT W., 2001. *Global storm surges. Theory, Observations and Applications*. Ed. : German Coastal Engineering Research Council, 622 p.
- GOURIOU T., POUVREAU N. Et WOPPELMANN G., 2008. Mesures du niveau de la mer en France : un patrimoine historique à fort potentiel scientifique. L'exemple du littoral charentais. *Géologues*, 158, 83-89.
- GRATIOT N., ANTHONY E.J., GARDEL A., GAUCHEREL C., PROISY C., et WELLS J.T., 2008. Significant contribution of the 18,6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*, 1, 169-172.
- GREEN M. O., VINCENT C. E., McCABE I. N., DICKSON R. R., REESO J. M. et PEARSONO N. D., 1995. Storm sediment transport: observations from the British North Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 15, 8, 889-912.

## H

- HEQUETTE A. et AERNOUTS D., 2010. The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France. *Continental Shelf Research*, 30, 1349-1361.
- HEQUETTE A. et HEMDANE Y., 2006. *Étude de l'évolution du Banc aux Phoques (Banc Hills) et mesures prévisionnelles pour son éventuelle conservation*. Rapport final, réalisé pour le Service Espaces Naturels Sensibles Conseil Général du Nord, Université du Littoral Côte d'Opale, 32 p.
- HEQUETTE A., HEMDANE Y. et ANTHONY E.J., 2008a. 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, 3, 695-707.
- HEQUETTE A., HEMDANE Y. et ANTHONY E.J., 2008b. Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France. *Marine Geology*, 249, 226-242.

- HEQUETTE A. et MOSES C.M., 2008. *SIG BAR*. Projet INTERREG IIIA « Beaches At Risk », CD-Rom.
- HEQUETTE A. et RUFIN-SOLER C., 2007. *Rapport scientifique final. Programme INTERREG IIIa « Plages A Risque (PAR) / Beaches At Risk (BAR) » phase 2 (2005-2007)*. Université du Littoral Côte d'Opale, 219 p.
- HEQUETTE A., RUZ M.H., MASPATAUD A., SIPKA V., 2009. Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: implications for beach and shoreline evolution. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS2009, 59-63.
- HEMDANE Y., 2006. *Dynamique hydrosédimentaire de l'avant-côte de type macrotidal : le cas du littoral du Nord-Pas de Calais, France*. Thèse de Géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 195 p.
- HERVOUET J.M., 2007. *Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method*. John Wiley & Sons., 360 p.
- HESP P.A., 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Journal of Sedimentary Geology*, 55, 17-41.
- HESP P., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.
- HILL H.W., KELLEY J.T., BELKNAP D.F. et DICKSON S.M., 2004. The effects of storms and storm-generated currents on sand beaches in Southern Maine, USA. *Marine Geology*, 210, 149– 168.
- HOBBS C.H., MILLIGAN D.A. et HARDAWAY Jr. C.S., 1999. Long-term trends and short-term variability in shoreline change rates: Southeastern Virginia. *Coastal Sediments '99*. ASCE, Long Island, NY, 1268-1283.
- HOONHOUT B., 2009. *Dune erosion along curved coastlines*. Msc Thesis Report, Delft TU, 149 p.
- HORSBURGH K.J. et WILSON C., 2007. Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research*, 112, C08003, doi:10.1029/2006JC004033.
- HOUBOLT J.H.C., 1968. Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea. *Geol. Mijnbouw*, 47, 245-273.
- HOUSER C., HAPKE C. et HAMILTON S., 2008. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100, 223-240.
- HOUTHUYS R., DE MOOR G. et SOMME J., 1993. The shaping of the French-Belgian North Sea coast throughout recent geology and history. In: Hillen R., Verhagen H.J. (eds), *Coastlines of the southern North Sea*, Coastal zone 1993, New-York, 27-41.
- HURRELL J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- HURRELL J.W., KUSHNIR Y., VISBECK M., 2001. The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291, 603-605.

I

- IDIER D., PARISOT J.P., RUZ M-H., CERTAIN R., BOUCHETTE F., CHATEAUMINOIS E., LARROUDE Ph., ROBIN M. et POUMADERE M., 2008. Vulnérabilité de systèmes côtiers sableux face aux changements climatiques et pressions anthropiques. *Congrès SHF : «Nouvelles approches sur les risques côtiers», Paris, 30-31 janvier 2008*, 8 p.
- IDIER D., BOUCHETTE F., BRIVOIS O., CASTELLE B., CERTAIN R., CHATEAUMINOIS E., DELVALLEE E., HEQUETTE A., LARROUDE Ph., MAANAN M., MASPATAUD A., PARISOT J-P., PEDREROS R., ROBIN M., ROMIEU E., RUZ M-H. et THIEBOT J., 2010. *Projet VULSACO. Vulnérabilité de plages sableuses face au changement climatique et aux pressions anthropiques. Module 3.2 : Modélisation de la dynamique actuelle et future des plages*. Rapport final, BRGM/RP-58919-FR. (Diffusion publique en janvier 2012).
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.

J

- JEANSON M., 2009. *Morphodynamique du littoral de Mayotte – Des processus au réseau de surveillance*. Thèse de doctorat en géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 347 p.
- JELGERSMA S., STIVE M.J.F. et VAN DER VALK L., 1995. Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. *Marine Geology*, 125, 95-110.
- JOHNSON H.D. et BALDWIN C.T., 1986. Shallow siliciclastic seas. *Sedimentary Environments and facies*, 2<sup>nd</sup> Ed., H.G. Reading (Ed.), 229-282.

K

- KAWAMURA R., 1964. *Study of sand movement by wind*. Hydraulic Engineering Laboratory Technical Report, HEL- 2-8, University of California, Berkeley, 99-108.
- KEIM B.D., MULLER R.A. et STONE G.W., 2004. Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*, 210, 7– 15.
- KENYON N.H. et STRIDE A.H., 1970. The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, 159-173.
- KOMAR P.D., 1998. *Beach processes and sedimentation*. 2<sup>nd</sup> Edit., Printice Halln 544 p.
- KONAN K.E., BAMBA S.B., ABE J. et AKA K., 2009. Impact des Tempêtes Récurrentes Sur le Modele du Perimètre Littoral de Vridi-Port Bouet (Abidjan-Côte d'ivoire). *European Journal of Scientific Research*, Vol .28, 2, 186-192.
- KRIEBEL D.L., KRAUS N.C., LARSON M., 1991. Engineering methods for cross-shore beach profile response. *Proceedings of Coastal Sediments '91*. ASCE, 557– 571.

- KROON A. et MASSELINK G., 2002. Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology*, 190, 3-4, 591-608.
- KROON A., QUARTEL S. et AAGAARDS T., 2007. Impact of a major storm on sediment exchanges between the dunes, beach and nearshore. *Coastal Sediments '07*, ASCE, 12 p.
- KUTZBACH J.E., 1970. Large -scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Monthly Weather Review*, 98, 708-716.

## L

- LABUZ T.A., 2005. Present-day dune environment dynamics on the coast of the Swina Gate Sandbar (Polish West coast). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 62, 507-520.
- LABUZ T.A. et KOWALEWSKA-KALOWSKA H., 2010. Coastal abrasion of the Swina Gate Sandbar (Pomeranian Bay coast) caused by the heavy storm surge on 15 October 2009. *Storm Surge Congress, Hamburg*, 13-17 September 2010.  
<http://www.loicz.org/calender/Congress/presentations/index.html.en>
- LAHOUSSE B., CLABAUT P., CHAMLEY H. et VALK VAN DER L., 1993. Morphology of the 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.
- LAMB H., 1991. *Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press.
- LANGENBERG H., PFIZENMAYER A., VON STORCH H. et SUNDERMANN J., 1999. Storm-related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. *Continental Shelf Research*, 19, 6, 821-842.
- LANOY-RATEL Ph., 2002. La bunker archéologie : une methode naturaliste riche en enseignements. *Actes du colloque : "espaces littoraux en mutation"*. *Journées annuelles de la commission géographie de la mer et des littoraux (CGML)*, 1-3 juin 2000, Dunkerque, 57-62.
- LANOY-RATEL Ph., 2004. La bunker archéologie : principes et etudes de cas sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais. *BAGF, Géographies*, 3, 405-417.
- LARROUDE P., 2008. Methodology of seasonal morphological modelisation for nourishment strategies on a Mediterranean beach. *Marine Pollution Bulletin*, 57, 47-52.
- LARSON M., 2002. *Enhancement of the numerical model SBEACH for simulation beach profile evolution in the offshore*. Final Report, Department of Water Resources Engineering, University of Lund, 38 p.
- LARSON M., ERIKSON L. et HANSON H., 2004. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering*, 51, 675-696.
- LARSON M., KRAUS N.C., 1989. *SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 1, empirical fondation and model development*. CERC-WES, Techn. Report CERC-89-9.
- LARSON M., KRAUS N.C., and BYRNES M.R., 1990. *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change; Report 2, Numerical formulation and model*

- tests*. Technical Report CERC-89-9, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 138 p.
- LEATHERMAN S.P., 1978. A new aeolian sand trap design. *Sedimentology*, 25, 303-306.
- LEBBE L., VAN MEIR N. et VIAENE P., 2008. Potential implications of sea-level rise for Belgium. *Journal of Coastal Research*, 24(2), 358–366.
- LEE G-H., NICHOLLS R.J. et BIRKEMEIER W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. *Marine Geology*, 148, 163-177.
- LEMOINE G. et FAUCON L., 2005. Preserving the beach deposits (high-water driftlines) and the embryo dunes on the coastline of the North-Department (France). In Herrier J.-L., J. Mees, A. Salman, J. Seys, H. Van Nieuwenhuyse and I. Dobbelaere (Eds). *Proceedings 'Dunes and Estuaries 2005' – International Conference on Nature Restoration*. Practices in European Coastal Habitats, Koksijde, Belgium, 19-23 September 2005, 369-377.
- LEMOINE G., TRUANT F., et collaboration BUE A., 1999. La préservation des laisses de mer sur le littoral du département du Nord. *Bulletin Société Botanique Nationale de France*, 52 (2-3), 19-22.
- LEONT'YEV' I.O., 1996. Numerical modelling of beach erosion during storm Event. *Coastal Engineering*, 29, 187-200.
- LETTAU K. et LETTAU H (Eds.), 1978. Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In H. Lettau, K. Lettau (Eds.): *Exploring the world's driest climate*. Center for Climate Research, Univ. Wisconsin, 110-147.
- LEVOY F., 1994. *Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales. L'exemple de la côte Ouest du Cotentin*. Thèse de Doctorat en Géologie, option sédimentologie dynamique, Université de Caen, 423 p.
- LEVOY F., ANTHONY E., BARUSSEAU J.P., HOWA H., et TESSIER B., 1998. Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *C.R.Acad. Sci.*, 327, p.811-818.
- LINDEMER C.A., PLANT N.G., PULEO J.A., THOMPSON D.M. et WAMSLEY T.V., 2010. Numerical simulation of a low-lying barrier island's morphological response to Hurricane Katrina. *Coastal Engineering*, Volume 57, Issues 11-12, 985-995.
- LIST J.H., FARRIS A.S. et SULLIVAN C., 2006. Reversing storm hotspots on sandy beaches: Spatial and temporal characteristics. *Marine Geology*, 226, 261– 279.
- LIST J.H., SALLENGER A.H.Jr., HANSEN M.E. et JAFFE B.E., 1997. Accelerated sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology*, 140, 347-365.
- LOZANO I., DEVOY R.J.N., MAY W. et ANDERSEN U., 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210, 205–225.

M

- MASPATAUD A., 2007. *Impacts des variations spatio-temporelles de la houle sur les morphologies de la côte Aquitaine*. Mémoire de Master 2 Recherche ENVOLH, Université Bordeaux I, 30 p.
- MASPATAUD A., RUZ M-H. et HEQUETTE A., 2009. Spatial variability in post-storm beach recovery along a macrotidal barred beach, southern North Sea. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS 2009, 88-92.
- MASPATAUD A., IDIER D., LARROUDE Ph., SABATIER F., RUZ M.-H., CHARLES E., LECACHEUX S. et HEQUETTE A., 2010. L'apport de modèles numériques pour l'étude morphodynamique d'un système dune-plage macrotidal sous l'effet des tempêtes : plage de la dune Dewulf, Est de Dunkerque, France. *XIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier, Les Sables d'Olonne*, Tome 1, 353-360.
- MASSELINK G. et 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., SHORT A.D., 1993. The effect of tidal range on beach morphodynamics and morphology : a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9,3, 785-800.
- MAY J.P. et TANNER W.F., 1973. The littoral power gradient and shoreline changes. *In: Coastal Geomorphology*, D.R. Coates, (Ed.), University of New York, Binghampton, USA, 43-60.
- McCALL R., 2008. *The longshore dimension in dune overwash modelling. Development, verification and validation of XBeach*. MSc thesis, Delft University of Technology, 147p.
- McCALL R.T., VAN THIEL DE VRIES J.S.M., PLANT N.G., VAN DONGEREN A.R., ROELVINK J.A., THOMPSON D.M. et RENIERS A.J.H.M., 2010. Two-dimensional time dependent hurricane overwash and erosion modeling at Santa Rosa Island. *Coastal Engineering*, Volume 57, Issue 7, 668-683.
- McCAVE I.N., 1971. Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine Geology*, 10, 3, 199-225.
- McNINCH J.E., 2004. Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*, 211, 121-141.
- McROBIE A., SPENCER T. et GERRITSEN H., 2005. The Big Flood: North Sea storm surge. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A, 363, 1263-1270.
- MEUR- FEREC C., 1995. La préservation des espaces naturels littoraux dans le Nord et le Pas de Calais : acteurs et politiques d'intervention. *Hommes et terres du Nord*, 1-2, 2-9.
- MORELLATO D., 2004. *Modélisation de l'efficacité du rechargement artificiel en sable sur une plage microtidale à barres (Site de Rousty, Delta du Rhone)*. Mémoire de DEA de Géographie physique, UFR des Sciences Géographiques de l'Aménagement, Aix-en-Provence, 71 p.
- MORELLATO D., SABATIER F., PONS F. et GAUFRES P., 2004. Comparaison de deux modèles cross-shore d'érosion des plages (Site de Rousty, delta du Rhône, France). *VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier*, Compiègne, 7-9 septembre 2004, 203-210.

- MORTON R. A., GIBEAUT J. C. et PAINE J. G., 1995. Mesoscale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology*, 126, 161-179.
- MORTON R. A., PAINE J. G. et GIBEAUT J. C., 1994. Stages and durations of post-storm beach recovery, south-eastern Texas coast, USA. *Journal of Coastal Research*, 10, 884-908.
- MORTON R.A. et SALLENGER A.H., Jr., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 19, 3, 560-573.
- 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.
- MÜNCHENER RÜCK, 2001. Tempêtes d'hiver en Europe (II). Analyse des sinistres 1999 – Potentiels de sinistres. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, 74 p.  
<http://www.munichere.com/touch/publications/de/list/default.aspx>
- MUSEREAU J., 2009. *Approche de la gestion des cordons littoraux : Mise au point et application d'un indice d'érosion (Zone des Pertuis Charentais, France)*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 2, 306 p.
- MUSEREAU J., REGNAULD H. et PLANCHON O., 2007. Vulnérabilité aux tempêtes des dunes littorales : développement d'un modèle de prediction du dommage à travers l'exemple de Saint Torjan (Ile d'Oléron, France). *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, 4, 1-22.

## N

- NAMIKAS S.L. et 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.
- NISHI R., KRAUS N.C., 1996. Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. *Proceedings of the 25th Coastal Engineering Conference*. ASCE, 3034-3047.
- NICHOLLS R.J., 1995. *Synthesis of vulnerability analysis studies. 1993, WORLD Coast'93. Coastal zone management center . Rijkswaterstaat, The Netherlands*. Synthesis of vulnerability analysis studies, 1-41.
- NICHOLLS R.J., WONG P.P., BURKETT V.R., CODIGNOTTO J.O., HAY J.E., McLEAN R.F., RAGOONADEN S. et WOODROFFE C.D., 2007. *Coastal systems and low-lying areas. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315-356.
- NORDSTROM K.F., 2000. *Beaches and dunes of developed coasts*. Cambridge University Press, 338 p.

## O

- OBLINGER A., 2008. *Caractérisation morphodynamique des sites de Malo-les-bains et de Calais-Hoverport, Nord de la France : spécificités de deux sites macrotidaux originaux*



*du sud de la Mer du Nord*. Thèse de Doctorat de Géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 178 p.

- OBLINGER A. et ANTHONY E.J., 2008. Wave attenuation and intertidal morphology of a multibarred macrotidal beach behind a breakwater. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, suppl. 3, 167-177.
- OGBA C.O. et UTANG P.B., 2010. Geospatial Evaluation of Niger Delta Coastal Susceptibility to Climate Change. *FIG Congress 2010, Facing the Challenges – Building the Capacity*, Sydney, Australia, 11-16 April 2010, 21 p.

## P

- PARISOT J.P., CAPO S., RIHOUEY D., HOWA H., DESMAZES F. et FAUQUE L. 2010. Analyse de l'évolution morphodynamique de la plage du Truc Vert (Gironde) sur une période décennale. *XIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier, Les Sables d'Olonne*, Tome 1, 387-396.
- PARKER J.A. et FODEN D., 2009. High-resolution Measurement of a North Sea Storm Surge. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS2009, 1656-1660.
- PASKOFF R., 2004. *Côtes en danger*. 2<sup>e</sup> édition : L'Harmattan, 250 p.
- PASKOFF R., 2001. *L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers, le mythe et la réalité*. Institut Océanographique, Paris, 200 p.
- PEPPER D.A. et STONE G.W., 2004. Hydrodynamic and sedimentary responses to two contrasting winter storms on the inner shelf of the northern Gulf of Mexico. *Marine Geology*, 210, 43– 62.
- PETERSEN M. et ROHDE H., 1991. *Sturmflut. Die grossen Fluten an den Kuesten Schleswig-Holsteins und in der Elbe*. Neumünster.
- PILKEY O. et HUME T.M., 2001. The shoreline erosion problem: Lessons from the past. *Water and Atmosphere*, 9(2), 22-23.
- PINTO A.G., ZACHARIAS S., FINK A.H., LECKEBUSCH G.C. et ULBRICK U., 2009. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Climate Dynamics*, 32, n°5, 739, DOI: 10.1007/s00382-008-0525-0.
- PIRAZZOLI P.A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, 23(6), 643-661.
- PIRAZZOLI P.A., 2005. Recent changes in surface air pressure and wind activity on the Atlantic coasts of France and Ireland. *Journal of Coastal Research*, SI 42, 263-252.
- PIRAZZOLI P.A. et COSTA S., 2007. Flood threat anomaly for the low coastal areas of the English Channel based on analysis of recent characteristic flood occurrences. *Ocean Dynamics*, 57, 501-510.
- PIRAZZOLI P.A., REGNAULD H. et LEMASSON L., 2004. Change in storminess and surges in western France during the last century, *Marine Geology*, 210, 307-323.

- PLAUT G. et SIMONNET E., 2002. Large-scale circulation classification, weather regimes and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research*, 17, 303-324.
- POOL A.D., 2009. *Modelling the 1775 storm surge deposits at the Heemskerk dunes*. MSc Thesis, TU DELFT, Deltares, 104 p.
- PONCELET L., 1953. A propos du « ras de marée » du 1er février 1953. *Ciel et Terre*, Vol. 69, 93-96.
- PRENZLER P.T., 2007. A review of beach erosion vulnerability estimation methods in Queensland. *Queensland Coastal Conference 2007 Shifting sands*, 8 p.
- PROVOOST S., JONES M.L.M. et EDMONSON S.E., 2009. Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review. *Journal of Coastal Conservation*. DOI: 10.1007/s11852-009-0068-5.
- PROVOOST S. et VAN LANDUYT W., 2001. The flora of the Flemish coastal dunes (Belgium) in a changing landscape. In: Houston JA, Edmondson SE, Rooney PJ (eds) *Coastal dune management, shared experience of European conservation practice*. Proceedings of the European symposium Coastal Dunes of the Atlantic Biogeographical Region, Southport, northwest England, September 1998. Liverpool University Press, Liverpool, 393-401.
- PRUDENCIO H-E., SINGH B. et ANDRE P., 2002. Vulnérabilité de la zone côtière du Bénin à un rehaussement relatif du niveau marin : état de la question et préconisations. *Annales de Géographie*, Vol. 111, n° 623, 25-40.
- PSUTY N.P., 1992. Spatial variation in coastal foredune development. In Carter R.W.G., Curtis T.G.F., Sheehy-Skefington (Eds.), *Coastal dunes, geomorphology, ecology and management for conservation*, A.A. Balkema, Rotterdam, 3-13.
- PSUTY N.P., 2004. The coastal foredune : a morphological basis for regional coastal dune development. In : Martinez M., Psuty N.P. (Eds.), *Coastal dunes : ecology and conservation*, Springer-Verlag, Berlin, 11-27.
- PSUTY N.P. et SILVEIRA T.M., 2010. Global climate change : an opportunity for coastal dunes ? *Journal of Coastal Conservation*, 14, 153-160.
- PYE K. et BLOTT S.J., 2008. Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: An investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK. *Geomorphology*, 102, 652-666.
- PYE K. et TSOAR H., 1990. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman Ltd, London, 396 p.

## R

- REGNAULD H., PIRAZZOLI P.A., MORVAN G. et RUZ M-H., 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology*, 210, 325-337.
- REICHMÜTH, B., 2003. *Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales : exemple de la côte d'Opale, nord de la France*. Thèse de géographie, Université du Littoral Côte d'Opale de Dunkerque, 248 p.

- REICHMUTH, B. et ANTHONY, E. J., 2002. The variability of ridge and runnel beach morphology: examples from northern France. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 612-621.
- REICHMUTH, B. et ANTHONY, E. J., 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, 90 (1-2), 101-114.
- REICHMUTH B. et ANTHONY E.J., 2008. Seasonal-scale morphological and dynamic characteristics of multiple intertidal bars. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, 3, 79-90.
- RENIERS A.J.H.M., THORNTON E.B., STANTON T.P. et ROELVINK J.A., 2004. Vertical flow structure during Sandy Duck observations and modelling. *Coastal Engineering*, 51, 237-260.
- REY T., 1999. *Influence des brise-lames sur les transports sédimentaires et la morphologie de la plage de Malo-les-Bains (Dunkerque) ; Etude des flux sédimentaires pendant les périodes de faible énergie des vagues*. Mémoire de Maîtrise de Géographie. Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque.
- RODRIGUEZ-RAMIREZ A., RUIZ F., CACERES L.M., RODRIGUEZ VIDAL J., PINO R. et MUNOZ J.M., 2003. Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management. *The Science of the Total Environment*, 303, 189-201.
- ROELVINK J.A., 1993. *Surf beat and its effect on cross-shore profiles*. PhD. Thesis, Delft University of Technology.
- ROELVINK D., RENIERS A., VAN DONGEREN A., VAN THIEL DE VRIES J., LESCINCKI J. et McCALL R., 2008. *Modelling hurricane impacts on beaches, dunes and barrier islands*. Unesco-IHE Institute for Water Education, Deltares and Delft University of Technology, 30 p.
- ROELVINK D., RENIERS A., VAN DONGEREN A., VAN THIEL DE VRIES J., LESCINCKI J. Et McCALL R., 2009a. *XBEACH model description and manual*. Report, Unesco-IHE Institute for Water Education, Deltares and Delft University of Technology.
- ROELVINK D., RENIERS A., VAN DONGEREN A., VAN THIEL DE VRIES J., McCALL R. et LESCINCKI J., 2009b. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56, 1133-1152.
- ROGERS J.C., 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112, 1999-2015.
- ROGERS J.C., 1990. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *J. Climate*, 3, 1364-1379.
- ROSATI J.D., WISE R.A., KRAUS N.C. et LARSON M., 1993. *SBEACH : Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change – Report 3 – User's Manual*, US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Instruction Report CERC-93-2.
- RUGGIERO P., KAMINSKY G. M. et GELFENBAUM G., 2003. Linking Proxy-Based and Datum- Based Shorelines on a High Energy Coastline: Implications for Shoreline Change Analyses. *Journal of Coastal Research*, SI 38, 57-82.

- RUGGIERO P., KOMAR P.D., MCDUGLAS W.G., MARRA J.J., BEACH R.A., 2001. Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research*, 17, 2, 407-419.
- RUZ M-H., 2004. Formation et évolution des dunes bordières : modèles conceptuels. *BAGF, Géographies*, 3, 383-392.
- RUZ M-H., 2006. Case study. Coastal dune management on a shoreline subject to strong human pressure: the Dunkirk area, Northern France. CoPraNet (Coastal Practice Network). Project part-funded by the European Union. 8p. <http://www.coastalpractice.net/en/tourismdb/index.htm>
- RUZ M-H., HEQUETTE A. et MASPATAUD A., 2009. Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS2009, 356-360.
- RUZ, M.H. et ANTHONY, E.J., 2008. Sand trapping by brushwood fences on a beach-foredune contact: the primacy of the local sediment budget. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 52, 3, 179-194.
- RUZ M-H., ANTHONY E.J. et FAUCON L., 2005. Coastal dune evolution on a shoreline subject to strong human pressure: the Dunkirk area, northern France. In Herrier J.-L., J. Mees, A. Salman, J. Seys, H. Van Nieuwenhuyse and I. Dobbelaere (Eds). *Proceedings 'Dunes and Estuaries 2005' – International Conference on Nature Restoration*. Practices in European Coastal Habitats, Koksijde, Belgium, 19-23 September 2005, 441-449.
- RUZ M-H. et MEUR-FEREC C., 2004. Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune erosion on a macrotidal coast, Wissant Bay, Northern France. *Geomorphology*, 60 (1-2), 73-87.

## S

- SABATIER F., 2008. Modélisation de l'impact du changement climatique sur l'érosion des dunes. Application à la Camargue. *La Houille Blanche*, 1, 40-49.
- SABATIER F., LAMBERT A., CHAIBI M., SAMAT O. et PROVANSAL M., 2002. Morphodynamique du profil de plage en milieu microtidal : du relevé de terrain au modèle mathématique et numérique. *Symposium "Geomorphology: from expert opinion to modelling"*, Strasbourg, 26-27 Avril 2002, D. Delahaye, F. Levoy, O. Maquaire, 357-360.
- SALLENGER A., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), 890-895.
- SALLENGER A.H., STOCKDON H.F., FAUVER L., HANSEN M., THOMPSON D., WRIGHT C.W. et LILLYCROP J., 2006. Hurricanes 2004: An Overview of Their Characteristics and Coastal Change. *Estuaries and Coasts*, 29, 6A, 880-888.
- SCHWARZER K., DIESING M., LARSON M., NIEDERMEYER R-O., SCHUMACHER W. et FURMANCZYK K., 2003. *Marine Geology*, 194, 79-101.
- 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 Géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 197 p.

- SEDRATI M. et ANTHONY E.J., 2007. Storm-generated morphological changes and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, 244, 209-229.
- SENECHAL N., 2003. *Etude de la propagation des vagues au-dessus d'une bathymétrie complexe en zone de surf*. Thèse de l'Université de Bordeaux I, 241 p.
- SENECHAL N., GOURIOU T., CASTELLE B., PARISOT J-P., CAPO S., BUJAN S. et HOWA H., 2009. Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology*, 107, 263-274.
- SEXTON W.J., 1995. The post-storm hurricane Hugo recovery of the undeveloped beaches along the South Carolina coast, "Capers Island to the Santee delta". *Journal of Coastal Research*, 11, 4, 1020-1025.
- SHAW W. J., TAYLOR R.B., FORBES D.L., SOLOMON S., and RUZ M.-H., 1998. Sensitivity of the coasts of Canada to Sea-level Rise. *Geological Survey of Canada, Bulletin 505*, 114 p.
- S.I.L.E., 1990. *Front de mer : dégâts occasionnés par les tempêtes des 27 et 28 février 1990. Ouvrages de défense de côtes. Dossiers de demande de subvention*. Syndicat Intercommunal du Littoral Est. Dunkerque-Teteghem-Leffrinckoucke-Ghyvelde-Bray-Dunes-Zuydcoote.
- SIPKA V., 1998. *Les plages macrotidales du Nord – Pas-de-Calais : contexte environnemental et caractérisation morphodynamique*. Thèse de doctorat de Géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 207 p.
- SIPKA V. et ANTHONY E.J., 1999. Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel under modal low wave conditions. *Journal de Recherche Océanographique*, 24, 25-31.
- SHORT A.D. et HESP P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeast Australia. *Marine Geology*, 48, 259-284.
- SMITH G.L. et ZARILLO G.A., 1989. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photography and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research*, 6, 111-120.
- SNEYERS R., 1953. La tempête et le débordement de la mer du 1er février 1953. *Ciel et Terre*, Vol. 69, 97-107.
- SNEYERS R., 1976. Le temps en janvier 1976. *Ciel et Terre*, Vol. 92, 183-186.
- SOMMÉ J., 1975. *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*. Doctorat d'Etat, Université de Paris I., 810 p.
- SOMMERFELD B.G., KRAUS N.C. et LARSON M., 1996. *SBEACH-32 Interface User's Manual – Final Report*, Conrad Blucher Institute for Surveying and Science, Texas A&M University - Corpus Christi, Report TAMU-CC-CBI-95-12.
- SOULSBY R., 1997. *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford Publications, London.
- STEERS J.A., STODDART D.R., BAYLISS-SMITH T.P., SPENCER T. et DURBIDGE P.M., 1979. The storm surge of 11 January 1978 on the east coast of England. *The Geographical Journal*, 14, 192-205.

- STEETZEL H.J., 1993. *Cross-shore transport during storm surges*. Thèse, Delft Hydraulics, 294 p.
- STEPANIAN A., 2002. *Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie)*. Thèse de Doctorat, Université de Caen, 276 p.
- STEPANIAN A. et 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.
- STIVE M.J.F. et DE VRIEND H.J., 1994. Shear stresses and mean flow in shoaling and breaking waves. In Proceedings of the 24rd International Coastal Engineering Conference, ASCE, 594-608.
- STIVE M.J., AARNINKHOF A.G.J., HAMM L., HANSON H., LARSON M., WIJNBERG K.M., NICHOLLS R.J. et CAPOBIANCO M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47, 211-235.
- STOCKDON H.F., HOLMAN R.A., HOWD P.A. et SALLENGER A.H., 2006. Empirical parametrization of setup, swash and runoff. *Coastal Engineering*, vol 53, n°7, 573-588.
- STONE G.W. et ORFORD J.D. (Eds.), 2004. Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. *Marine Geology*, 210, 368 p.
- STRIDE A.H., 1982. *Offshore tidal sands, processes and deposits*. Chapman & Hall, London, 222 p.
- SUANEZ S. et CARIOLET J-M., 2010. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norois*, n° 215, 2010/2, p 77-99.
- SUANEZ S., FICHAUT B., GOUDEDRANCHE L., et SPARFEL L., 2006a. Niveaux marins extrêmes et érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény, Finistère). De la mesure à la réponse gestionnaire. *IXèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier*, 12-14 septembre 2006, Brest, 439-446.
- SUANEZ S., FICHAUD B., SPARFEL L. et POSTEC A., 2006b. Erosion dunaire et risques associés, le cas de la plage du Vougot (Guissény – Finistère). *Natura 2000 et Contrat Nature. Interactions Nature-Société, analyse et modèles*. UMR6554 LETG, La Baule 2006, 1-5.
- SVENDSEN I.A., 1984. Wave heights and setup in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8, 4, 303-329.
- SYVISTSKI J.P.M, KETTNER A.J., OVEREEM I., HUTTON E.W.H., HANNON M.T., BRAKENRIDGE R., DAY J., VOROSMARTY C., SAITO Y., GIOSAN L. et NICHOLLS R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2, 681-686.

## T

- TESSIER B., CORBAU C., CHAMLEY H. et AUFFRET J. P., 1999. Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution seismic reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, northern France). *Journal of Coastal Research*, 15, 593-606.

- THIELER E. R. et DANFORTH W.W., 1994. Historical Shoreline Mapping (1): Improving Techniques and Reducing Positioning Errors. *Journal of Coastal Research*, 10, 3, 549-563.
- THIELER E. R., PILKEY O. H. Jr, YOUNG R. S., BUSH D. M. et CHAI F., 2000. The use of mathematical models to predict beach behaviour for U.S. coastal engineering: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 16, 1, 48-70.
- THOM B.G. et HALL W., 1991. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion periods. *Earth Surface Landform and Processes*, 16, 113-127.
- TOLMAN H. L., 1991. Effects of tides and storm surges on North Sea wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, 21, 766-781.
- TOMASIN A. et PIRAZZOLI P.A., 2008. Extreme sea levels in the English Channel: calibration of the joint probability method. *Journal of Coastal Research*, 24(4C), 1-13.
- TONNERRE-GUERIN M-A., 2003. Les tempêtes, un concept et une genèse revisités. *Annales de Géographie*, n° 633, 451-470.
- TRENTESAUX A., STOLK A., TESSIER B. et CHAMLEY H., 1994. Surficial sedimentology of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121, 43-55.
- TRENTESAUX A., LE BOT S. et 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.), *6<sup>th</sup> International Conference on Tidal Sedimentology*. Institute of Geography. University of Copenhagen, Copenhagen, 186-189.
- TRIQUET I., 1998. *Morphodynamique des plages macrotidales à barres et à bâches : l'exemple des plages de Malo-les-bains et Zuydcoote*. Mémoire de maîtrise en Géographie, Université du Littoral Côte d'Opale, 106 p.
- TRZPIT J.P., 1977a. Les tempêtes nord-atlantiques: Essai d'analyse géographique. Ière partie. *Norois*, n°93, 33-52.
- TRZPIT J.P., 1977b. Les tempêtes nord-atlantiques: Essai d'analyse géographique. IIème partie : la diversité des tempêtes. *Norois*, n°94, 211-234.

## U

- UPPENBRINK J., 1999. The North Atlantic Oscillation. *Science*, 283, 948-949.
- ULLMANN A. et MONBALIU J., 2010. Changes in atmospheric circulation over the North Atlantic and sea-surge variations along the Belgian coast during the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 30, 558-568.
- ULLMANN A. et MORON V., 2008. Weather regimes and sea surges variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20<sup>th</sup> century. *International Journal of Climatology*, 28, 159-171.

V

- VAN DER MOLEN J., 2002. The influence of tides, wind and waves on the net sand transport in the North Sea. *Continental Shelf Research*, 22, 2739–2762.
- VANDIEPENBEECK M., 1990. La tempête du 25 janvier 1990. *Ciel et Terre*, Vol. 106, 58-59.
- VAN DONGEREN A., BOLLE A., VOUSDOUKAS M.I., PLOMARITIS T., EFTIMOVA P., WILLIAM J., ARMAROLI C., IDIER D., VAN GEER P., VAN THIEL DE VRIES J., HAERENS P., TABORDA R., BENAVENTE J., TRIFONOVA E., CIAVOLA P., BALOUIN Y. et ROELVINK D., 2009. Micore : dune erosion and overwash model validation with data from nine european field sites. *Proceedings of Coastal Dynamics 2009*, 1-15. DOI : 10.1142/9789814282475\_0084
- 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 de Géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, 223 p.
- VANHEE S., ANTHONY E.J. et RUZ M.H., 2002. Aeolian sand transport on a ridge and runnel beach: preliminary results from Leffrinckoucke beach, northern France. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 732-740.
- VAN RIJN L.C., 2008. Prediction of dune erosion due to storms. *Coastal Engineering*, in press.
- VAN RIJN L.C., WALSTRA D.J.R., GRASMEIJER B., SUTHERLAND J., PAN S. et SIERRA J.P., 2003. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models. *Coastal Engineering*, 47, 3, 295-327.
- VAN SON S.T.J., 2009. *Monitoring and modeling nearshore morphodynamic behaviour on storm time scales*. Master of Science thesis report, TU Delft, 103 p.
- VAN THIEL DE VRIES J., 2009. *Dune erosion during storm surges*. Thèse de Doctorat, Delft University of Technology, 200 p.
- VASSEUR B. et HEQUETTE A., 2000. Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), southwestern North Sea. Coastal Geomorphology and Shoreline Management Unit JE 2208, ULCO. From PYE K. and ALLEN J.R.L. (eds). *Coastal and estuarine environments : sedimentology, geomorphology and geoarcheology*. Geological Society, London Special Publications, 175, 99-107.
- VELLINGA P., 1983. Predictive Computational Model for Beach and Dune Erosion during storm Surges. *Proc. Coastal Structures Conference, American Society of Civil Engineers*, 806-819.
- VELLINGA P., 1986. *Beach and dune erosion during storm surges*. Thèse, Delft University, Holland, 169 p.
- VERWAEST T., VIAENE P., VERSTRAETEN J. et MOSTAERT F., 2005. *Monitoring, Understanding and Blocking sea level rise*. Contribution to SAFECOAST Project (Interreg IIIB North Sea), Translation of “Verwaest et al., 2005. De Zeespiegelstijging



- Meten, Begrijpen en afblokken. De Grote Rede 15, December 2005, p.15-25".  
[www.safecoast.org](http://www.safecoast.org)
- VICAIRE O., 1991. *Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière belge)*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille-Flandres Artois, 255 p.
- VINCHON C., IDIER D., BALOUIN Y., CAPO S., CASTELLE B., CHATEAUMINOIS E., CERTAIN R., CRILLON J., FATTAL P., HEQUETTE A., MAANAN M., MALLET C., MASPATAUD A., OLIVEROS C., PARISOT J.P., ROBIN M., RUZ M., THIEBOT J., 2008. Projet VULSACO. *Vulnérabilité de plages sableuses face au changement climatique et aux pressions anthropiques. Module 1 : Caractérisation des sites*. Rapport final, BRGM/RP-56618-FR, 114 p., 48 fig., 16 tabl., 7 ann. (volume séparé) (Diffusion publique en janvier 2012).
- VISBECK M.H., HURRELL J.W., POLVANI L., CULLEN H.M., 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *PNAS*, 98, no.23, 12876-12877.
- VON STORCH H. et WOTH K., 2008. Storm surges: perspectives and options. *Sustainability Science*, 3, 33-43.
- VON STORCH H., WOTH K. et GONNERT G., 2006. Storm surges – the case of Hamburg, Germany. *ESSP OSC Panel session on GEC, natural disasters, and their implications for human security in coastal urban areas*.
- VOUKOUVALAS E., 2010. Coastal response during the 1953 and 1976 storm surges in the Netherlands. Field data validation of the XBeach model. Thèse de Doctorat, Delft University of Technology, 105 p.

## W

- WASA Group, 1998. Changing waves and storms in the Northeast Atlantic ? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 5, 741-759.
- WATSON R., ZINYOWERA M., MOSS R. et DOKKEN D., 1997. *The regional impacts of climate change: an assessment of vulnerability. Summary for policymakers*. Report of IPCC Working group II. 16 p.
- WEISSE R. et GUNTHER H., 2007. Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 57, 161-172.
- WEISSE R. et PLUSS A., 2006. Storm related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 56, 16-25.
- WEISSE R., VON STORCH H. et FESER F., 2005. Northeast Atlantic and North Sea Storminess as Simulated by a Regional Climate Model during 1958–2001 and Comparison with Observations. *American Meteorological Society*, 18, 465-479.
- WIJNBERG K.M. et KROON A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology*, 48 (1-3), 103-120.
- WOODWORTH P.L., FLATHER R.A., WILLIAMS J.A., WAKELIN S.L. et JEVREJEVA S., 2007. The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation. *Continental Shelf Research*, 27, 935–946.

WOTH K., WEISSE R. et VON STORCH H., 2005. *Dynamical modelling of North Sea storm surge extremes under climate change conditions – an ensemble study*. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Geesthacht, 29 p.

WOTH K., WEISSE R. et VON STORCH H., 2006. Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dynamics*, 56, 3-15.

## X

XUAN TINH N., 2006. *Modelling of Coastal Overwash Review and application of state-of-art empirical, numerical and analytical methods*. Department of Water Resources Engineering, Lund Institute of Technology (LTH), Lund University, 72 p.

## Z

ZHENG J. et DEAN R.G., 1997. Shoreline and dune recession variability and cross-shore modelling. *In: News Insights Into Beach Preservation, Proceedings of the 10<sup>th</sup> National Conference on Beach Preservation Technology*, 151-166.

ZHANG K., DOUGLAS B.C. et LEATHERMAN S.P., 2001. Beach erosion potential for severe Nor'easters. *Journal of Coastal Research*, 17, 2, 309-321.

ZHANG K., DOUGLAS B.C. et LEATHERMAN S.P., 2002. Do storms cause long-term beach erosion along the U.S. East Barrier Coast. *The Journal of Geology*, 110, 493-502.

ZHANG K., DOUGLAS B.C. et LEATHERMAN S.P., 2004. Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41-58.

ZUZEK P. J., NAIRN R. B. et THIEME S. J., 2003. Spatial and Temporal Considerations for Calculating Shoreline Change Rates in the Great Lakes Basin. *Journal of Coastal Research*, SI 38, 125-146.

### **Photographies :**

Ministère de l'environnement, Service Maritime du Nord, Cellule qualité des eaux littorales - Service chargé de la police des eaux (Dunkerque), 1994. *Inventaire du massif dunaire sur le littoral nord. Campagne de photographies aériennes réalisée le Jeudi 28 Avril 1994*.

Secrétariat d'état à la mer, Service maritime du Nord, Subdivision des phares et balises de Dunkerque, 1987. *Dossier Littoral Dunkerque Frontière belge. Situation fin 1986. Proposition de travaux. 17 février 1987*.

Service Maritime du Nord, S.I.L.E. Les Dunes de Flandres, 1995a. *Tempête des 1 et 2 janvier 1995 - Dossier "Points noirs"*. 52 p.

Service Maritime du Nord, S.I.L.E. Les Dunes de Flandres, Clabaut Ph., 1995b. *Littoral Nord - Tempête des 1 et 2 janvier 1995. Document de présentation - Réunion du 7 mars 1995*. 43 p.

### Liens internet

Cartes anciennes de Cassini : <http://cassini.ehess.fr>

Cartes synoptiques sur l'Europe occidentale :  
<http://www.met.fu-berlin.de>, <http://www.wetterpate.de>

Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, (Indice NAO) :  
<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>

Deutscher Wetterdienst (Service Météorologique Allemand): <http://www.dwd.de>

Global Warming Art : <http://www.globalwarmingart.com>

IRM, Institut Royal Météorologique belge : <http://www.meteo.be/>

KNMI HYDRA PROJECT, *Wind climate assessment of the Netherlands* :  
<http://www6.knmi.nl/>

Météo France : <http://www.meteofrance.fr>

Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse :  
<http://www.meteoschweiz.admin.ch>

PSMSL, *Permanent Service for Mean Sea Level* : <http://www.psmsl.org/>

Photographies du littoral est-dunkerquois dans les années 1960-1970 :  
<http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com/>

SAFECOAST : <http://www.safecoast.org>

SHOM : <http://www.SHOM.fr>

SONEL : <http://sonel.org>

VLIZ : [www.vliz.be](http://www.vliz.be)

VULSACO : <http://vulsaco.brgm.fr/>

## **LISTE DES FIGURES**



## LISTE DES FIGURES

### CHAPITRE I PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR D'ETUDE .....11

- Figure I-1 Distribution mondiale simplifiée des côtes sableuses et des principaux deltas densément peuplés et vulnérables à une remontée du niveau marin (synthèse personnelle ; d'après [Carter \*et al.\*, 1990](#) ; [Bird, 1993](#) ; [Syvitski \*et al.\*, 2009](#)) : 1 - Yukon (Alaska), 2 - Mackenzie (Canada), 3 - Delta du Mississippi (Etats-Unis), 4 - Magdalena (Colombie), 5 - Amazone et 6 - Sao Francisco (Brésil), 7 - Parana (Uruguay), 8 - Niger, 9 - Congo, 10 - Flandres (France, Belgique, Pays-Bas, Allemagne), 11 - Rhône (France), 12 - Pô (Italie), 13 - Dvina et 14 - Pechora, Ob (Russie), 15 - Limpopo-Zambeze, 16 - Delta du Nil (Egypte), 17 - Tigre-Euphrate (Golfe Persique), 18 - Indus (Pakistan), 19 - Narmada-Tapti, 20 - Cauvery, 21 - Delta du Gange-Brahmapoutre (Inde), 22 - Irrawady (Myanmar), 23 - Mekong, 24 - Red River (Vietnam), 25 - Pearl River, 26 - Yangtse et 27 - Huang He (Chine), 28 - Victoria (Australie). ..... 12
- Figure I-2 Distribution mondiale des plateaux continentaux actuels (modifié, d'après [Johnson et Baldwin, 1986](#)). Les régions encadrées représentent quelques unes des mers épicontinentales (1 - Europe Occidentale (Mer du Nord, Manche, Mer d'Irlande, Mer Celtique, Mer des Wadden, *German Bight*), 2 - Mer de Barents, 3 - Golfe persique, 4 - Mer Jaune, 5 - Mer de la Sonde, 6 - Mer de Béring, 8 - Baie d'Hudson) et mers bordières (7 - Mer de Beaufort, 9 - Oregon/Washington, 10 - Est des U.S.A., 11 - Golfe du Mexique, 12 - Golfes du sud-est de l'Argentine) les plus étudiées. .... 14
- Figure I-3 Distribution mondiale des marnages moyens de vive-eau (d'après [Davies, 1980](#)). ..... 15
- Figure I-4 Localisation des principaux espaces dunaires, bas et urbanisés sur les côtes de la Mer du Nord (synthèse et modifications d'après [Géhu, 1985](#) ; [Nordstrom, 2000](#) ; R.A. Rohde ([www.globalwarmingart.com](http://www.globalwarmingart.com))). ..... 16
- Figure I-5 Topographie des côtes et bathymétrie de la partie méridionale de la Mer du Nord (d'après [Van der Molen, 2002](#)). ..... 17
- Figure I-6 Variations récentes du niveau marin relatif pour les stations de Dunkerque, Ostende et Nieuwport (Source : PSMSL). ..... 20
- Figure I-7 Situations météorologiques types dans l'Ouest de l'Europe : circulation générale associée à (A) un temps perturbé de Sud-Ouest ou d'Ouest, (B) un temps perturbé de Nord-Ouest ou de Nord, et (C) circulation générale d'Est non perturbée associée à un temps froid de Nord à Est (d'après les données du [SHOM \(1999\)](#), synthétisées par [Sipka ; 1998 Vanhée \(2002\)](#)). ..... 23
- Figure I-8 Rose des vents à Dunkerque (données Météo-France, 1981-1990). ..... 24

Figure I-9	Roses saisonnières de direction des vents, pour la station Westhinder de 1997 à 2007 (issu de <a href="#">Guerber et al., 2008</a> ).	25
Figure I-10	Localisation des points amphidromiques de la Mer du Nord. Les lignes cotidales (en trait continu) représentent la progression de l'onde de marée, en heures. Les lignes en trait pointillé matérialisent les zones de marnage moyen identique ( <a href="#">Houbold, 1968 ; Harvey, 1976</a> ).	26
Figure I-11	Rose des houles enregistrées à la station de Westhinder au large du secteur d'étude de 1997 à 2007 (modifié, d'après <a href="#">Héquette et Moses, 2009</a> ).	29
Figure I-12	Orientation des transits sédimentaires à la jonction Manche-Mer du Nord et localisation des principaux groupes de bancs tidaux et vagues de sable (modifié, d'après <a href="#">Dewez et al., 1989 ; Stride, Belderson et al., 1982 ; McCave, 1971</a> et <a href="#">Houbolt, 1968</a> ).	32
Figure I-13	Panorama des différents paysages présents le long du littoral de Dunkerque à la frontière franco-belge.	34
Figure I-14	Terminologie du profil côtier, secteur de la Dune Dewulf, Leffrinckoucke-Zuydcoote.	35
Figure I-15	Localisation des deux sites test : (1) et (2), la plage de la Dune Dewulf un secteur Ouest en érosion, à Leffrinckoucke-Zuydcoote ; (3) et (4) un secteur Est stable/en accrétion, la plage des Dunes du Perroquet à Bray-Dunes (Orthophotoplan 2000 IRC © ENR/ELM).	39
Figure I-16	Profils bathymétriques à l'avant côte des deux sites test à Leffrinckoucke-Zuydcoote (Dune Dewulf) et Bray-Dunes (Dunes du Perroquet) (modifié, d'après <a href="#">Héquette et al., 2009</a> , extrait de la carte marine du SHOM).	40
Figure I-17	Profil côtier type (A) sur le site de la plage de la Dune Dewulf et (B) sur le site de la plage des Dunes du Perroquet : terminologie des différentes unités de la dune à la plage.	42
Figure I-18	Modèle Numérique de Terrain du système dune/plage sur le site de la Dune Dewulf et altitude de points particuliers sur le cordon dunaire (campagne de Décembre 2007).	43
Figure I-19	Modèle Numérique de Terrain du système dune/plage sur une portion du site des Dunes du Perroquet et altitude de points particuliers sur le cordon dunaire (campagne de Février 2007).	44

## **CHAPITRE II APPROCHE METHODOLOGIQUE : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES ET MESURES DE TERRAIN .....47**

Figure II-1	Photographie d'un Midas DWR (A) déployé sur la plage, et (B) structure de déploiement dans les petits fonds.	48
Figure II-2	Photographie d'un ADCP (A) déployé sur l'estran à Zuydcoote et (B) schéma de l'appareil.	49
Figure II-3	Photographie d'un ADV (A) déployé sur la plage de la Dune Dewulf et (B) schéma de l'appareil.	49
Figure II-4	Photographie d'un S4 ADW (A) déployé sur l'estran à Bray-Dunes, et (B) schéma de l'appareil.	50

Figure II-5 Décomposition du vecteur de courant moyen ( $V_m$ ) en courants longitudinaux ( $V_l$ ) et transversaux ( $V_t$ ).....	52
Figure II-6 Déploiement côte à côte d'un S4 ADW et un ADCP en Baie de Wissant (a), et corrélations de la hauteur d'eau (b), la hauteur significative de la houle (c), le courant longitudinal (d) et du courant transversal (e) à partir d'enregistrements simultanés des deux courantomètres (Sedrati, 2006).....	53
Figure II-7 Localisation des houlographes au large de Dunkerque ; W : Station Westhinder, T : Station Trappegeer. ....	53
Figure II-8 Station Météo Pro WMR200 Oregon (A) déployée sur la dune bordière, et (B) dispositif d'orientation et de fonctionnement de l'instrument. ....	55
Figure II-9 Localisation et orientation des profils topographiques dune-plage sur le site de la Dune Dewulf, Leffrinckoucke-Zuydcoote.....	56
Figure II-10 Localisation et orientation des profils topographiques dune-plage sur le site des Dunes du Perroquet, Bray-Dunes. ....	57
Figure II-11 Station électronique (A) de mesures topographiques très haute résolution Leica TC 407 et (B) canne équipée du prisme réflecteur.....	58
Figure II-12 Dispositif de mise en station et de mesure du tachéomètre.....	59
Figure II-13 Dispositif de mesures topographiques par Station DGPS Leica Système 1200.....	60
Figure II-14 Localisation des points de mesure relevés au DGPS du 10 au 14 Décembre 2007 sur la Dune Dewulf à Leffrinckoucke-Zuydcoote. ....	62
Figure II-15 Méthode de relèvement de la position du trait de côte au moyen d'un DGPS.....	63
Figure II-16 Méthode de rectification des missions aériennes utilisées, de digitalisation et de calcul de l'évolution du trait de côte (modifié d'après Chaverot, 2006). ....	66
Figure II-17 Récapitulatif de l'estimation de la marge d'erreur maximale potentielle entre les photographies corrigées (Chaverot, 2006).....	68
Figure II-18 Localisation de la zone de piégeage et répartition des pièges éoliens sur la dune et le haut de plage dans le profil PZ3, sur le site de la Dune Dewulf.....	70
Figure II-19 Piège à sable vertical de type Leatherman : (A) schéma (d'après Goldsmith et al., 1988), (B) piège déployé in-situ et affouillement éventuellement créé à sa base.....	71
Figure II-20 Synthèse des dates de profils topographiques dune-plage réalisés au cours des 2 ans et demi de suivi, sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet, avec mise en évidence des profils pré-tempête et post-tempête. ....	74
Figure II-21 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de Novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf : profils cross-shore et déploiement d'un courantomètre-houlographe. ....	77



Figure II-22 Récapitulatif des mesures réalisées sur le site de la Dune Dewulf durant la campagne de Novembre 2007.....	77
Figure II-23 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de Mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf : profils cross-shore et déploiement de courantomètres-houlographes. ....	78
Figure II-24 Récapitulatif des mesures réalisées sur le site de la Dune Dewulf durant la campagne de Mars 2008. ....	78
Figure II-25 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de Novembre 2008 sur les sites (A) de la Dune Dewulf et (B) des Dunes du Perroquet : profils cross-shore et déploiement de courantomètres-houlographes.....	79
Figure II-26 Récapitulatif des mesures réalisées sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet durant la campagne de Novembre 2008. ....	79
Figure II-27 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de Février 2007 sur les sites (A) de la Dune Dewulf et (B) des Dunes du Perroquet: profils cross-shore, déploiement de courantomètres-houlographes sur l'estran et dans les petits-fonds. ....	80
Figure II-28 Récapitulatif des mesures réalisées sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet durant la campagne longue de Février 2007.....	81
Figure II-29 Localisation des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées lors de la campagne de Novembre-Décembre 2009 sur les sites (A) de la Dune Dewulf et (B) des Dunes du Perroquet : profils cross-shore, modèles numériques de terrain (MNT), déploiement de courantomètres-houlographes sur l'estran et dans les petits-fonds. ....	82
Figure II-30 Récapitulatif des mesures réalisées sur les sites de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet durant la campagne longue de Novembre-Décembre 2008.....	82

### **CHAPITRE III EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME : REPONSE DE LA COTE AUX EVENEMENTS TEMPETUEUX.....87**

Figure III-1 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques lors de la campagne de Février 2007. ....	88
Figure III-2 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage de la Dune Dewulf, campagne de Février 2007. ....	90
Figure III-3 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage des Dunes du Perroquet, campagne de Février 2007. ....	91
Figure III-4 Comparaison des hauteurs significatives de vagues et des vitesses moyennes de courant mesurées sur le bas de plage sur les deux sites d'étude lors de la campagne de février 2007. ....	93

Figure III-5 Mesures topographiques réalisées sur la plage de la Dune Dewulf pendant la campagne de février 2007 : (A) profils topographiques, (B) représentations 3D, (C) MNT et différentiel 2D entre le début et la fin de la campagne.....	94
Figure III-6 Mesures topographiques réalisées sur la plage des Dunes du Perroquet pendant la campagne de février 2007 : (A) profils topographiques, (B) représentations 3D, (C) MNT et différentiel 2D entre le début et la fin de la campagne. ....	95
Figure III-7 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la campagne de novembre-décembre 2009 .....	97
Figure III-8 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage de la Dune Dewulf, campagne de novembre-décembre 2009.....	100
Figure III-9 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur la plage des Dunes du Perroquet, campagne de novembre-décembre 2009. ....	101
Figure III-10 Comparaison des hauteurs significatives de vagues et des vitesses moyennes de courant mesurées dans les petits fonds et sur le bas de plage sur les deux sites de mesures lors de la campagne de novembre-décembre 2009.....	103
Figure III-11 Mesures topographiques réalisées sur la plage de la Dune Dewulf pendant la campagne de novembre-décembre 2009 : représentations 3D, MNT différentiels et distribution granulométrique sur l'estran.....	105
Figure III-12 Mesures topographiques réalisées sur la plage des Dunes du Perroquet pendant la campagne de novembre-décembre 2009 : représentations 3D, MNT différentiels et distribution granulométrique sur l'estran.....	106
Figure III-13 Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface émises par le <i>Deutscher Wetterdienst</i> pour les 19 et 22 mars 2007 à 12h UTC (sur la base des réseaux respectifs du 18 et du 21 mars à 00h UTC). Les dépressions sur ces cartes de surface isobarique sont représentées par une lettre "T" pour basse pression, les anticyclones par la lettre "H". ....	110
Figure III-14 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la tempête de mars 2007.....	111
Figure III-15 Synthèse des mesures hydrodynamiques enregistrées au large (station Westhinder) et à l'avant côte (station Trapegeer) pendant la tempête de mars 2007.....	114
Figure III-16 Photographies du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf après la tempête des 19-21 mars 2007 (clichés : M-H. Ruz).....	115
Figure III-17 Photographies du front dunaire sur le site des Dunes du Perroquet après à la tempête des 19-21 mars 2007 (clichés : M-H. Ruz). ....	116

Figure III-18 Mesures topographiques réalisées sur la plage de la Dune Dewulf avant et après la tempête de mars 2007 : (A) profils topographiques, (B) bilan volumétrique, (C) représentations 3D, (D) MNT et différentiel 2D. ....	117
Figure III-19 Mesures topographiques réalisées sur la plage des Dunes du Perroquet avant et après la tempête de mars 2007 : (A) profils topographiques, (B) bilan volumétrique, (C) représentations 3D, (D) MNT et différentiel 2D. ....	119
Figure III-20 Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface émises par le <i>Deutscher Wetterdienst</i> pour les 7 et 10 novembre 2007 à 12h UTC (sur la base des réseaux respectifs du 6 et du 9 novembre à 00h UTC) au passage de la dépression Tilo sur la Mer du Nord. Les dépressions sur cette carte de surface isobarique sont représentées par une lettre "T" pour basse pression, les anticyclones par la lettre "H". ....	120
Figure III-21 Aperçu des impacts de la tempête du 9 novembre 2007 sur les côtes de la Mer du Nord (Photographies (1) à (4) disponibles sur <a href="http://www.safecoast.org">www.safecoast.org</a> ). ....	121
Figure III-22 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la tempête de novembre 2007 .....	123
Figure III-23 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large (station Westhinder) et sur la plage de la Dune Dewulf pendant la tempête de novembre 2007. ....	125
Figure III-24 Photographies du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf : (A) falaise d'érosion continue le 9/11/07 en fin de journée, (B) effondrements de falaise en bordure de dune au niveau du profil PZ3 le 9/11/07 (chute de l'ancienne tête de station mise en place l'année précédente), (C) apports sableux éoliens sous l'influence de vents W-NW le 11/11/07 au matin, (D) falaise d'érosion au pied d'un blockhaus le 22/11/07. ....	127
Figure III-25 Variations volumétriques du profil côtier pendant la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf. ....	128
Figure III-26 Profils topographiques réalisés avant/après la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf (altitudes renseignées par rapport au 0 hydrographique). ....	129
Figure III-27 Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface émises par le <i>Deutscher Wetterdienst</i> pour les 10 et 19 mars 2008 à 12h UTC, au passage de la dépression Johanna. Les dépressions sur cette carte sont représentées par une lettre "T" ( <i>Cariolet et al., 2010</i> ). ....	131
Figure III-28 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de coups de vent de mars 2008. ....	132
Figure III-29 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large (du 8/03 au 24/03) et sur la plage de la Dune Dewulf (du 10/03 au 13/03) lors des coups de vent de mars 2008. ....	134
Figure III-30 Photographies du front dunaire sur le site de la Dune Dewulf sur la période mars-avril 2008 : (A) avant (le 9/03/08) et (B) après (le 7/04/08) les deux coups de vent du mois de mars ; (C) érosion de la	

Liste des figures

falaise, abaissement et mise à jour de piquets sur le haut de plage (ganivelles mises en place en 1999) ; (D) dune entaillée en falaise d'érosion à proximité du profil PZ7 le 8/04/08 (Clichés A. Maspataud). .....	135
Figure III-31 Profils topographiques réalisés avant/après les deux coups de vent de mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf. ....	136
Figure III-32 Variations volumétriques du profil côtier pendant les coups de vent de mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf. ....	138
Figure III-33 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors de la campagne de novembre 2008. ....	139
Figure III-34 Synthèse des mesures hydrodynamiques au large et sur les plages de la Dune Dewulf et des Dunes du Perroquet lors de la campagne de novembre 2008. ....	141
Figure III-35 Photographies du front dunaire au niveau du profil PZ3 en novembre 2008, sur le site de la Dune Dewulf : (A) le 16 novembre avant le coup de vent et (B) apports éoliens sur le haut de plage et pied de dune dès le 22 novembre (Clichés A. Maspataud). ....	142
Figure III-36 Photographies réalisées le 23 novembre 2008 sur la plage de la Dune Dewulf : (A), (B) et (C) érosion et aplanissement des systèmes de barres intertidales sur la partie Est du site ; (D) importantes accumulations de coquilles et organismes marins (Clichés A. Maspataud). ....	143
Figure III-37 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de novembre 2008 sur le site de la Dune Dewulf. ....	144
Figure III-38 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de novembre 2008 sur le site de la Dune Dewulf. ....	145
Figure III-39 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de novembre 2008 sur le site des Dunes du Perroquet. ....	146
Figure III-40 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de novembre 2008 sur le site des Dunes du Perroquet. ....	147
Figure III-41 Carte synoptique de prévision isobarique en surface émise par le Deutscher Wetterdienst entre le 8 et le 12 février 2009 à 00h UTC. ....	148
Figure III-42 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque lors du coup de vent de février 2009. ....	148
Figure III-43 Synthèse des mesures hydrodynamiques enregistrées au large (station Westhinder) et à l'avant côte (station Trapegeer) pendant le bref coup de vent de février 2009. ....	149
Figure III-44 Photographies réalisées sur le site de la Dune Dewulf le 11 février 2009, d'Est en Ouest : (A) micro-falaise d'érosion (profil PZ3) ; (B) falaise au profil PZ4 et base de l'ancienne rangée de ganivelles (1999) ; (C) profil PZ6 ; (D) brèche et érosion à proximité du profil PZ7 ; (E) escarpement de falaise au profil PZ10. ....	150

Figure III-45 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de février 2009 sur le site de la Dune Dewulf. ....	151
Figure III-46 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de février 2009 sur le site de la Dune Dewulf. ....	152
Figure III-47 Photographie post-coup de vent du cordon dunaire des Dunes du Perroquet le 11 février 2009 (Cliché A. Maspataud). ....	153
Figure III-48 Variations volumétriques du profil côtier pendant le coup de vent de février 2009 sur le site des Dunes du Perroquet. ....	153
Figure III-49 Profils topographiques réalisés avant/après le coup de vent de février 2009 sur le site des Dunes du Perroquet. ....	154
Figure III-50 Synthèse des conditions météorologiques et marégraphiques enregistrées à Dunkerque en février-mars 2010. ....	156
Figure III-51 Photographies réalisées sur le site de la Dune Dewulf les 28 février et 1er mars 2010 : (A) haut niveau d'eau atteint à pleine mer, front de mer de Dunkerque ; (B) bilan du coup de vent et grande marée le 1er mars, microfalaise finale de 0,8 m de hauteur (à proximité du profil PZ4) ; (C), (E) érosion du haut de plage à pleine mer et formation d'une microfalaise (0,5 m de hauteur) ; (D) et (F) accentuation et recul (1,5 m) de la microfalaise après les hauts niveaux d'eau du 1er mars (Clichés A. Maspataud). ....	157
Figure III-52 Variations volumétriques du profil côtier pendant la grande marée et le coup de vent de mars 2010 sur le site de la Dune Dewulf. ....	158
Figure III-53 Profils topographiques réalisés avant/après la grande marée et le coup de vent de mars 2010 sur le site de la Dune Dewulf. ....	159
Figure III-54 Photographies réalisées sur le site des Dunes du Perroquet les 28 février et 1er mars 2010 : haut niveau d'eau atteint à pleine mer (A) le 28 février et (B) le 1er mars ; (C) le cordon dunaire, non touché, reste intact (Clichés A. Maspataud). ....	160
Figure III-55 Profils topographiques réalisés avant/après la grande marée et le coup de vent de février-mars 2010 sur le site des Dunes du Perroquet. ....	161
Figure III-56 Variations volumétriques du profil côtier pendant la grande marée et le coup de vent de mars 2010 sur le site des Dunes du Perroquet. ....	162
Figure III-57 Synthèse des conditions météo-marines et impacts morphologiques mesurés lors des coups de vent et évènements tempétueux de 2007 à 2010. ....	163
Figure III-58 Bilans volumétriques cumulés sur chacun des sites d'étude pour les coups de vents et évènements tempétueux de 2007 à 2010. ....	165

**CHAPITRE IV VARIABILITE MORPHODYNAMIQUE SAISONNIERE ET  
ROLE DES EVENEMENTS VENTEUX DANS L'EVOLUTION DU LITTORAL DU  
COURT- AU MOYEN-TERME .....169**

Figure IV-1 Conditions météo-marines enregistrées de 2007 à 2010 : (A) vitesse du vent, (B) hauteur significative de la houle au large et (C) niveau d'eau (SONEL). ..... 171

Figure IV-2 Variations volumétriques des profils PZ10, PZ9, PZ8 et PZ7 sur le site de la Dune Dewulf de 2007 à 2010. .... 173

Figure IV-3 Variations volumétriques des profils PZ6, PZ5, PZ4 et PZ3 sur le site de la Dune Dewulf de 2007 à 2010. .... 174

Figure IV-4 Bilans volumétriques des 8 profils à l'issue de la 1ère phase post-érosive (PPE1) sur le site de la Dune Dewulf. .... 175

Figure IV-5 Profils topographiques réalisés de novembre 2007 à mars 2008 sur le site de la Dune Dewulf. ... 176

Figure IV-6 Profils dune-plage le long des trois transects cross-shore (PZ10, PZ7, PZ3) et agrandissements autour du front dunaire et du haut de plage : (A) avant et après les deux coups de vent de mars 2008 et (B) durant la période de temps calme, jusqu'en juillet 2008 (Maspataud *et al.*, 2009). .... 178

Figure IV-7 Profils topographiques réalisés d'avril 2008 à janvier 2009 sur le site de la Dune Dewulf. .... 179

Figure IV-8 Bilans volumétriques des 8 profils à l'issue de la 2ème phase post-érosive (PPE2) sur le site de la Dune Dewulf. .... 181

Figure IV-9 Profils topographiques réalisés de février 2009 à janvier 2010 sur le site de la Dune Dewulf. .... 182

Figure IV-10 Bilans volumétriques des 8 profils à l'issue de la 3ème phase post-érosive (PPE3) sur le site de la Dune Dewulf. .... 183

Figure IV-11 Variations volumétriques des profils PB2, PB3, PB4 et PB5 sur le site des Dunes du Perroquet de 2007 à 2010. .... 185

Figure IV-12 Bilans volumétriques des 4 profils à l'issue de la 1ère phase de suivi (P 1) sur le site des Dunes du Perroquet. .... 186

Figure IV-13 Profils topographiques réalisés de septembre 2007 à février 2009 sur le site des Dunes du Perroquet. .... 187

Figure IV-14 Bilans volumétriques des 4 profils à l'issue de la 2nde phase de suivi (P 2) sur le site des Dunes du Perroquet. .... 188

Figure IV-15 Profils topographiques réalisés de février 2009 à janvier 2010 sur le site des Dunes du Perroquet. .... 189

Figure IV-16 Profils topographiques initiaux, post-érosifs et finaux sur la période 2007-2010, agrandissements centrés sur la falaise dunaire aux stations PZ10 et PZ3 du site de la Dune Dewulf. .... 191

Figure IV-17 Bilans volumétriques des 8 profils suivis de 2007 à 2010 sur le site de la Dune Dewulf. ....	193
Figure IV-18 Profils topographiques initiaux et finaux sur la période 2007-2010, agrandissements centrés sur l'avant dune aux stations PB4 et PB5 du site des Dunes du Perroquet. ....	194
Figure IV-19 Bilans volumétriques des 4 profils suivis de 2007 à 2010 sur le site des Dunes du Perroquet....	195
Figure IV-20 Bilans volumétriques moyens de 2007 à 2010 sur les deux sites d'étude du littoral Est-dunkerquois. ....	196
Figure IV-21 Observations réalisées lors d'un transport longitudinal sur le haut de plage et l'estran, sans alimentation du pied de dune, en janvier 2008 et novembre 2009 (clichés A. Maspataud). ....	199
Figure IV-22 Observations réalisées dans le cas de transits longitudinaux avec un fetch maximal, provoquant une possible alimentation du pied de dune, en septembre 2008 et septembre 2009 (clichés A. Maspataud). ....	200
Figure IV-23 Observations réalisées dans des conditions favorables aux apports sableux en pied de dune et à l'alimentation potentielle des dunes, en novembre 2007, mars puis mai 2010 (clichés A. Maspataud). ....	202
Figure IV-24 Observations de la variabilité des transits sédimentaires éoliens réalisées lors d'évènements énergétiques en mars et novembre 2008 (clichés A. Maspataud). ....	203
Figure IV-25 Conditions météorologiques enregistrées in-situ (Station Météo Pro Oregon) : vitesse moyenne, rafales et direction du vent, température et humidité de l'air. ....	205
Figure IV-26 Caractéristiques du piégeage du 30 avril 2010 dans des conditions de vent du secteur WSW. ...	206
Figure IV-27 Caractéristiques du piégeage du 3 mai 2010 dans des conditions de vent de secteur Nord. ....	207

## **CHAPITRE V      EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET INFLUENCE DES CONDITIONS TEMPETUEUSES A L'ECHELLE PLURI-ANNUELLE .....211**

Figure V-1 Extraits (A) de la carte des côtes de Flandres (Couldre de la Bretonnière (1776), d'après le service photographique des archives nationales) et (B) de la carte de Cassini de la région de Dunkerque (source : EHESS). ....	212
Figure V-2 Evolution du trait de côte et des massifs dunaires le long du littoral à l'Est de Dunkerque depuis 1957. ....	214
Figure V-3 Fluctuations du trait de côte à l'Est de Dunkerque de 1957 à 2010 (par rapport à l'année référence de 1957). ....	216
Figure V-4 Localisation de marqueurs militaires, témoins de l'évolution du trait de côte, sur le littoral à l'Est de Dunkerque. ....	217

Figure V-5 (A) Evolution totale et (B) rythmes moyens annuels d'évolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque entre 1957 et 2010. ....	219
Figure V-6 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1957-1971.....	220
Figure V-7 Aperçus de la morphologie dunaire à proximité de Zuydcoote et Bray-Dunes dans les années 1960-1970 (source : <a href="http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com">http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com</a> ). ....	221
Figure V-8 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1971-1983.....	221
Figure V-9 Evolution contrastée du trait de côte dans les années 1970 : développement localisé du cordon dunaire vers l'Hôpital Maritime de Zuydcoote et forte extension du camping dans les Dunes du Perroquet (source : <a href="http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com">http://copains-camping-du-perroquet.doomby.com</a> ).....	222
Figure V-10 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1983-1994.....	223
Figure V-11 Le secteur de la Dune Dewulf en Novembre 1986 : un cordon bordier dégradé en net recul (clichés du Secrétariat d'état à la mer, SMN, Subdivision des phares et balises de Dunkerque, 1987). ....	223
Figure V-12 Le secteur des Dune du Perroquet en Novembre 1986 : un trait de côte en recul et des dunes dégradées (clichés du Secrétariat d'état à la mer, SMN, Subdivision des phares et balises de Dunkerque, 1987).....	223
Figure V-13 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 1994-2005.....	224
Figure V-14 Evolution du trait de côte au début des années 2000 : relative stabilité de la Dune Dewulf et accumulation sur le site des Dunes du Perroquet. ....	225
Figure V-15 Evolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours de la période 2005-2010.....	225
Figure V-16 Un secteur en érosion (Dunes Dewulf et Marchand) depuis 2005 : un cordon bordier épisodiquement sapé en falaise vive lors des évènements de tempête. ....	226
Figure V-17 Un secteur en accumulation constante depuis plusieurs années (Dunes du Perroquet) : développement et avancée des dunes vers la mer.....	227
Figure V-18 Efficacité des mesures de réhabilitation à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, Dune Dewulf. ....	230
Figure V-19 Exemple d'évolution du trait de cote entre 1977 et 2005 à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, Dune Dewulf (source : Ayago, 2007). ....	231
Figure V-20 Mesures de phytostabilisation dans le secteur Est des Dunes du Perroquet (profil de 2003 issu de <a href="#">Brulez (2003)</a> et profil de 2006 de <a href="#">Ruz (2006)</a> ).....	232
Figure V-21 Comblement naturel de l'ancienne brèche de mer, Dunes du Perroquet. ....	233
Figure V-22 Variabilité du trait de côte à l'Est de Dunkerque et rythmes moyens d'évolution au cours des 5 périodes d'étude, de 1957 à 2010.....	236



Figure V-23 Rythmes moyens annuels d'évolution du trait de côte à l'Est de Dunkerque au cours des 5 périodes d'étude, de 1957 à 2010. ....	237
Figure V-24 Distribution de l'amplitude des surcotes (en mètres) sur la Mer du Nord, au cours de la tempête du 31 janvier au 1er février 1953 : (a) le 31 janvier à 18h00 (GMT), (b) le 1er février à 00h00 (GMT) et (c) le 1er février à 06h00 (GMT) (Gönnert et al., 2001). ....	246
Figure V-25 Fiche de synthèse des caractéristiques et principaux impacts de la tempête des 31 janvier et 1er février 1953 sur la région dunkerquoise. ....	247
Figure V-26 Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors de la tempête "Capella" des 2-3 janvier 1976. ....	249
Figure V-27 Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors du fort coup de vent des 11 et 12 janvier 1978. ....	250
Figure V-28 Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors du fort coup de vent des 1 et 2 février 1983. ....	252
Figure V-29 Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors de la succession de tempêtes des mois de janvier et février 1990. ....	254
Figure V-30 Conditions marégraphiques enregistrées à Calais (cote marine) et Ostende (référentiel TAW) au cours de la tempête des 26-28 février 1990 (Sources : De Moor (1991), Chaverot (2006), SILE)...	255
Figure V-31 Dégâts occasionnés à l'issue de la dernière tempête des 26 – 28 février 1990 sur le littoral Est-Dunkerquois (S.I.L.E., 1990 ; Clichés parus dans La Voix du Nord, Edition de Dunkerque, le 2 mars 1990). ....	256
Figure V-32 Fiche de synthèse des caractéristiques météo-marines enregistrées à Dunkerque lors de la forte tempête du début d'année 1995. ....	258
Figure V-33 Impacts de la tempête des 1-2 janvier 1995 sur le littoral Est-Dunkerquois (Clichés de Ph. Clabaut, Service Maritime du Nord, S.I.L.E. Les Dunes de Flandres, 1995). ....	259
Figure V-34 Fréquence annuelle des lacunes au marégraphe de Dunkerque de 1957 à 2010. ....	265
Figure V-35 Plus hauts niveaux d'eau annuels au marégraphe de Dunkerque, de 1957 à 2010 (en mètres, par rapport au zéro hydrographique). ....	265
Figure V-36 Distribution des hauts niveaux d'eau atteints à pleine mer depuis 1957 (en mètres, par rapport au zéro hydrographique) : nombre de marées supérieures aux cotes 6,50 m, 6,60 m, 6,70 m, 6,80 m, 6,90 m et 7 m. ....	268
Figure V-37 Roses des vents à Dunkerque de 1957 à 2010 et découpage selon 5 périodes d'étude (données Météo France). ....	271
Figure V-38 Fréquence annuelle et par périodes des vents trihoraires $\geq 8$ m/s et $\geq 16$ m/s à Dunkerque. ....	273

Liste des figures

Figure V-39	Fréquence des vents trihoraires $\geq 8$ m/s en provenance de différent secteurs, au cours des 5 périodes d'étude. ....	275
Figure V-40	Fréquence annuelle des vents trihoraires $\geq 8$ m/s en provenance des secteurs N, W et S-SW. ....	276
Figure V-41	Recherche d'évènements avec des vents $\geq 8$ m/s pendant 12 à 24 heures (Vents trihoraires Météo France). ....	278
Figure V-42	Recherche d'évènements avec des vents $\geq 8$ m/s pendant 24 à 48 heures (Vents trihoraires Météo France). ....	279
Figure V-43	Recherche d'évènements avec des vents $\geq 8$ m/s pendant 48 à 72 heures (Vents trihoraires Météo France). ....	280
Figure V-44	Recherche d'évènements avec des vents $\geq 8$ m/s pendant au moins 72 heures (Vents trihoraires Météo France). ....	281
Figure V-45	Recherche d'évènements avec des vents persistants $\geq 8$ m/s en provenance de différents secteurs, par périodes d'étude. ....	283
Figure V-46	Distribution des hauteurs de vagues enregistrées au large à la station Westhinder (26,5 m de fond) de 1997 à 2009. ....	285
Figure V-47	Distribution annuelle des enregistrements de houle au large (station Westhinder) en provenance de 3 secteurs prédéfinis : secteur N (NW à NE), W (SW à NW) et S-SW. ....	286
Figure V-48	Observations annuelles d'épisodes énergétiques durant lesquels les vagues ont atteint et/ou dépassé 4 m au large (station Westhinder). ....	287
Figure V-49	Amortissement de la houle à l'avant côte (station Trapegeer) en fonction de la houle enregistrée au large (station Westhinder). ....	288
Figure V-50	Tendances générales d'évolution du trait de côte sur les 5 périodes d'étude, de 1957 à 2010. ....	291
Figure V-51	Bathymétries de 1911, 1962, 1998 et 2000 utilisées pour l'étude de l'évolution du Banc Hills au cours du XXème siècle : localisation des levés bathymétriques, des transects sélectionnés et des zones communes entre les différentes années. Les profondeurs sont indiquées par rapport au zéro hydrographique. ....	294
Figure V-52	Evolution de la bathymétrie : (A) de 1911 à 1962 et (B) de 1962 à 1998 (d'après Héquette et Hemdane, 2006). ....	296
Figure V-53	Evolution de la bathymétrie : (A) de 1911 à 1998 et (B) de 1911 à 2000 (modifié d'après Héquette et Hemdane, 2006). ....	297
Figure V-54	Comparaison des transects bathymétriques longitudinaux (1 à 4) et transversaux (5) entre 1911 et 2000. ....	298

**CHAPITRE VI SIMULATION DE LA REPOSE MORPHODYNAMIQUE DU PROFIL COTIER AUX FORÇAGES HYDRO-METEOROLOGIQUES : ESSAIS DE MODELISATION NUMERIQUE .....303**

Figure VI-1 Localisation des quatre zones de propagation de la houle selon SBEACH (Morellato, 2003 ; modifié d'après Larson et Kraus, 1989)..... 306

Figure VI-2 Organisation du travail de modélisation court-terme réalisé..... 315

Figure VI-3 Rappel des principales caractéristiques du site de la Dune d'étude retenu pour la modélisation court-terme. .... 316

Figure VI-4 Site des Dunes du Perroquet : des dunes peu atteintes lors des évènements tempétueux..... 317

Figure VI-5 Emprise des rangs 1 et 2 de propagation des houles selon le modèle SWAN..... 319

Figure VI-6 Convention des angles de houle et de vent spécifique à SBEACH, adaptée au littoral Est-dunkerquois..... 320

Figure VI-7 Paramètres et étendue des deux configurations de simulation sur le site de la Dune Dewulf, pour le modèle SBEACH. Toutes les altitudes sont indiquées en cote marine (CM)..... 322

Figure VI-8 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en mars 2007 modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m) : extraction à différents pas de temps intermédiaires..... 324

Figure VI-9 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en mars 2007 : comparaison du profil initial mesuré (23/02/2007), final mesuré (22/03/2007) et final modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m)..... 325

Figure VI-10 Extraction des hauteurs de vagues et niveaux d'eau modélisés par SBEACH, à différents pas de temps le long du profil PZ3 (Configuration 1 (profil 4655 m)). .... 329

Figure VI-11 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m) : extraction à différents pas de temps. .... 330

Figure VI-12 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 : comparaison du profil initial mesuré (07/11/2007), final mesuré (12/11/2007) et final modélisé par SBEACH en Configuration 1 (profil 4655 m)..... 331

Figure VI-13 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 : comparaison du profil initial mesuré (07/11/2007), final mesuré (12/11/2007) et final modélisé par SBEACH en Configuration 2 (profil 1400 m)..... 333

Figure VI-14 Simulations réalisées avec SBEACH pour différents scénarios basés sur la tempête de novembre 2007, pour des conditions de marée et des surcotes variables (agrandissement centré sur 50 m)..... 335

Figure VI-15 Simulations réalisées avec SBEACH pour différents scénarios de tempêtes appliquées à un profil "d'été" (11/06/2009)..... 336

Figure VI-16 Bathymétrie idéalisée (initiale, 7/11/2007) du domaine de calcul pour X-BEACH sur le site de la Dune Dewulf.....	337
Figure VI-17 Système de coordonnées de X-BEACH (Roelvink <i>et al.</i> , 2009a).....	338
Figure VI-18 Convention des angles de houle spécifique à X-BEACH, adaptée au littoral Est-dunkerquois...	339
Figure VI-19 Validations "temps calme" et "tempête" sur le site de la Dune Dewulf avec le modèle X-BEACH : durée et localisation des mesures in-situ disponibles.....	340
Figure VI-20 Comparaison des composantes de la houle et du courant mesurées in-situ (Midas VALEPORT) et modélisées par X-BEACH en février 2007, sur le site de la Dune Dewulf.....	341
Figure VI-21 Evolution morphodynamique finale du profil PZ3 simulée par le modèle X-BEACH en février 2007 sur le site de la Dune Dewulf.....	342
Figure VI-22 Comparaison des composantes de la houle et du courant mesurées in-situ et modélisées par X-BEACH, et par la chaîne de calcul Telemac en novembre 2007, sur la plage de la Dune Dewulf (d'après Maspataud <i>et al.</i> , 2010).....	344
Figure VI-23 Comparaison du profil PZ3 mesuré in-situ et modélisé avant/après la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf : résultats préliminaires des simulations morphodynamiques de X-BEACH avec un choix de maille de 5 m (publié dans Idier <i>et al.</i> , 2010).....	345
Figure VI-24 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PZ3 en novembre 2007 modélisé par X-BEACH en Configuration 1 (profil 4655 m) sur le site de la Dune Dewulf : extraction à différents pas de temps avec un choix de maille de 2 m.....	346
Figure VI-25 Comparaison du profil PZ3 mesuré in-situ et modélisé avant/après la tempête de novembre 2007 sur le site de la Dune Dewulf : résultats de la simulation morphodynamique de X-BEACH avec un choix de maille de 2 m (publié dans Idier <i>et al.</i> , 2010).....	347
Figure VI-26 Profil central pré-tempête (28/09/2007) du domaine de calcul de X-BEACH en novembre 2007 pour le site des Dunes du Perroquet.....	348
Figure VI-27 Bathymétrie idéalisée (initiale, 28/09/2007) du domaine de calcul pour X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet.....	348
Figure VI-28 Photographies sur site des Dunes du Perroquet en situation post-tempête en novembre 2007. ...	349
Figure VI-29 Evolution topographique réelle pré-/post-tempête du profil PB5 suite à la tempête de novembre 2007 : comparaison des profils initial (28/09/2007) et final (19/11/2007) mesurés sur le site des Dunes du Perroquet.....	349
Figure VI-30 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PB5 en novembre 2007 : comparaison des profils initial mesuré (28/09/2007), intermédiaire (9/11/2007 17:00) et final modélisé (12/11/2007) par X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet, avec un choix de maille de 5 m.....	350

Figure VI-31 Evolution topographique pré-/post-tempête du profil PB5 en novembre 2007 : comparaison des profils initial mesuré (28/09/2007), intermédiaire (9/11/2007 17:00) et final modélisé (12/11/2007) par X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet, avec un choix de maille de 2 m. ....	351
Figure VI-32 Comparaison des résultats préliminaires des simulations morphodynamiques issues des modèles SBEACH et X-BEACH avec un choix de maille de 5 m : profils cross-shore, accrétion/érosion modélisée, et agrandissement centré sur la falaise dunaire (Maspataud <i>et al.</i> , 2010). ....	352
Figure VI-33 Comparaison des résultats des simulations morphodynamiques issues des modèles SBEACH et X-BEACH avec un choix de maille de 2 m : profils cross-shore, accrétion/érosion modélisée, et agrandissement centré sur la falaise dunaire. ....	353
Figure VI-34 Apports schématiques entre la modélisation, les mesures de terrain et la littérature.....	354

## CHAPITRE VII

Figure VII-1 Trajectoires de dépressions à l'origine de tempêtes sur la Mer du Nord (Petersen et Rhode, 1991). ....	359
Figure VII-2 Trajectoires des centres dépressionnaires de quelques tempêtes majeures (A) en 1953, 1976, 1978, (B) en 1990 et (C) de 2007 à 2010, lors de leur passage en Mer du Nord. En (D) figurent quelques tempêtes marquantes mais n'ayant eu aucun impact sur le littoral dunkerquois (sources : Météo France, cartes synoptiques du Deutscher Wetterdienst, Gönnert <i>et al.</i> , 2001 ; Tonnerre-Guérin, 2003 ; Fink <i>et al.</i> , 2009 ; Cariolet <i>et al.</i> , 2010). ....	361
Figure VII-3 Caractère morphogène, à l'échelle événementielle, de différents forçages météo-marins en conditions tempétueuses.....	365
Figure VII-4 Modèle conceptuel d'évolution d'un secteur côtier en érosion : l'exemple du site de la Dune Dewulf.....	372
Figure VII-5 Modèle conceptuel d'évolution d'un secteur côtier en accumulation (budget sédimentaire équilibré à positif) : l'exemple du site des Dunes du Perroquet. ....	373
Figure VII-6 Modèle de formation et d'évolution des dunes bordières en fonction du bilan sédimentaire de la plage et de la dune (traduit de Psuty (1992) dans Ruz (2004)). ....	375
Figure VII-7 Relation conceptuelle entre le budget sédimentaire de la plage, la dune bordière et la séquence de développement de ce cordon bordier (Psuty 2004). ....	376
Figure VII-8 Modèle d'évolution, simplifié d'après Hesp (2002), dans Ruz (2004). ....	377

Liste des figures

Figure VII-9 Représentation schématique de la notion de hotspot, variation temporelle du trait de côte en un point donné (Mc Ninch, 2004) et évolution du trait de côte à l'échelle pluridécennale à l'Est de Dunkerque sur 3 secteurs représentatifs..... 379

Figure VII-10 Evolution (A) du trait de côte à l'Est de Dunkerque, (B) de l'indice NAO hivernal (décembre à mars) et (C) de la fréquence des fortes dépressions au dessus de l'Atlantique Nord et de l'Europe occidentale, au cours des 53 dernières années..... 383

Figure VII-11 Evolution du niveau moyen annuel de la mer au cours des 52 dernières années à Dunkerque, Nieuwport et Ostende (source : PSMSL)..... 386



## **LISTE DES TABLEAUX**





## LISTE DES TABLEAUX

### **CHAPITRE I      PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR D'ETUDE .....11**

Tableau I-1 Côtes des niveaux marins rapportés au référentiel cote marine (CM, en mètres) et marnages moyens (en mètres) à Dunkerque, d'après les références altimétriques du SHOM 2009 (zéro hydrographique).  
..... 27

Tableau I-2 Quelques coefficients de marée représentatifs..... 28

### **CHAPITRE II      APPROCHE METHODOLOGIQUE : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES ET MESURES DE TERRAIN .....47**

Tableau II-1 Récapitulatif des dates et de la localisation des différents levés du trait de côte sur le littoral Est dunkerquois..... 62

Tableau II-2 Récapitulatif des dates de levé de la laisse de haute mer par différents coefficients..... 64

Tableau II-3 Caractéristiques des différentes séries de photographies aériennes utilisées..... 65

### **CHAPITRE III      EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME : REPONSE DE LA COTE AUX EVENEMENTS TEMPETUEUX.....87**

Tableau III-1 Récapitulatif des niveaux d'eau atteints à pleine mer au marégraphe de Dunkerque et des niveaux d'eau extrêmes estimés après ajout du run-up à la marée observée, du 18 au 22 mars 2007..... 113

Tableau III-2 Récapitulatif des niveaux d'eau atteints à pleine mer au marégraphe de Dunkerque et des niveaux d'eau extrêmes estimés après ajout du run-up à la marée observée, du 8 au 12 novembre 2007..... 124

### **CHAPITRE IV      VARIABILITE MORPHODYNAMIQUE SAISONNIERE ET ROLE DES EVENEMENTS VENTEUX DANS L'EVOLUTION DU LITTORAL DU COURT- AU MOYEN-TERME .....169**

Tableau IV-1 Synthèse des conditions et résultats des expérimentations du 30 avril et 3 mai 2010. .... 205

**CHAPITRE V      EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET INFLUENCE DES  
CONDITIONS TEMPETUEUSES A L'ECHELLE PLURI-ANUELLE .....211**

Tableau V-1 Historique des aménagements réalisés aux ports Ouest et Est de Dunkerque, et sur le front de mer de Malo les Bains. .... 228

Tableau V-2 Rythmes moyens annuels d'évolution sur l'ensemble du littoral Est-dunkerquois de 1957 à 2010. .... 234

Tableau V-3 Récapitulatif des interventions anthropiques opérées sur le littoral à l'Est de Dunkerque au cours de la période d'étude. .... 238

Tableau V-4 Suite... de 1900 à 1975. .... 241

Tableau V-5 Suite... de 1976 à 1994. .... 242

Tableau V-6 Suite... de 1995 à 2007. .... 243

Tableau V-7 Récapitulatif des tempêtes et forts coups de vent ayant eu un impact en Mer du Nord et dans le Nord de la France de 2007 à 2010. .... 244

Tableau V-9 Synthèse des conditions météo-marines enregistrées à Dunkerque et des impacts observés sur le littoral dunkerquois au cours d'une sélection de tempêtes marquantes sur les soixante dernières années. .... 263

Tableau V-10 Inventaire des niveaux extrêmes observés au marégraphe de Dunkerque, à partir des données disponibles (en mètres, par rapport au zéro hydrographique). .... 266

Tableau V-11 Rythmes moyens d'évolution du trait de côte, nombre de marées supérieures à 6,50 m ( $\geq$  PHMA), 6,80 m (niveaux d'eau supérieurs au pied de dune) et 7 m, et niveaux d'eau maximaux moyens, pour chaque période d'étude de 1957 à 2010. .... 269

**CHAPITRE VI      SIMULATION DE LA REPONSE MORPHODYNAMIQUE DU  
PROFIL COTIER AUX FORÇAGES HYDRO-METEOROLOGIQUES : ESSAIS DE  
MODELISATION NUMERIQUE .....303**

Tableau VI-1 Quelques exemples d'application de SBEACH dans des environnements différents. .... 308

Tableau VI-2 Quelques exemples d'application du modèle X-BEACH dans des environnements différents en Europe. .... 312

Tableau VI-3 Quelques exemples d'application du modèle X-BEACH sur des sites différents aux Etats-Unis. .... 313

Tableau VI-4 Paramètres de calage du modèle SBEACH (d'après [Sommerfeld et al., 1996](#) et [Morellato, 2004](#)). .... 321

Liste des tableaux

Tableau VI-5 Données utilisées pour la calibration du modèle SBEACH : tempête de mars 2007.....	323
Tableau VI-6 Données utilisées pour la validation du modèle SBEACH en configuration 1 : tempête de novembre 2007.....	326
Tableau VI-7 Données utilisées pour la validation du modèle SBEACH en configuration 2 : tempête de novembre 2007.....	332
Tableau VI-8 Données utilisées pour la validation en configuration "Temps calme" et "Tempête" du modèle X-BEACH sur le site de la Dune Dewulf : campagne de février 2007 et tempête de novembre 2007. .	340
Tableau VI-9 Données utilisées pour la simulation en configuration "Tempête" du modèle X-BEACH sur le site des Dunes du Perroquet : tempête de novembre 2007.....	348



## **ANNEXES**



## ANNEXES

---

<b>Annexe I</b>	<b>Caractéristiques sédimentologiques du profil côtier .....</b>	<b>2</b>
<b>Annexe II</b>	<b>Cartes de pressions NCEP lors de la tempête de novembre 2007.....</b>	<b>6</b>
<b>Annexe III</b>	<b>Conditions atmosphériques du 10 au 12 mars 2008 sur l'Europe occidentale .....</b>	<b>7</b>
<b>Annexe IV</b>	<b>Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface sur l'Europe occidentale du 18 au 21 novembre 2008.....</b>	<b>8</b>
<b>Annexe V</b>	<b>Historique des tempêtes et forts coups de vent ayant eu un impact en Mer du Nord et dans le Nord de la France avant l'année 1900 .....</b>	<b>9</b>
<b>Annexe VI</b>	<b>La tempête des 31 janvier-1<sup>er</sup> février 1953 .....</b>	<b>10</b>
<b>Annexe VII</b>	<b>La tempête du 2-3 janvier 1976.....</b>	<b>13</b>
<b>Annexe VIII</b>	<b>La tempête du 11-12 janvier 1978 .....</b>	<b>13</b>
<b>Annexe IX</b>	<b>Les tempêtes de janvier – février 1990.....</b>	<b>16</b>
<b>Annexe X</b>	<b>Fréquences des vents trihoraires par classe de vitesse et par direction, de 1957 à 2010 et au cours de 5 périodes d'étude définies.....</b>	<b>21</b>
<b>Annexe XI</b>	<b>Recherche d'évènements de vents persistants <math>\geq 8</math> m/s pendant 12/24/48/72 heures, en provenance de différents secteurs, à partir de données horaires et trihoraires de 1997 à 2010.....</b>	<b>24</b>
<b>Annexe XII</b>	<b>Processus de modélisation du modèle SBEACH .....</b>	<b>26</b>

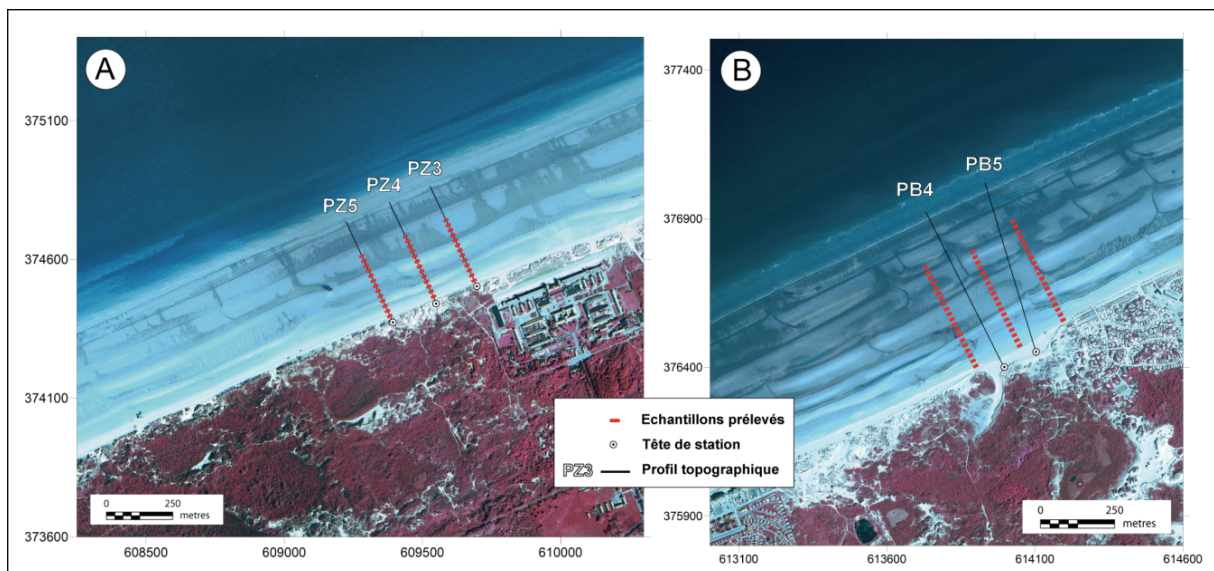


## **Annexe I Caractéristiques sédimentologiques du profil côtier**

### **1. Méthode d'échantillonnage**

La dernière évaluation de la granulométrie de surface de la plage datant de Février 2007, un nouvel échantillonnage a été réalisé en Novembre 2009, lors de la dernière grande campagne de mesures. Pour des raisons logistiques les prélèvements n'ont pu être réalisés que le 26 Novembre par coefficient 36 sur le site de Leffrinckoucke-Zuydcoote puis le 28 Novembre par coefficient 47 à Bray-Dunes. Avec ces faibles coefficients de marée, l'estran n'a pas été découvert à son maximum, réduisant notre champ d'échantillonnage vers le bas de plage. Les points de mesure ont été déterminés au préalable et enregistrés en mémoire dans notre GPS Différentiel *Leica TPS Syst1200*, selon 3 radiales (distantes de 150 m) et à une cadence d'un point tous les 20 mètres, sur l'emprise des MNT de plage effectués durant cette campagne, pour bénéficier d'une topographie conjointe.

Chaque prélèvement d'échantillon, sur 0,5 à 1 cm d'épaisseur, a été enregistré au DGPS (coordonnées X, Y, Z). 39 échantillons ont pu être récoltés sur le site de la Dune Dewulf, et 57 échantillons sur celui des Dunes du Perroquet. De retour au laboratoire, les échantillons ont été lavés pour ôter le sel présent, et traités à l'eau oxygénée (peroxyde d'hydrogène  $H_2O_2$ ) pour éliminer toute trace de matière organique.



**Localisation des trois radiales d'échantillonnage réalisées sur les sites de (A) la Dune Dewulf le 26/11/2009 (39 échantillons) et (B) des Dunes du Perroquet le 28/11/2009 (57 échantillons).**

## 2. Etude et paramètres granulométriques

L'étude granulométrique a été réalisée à l'aide d'un granulomètre *Laser Beckman Coulter LS 230*, selon la théorie de diffraction de Mie. L'intérêt de cet appareil est de mesurer l'ensemble du spectre granulométrique avec le même processus physique (diffraction). Cet instrument mesure des particules entre 0,04 et 2000  $\mu\text{m}$ . Pour cette raison, les échantillons ont été passés au tamis de 2 mm, avant passage au granulomètre, pour éliminer les possibles gros fragments (coquilles cassées). L'analyse granulométrique des sédiments a consisté à définir, selon les méthodes de Folk (1954) et Folk et Ward (1957) les paramètres suivants : le grain moyen, les indices de tri et d'asymétrie.

- **Le grain moyen (noté Mz) donne une bonne idée de l'éventail granulométrique moyen d'un échantillon donné :**

$$Mz = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

L'indice  $\phi(x)$  étant le diamètre en échelle Phi correspondant au pourcentage cumulé de  $x$  exprimé en millimètres ( $\phi = -\log_2 x$ ). En échelle  $\phi$ , plus la valeur de Mz augmente, plus le diamètre des particules est faible.

- **Le classement (*sorting* ou déviation standard, noté Si ou  $\sigma$ ), un indice de tri, indique la dispersion des tailles par rapport à la moyenne de l'échantillon :**

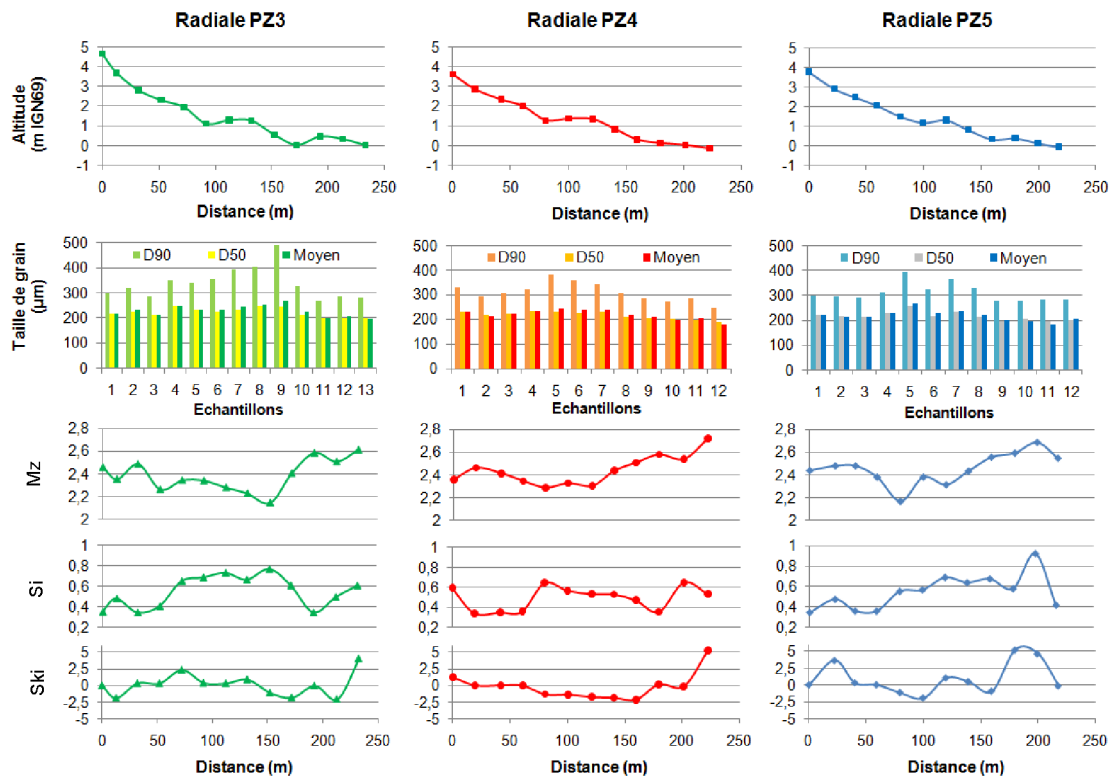
$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

- **L'asymétrie (notée Ski) indique la prépondérance, ou non, de particules fines (valeurs positives) ou grossières (valeurs négatives), par rapport à la moyenne de l'échantillon :**

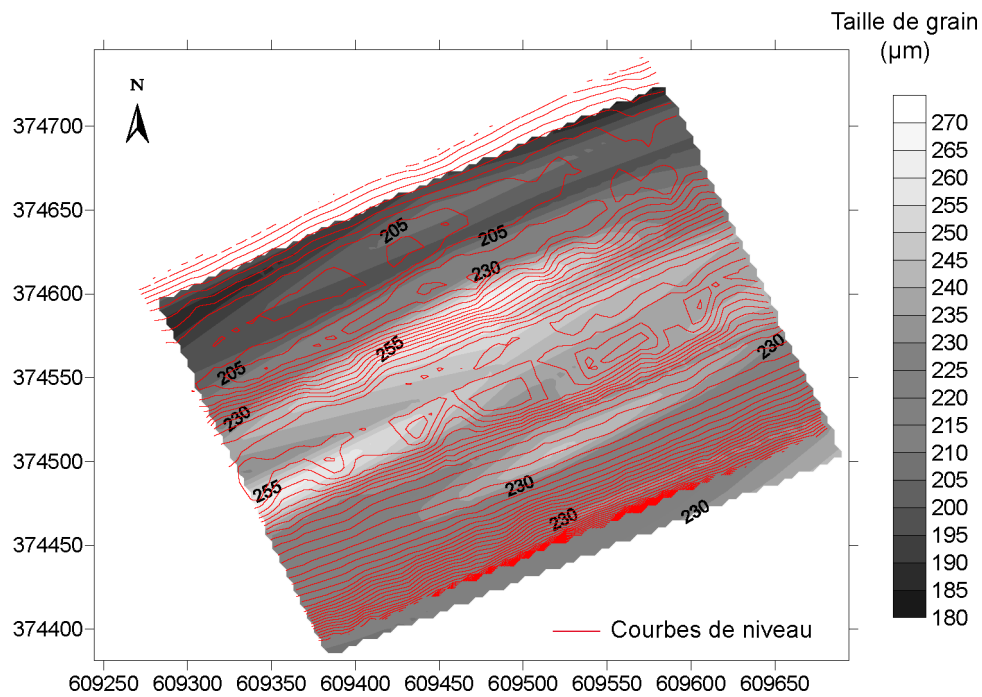
$$Ski = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Annexes

3. Résultats

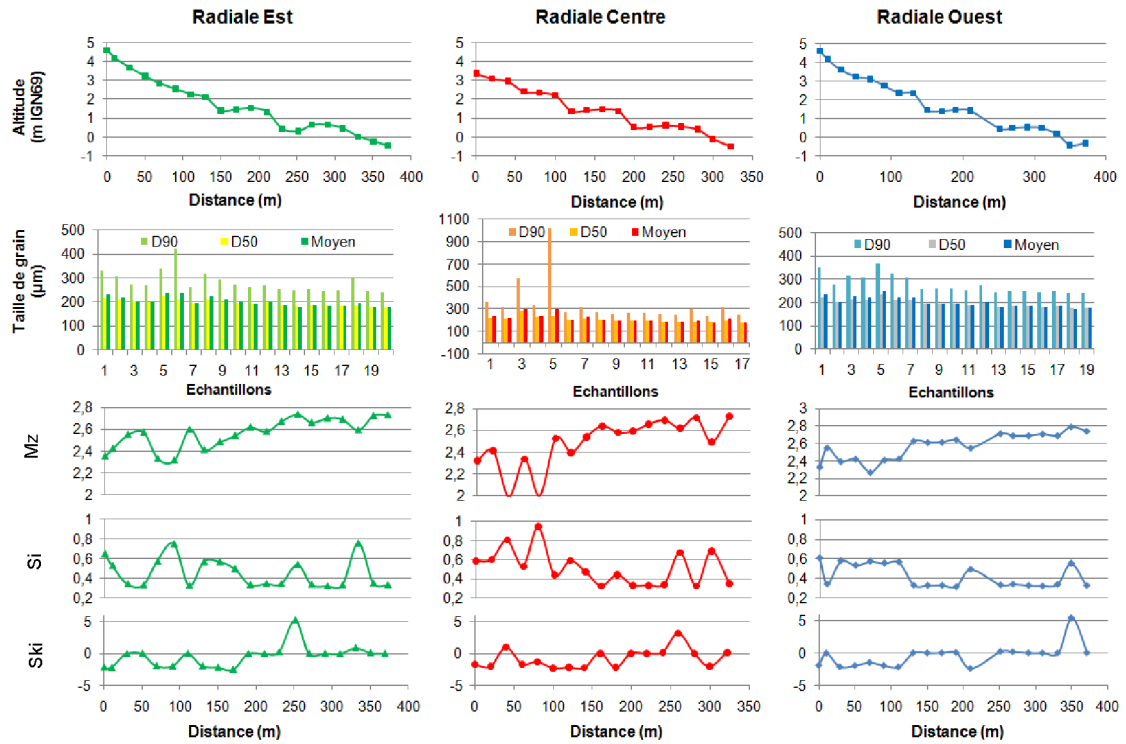


Paramètres granulométriques sur le site de la Dune Dewulf.

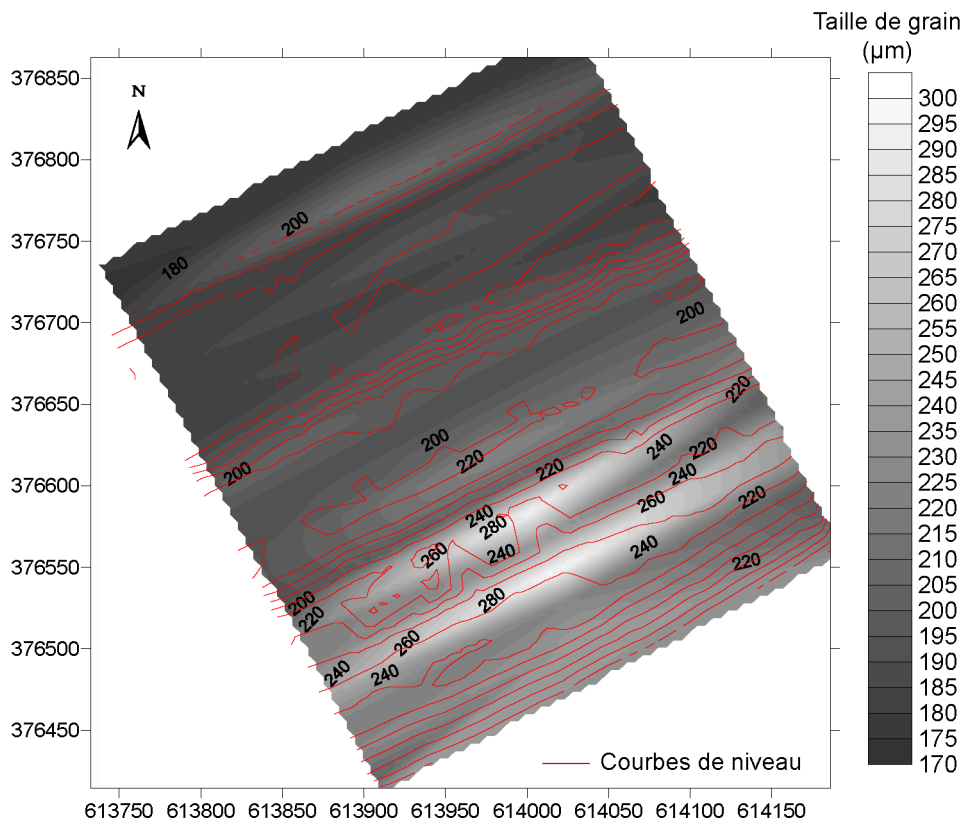


Granulométrie de la plage sur le site de la Dune Dewulf.

Annexes



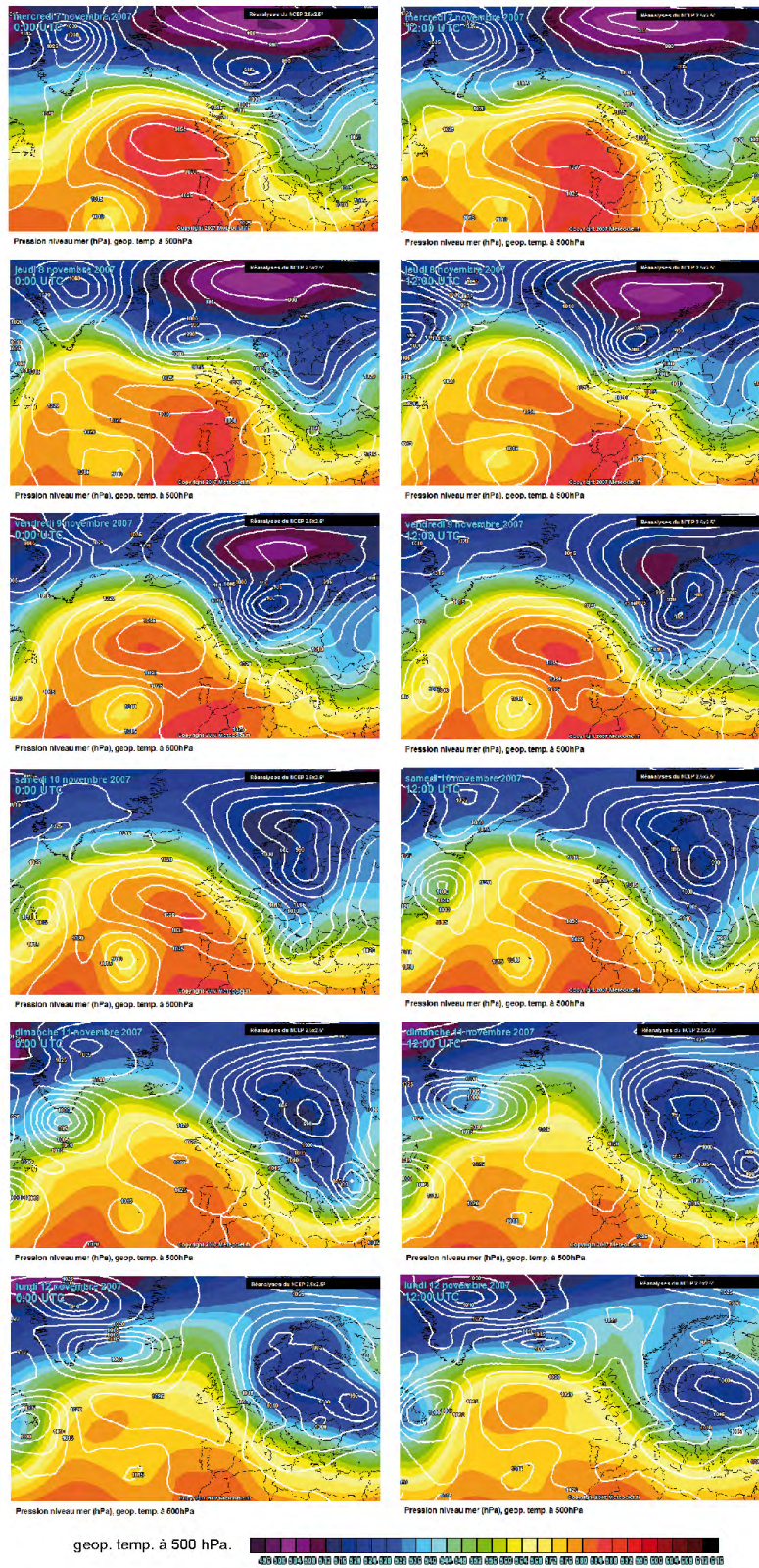
Paramètres granulométriques sur le site des Dunes du Perroquet.



Granulométrie de la plage sur le site de la Dune Dewulf.

## Annexe II Cartes de pressions NCEP lors de la tempête de novembre 2007

Pression niveau mer (hPa) et geop. temp. à 500 hPa.



Cartes d'archives créées à partir des réanalyses de la NCEP. Résolution  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ .  
([www.meteociel.fr](http://www.meteociel.fr))

**Annexe III Conditions atmosphériques du 10 au 12 mars 2008 sur l'Europe occidentale. Cartes du Deutscher Wetterdienst, DWD  
([www.meteoschweitz.admin.ch](http://www.meteoschweitz.admin.ch))**

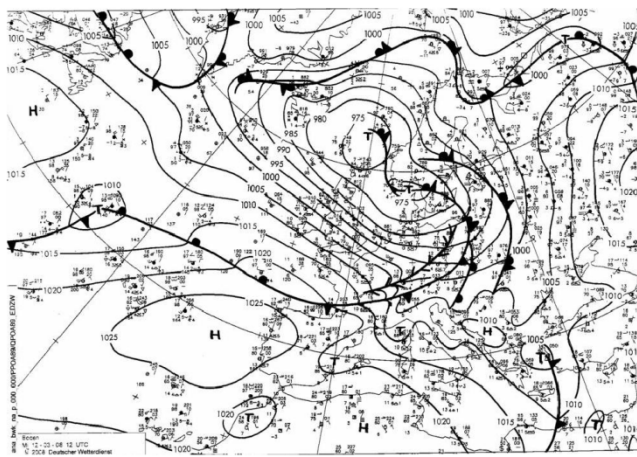
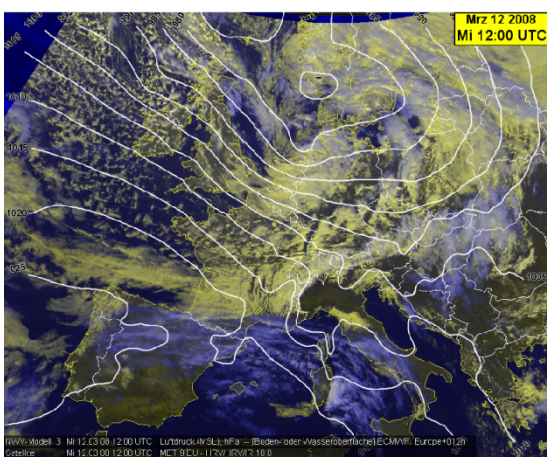
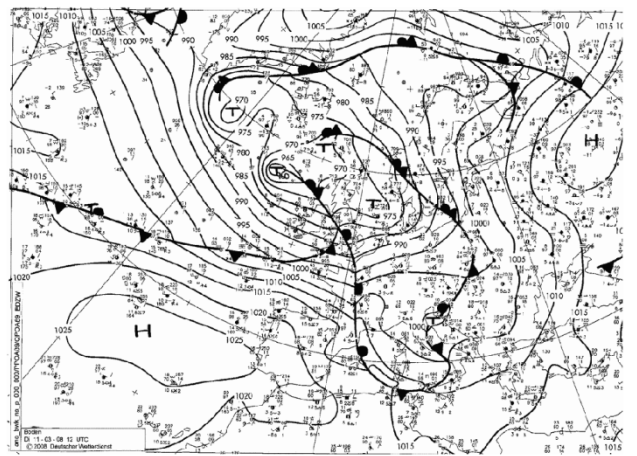
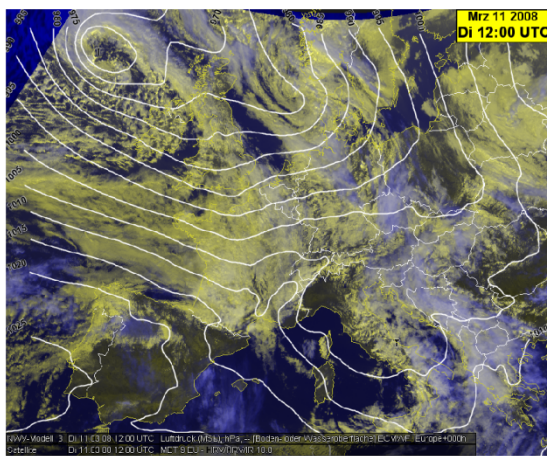
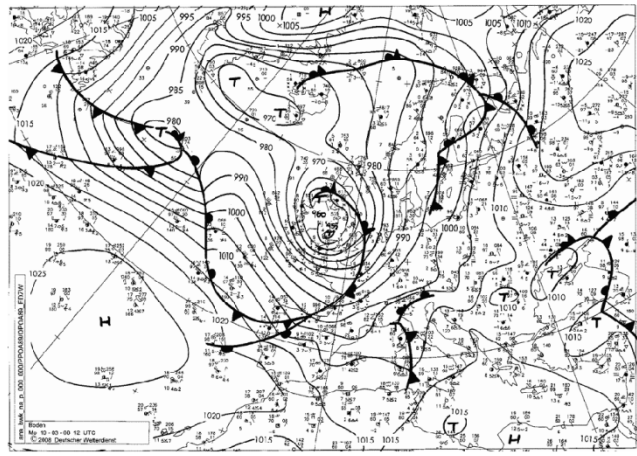
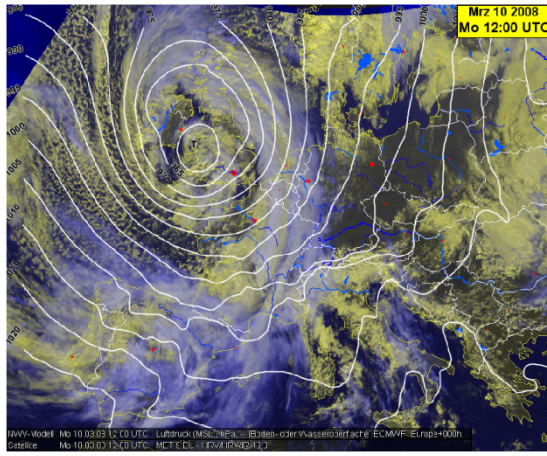


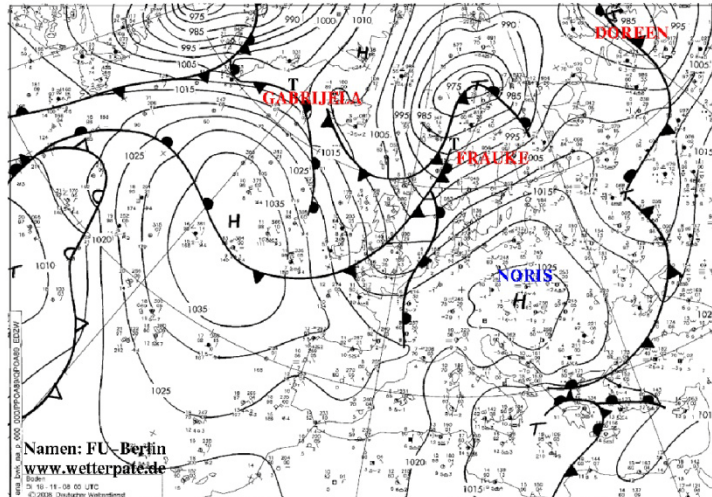
Photo satellite et analyse de pression au sol, 10-11-12 mars 2008 12 UTC

Fronts et pression au sol, 10-11-12 mars 2008 12 UTC

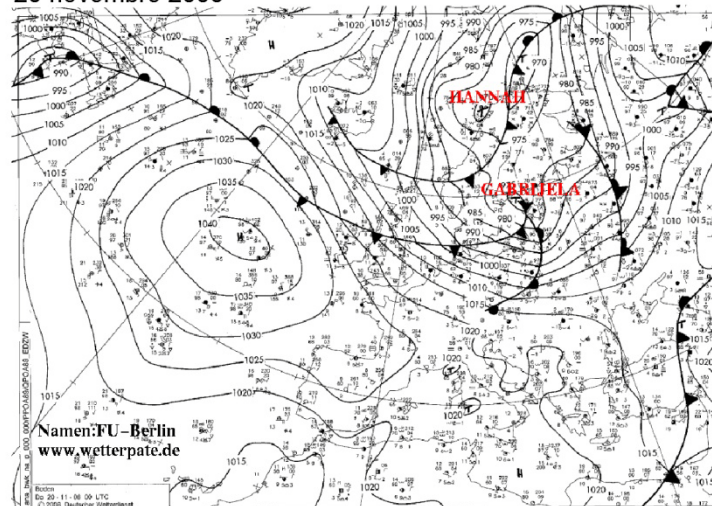
**Annexe IV Cartes synoptiques de prévision isobarique en surface sur l'Europe occidentale du 18 au 21 novembre 2008.**

**Deutscher Wetterdienst (www.wetterpate.de)**

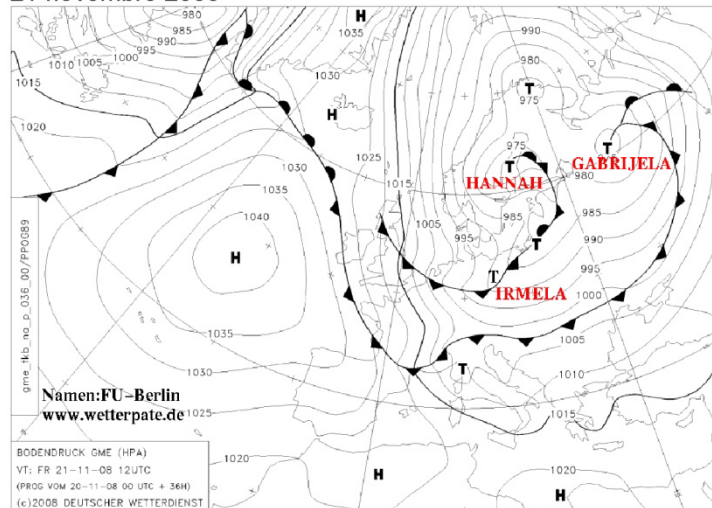
18 novembre 2008



20 novembre 2008



21 novembre 2008



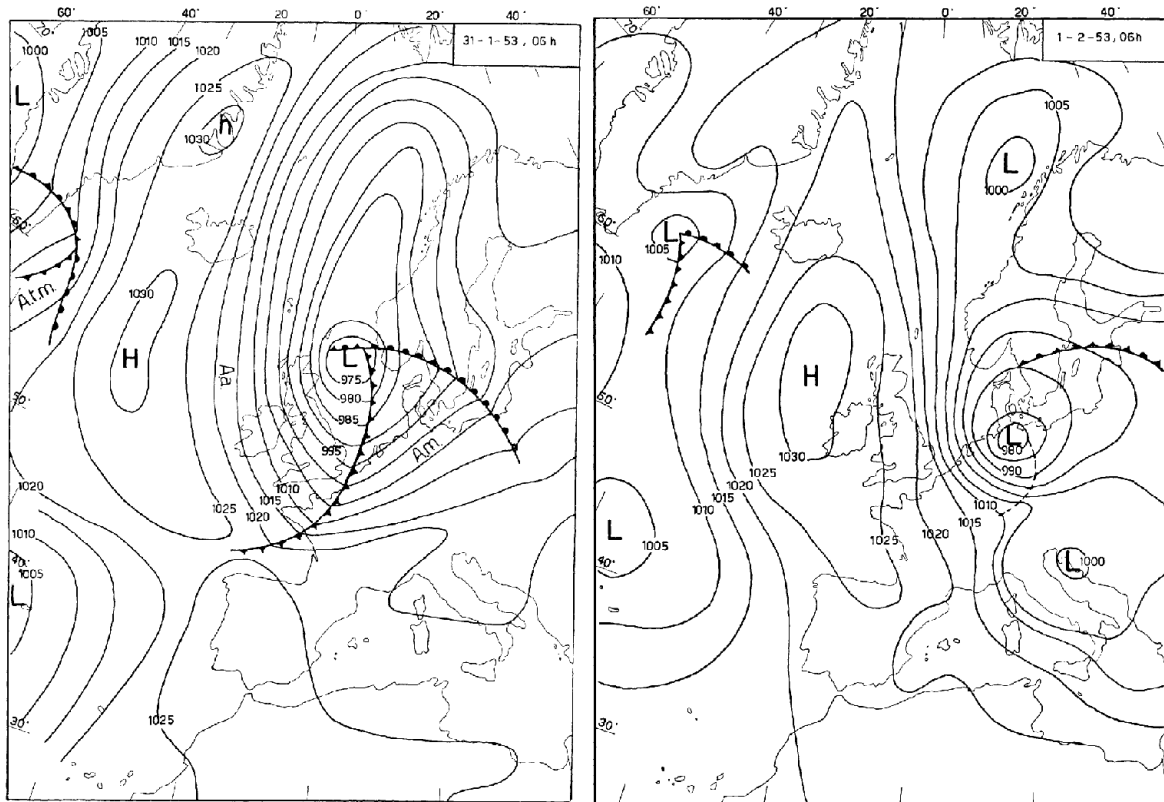
## Annexes

**Annexe V Historique des tempêtes et forts coups de vent ayant eu un impact en Mer du Nord et dans le Nord de la France avant l'année 1900**

Date	Zone touchée	Description événement / Impacts	Source
820	Nord (59)	Submersion de la plaine maritime flamande	De Bertrand (1885)
24/12/1118	Nord de la France	Tempête. Nombreuses chutes de clochers.	Bessemoulin (2002)
1200	Nord (59)	Franchissement et rupture du cordon dunaire dans le dunkerquois	De Bertrand (1885)
19/11/1404	Belgique, Pays-Bas, Nord (59)	" <b>Saint Elisabeth flood</b> " (1 <sup>er</sup> ). Tempête accompagnée de vent du Nord. La mer a rompu les digues, s'est déversée dans la campagne " <i>semant la mort et la désolation</i> ". Nombreuses inondations.	Archives Municipales de Dunkerque
1514	Nord (59)	Forte tempête, rupture des digues de mer entre Mardyck et Gravelines. Une partie de l'arrière pays est sous l'eau.	Archives Municipales de Dunkerque
1/11/1570 1-2 (Old Style) 11-12/11/1570 (New Style)	Mer du Nord, Nord (59)	" <b>All Saints Flood</b> ". Vents du SW tournant NW, pendant probablement 12 heures. Grande marée. Inondation importante sur les côtes. Très forte tempête, gonflement important de la mer, brèches dans les digues tout le long de la côte est-dunkerquoise. Inondations catastrophiques dues à la forte surcote sur les côtes hollandaises, et de nombreuses pertes humaines.	De Bertrand (1885) Lamb (1991) Archives Municipales de Dunkerque
22/10/1634	Sud-est Mer du Nord	Vent de WNW, pendant environ 24h.	Lamb (1991)
26/11/1703	Iles britanniques, Kent, Nord de la France	" <b>Hurricane / Daniel Defoe's Storm</b> ". Tempête. Nombreuses victimes. Dégâts aux habitations.	Lamb (1991)
7-8/12/1703	Angleterre, Ouest Bretagne, sud Mer du Nord, Danemark	" <b>The Storm</b> " / " <b>The Great storm of 1703</b> " Vents croissants de SW à W. Plusieurs milliers de victimes en Angleterre.	Lamb (1991)
31/12/1720	Nord (59)	Tempête. A dunkerque, "rupture du batardeau édifié en travers du chenal de Mardyck six ans plus tôt par des Anglais".	Archives Municipales de Dunkerque (Musée Portuaire)
19/01/1735	Sud-est Angleterre, côtes européennes	Vents de S à SW, durée de 18-24h, probablement 30 heures localement.	Lamb (1991)
13-15/11/1775	Mer du Nord	Tempête	Pool (2009)
20-21/11/1776	Mer du Nord	Tempête	Pool (2009)
31/12/1776 - 1 <sup>er</sup> /01/1777	Nord (59)	Violente tempête sur la côte dunkerquoise.	De Bertrand (1885)
1 <sup>er</sup> /03/1791	Sud-ouest Mer du Nord, Kent, Manche	Vents de NW-N, durée 12-24h.	Lamb (1991)
21-22/03/1791	Sud Mer du Nord	Tempête, vents de WSW à NW, durée 24h.	Lamb (1991)
15-16/03/1869	Côtes îles britanniques, côtes Manche, Liverpool, Bruxelles, Londres	Vent violent ou tempête.	Lamb (1991)
18-19/01/1880	Manche et Mer du Nord	Tempête, grand dégâts et sinistres maritimes.	Bessemoulin (2002)
8/02/1881	Côtes Bretagne, Manche, Mer du Nord	Violente tempête.	Bessemoulin (2002)
1-2/03/1882	Côtes Manche et océan	Violente tempête.	Bessemoulin (2002)
27-28/10/1882	Côtes Manche, Mer du Nord, côtes sud de la France	Très gros temps sur les côtes. Vent violent de SE. Fortes pluies. Nombreux sinistres maritimes en Manche. Crues et victimes dans le sud de la France.	Bessemoulin (2002)
29/11/1897	Iles britanniques, Mer du Nord, Danemark, Nord (59)	Vents principalement du NW-N, pendant 20-24 heures. Surcote de 1,86 m à Dunkerque, franchissement de perré.	Lamb (1991) Archives Municipales de Dunkerque



**Annexe VI La tempête des 31 janvier-1<sup>er</sup> février 1953**



**Cartes synoptiques des 31 janvier et 1er février 1953 à 6h TU (Source : Service Synoptique de l'Institut Royal Météorologique ; dans Sneyers, 1953).**

# Le Monde

## Dernière Heure

### Violente tempête sur les côtes de la mer du Nord

La plus violente tempête qui se soit déchaînée depuis plusieurs siècles sur les côtes d'Europe a semé le deuil et la dévastation en Angleterre, aux Pays-Bas et en Belgique. Le drame s'est déclenché samedi après-midi. La dépression venue du nord sembla s'engouffrer dans une sorte d'entornoir formé par les rivages de la mer du Nord entre la côte est de la Grande-Bretagne et celle des Pays-Bas, de la Belgique et du nord de la France. L'une et l'autre, basses et plates, situées souvent au-dessous

du niveau de la mer, sont protégées par des digues. La violence de l'ouragan, qui ne dépassa pas l'étroit goulet du pas de Calais, les rompit. Les vagues se précipitèrent dans les terres, remontèrent les fleuves. En quelques heures le pire était accompli. Sur 500 kilomètres, la côte anglaise était envahie, les maisons s'effondraient, les routes étaient coupées, plus de 350 personnes avaient trouvé la mort, des centaines d'autres avaient disparu. Pendant ce temps les Pays-Bas

revivaient les pires heures de leur histoire. La région de Rotterdam était en partie envahie. Les provinces du Sud, à l'embouchure du Rhin, se trouvaient sous les eaux. Ce matin encore, de nouvelles digues se rompent en Zélande. 394 morts figurent actuellement sur la liste officielle.

(3 février 1953.)

Tous droits réservés : Le Monde  
BFEA4N84S99CF35FF9D600512801311E7AD4A41E3584658AAC4BB17

Diff. 367 153 ex. (source OJD 2005)



Coupages de presse concernant la tempête des 31 janvier-1<sup>er</sup> février 1953.

LA VOIX DU NORD DU SAMEDI 28 JANVIER 1978

## LE 1<sup>er</sup> FEVRIER 1953, LA DIGUE TIXIER CEDAIT A LA PRESSION DES FLOTS, DROSSES PAR UNE VIOLENTE TEMPETE

2. 29

**● AVEC LA FORGE D'UN CYCLOTE**

La digue des Puits et d'Orléans traversa la ville de Stade Tixier à l'instigation de ses habitants qui avaient subi les ravages de la tempête. Cependant, il est à craindre que la digue ne soit emportée par la mer, car elle est construite sur un terrain qui n'est pas très solide.

Les habitants de ce quartier, ceux du centre qui avaient subi les graves inondations de mardi 28 janvier, ont voulu que la digue soit construite sur un terrain qui n'est pas très solide. Ils ont voulu que la digue soit construite sur un terrain qui n'est pas très solide.

**● DEJA EN MARS 1949**

En 1949, la digue avait été construite sur un terrain qui n'est pas très solide. Elle avait été construite sur un terrain qui n'est pas très solide.

**● LES DEUX BRECHES D'ALAROSSET**

Les deux brèches d'Alarossot ont été creusées par la mer. Elles ont été creusées par la mer. Elles ont été creusées par la mer.

**● DE L'EAU JUSQU'AU GENOU**

De l'eau jusqu'au genou, les habitants de Stade Tixier ont subi les ravages de la tempête. L'eau a envahi les rues et les maisons.

**● COMME EN 1940**

Comme en 1940, les habitants de Stade Tixier ont subi les ravages de la tempête. L'eau a envahi les rues et les maisons.

**● DEBATS SUR LE FRONT DE MER**

Des débats ont eu lieu sur le front de mer de Stade Tixier. Les habitants ont discuté de la construction d'une digue.

**● TRAFIC INTERROMPU AU PORT**

Le trafic a été interrompu au port de Stade Tixier. Les bateaux ne peuvent pas entrer et sortir.



L'on est en fin de matinée. L'eau commence à affaiblir les berges du canal existant. Le long desquels des bateaux sont amarrés. On est en train de dresser un rempart de terre. Au fond, le pont de Bussard qui n'est qu'un simple pont de bois.



Il était 13 h 30, lorsque l'eau commença à envahir l'avenue Foch, entre le stade et la Cité Vitrol. (PH. A. LA VOIX DU NORD.)

Devant le magasin de M. Pletouet, horticulteur. On s'affaire à dresser un barrage de terre devant les boutiques. L'eau paraît à envahir des rues.



Devant le magasin de M. Pletouet, horticulteur. On s'affaire à dresser un barrage de terre devant les boutiques. L'eau paraît à envahir des rues.



Cette promenade après qu'on ait barragé le canal de Stade Tixier par un mur de terre.

Article de La Voix du Nord (28/01/1978) consacré à la tempête de 1953.

### Annexe VII La tempête du 2-3 janvier 1976

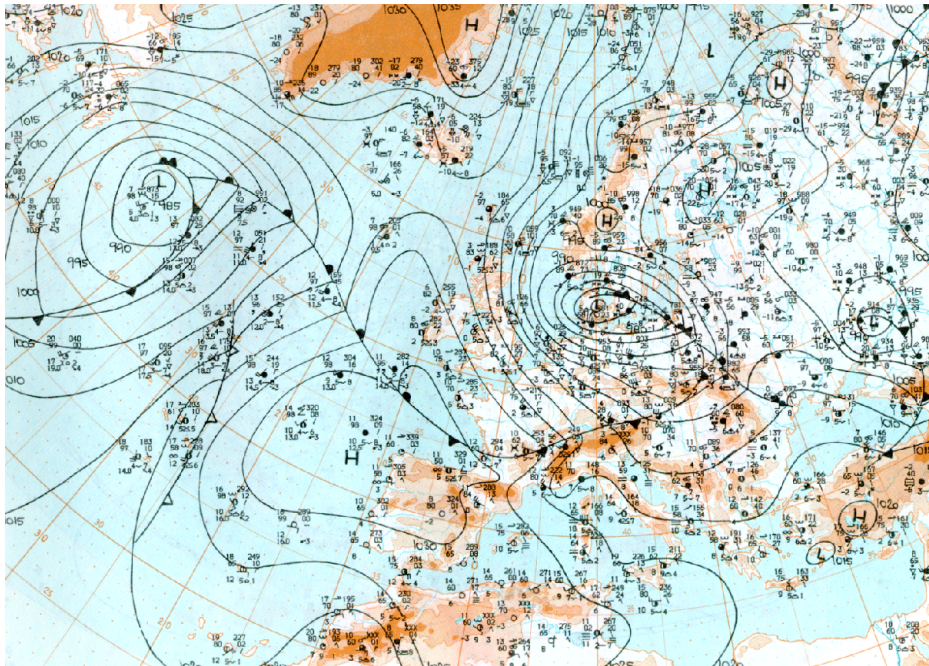
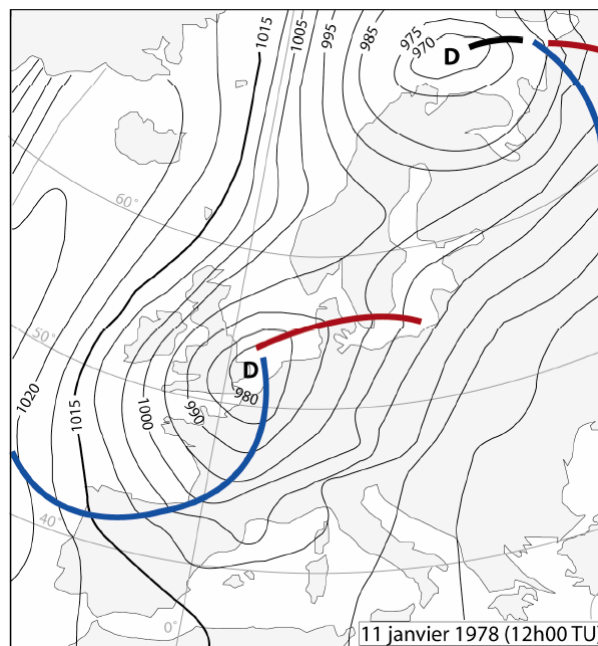


Figure IV-1 Carte du temps synoptique du 2 janvier 1976 à 12h GMT (Source : *Deutschen Wetterdienstes*).

### Annexe VIII La tempête du 11-12 janvier 1978



Carte du temps synoptique du 11 janvier 1978 à 12h TU (Source : Météo France ; dans [Chaverot, 2006](#)).



LA VOIX DU NORD DU VENDREDI 13 JANVIER 1978

**Actualités régionales Actualités régionales Actualités**

# Tempête sur le littoral : un porte-conteneurs de 150 mètres s'échoue dans le port de Dunkerque

Un navire porte-conteneurs de 150 mètres de long s'est échoué sur le littoral de Dunkerque, le 13 janvier 1978. Le navire, le "Le Yeu", appartenant à la S.N.C.M., a été poussé par les vagues sur la plage de la commune de Middelkerke, à l'ouest de Dunkerque. Le capitaine a déclaré que le navire avait subi de graves dommages et qu'il était impossible de le remorquer. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison. Le navire a été déclaré échoué et les autorités ont ordonné l'évacuation de la zone. Les dégâts sont considérables et les conséquences environnementales sont inquiétantes. Le "Le Yeu" est un des plus grands porte-conteneurs du monde à l'époque et son échouage est une catastrophe majeure pour la région.

## La tempête a soufflé avec violence sur le littoral de la Manche et de la Mer du Nord

### Un porte-conteneurs de 150 mètres s'est échoué dans le port de Dunkerque

#### Une vingtaine de victimes en Grande-Bretagne

(Suite page 12)



Le moulin de Coquelles victime de la bourrasque

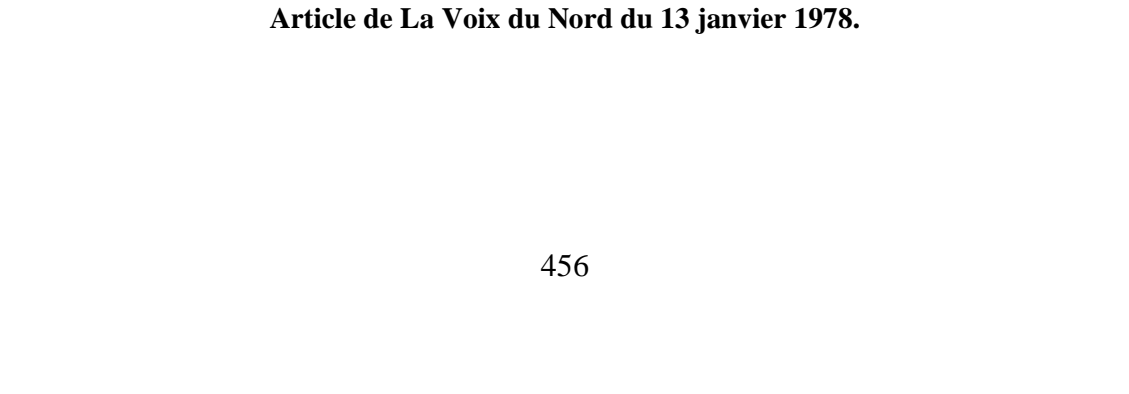
Le "Yeu", de la S.N.C.M., après avoir rempu sur le littoral de Middelkerke. On voit ici le grand navire d'arrière.

- **A Dunkerque, le maire demande que le bord de mer soit déclaré zone sinistrée**  
M. L. L. a demandé au conseil municipal de déclarer le littoral de Dunkerque zone sinistrée à la suite de la tempête du 13 janvier. Le maire a souligné les dommages importants causés par la tempête et a demandé que les habitants puissent bénéficier de mesures de secours et d'indemnités.
- **A Calais, 200 chalets emportés par le vent**  
A Calais, 200 chalets ont été emportés par le vent lors de la tempête du 13 janvier. Les dégâts sont considérables et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Au Cap Gris-Nez**  
Au Cap Gris-Nez, les dégâts sont importants. Les chalets ont été emportés et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Au port de Boulogne**  
Au port de Boulogne, les dégâts sont importants. Les navires ont été endommagés et les cargaisons ont été perdues. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **A Marquise, le fillet, trois fois contenait n'a pas résisté**  
A Marquise, le fillet, trois fois contenait n'a pas résisté. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **A Somain, un mur s'écroule sous l'effet de la tempête : deux blessés**  
A Somain, un mur s'écroule sous l'effet de la tempête : deux blessés. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **De nombreux dégâts en Boulonnais, où le vent a atteint 126 km/h**  
De nombreux dégâts en Boulonnais, où le vent a atteint 126 km/h. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.

Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque.

- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.
- **Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque**  
Le moulin de Coquelles, victime de la bourrasque. Les dégâts sont importants et les habitants ont dû être évacués. Les secours ont été envoyés sur place et les pompiers ont travaillé pendant des heures à tenter de sauver ce qui restait de la cargaison.

Spécimens d'échouage que les hauteurs multiples d'un orbe classé monument historique.



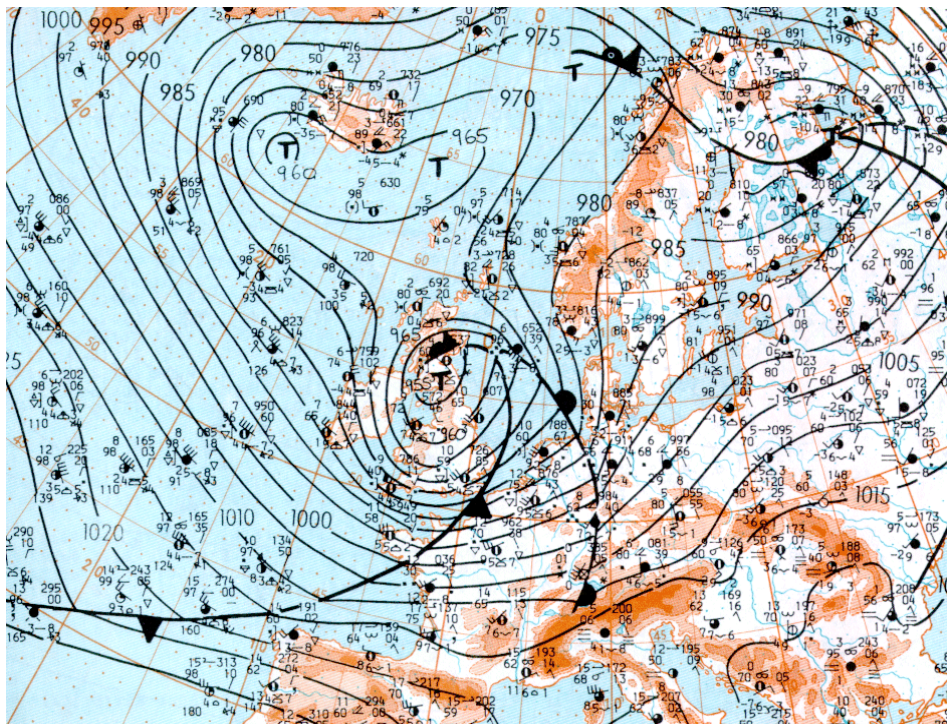
Article de La Voix du Nord du 13 janvier 1978.



## **Annexe IX Les tempêtes de janvier – février 1990**

### **(1) 25-26 janvier 1990 (Daria)**

Le 25 janvier, une première tempête surnommée Daria a touché l'Europe de l'Ouest sous l'influence d'une dépression creuse, de l'ordre de 950 hPa en son centre à son arrivée sur le Nord de l'Angleterre à 12h. La nuit suivante, cette dépression s'est encore creusée lors de son passage sur la Mer du Nord. Les vents ont atteint des vitesses en rafales très fortes sur plusieurs pays : au Royaume-Uni (141 km/h à Londres Heathrow, 139 km/h à Southampton, 155 km/h à Plymouth), aux Pays-Bas (150 km/h à Rotterdam), en Belgique (148 km/h à Middelkerke et 145 km/h à Ostende, sur la côte). En France, des rafales de 180 km/h ont été relevées sur la Pointe de la Bretagne, 173 km/h au Cap Gris Nez, 148 km/h à Dunkerque et, dans les terres, des rafales de 135 km/h à Lille et 141 km/h à Paris Roissy.



**Carte du temps synoptique du 25 janvier 1990 à 12h GMT (Source : *Deutschen Wetterdienstes*).**

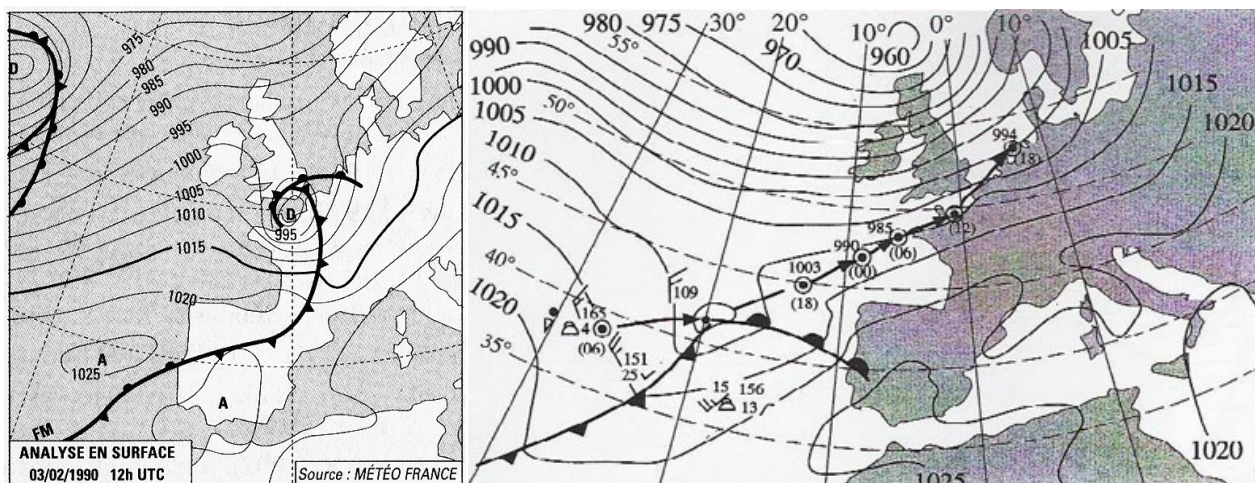
A Dunkerque, les vents ont forcé très rapidement dans la journée du 25 janvier, atteignant un pic de 24 m/s à 15h, tandis que la pression atmosphérique a chuté de 32 hPa en l'espace d'une vingtaine d'heures, affichant un creux à 977 hPa. Des vents supérieurs à 8 m/s ont ainsi soufflé pendant 36 heures consécutives, suivant une direction S à SW. Ce premier évènement s'est déroulé en conditions de marée de moyenne morte-eau à moyenne vive-eau (coefficients 58 à 80), avec des niveaux d'eau théoriquement atteints peu élevés.

**(2) 28 janvier 1990**

Une deuxième tempête a eu lieu quelques jours plus tard, le 28 janvier, sous l'effet d'une dépression secondaire moins profonde que la précédente. Des vents en rafale de 100 à 111 km/h ont été relevés sur la côte belge. D'intensité et de durée plus modérées que la précédente, les conditions météorologiques enregistrées à Dunkerque montrent que les vents supérieurs à 8 m/s n'ont pas excédé 24 heures, avec une valeur maximale de 18 m/s.

**(3) 3-4 février 1990 (Herta)**

Moins d'une semaine après, une nouvelle tempête a affecté principalement la moitié Nord de la France et l'Est de la Belgique, avec comme particularité de toucher au même degré les régions de l'intérieur et les régions littorales, sur un axe de vents violents allant du Poitou-Charentes au Nord-Est, en passant par Paris. Dans l'après-midi, des rafales entre 120 et 150 km/h ont été enregistrées sur la région parisienne provoquant d'énormes dégâts et des pertes humaines (23 morts en France dont 13 en Ile de France). Située plus au Nord, et sur le passage de la dépression, la région dunkerquoise a été touchée par des vents légèrement moins forts. A Dunkerque, Météo France a ainsi relevé une pointe à 17 m/s le 3 février en fin de journée, les vents supérieurs à 8 m/s n'ayant pas excédé 18 heures d'affilée, en provenance du secteur S à WSW.



Carte du temps synoptique et trajectoire de la dépression le 3 février 1990 (Source : Météo France ; Tonnerre-Guérin, 2003 ; <http://www.meteo-paris.com>).

**(4) 7-8 février 1990 (Judith)**

La quatrième tempête s'est produite dans la nuit du 7 au 8 février avec de fortes rafales générées par un gradient de pression très resserré entre des dépressions nord-atlantiques et de hautes pressions sur l'Europe du Sud. Cette fois-ci, les zones touchées sont essentiellement situées en Mer du Nord méridionale, sur le Sud de l'Angleterre, la Belgique et la France. Peu d'observations sont recensées, excepté des rafales de l'ordre de 113 km/h à Middelkerke, sur la côte belge. Sur le



## Annexes

dunkerquois, les vents de secteur S à WSW ont dépassé les 8 m/s et persisté pendant plus de 36 heures, atteignant 20 m/s dans la nuit. La baisse de pression atmosphérique, amorcée dès le 5 février, s'est poursuivie, avec un minimum de 999 hPa le 8 février au matin.

### **(5) 10-13 février 1990**

Du 10 au 16 février, les vents ont encore soufflé assez fort à plusieurs reprises, en particulier du 10 au 13 février où les vents de 8 m/s et plus ont persisté à Dunkerque pendant une période de 60 heures, avec un pic de 19 m/s dans la nuit du 11 au 12 février, de direction S-SW à W-SW. Conjointement à ces forts vents, la pression atmosphérique a chuté de 30 hPa en l'espace de quelques heures, jusqu'à un minimum de 974 hPa. Cette tempête, intense et durable, a été suivie de près par deux autres pointes de vent d'environ 24 heures chacune (14 et 16 m/s au maximum ; SW à W-SW, puis W). Ces trois événements sont les conséquences de plusieurs petites dépressions secondaires passant en Mer du Nord, générées par une dépression principale centrée entre l'Islande et l'Ecosse. Sans enregistrement valide de niveau d'eau à Dunkerque, nous ne pouvons évaluer ici l'impact de ces vents à la côte. Cependant, les conséquences de ces violents coups de vent ont été plus marquées en Manche. En effet, sur les côtes normandes et picardes, des submersions marines et inondations se sont produites les 11 et 12 février, affectant notamment la ville d'Etretat et 6000 ha des Bas-Champs picards (Caspar *et al.*, 2007).

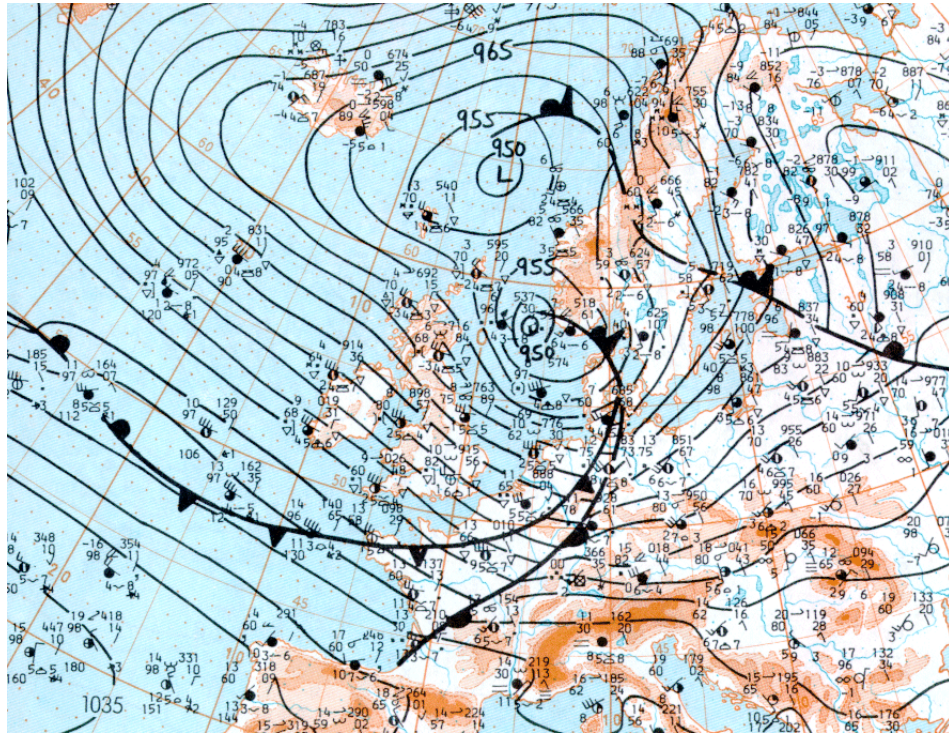
### **(6) 26-28 février puis 1er mars 1990 (Vivian et Wiebke)**

Le 26 février, c'est une nouvelle tempête de grande importance qui a frappé l'Europe de l'Ouest et inauguré 4 jours consécutifs de tempête. Il s'agit cette fois encore d'une dépression secondaire particulièrement profonde, qui s'est creusée brutalement sur la Mer du Nord avec une pression de moins de 950 hPa en son centre. Plusieurs villes européennes ont enregistré de fortes rafales : 110 km/h à Luxembourg, 130 km/h à Plymouth, 122 km/h à Rotterdam, et sur la proche côte belge, 137 km/h à Middelkerke et 140 km/h à Coxyde. Cette dépression s'est ensuite déplacée vers la Norvège puis la Suède tandis qu'un nouveau noyau, tout aussi profond, apparaissait dans la nuit du 26 au 27 entre l'Islande et la Norvège. Au passage de cette première perturbation du 26 février, orientée SW à WSW, la pression atmosphérique a baissé à Dunkerque, jusqu'à atteindre 986 hPa à la mi-journée. Durant cette tempête, baptisée Vivian, les vents ont soufflé très forts sur le dunkerquois, virant du secteur S-SW à W-SW, et avec persistance, les vents dépassant la vitesse de 8 m/s pendant près de 70 heures. Une pointe maximale de 23 m/s a été atteinte le 26 février à 9h, suivie de près par un nouveau pic (jusqu'à 18 m/s) dans la soirée du 28 février.

Dans la nuit du 28 février au 1<sup>er</sup> mars, un autre centre dépressionnaire est passé sur la partie Sud de la Mer du Nord, causant une dernière violente tempête. La pression atmosphérique a ainsi diminué à Dunkerque, pour atteindre un minimum à 984 hPa. Avec un gradient relativement fort entre les hautes pressions sur la France et le creux barométrique situé sur la Mer du Nord, les vents ont forcé

Annexes

très rapidement pour atteindre 18 m/s entre le 28 février et le 1<sup>er</sup> mars, de secteur W-SW, et se sont maintenus supérieurs à 8 m/s pendant 63 heures.



Carte du temps synoptique du 26 février 1990 à 12h GMT (Source : *Deutschen Wetterdienstes*).

## Tempête : la mer attaque le rivage



*A Malo-Terminus, la digue commence à se ressentir des assauts répétés des vagues*

La nuit de mercredi à jeudi, le littoral a subi une nouvelle tempête, la vingtième, dit-on, depuis le 25 janvier. Cette fois le vent a soufflé avec des pointes de 150 Km/h et a de nouveau obligé les pompiers à intervenir à de très nombreuses reprises.

Les dégâts les plus ressentis ont affecté le chemin de fer. Des câbles électriques ont cédé sous le souffle sur environ cinq kilomètres, en rase campagne, ce qui a occasionné une interruption du trafic ferroviaire.

Les voyageurs ont été acheminés par cars durant presque toute la journée. En fin d'après-midi le courant était rétabli entre Esquelbecq et Hazebrouck mais sur une voie seulement. La SNCF indiquait que la situation ne serait pas complètement redevenue normale avant trois ou quatre jours.

Par ailleurs, les fortes marées associées à un vent très violent ont provoqué un désensablement inquiétant du bord de mer. Ce problème affecte une partie de la digue de Malo-Terminus dont le perré présente des fissures importantes et surtout la plage de Leffrinckoucke.

Là, sur 60 à 80 mètres de profondeur la couche de sable s'est amincie au point que les vagues sont venues saper les dunes. Sur des centaines de mètres celles-ci ont pris des airs de falaises et des ouvrages de la batterie côtière se retrouvent maintenant sur le rivage.

Le blockhaus de la plage qui, jusqu'alors était fortement enseveli, est totalement dégagé. La couche de sable qui a disparu de cet endroit peut-être évaluée à environ quatre mètres.

### Loisirs coopératifs

L'association "Les loisirs coopératifs du Nord - Pas-de-Calais" organise une matinée récréative Carnaval le 14 mars de 14 à 18 h 30 à la salle de la Concorde à Petite-Synthe.

Inscriptions acceptées jusqu'au mercredi 7 mars.

D'autre part, des places sont encore disponibles pour un séjour de neige, du 30 mars au 7 avril au Col de la Faucille en hôtel 2 étoiles NN.

Renrignements au 28.20.11.71.



*A Leffrinckoucke, sur une profondeur d'une soixantaine de mètres le sable a disparu : les dunes prennent des airs de falaises*



*Le blockhaus de Leffrinckoucke qui est habituellement enseveli sur près de la moitié de sa hauteur totale.*

(Ph. "La Voix du Nord")

Tous les lundis, lisez « La Voix des Sports »

Article de La Voix du Nord du 2 mars 1990.

## Annexes

**Annexe X Fréquences des vents trihoraires par classe de vitesse et par direction, de 1957 à 2010 et au cours de 5 périodes d'étude définies**

<b>1957-2010</b>							
<b>Direction</b>	<b>&lt;5m/s</b>	<b>5 à 8m/s</b>	<b>8 à 10m/s</b>	<b>10 à 12m/s</b>	<b>12 à 16 m/s</b>	<b>≥ 16 m/s</b>	
<b>0</b>	1,39	1,34	0,61	0,36	0,26	0,04	3,99
<b>20</b>	1,59	1,66	0,83	0,50	0,33	0,06	4,97
<b>40</b>	1,60	1,71	0,90	0,60	0,46	0,04	5,31
<b>60</b>	1,63	1,71	0,81	0,49	0,38	0,04	5,06
<b>80</b>	1,72	1,52	0,54	0,33	0,24	0,02	4,38
<b>100</b>	1,88	1,41	0,35	0,13	0,05	0,00	3,82
<b>120</b>	1,66	1,14	0,19	0,04	0,01	0,00	3,04
<b>140</b>	2,00	1,46	0,26	0,06	0,01	0,00	3,80
<b>160</b>	2,91	2,45	0,46	0,13	0,03	0,00	5,98
<b>180</b>	3,27	3,06	0,75	0,27	0,09	0,01	7,44
<b>200</b>	2,82	3,66	1,14	0,52	0,26	0,02	8,43
<b>220</b>	1,99	3,28	1,53	0,92	0,63	0,06	8,41
<b>240</b>	1,37	2,62	1,83	1,33	1,08	0,14	8,38
<b>260</b>	1,13	2,34	1,57	1,12	0,88	0,14	7,17
<b>280</b>	1,32	2,19	1,15	0,73	0,64	0,15	6,19
<b>300</b>	1,44	1,58	0,78	0,51	0,45	0,14	4,89
<b>320</b>	1,38	1,22	0,62	0,43	0,42	0,11	4,17
<b>340</b>	1,29	1,12	0,54	0,33	0,27	0,03	3,57
	32,38	35,47	14,86	8,80	6,48	1,01	99,00

<b>1957-1971</b>							
<b>Direction</b>	<b>&lt;5m/s</b>	<b>5 à 8m/s</b>	<b>8 à 10m/s</b>	<b>10 à 12m/s</b>	<b>12 à 16 m/s</b>	<b>≥ 16 m/s</b>	
<b>0</b>	1,39	1,38	0,70	0,41	0,26	0,06	4,20
<b>20</b>	1,36	1,43	0,80	0,47	0,18	0,02	4,26
<b>40</b>	1,24	1,49	0,73	0,45	0,18	0,01	4,10
<b>60</b>	1,91	2,04	0,95	0,63	0,52	0,08	6,12
<b>80</b>	1,68	1,60	0,60	0,40	0,41	0,07	4,76
<b>100</b>	2,20	1,79	0,52	0,22	0,12	0,00	4,84
<b>120</b>	1,29	0,91	0,20	0,06	0,03	0,00	2,48
<b>140</b>	1,83	1,17	0,24	0,07	0,02	0,00	3,34
<b>160</b>	2,61	2,46	0,54	0,14	0,04	0,00	5,79
<b>180</b>	2,76	3,03	0,94	0,37	0,14	0,01	7,26
<b>200</b>	2,37	3,24	0,83	0,35	0,17	0,01	6,96
<b>220</b>	1,73	2,62	0,90	0,46	0,36	0,04	6,11
<b>240</b>	2,26	3,60	2,37	1,62	1,43	0,27	11,54
<b>260</b>	1,40	2,36	1,71	1,18	1,04	0,17	7,86
<b>280</b>	1,45	2,01	1,15	0,75	0,83	0,19	6,38
<b>300</b>	1,24	1,34	0,79	0,59	0,59	0,21	4,75
<b>320</b>	1,31	1,14	0,78	0,58	0,74	0,18	4,73
<b>340</b>	1,06	1,11	0,50	0,36	0,34	0,05	3,41
	31,08	34,71	15,26	9,10	7,39	1,36	98,91

## Annexes

1971-1983							
Direction	<5m/s	5 à 8m/s	8 à 10m/s	10 à 12m/s	12 à 16 m/s	≥ 16 m/s	
0	1,26	1,31	0,61	0,40	0,31	0,09	4,00
20	1,27	1,79	0,99	0,69	0,55	0,13	5,42
40	1,60	1,88	1,17	0,86	0,82	0,12	6,45
60	1,34	1,53	0,77	0,54	0,49	0,07	4,74
80	1,48	1,45	0,67	0,41	0,21	0,01	4,23
100	1,46	1,42	0,31	0,12	0,04	0,00	3,34
120	1,69	1,40	0,25	0,05	0,01	0,00	3,39
140	1,91	1,67	0,33	0,09	0,01	0,00	4,00
160	2,84	2,63	0,46	0,13	0,02	0,00	6,08
180	2,16	3,03	0,69	0,19	0,06	0,00	6,14
200	2,08	4,25	1,15	0,54	0,28	0,01	8,31
220	1,72	3,10	1,82	1,16	0,61	0,07	8,47
240	0,66	1,91	1,68	1,28	1,12	0,14	6,78
260	1,06	2,62	1,78	1,45	1,22	0,25	8,37
280	1,19	2,14	1,16	0,83	0,79	0,33	6,45
300	1,24	1,54	0,88	0,57	0,57	0,26	5,05
320	1,15	1,12	0,60	0,46	0,53	0,22	4,08
340	0,99	1,01	0,57	0,38	0,32	0,07	3,34
	27,10	35,79	15,88	10,14	7,96	1,77	98,64

1983-1994							
Direction	<5m/s	5 à 8m/s	8 à 10m/s	10 à 12m/s	12 à 16 m/s	≥ 16 m/s	
0	1,71	1,90	0,78	0,44	0,42	0,03	5,28
20	1,73	1,96	0,89	0,62	0,55	0,12	5,86
40	1,69	1,66	0,69	0,47	0,48	0,02	5,01
60	1,52	1,53	0,51	0,23	0,12	0,00	3,92
80	2,09	1,55	0,21	0,12	0,06	0,00	4,03
100	1,77	0,90	0,11	0,02	0,00	0,00	2,80
120	1,78	1,03	0,17	0,02	0,00	0,00	3,00
140	2,64	1,99	0,38	0,07	0,02	0,00	5,10
160	4,09	3,15	0,55	0,18	0,05	0,00	8,02
180	3,68	3,50	0,97	0,37	0,13	0,02	8,66
200	2,30	4,06	2,11	1,05	0,62	0,09	10,23
220	1,09	2,54	1,95	1,52	1,29	0,12	8,51
240	0,84	2,00	1,49	1,37	1,19	0,10	6,99
260	1,22	2,32	1,07	0,73	0,68	0,12	6,13
280	1,52	1,78	0,74	0,41	0,39	0,07	4,92
300	1,37	1,24	0,59	0,35	0,29	0,06	3,90
320	1,38	1,12	0,44	0,26	0,15	0,01	3,37
340	1,39	1,13	0,51	0,18	0,11	0,00	3,32
	33,82	35,35	14,17	8,39	6,56	0,76	99,04

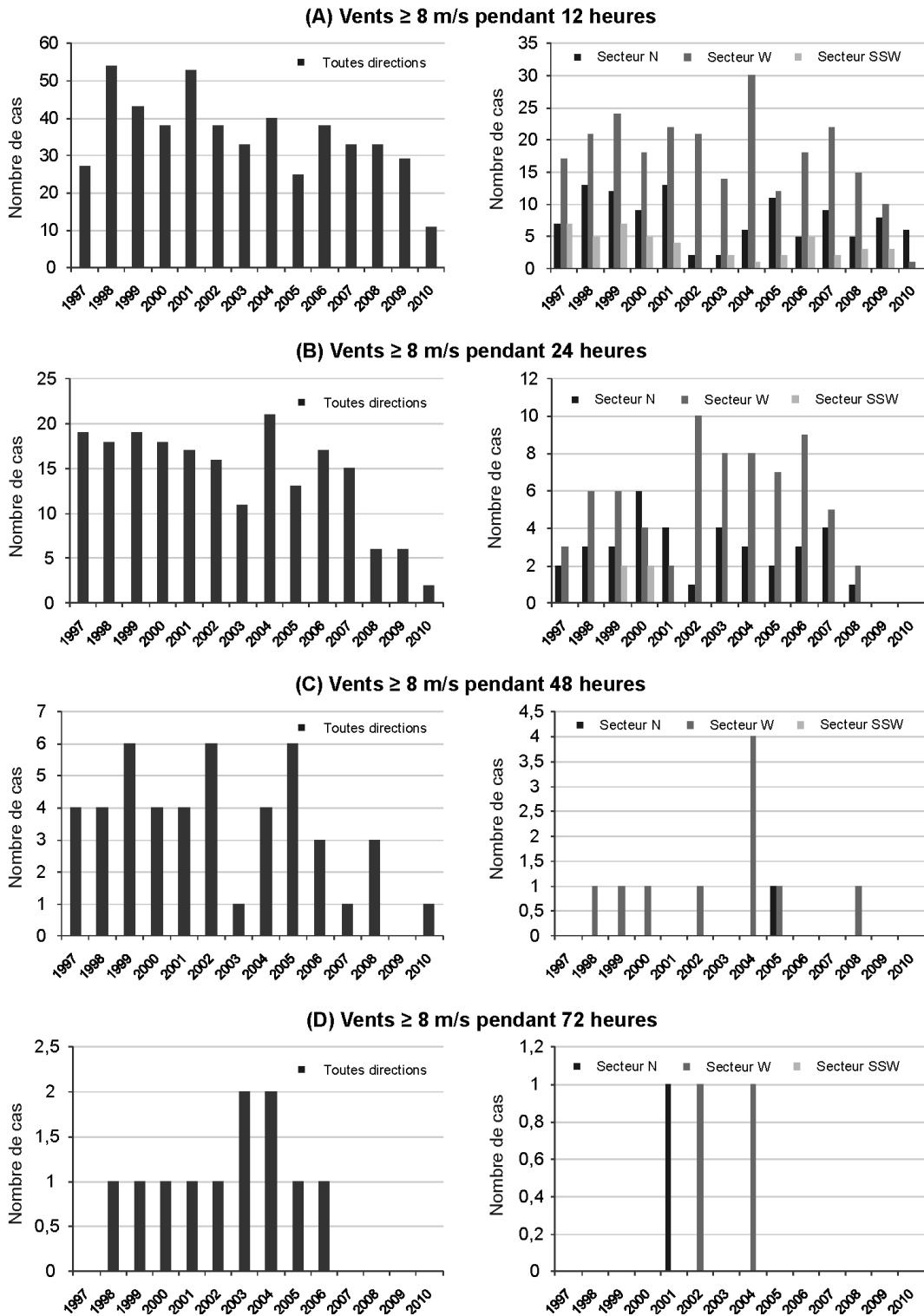
## Annexes

1994-2005							
Direction	<5m/s	5 à 8m/s	8 à 10m/s	10 à 12m/s	12 à 16 m/s	≥ 16 m/s	
0	1,10	0,88	0,34	0,17	0,11	0,00	2,62
20	1,97	1,73	0,85	0,36	0,18	0,02	5,11
40	1,76	1,84	1,05	0,70	0,49	0,03	5,87
60	1,65	1,66	0,87	0,47	0,37	0,02	5,04
80	1,75	1,53	0,60	0,36	0,25	0,01	4,50
100	1,99	1,46	0,38	0,11	0,04	0,00	3,98
120	1,67	1,32	0,18	0,04	0,00	0,00	3,22
140	1,72	1,35	0,20	0,03	0,01	0,00	3,31
160	2,51	2,06	0,38	0,10	0,03	0,00	5,08
180	4,47	2,98	0,52	0,18	0,03	0,00	8,18
200	3,66	3,44	0,81	0,31	0,08	0,00	8,30
220	2,47	4,59	1,86	0,90	0,54	0,04	10,41
240	1,16	2,01	1,71	1,31	0,86	0,08	7,12
260	0,74	2,02	1,69	1,20	0,71	0,05	6,41
280	1,09	2,47	1,28	0,84	0,64	0,06	6,37
300	1,63	1,83	0,86	0,56	0,43	0,04	5,35
320	1,46	1,39	0,69	0,44	0,26	0,03	4,28
340	1,57	1,18	0,63	0,39	0,31	0,01	4,07
	34,37	35,73	14,91	8,47	5,34	0,39	99,22

2005-2010							
Direction	<5m/s	5 à 8m/s	8 à 10m/s	10 à 12m/s	12 à 16 m/s	≥ 16 m/s	
0	1,65	1,12	0,53	0,32	0,08	0,01	3,70
20	1,82	1,09	0,30	0,15	0,04	0,00	3,40
40	2,05	1,72	0,85	0,51	0,28	0,01	5,42
60	1,75	1,79	1,03	0,58	0,37	0,02	5,54
80	1,45	1,35	0,72	0,38	0,23	0,00	4,13
100	1,95	1,40	0,48	0,19	0,02	0,00	4,04
120	2,46	0,96	0,05	0,00	0,00	0,00	3,48
140	1,90	0,74	0,02	0,00	0,00	0,00	2,66
160	2,11	1,20	0,15	0,04	0,00	0,00	3,50
180	3,56	2,31	0,36	0,11	0,01	0,00	6,35
200	5,39	2,98	0,49	0,20	0,04	0,00	9,11
220	4,56	4,29	0,79	0,26	0,03	0,00	9,93
240	2,36	4,68	1,70	0,54	0,19	0,02	9,50
260	1,31	2,41	1,52	0,79	0,42	0,02	6,48
280	1,39	3,23	1,86	0,95	0,22	0,02	7,66
300	2,30	2,63	0,72	0,43	0,13	0,02	6,23
320	1,95	1,50	0,47	0,28	0,16	0,01	4,38
340	1,82	1,24	0,41	0,36	0,22	0,02	4,07
	41,78	36,65	12,47	6,10	2,45	0,14	99,59

**Annexe XI Recherche d'évènements de vents persistants  $\geq 8$  m/s pendant 12/24/48/72 heures, en provenance de différents secteurs, à partir de données horaires et trihoraires de 1997 à 2010.**

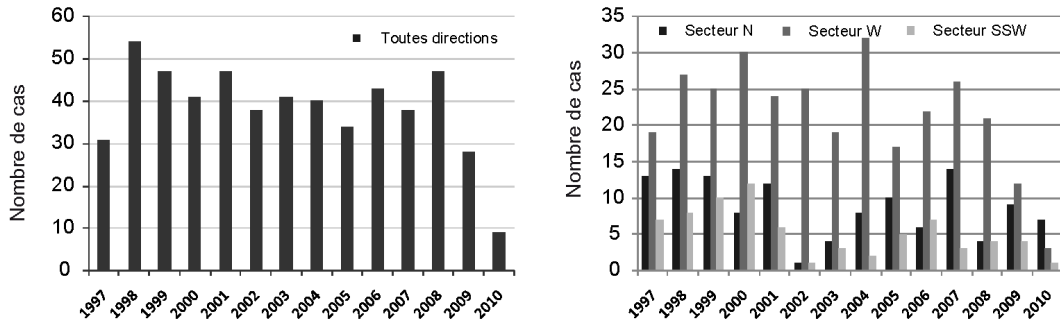
Données HORAIRES de 1997 à 2010



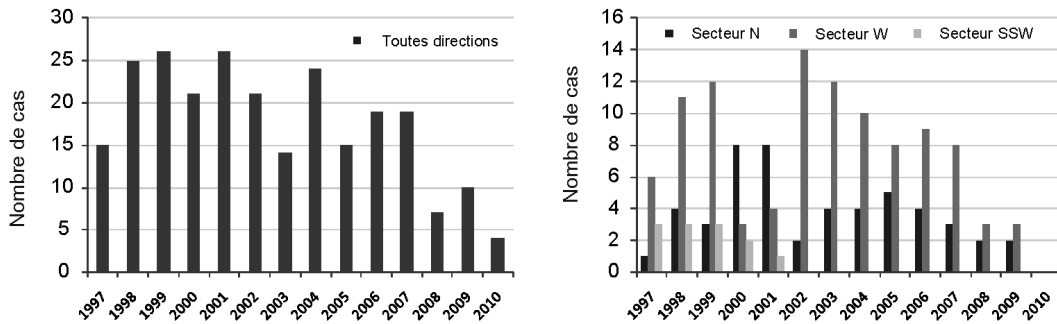
Annexes

Données TRIHORAIRES de 1997 à 2010

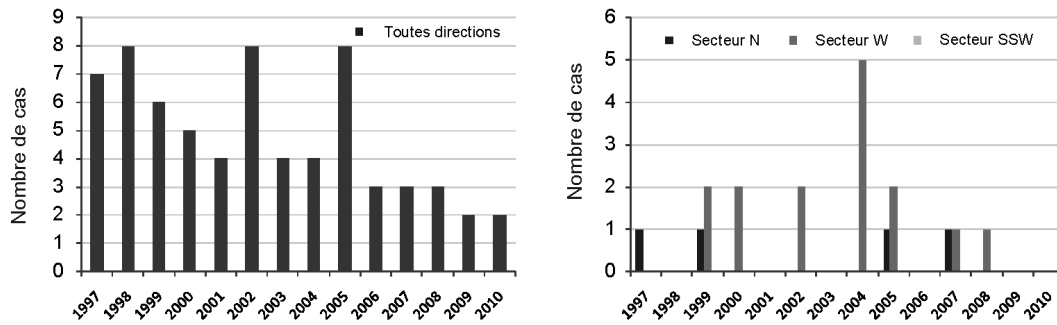
(A) Vents  $\geq 8$  m/s pendant 12 heures



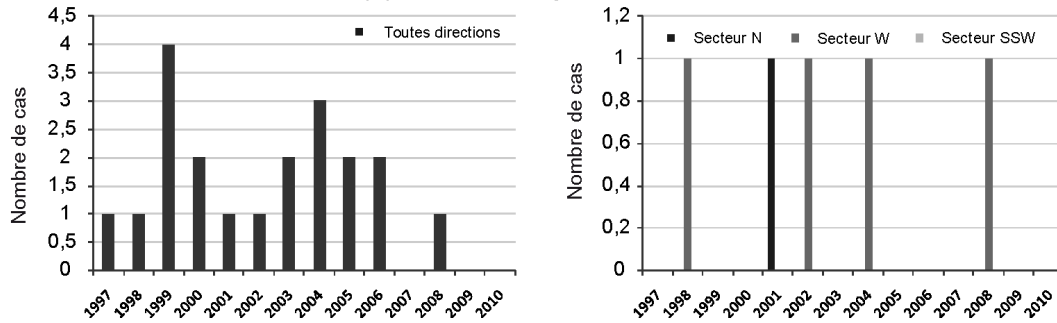
(B) Vents  $\geq 8$  m/s pendant 24 heures



(C) Vents  $\geq 8$  m/s pendant 48 heures



(D) Vents  $\geq 8$  m/s pendant 72 heures





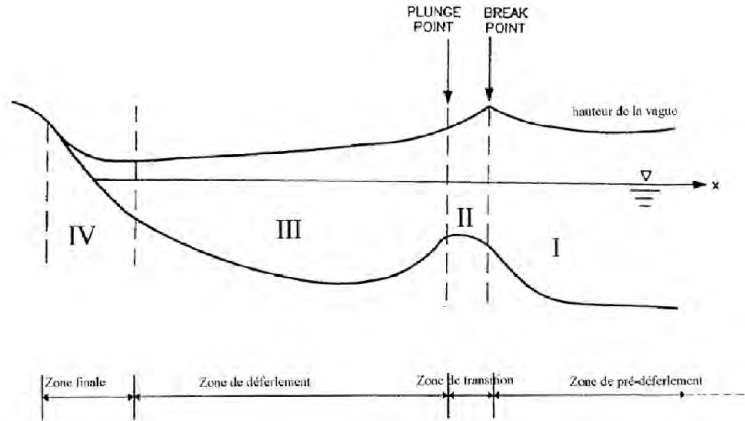
## Annexe XII Processus de modélisation du modèle SBEACH

Les observations et détail des processus présentés ci-après sont issus de [Morellato \(2003\)](#), synthétisés à partir de [Larson et Kraus \(1989\)](#). En ce qui concerne la **modélisation de la vague**, la hauteur de la houle est calculée à partir de la théorie linéaire dans la zone I, en tenant compte du critère de déferlement, établi à partir de [Battjes \(1975\)](#) et calé lors des expériences de Larson et Kraus (1989), qui permet de trouver la limite entre la zone I et la zone II. Tant que le rapport hauteur de houle / profondeur d'eau reste inférieur à ce critère, la vague n'a pas déferlé. Puis, dans les zones III et IV, le modèle traite également l'évolution des vagues déferlantes, sachant qu'une vague qui a déferlé peut se reformer pour déferler une ou plusieurs fois consécutives. A partir de là, SBEACH calcule l'anergie dissipée, d'une part par les mouvements orbitaux, et d'autre part, par le déferlement.

La **modélisation du transport** est, quant à elle, évaluée différemment sur chacune des 4 zones définies ci-dessus. Le modèle cherche d'abord à définir s'il y a accrétion ou érosion du profil, à partir d'une formule établie à partir des expériences de [Larson et Kraus \(1989\)](#) (Critère d'érosion-accrétion), en tenant compte de la cambrure de la vague, du nombre de Dean et en fonction de la vitesse de chute des particules déterminées par la formule de Strokes. **(1) Dans la zone I**, la profondeur diminue et il se produit une modification du profil des vagues qui perdent leur symétrie verticale et horizontale. A l'approche du point de déferlement, la hauteur des vagues augmente, ce qui est lié à la conservation du flux d'énergie, et le profil des vitesses devient asymétrique, avec un mouvement vers la côte dans la partie supérieure de la vague et un mouvement vers le large dans sa partie inférieure ([Sénéchal, 2003](#)). Le mouvement des sédiments dépend donc de leur position dans la colonne d'eau. Le transport y est assez bien évalué par une exponentielle décroissante. **(2) En zone II**, le transport est calculé selon la même méthode (avec un coefficient de 0.2 par rapport au taux de transport en zone III ; Larson et Kraus, 1989). **(3) En zone III**, considérant que le taux de transport est proportionnel à l'énergie dissipée par la vague, [Larson et Kraus \(1989\)](#) ont fait l'hypothèse que le profil tend à se rapprocher du profil d'équilibre de [Dean \(1977\)](#). Cette zone est la plus importante dans le transport sédimentaire, et son calcul fait ici intervenir deux paramètres essentiels du calage du modèle, que nous détaillerons ultérieurement : un coefficient empirique du taux de transport (K), et le coefficient du taux de transport relatif à la pente de la plage ( $\epsilon$ ). **(4) La zone IV** est en revanche la zone la plus complexe dans le transport de sédiments car très peu d'informations existent. Dans SBEACH, cette zone décrit moins bien les processus et la modélisation se fait ici selon un procédé d'avalanche. L'angle maximal d'avalanche doit être fixé par  $\alpha$  comme paramètre de calage et, lorsque la pente calculée entre les deux limites de la zone IV excède la valeur définie, une avalanche de sable se produit. L'extension de cette zone est également définie par l'utilisateur, en fixant la profondeur  $p$  de *swash*, comme paramètre de calage.

Connaissant la répartition du transport, les **changements du profil** sont simulés et calculés à chaque pas de temps à partir du taux de transport et de l'équation de conservation de la masse. Sachant que le transport a lieu entre la limite terrestre et la limite d'action de la houle (définie en zone I), si le transport devient inférieur à une valeur prédéterminée, alors le transport est considéré comme nul. Pendant le calcul, les changements de profil sont déterminés par le schéma de Cranck-Nicholson (intégrant la méthode des trapèzes).

Annexes



Modélisation de la vague

Zone I

$$\left(\frac{H}{H_0}\right)^2 = \frac{\sqrt{\varepsilon h}}{2C_s \sqrt{h b_0}}$$

Équation 2 : Hauteur de houle dans la zone I

avec H la hauteur de houle locale,  
H<sub>0</sub> la hauteur de houle au large,  
k<sub>s</sub> le nombre d'onde au large,  
C<sub>s</sub> la vitesse de groupe  
h la profondeur d'eau

$$\frac{H_b}{h_b} = 1.14 \left( \frac{\tan \beta}{\sqrt{(H_0/L_0)}} \right)^{0.77}$$

Équation 3 : Critère de déferlement [Larson et Kraus, 1989]

avec H<sub>b</sub> la hauteur de la vague au déferlement,  
h<sub>b</sub> la profondeur au déferlement,  
tan β la pente locale de la plage.

Zone III et IV

$$\frac{dE}{dx} = -\frac{K}{h} (E - F)$$

Équation 4 : Equation de flux énergétique

avec K coefficient empirique de la vague déferlante, **paramètre de calage du modèle**  
E flux d'énergie de la vague.  
F, flux d'énergie de la houle au large.

$$H = \left| \frac{1}{\sqrt{h}} \left( H_0 \sqrt{\frac{h_0}{h}} e^{-\int \frac{K}{h} dx} - e^{-\int \frac{K}{h} dx} \int H_0 \sqrt{\frac{h_0}{h}} e^{-\int \frac{K}{h} dx} dx \right) \right|^{1/2}$$

Équation 5 : Hauteur de la vague dans la zone III et IV

Limites de la Zone II

$$\frac{l_p}{H_b} = 4.0 - 9.25 \tan \beta$$

Équation 1 : Calcul de l<sub>p</sub> [Galvin, 1969]

avec l<sub>p</sub> la distance entre les deux points : plunge point et break point.  
H<sub>b</sub> la hauteur de la vague au déferlement.  
tan β la pente locale de la plage.

Changements du profil

$$\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial t}$$

Equation 11 : Conservation de la masse

$$\frac{h_i^{k+1} - h_i^k}{\Delta t} = \frac{1}{2} \left[ \frac{q_{i+1}^k - q_i^{k+1}}{\Delta x} + \frac{q_{i+1}^k - q_i^k}{\Delta x} \right]$$

Equation 12 : Schéma de Crank-Nicholson

(les indices k sont relatifs aux temps et les indices i aux cellules)

Modélisation du transport

Si  $\frac{H_0}{L_0} < M \left( \frac{H_0}{WT} \right)$ , alors il y a érosion.

Si  $\frac{H_0}{L_0} > M \left( \frac{H_0}{WT} \right)$ , alors il y a accretion.

Équation 6 : Critère érosion-accretion [Larson et Kraus, 1989]

Avec M = 0.00070.

$\frac{H_0}{L_0}$  cambrure de la vague.

$\frac{H_0}{\omega T}$  Nombre de Dean, fonction de la vitesse de chute des sédiments déterminée par la formule de Stokes (Équation 7) :

$$W = \frac{g D^2}{18 \nu} \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)$$

Équation 7 : Vitesse de chute des particules

Avec W : vitesse de chute en m.s<sup>-1</sup>.

D : Le diamètre du grain en m

ρ : La densité de l'eau

ρ<sub>s</sub> : La densité du sédiment

ν : La viscosité cinématique de l'eau en m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>.

Pour un diamètre de particule de 0.2 mm et pour une viscosité de l'eau de 1.10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup> (température de 20 °C), la vitesse de chute obtenue est de 3.5 cm.s<sup>-1</sup>.

Zone I

$$q = q_0 e^{-\lambda(x-x_0)}$$

Équation 8 : transport dans la zone I [Larson et Kraus, 1989]

avec q<sub>0</sub> le taux de transport au point de déferlement

$$\lambda \text{ le coefficient de décroissance évalué à } 0.40 \left( \frac{D}{H_b} \right)^{0.47}$$

x<sub>0</sub> l'abscisse du déferlement.

Zone II

Le transport est aussi calculé par une exponentielle décroissante identique à la zone I avec un coefficient de 0.2 et par rapport au taux de transport au point où la vague plonge (calculé en zone III) [Larson et Kraus, 1989].

Zone III

$$q = \begin{cases} K(D - D_{eq}) + \frac{c}{K} \frac{dh}{dx} & \text{pour } D > D_{eq} - \frac{c}{K} \frac{dh}{dx} \\ 0 & \text{pour } D < D_{eq} - \frac{c}{K} \frac{dh}{dx} \end{cases}$$

Équation 9 : Transport dans la zone III [Larson et Kraus, 1989]

avec K coefficient empirique du taux de transport, **paramètre de calage**.

D énergie dissipée par la vague par unité de volume.

D<sub>eq</sub> énergie dissipée par la vague par unité de volume et pour un profil de Dean.

c coefficient du taux de transport relatif à la pente de la plage, **paramètre de calage**.

Zone IV

$$\Delta h_i = -\left(\frac{N-1}{N}\right)h_i + \frac{1}{N} \sum_{j=2}^N h_j + \frac{1}{2}(N-1)\Delta h$$

Equation 10 : Modélisation de l'avalanche dans la zone IV [Larson et Kraus, 1989]

avec h<sub>i</sub> profondeur de la première cellule où l'angle limite est dépassé.

N le nombre de cellules où le sable doit être redistribué.

h<sub>j</sub> la profondeur de la cellule j.

Δh différence entre deux cellules voisines après l'avalanche

Formules de calcul utilisées par le modèle SBEACH (synthèse de Morellato (2003), à partir de Larson et Kraus (1989)).

## Annexes



## *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal*

### **Résumé**

Le littoral Est dunkerquois, comme la plupart des côtes méridionales de la Mer du Nord, est constitué de larges plages sableuses à barres intertidales et de dunes côtières qui protègent des zones basses densément peuplées particulièrement vulnérables dans le contexte actuel de montée du niveau marin associée au changement climatique. Les objectifs de ce travail et la démarche méthodologique adoptée reposent sur une approche à plusieurs échelles spatiales et temporelles afin d'évaluer l'impact des tempêtes sur l'évolution d'une côte basse macrotidale à fetch limité. A l'échelle événementielle, les mesures ont souligné une réponse morphologique très différente de la côte face aux conditions énergétiques et tempétueuses, sur deux secteurs d'étude situés à 4 km de distance. Cette réponse très contrastée se traduit par des conditions hydrodynamiques différentes sur les deux sites, avec un secteur Ouest plus sensible à l'érosion que le secteur Est, plutôt stable voire en accrétion. Sur une échelle saisonnière à pluriannuelle, l'évolution de la côte et notamment sa capacité à se reconstruire durant les phases post-érosives a été mise en évidence, soulignant notamment l'efficacité des transports éoliens dans l'alimentation et la cicatrization des dunes. A moyen terme, de 1957 à 2010, l'évolution du trait de côte a montré une grande variabilité à la fois spatiale et temporelle, qui semble être expliquée par une variabilité spatiale de l'énergie de la houle à la côte, en partie liée à la bathymétrie de l'avant-côte, mais aussi par les variations des forçages météo-marins et des interventions anthropiques locales. Certaines conditions météorologiques plus morphogènes ont été mises en évidence, telles que des vents persistants de secteur N-NW soufflant à plus de 8 m/s pendant plus de 48 heures, par exemple. Les mesures réalisées dans cette étude ont également permis la mise en place et la validation de deux codes morphodynamiques de modélisation à court terme de la réponse de la côte aux événements de tempête, SBEACH et X-BEACH, qui ont tous deux donné des résultats cohérents sur le littoral étudié. Si le premier restitue mieux l'évolution morphodynamique et le second les conditions hydrodynamiques mesurées *in-situ*, ils restent tous les deux pertinents voire complémentaires.

**Mots-clés :** tempêtes, macrotidal, morphodynamique, profil côtier, dunes, plage, érosion, trait de côte, Mer du Nord, modélisation morphodynamique, SBEACH, X-BEACH.

### *The effects of storms on the morphodynamic evolution of the coastal profile in a macrotidal setting*

### **Abstract**

Along the southern coast of the North Sea, the coastline east of Dunkirk consists of wide barred sandy beaches and coastal dunes that protect low lying and densely populated reclaimed land, which are highly vulnerable to marine flooding with projected sea level rise associated with global change. The objectives of this study and the adopted methodological approach are based on several spatial and temporal scales, in order to assess the effects of storms on the morphodynamic evolution of a low-lying, macrotidal and fetch limited, unconsolidated coast. At event scale, our measurements revealed very different morphological responses of the coast to energetic and stormy conditions at two study areas located 4 km away. This contrasting response results from different hydrodynamic conditions at each site, with erosion prevailing along the western part of the study area while stability or even accumulation characterized the eastern sector. On a seasonal to multi-year scale, our results showed that the coastal profile tends to recover during post-storm conditions underlining the role of aeolian sand transport in dune-foot recovery and foredune sand supply. At medium term, from 1957 to 2010, the evolution of the east Dunkirk shoreline shows a large spatial and temporal variability, which seems to be explained by differences in wave energy at the coast, partly linked with variation in nearshore bathymetry, but also with changes in meteorological and oceanographic forcings and, locally, with anthropic interventions. Some erosive conditions were identified, such as persistent onshore (from N-NW) winds blowing at a speed of more than 8 m/s during more than 48 hours, for example. Data collected in this study were also used for modelling the short-term response of the coast to storm events with two morphodynamic models: SBEACH and X-BEACH. Although both models gave consistent results, they appear to be complementary as one was more efficient to simulate the morphodynamic evolution of the coastal profile while the other was better in modelling hydrodynamics across the profile.

**Keywords:** storms, macrotidal, morphodynamic evolution, coastal profile, coastal dunes, beach, erosion, shoreline, North Sea, morphodynamic modelling, SBEACH, X-BEACH.