



HAL
open science

Evolution du trait de côte, bilans sédimentaires et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté

Adrien Crapoulet

► To cite this version:

Adrien Crapoulet. Evolution du trait de côte, bilans sédimentaires et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté . Sciences de la Terre. Université du Littoral Côte d'Opale, 2015. Français. NNT : . tel-01256378

HAL Id: tel-01256378

<https://theses.hal.science/tel-01256378>

Submitted on 14 Jan 2016

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0
International License

Evolution du trait de côte, bilans sédimentaires et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté

THESE DE DOCTORAT

GEPO (Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie)

Spécialité : Morphodynamique Littorale

ECOLE DOCTORALE SMRE

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

Présentée par

Adrien CRAPOULET

Soutenue publiquement à Wimereux le 2 septembre 2015 devant un jury composé de :

Directeur de recherche :

M. Arnaud HEQUETTE, *Professeur, Université du littoral Côte d'Opale, Directeur de thèse*

Rapporteurs :

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

M. Serge SUANEZ, *Professeur, Université de Bretagne Occidentale*

Examineurs :

Mme Yvonne BATTIAU-QUENEY, *Professeur Emérite, Université de Lille 1 Sciences et Technologie*

Mme Rosalia DELGADO, *Chercheur, Flanders Hydraulics Research (Belgique)*

Mme Marie-Hélène RUZ, *Professeur, Université du littoral Côte d'Opale*

M. Alain TRENTESAUX, *Professeur, Université de Lille 1 Sciences et Technologie*

Remerciements

Aboutissement de cette longue période de rédaction de thèse, voici venu le moment tant attendu des remerciements.

Mes premiers remerciements s'adressent sans surprise à Arnaud Héquette, mon directeur de thèse. Je me souviens de ce jour de début juillet 2011, où je venais à peine de rentrer dans le Pas-de-Calais après avoir passé 2 années de master à Bordeaux, où j'ai reçu cette relance de votre part pour savoir si l'idée d'une thèse au sein du LOG me motivait toujours. Je vous remercie de m'avoir fait confiance pour mener à bien (je l'espère) ce projet doctoral, pour tous vos conseils et vos critiques, toujours constructives d'ailleurs. Merci de m'avoir rassuré sur mes moments de doute et ma faible confiance en moi et mes résultats. Je vous dois un grand merci également pour la patience que vous m'avez accordé tout au long de cette rédaction qui fût bien plus longue que prévue, et de m'avoir permis de poursuivre avec financement grâce à l'opportunité du contrat Calais Port 2015.

Je tiens à remercier à présent les membres du jury qui ont accepté d'examiner ce travail. Merci à Franck Levoy, professeur à l'Université de Caen Basse-Normandie, et Serge Suanez, professeur à l'Université de Bretagne Occidentale, d'avoir accepté le rôle de rapporteur de cette thèse. Je remercie Mesdames Yvonne Battiau-Queney, professeur émérite à l'Université de Lille 1, et Rosalia Delgado, chercheur au Flanders Hydraulics Research, d'avoir accepté d'examiner mon manuscrit. Je remercie Alain Trentesaux, professeur à l'Université de Lille 1, d'avoir également accepté de faire partie de jury mais également aussi pour m'avoir permis d'embarquer à bord de la campagne bathymétrique au large de Bray-Dunes en août dernier (dont je garde un souvenir pas très agréable à cause du mal de mer...). Je tiens également à préciser que c'est grâce à toi que j'ai eu envie de m'intéresser à la sédimentologie et plus particulièrement au domaine marin. D'ailleurs, je me souviens encore parfaitement de notre première rencontre alors que je visitais l'Université de Lille 1 lors d'une journée portes-ouvertes. Également membre de jury, je tiens particulièrement à remercier Marie-Hélène Ruz, professeur à l'Université Côte d'Opale que j'ai pu côtoyer durant ces 4 années de doctorat. Je vous remercie pour tous les conseils et les suggestions que vous m'avez apportés durant ces années. Je vous remercie également de m'avoir fait contribuer aux articles concernant les dunes du Fort Vert.

Parce qu'une thèse de doctorat n'est pas réalisable sans financements, j'aimerais remercier la Fondation de France et le Syndicat Mixte de la Côte d'Opale d'avoir financé ce projet.

Je tiens à adresser un grand merci à Denis Marin, notre ingénieur cartographe, pour les nombreuses figures réalisées (désolé de t'avoir pris autant de ton temps !) pour ce manuscrit. Merci pour ta disponibilité à chaque fois que j'ai pu avoir un problème d'informatique ou de logiciel. Egalement pour les repas au r.u et les pauses cafés partagées, agrémentés de discussions plus ou moins sérieuses.

Viens maintenant le tour de remercier notre ingénieur de terrain, le fameux Vincent Sipka ! Ah tellement de choses à dire ! Merci tout simplement pour les relevés de terrain dGPS effectués pour ma thèse, les welshs sur le retour, les campagnes de Wissant, Hardelot et Zuydcoote où l'on s'est régalé avec tes plats mitonnés ainsi que tes caipirinhas ! Vincent s'est surtout de nombreuses discussions... bon la politique on a vite compris qu'il fallait éviter, c'est quand même mieux de parler de notre club de cœur, le R.C Lens ! (en espérant qu'il ne disparaisse pas prochainement...). Pour finir, merci de m'avoir initié à la plongée, mais par contre tu n'auras pas réussi à me faire signer une licence au club !

Je remercie Olivier Cohen pour sa précieuse macro Profiler et l'aide apportée durant les vacances de Noël alors que je rencontrais un problème de bug.

Je tiens à remercier Sylvie Philippe, collègue du LOG, de m'avoir tant aidé durant mes heures enseignements de monitorat, notamment lors de la première séance mais aussi pour les corrections de copies.

Place maintenant aux membres du bureau côtoyés durant ces quatre années de thèse. Tout d'abord merci à toi Carter de m'avoir accueilli dans ce bureau à un moment où tu finissais ta thèse. Pas forcément souriant lors de la toute première rencontre (t'étais sûrement en mode Brochant ;-)), tu es vite devenu un ami et j'ai vite découvert qu'en fait, t'es un sacré loustic. Je te remercie de m'avoir aidé à de nombreuses reprises sur le terrain, d'avoir apporté autant de bonne humeur dans ce bureau (c'est un peu tristounne depuis que tu es parti en bas...), notamment par la découverte de Choualbox...par tes imitations de Gollum ou de chats... Sans parler de toutes ces activités sportives partagées : raids, sorties vtt, trails, paddle ...

Autre choual du bureau et collègue devenu également un ami, je remercie également Antoine, parti bien trop tôt à mon goût. Ah les fous rires du vendredi après-midi devant le zap de Spion ! Tu étais aussi la seule personne avec qui je pouvais pleinement parler ch'ti au bureau... Encore félicitations pour l'arrivée du petit Nelson ! Et je te dois toujours une partie de squash.

Merci également aux stagiaires passés au labo durant ces 4 années et qui m'ont aidé soit sur le terrain, soit sur certains traitements de données : Ninianne, Boiboi, Antoine Dudu (reviens au LOG, on pourra rejouer au foot en salle le midi !).

Je tiens à saluer les nombreux amis accumulés au cours de toutes ces années d'étude : Jean-Gab, Mathieu, Sylvain, Maïté, Justine, Victor, Philou, Hélène, Thomas, Bruno, Tabatha, Philippine et tous ceux que j'aurais omis de citer.

Je tiens à remercier mes parents qui m'ont toujours soutenu tout au long de mes années d'études, que ce soit moralement ou financièrement. Tout cela n'aurait pas été possible sans vous. Merci ! Je souhaite bon courage à mon frère Simon pour ces mois d'école de gendarmerie. J'ai hâte de venir à ta cérémonie officielle de fin d'école, je suis fier de ton parcours.

Les années d'études permettent de faire beaucoup de rencontre mais surtout LA rencontre d'une vie. Déjà deux ans que nous nous sommes rencontrés, grâce à ton stage de M1 au labo. Merci à toi mon Alexandra de m'avoir soutenu moralement durant cette longue année de rédaction. Je suis désolé pour toutes ces nombreuses soirées que tu as passées seule à l'appartement. Merci pour toutes les petites attentions que tu m'as apporté, notamment le fait de venir manger avec moi au labo le soir. J'espère que je saurais te rendre la pareille durant ta rédaction de thèse. Je t'aime.

Pour finir, j'aimerais dédier ce travail à la mémoire de personnes qui me sont chères, et qui nous ont quittés trop tôt ces dernières années. Une grosse pensée pour mon pote d'enfance Romain et notre amie de toujours Régine. J'aimerais avoir également une pensée pour Daniel, ainsi qu'Hélène, grand-mère d'Alexandra, que j'aurais aimé connaître plus longtemps.

Sommaire

Remerciements	ii
Sommaire	v
Introduction générale	1
Chapitre I : Présentation du littoral de la Côte d’Opale	7
I. Les côtes basses sableuses macrotidales : contexte général.....	8
1. Situation géographique	8
2. Caractéristiques morphologiques générales des plages à marnage macrotidal.....	9
3. Vulnérabilité des côtes basses sableuses face aux aléas climatiques	11
II. Caractéristiques générales du littoral de la Côte d’Opale.....	12
1. Situation géographique et contexte géologique.....	12
2. Contexte météorologique	15
3. Contexte hydrodynamique.....	17
4. Contexte sédimentaire	24
Chapitre II : Approche méthodologique : acquisition, traitement de données et mesures de terrain	27
I. Données topographiques	28
1. LiDAR aéroporté	28
2. Construction de Modèles Numériques de Terrain (MNT)	30
3. Mesures topographiques par GPS (<i>Global Positioning System</i>)	31
4. Etude diachronique de l’évolution du trait de côte	33
5. Calcul des bilans sédimentaires.....	39
6. Données météo-marines.....	44
Chapitre III : Analyse multi-échelle de l’évolution du trait de côte de la région Nord-Pas-de-Calais	47
I. Introduction	48
II. Evolution du littoral de la baie d’Authie jusqu’au Boulonnais	49
1. Littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.....	49
2. Littoral allant de Sainte-Cécile à Equihen-Plage.....	60
3. Evolution du littoral des estuaires de la Canche et de l’Authie	69
III. Evolution du littoral de la baie de Wissant.....	85
IV. Evolution du littoral de la plaine maritime flamande de Sangatte à la frontière Belge	94
1. Littoral de Sangatte à Calais	94

2.	Littoral de Calais à Gravelines	102
3.	Littoral de Dunkerque à la frontière franco-belge.....	115
V.	Bilan de l'évolution du trait de côte de la région Nord-Pas-de-Calais	130
1.	Bilan général de l'évolution du trait de côte à l'échelle moyen-long terme.....	130
2.	Bilan général de l'évolution du trait de côte à l'échelle court terme.....	131

Chapitre IV : Analyse des variations des volumes sédimentaires du système plage-dune du littoral de la Côte d'Opale133

I.	Littoral de la baie d'Authie	134
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	135
2.	Evolution de mars 2011 à décembre 2013.....	141
3.	Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan	145
4.	Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires	147
II.	Littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.....	150
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	150
2.	Evolution de mars 2011 à décembre 2013.....	157
3.	Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan	161
4.	Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires	164
III.	Littoral de la baie de Canche.....	167
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	169
2.	Evolution de mars 2011 à décembre 2013.....	173
3.	Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan	175
IV.	Littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-plage	178
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	178
2.	Evolution de mars 2011 à décembre 2013.....	181
3.	Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan	183
4.	Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires	185
V.	Littoral de la baie de Wissant.....	188
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	188
2.	Evolution de mars 2011 à novembre 2012	196
3.	Evolution de novembre 2012 à janvier 2014.....	199
4.	Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan	203
5.	Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires	206
VI.	Littoral de Sangatte à Calais.....	211
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	211
2.	Evolution de mars 2011 à janvier 2014.....	213

3.	Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan	214
4.	Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires	215
VII.	Littoral de Calais au Platier d'Oye.....	216
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011.....	217
2.	Evolution de mars 2011 à janvier 2014.....	219
3.	Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan	220
VIII.	Littoral du Platier d'Oye	222
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011	222
2.	Evolution de mars 2011 à janvier 2014.....	224
3.	Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan.....	225
4.	Influence du stock sédimentaire du haut de plage sur l'évolution du trait de côte.....	228
IX.	Littoral allant de Dunkerque à la frontière franco-belge	231
1.	Evolution de mai 2008 à mars 2011	231
2.	Evolution de mars 2011 à novembre 2012	237
3.	Evolution de novembre 2012 à janvier 2014	239
4.	Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan	242
5.	Influence du stock sédimentaire du haut de plage sur l'évolution du trait de côte.....	248
Chapitre V : Détermination et cartographie des aléas d'érosion et de submersion marine sur le littoral de la Côte d'Opale.....		252
I.	Méthodologie de calcul du run-up.....	253
II.	Secteur littoral allant de Sangatte à Calais	256
III.	Platier d'Oye.....	261
IV.	Baie de Wissant	265
V.	Baie d'Authie.....	271
Synthèse et conclusion générale		277
Références bibliographiques		295
Liste des figures		315
Liste des tableaux		327
Annexes.....		330

Introduction générale

Défini comme l'interface entre le continent, l'océan et l'atmosphère, le littoral est soumis aux différents processus physiques qui animent ces trois milieux. De par leur action, ceux-ci le placent parmi les systèmes physiques les plus dynamiques sur la planète Terre. Grâce à la nature non cohésive de leurs matériaux et l'action des forçages hydrodynamiques, les littoraux sableux peuvent présenter des structures s'étendant sur une large gamme d'échelles spatiales, de la simple ride de taille décimétrique (**Gallagher et al., 1998**) aux flèches sableuses pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres (**De Vriend, 1997 ; Stive et al., 2002**). Les processus contribuant à la formation de ces différentes structures sableuses agissent également selon un large panel temporel, allant de l'échelle instantanée avec le déferlement des vagues, l'échelle événementielle (ou court terme) avec l'action des courants, des marées ou des tempêtes, jusqu'à une échelle moyen à long terme correspondant aux années voire aux siècles, durant lesquels des variations climatiques peuvent intervenir (**Almar, 2009**).

Les zones côtières ont toujours attiré l'homme en raison de leurs riches ressources, en particulier leur offre de moyens de subsistance, comme la pêche, mais également pour des raisons logistiques, car ils offrent des points d'accès au commerce maritime et/ou transport. Les littoraux sont également des lieux pouvant offrir de nombreuses activités récréatives ou culturelles, en lien avec le tourisme. Ces endroits attirent également de nombreuses personnes du simple fait de leur sens particulier de lieu à l'interface entre terre et mer. Malgré le fait que les côtes basses ne représentent que 2,3% de la superficie des terres des pays côtiers, elles abritaient au début des années 2000 environ 10,9% de leur population, soit environ 655 millions d'habitants (**Neumann et al., 2015**). D'ailleurs, la plupart des mégalo-poles mondiales (Tokyo, Shanghai, Rio de Janeiro, Bombay, New-York...) sont situés dans ces zones côtières basses (**Brown et al., 2013**). La densité moyenne de population des côtes basses pour l'année 2000 était de 241 habitants / km², ce qui était plus de cinq fois plus élevé que la moyenne mondiale (47 habitants / km²) (**Neumann et al., 2015**). Selon différents scénarii d'évolution de la population mondiale à l'horizon 2060, ces zones côtières basses densément peuplées connaîtront un accroissement de leur nombre d'habitants, qui pourrait atteindre entre 1 milliard et 1,4 milliard d'habitants, soit des densités s'élevant respectivement à 405 hab/km² et 534 hab/km². Ce fort accroissement démographique des secteurs littoraux ne sera pas égal selon les différents continents. En effet, bien que présentant déjà les plus fortes densités, les littoraux asiatiques et africains seront les plus touchés par cette expansion démographique.

Ces zones basses littorales qui ne sont souvent protégées des submersions marines que par des dunes côtières sont des milieux particulièrement vulnérables aux risques côtiers (érosion, inondation, submersions marines) qui risquent de s'aggraver dans les prochaines

décennies avec l'élévation du niveau de la mer associée au changement climatique (**Nicholls et al., 2011**).

Bien que les projections démographiques à l'horizon 2060 montrent une faible augmentation des populations vivant le long des côtes basses européennes (**Neumann et al., 2015**), l'Europe dénombre tout de même environ 50 millions de personnes vivant dans ces zones basses côtières, avec certaines zones densément peuplées qui sont exposées directement aux risques côtiers précédemment évoqués. C'est particulièrement le cas du bassin de la mer du Nord, avec les côtes basses des pays d'Europe du nord comme la Belgique, les Pays-Bas, le Danemark, constituées de nombreuses terres poldérisées situées sous le niveau moyen de la mer. Situées dans le prolongement des côtes néerlandaises et belges, les côtes de la région Nord-Pas-de-Calais (NPDC) font partie intégrante de ce grand ensemble de littoraux sableux bas exposés aux risques côtiers. Dans la zone côtière du NPDC, les plages sableuses et les dunes côtières occupent encore une place importante, malgré une extension considérable des espaces urbains et portuaires pendant le 20^{ème} siècle, avec notamment les ports de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque et les nombreuses stations balnéaires comme le Touquet-Paris-Plage et Stella-Plage par exemple. Le développement de ces infrastructures portuaires et touristiques au cours du XX^{ème} siècle est venu perturber la dynamique sédimentaire naturelle et ainsi provoquer ou accentuer des phénomènes d'érosion du trait de côte.

Séparation linéaire entre les domaines marins et terrestres, le trait de côte peut être défini selon une multitude de critères, qu'ils soient géomorphologiques ou hydrologiques. Généralement, sur les littoraux sableux à marnage macrotidal comme ceux de la Côte d'Opale, le pied du cordon dunaire est choisi comme limite de référence du trait de côte. A partir de photographies aériennes ou de relevés de terrain, plusieurs études se sont déjà intéressées à la dynamique à long terme et court terme du linéaire côtier de la région NPDC pendant la seconde moitié du XX^{ème} siècle (**e.g Battiau-Queney et al., 2003; Chaverot, 2006; Ruz et al., 2005; Maspataud et al., 2011**). Ces travaux ont permis de mettre en évidence un recul du trait de côte sur de nombreux secteurs du littoral régional, parfois de manière très prononcée comme au niveau de la Baie de Wissant, mais également des sites qui, à l'inverse, ont connu une progradation de leur linéaire côtier. Cette évolution non uniforme a suggéré que les forçages météo-marins ne pouvaient expliquer à eux seuls la dynamique du trait de côte. En effet, la notion de stock sédimentaire de la frange littorale est également un facteur clé pour comprendre cette dynamique (**Miselis et McNinch, 2006 ; Suanez, 2009 ; Psuty et Silveira, 2010**).

La tentative de compréhension des apports et des pertes de sédiments à la côte est une question très ancienne et étudiée par le milieu scientifique dès les années 1950. Les premières études, produites plutôt à une échelle régionale, n'ont pas fourni d'analyse quantitative de ces bilans, se limitant plutôt à un inventaire des sources d'apport et de pertes en sédiments (**Johnson et Asce, 1959 ; Moberly et al., 1965**). A partir du milieu des années 1960, les travaux menés sur la côte californienne par **Bowen et Inman (1966)** ont permis d'introduire les concepts de budget sédimentaire (« *balance of sediment* ») et de cellule littorale, faisant intervenir la notion de transit sédimentaire longitudinal lié à la dérive littorale et les processus générés par la houle (**Dolan, 1970 ; Bray et al., 1995**). Par la suite, de nombreux auteurs ont souligné que ces deux concepts de budget sédimentaire et du transit longitudinal étaient indissociables (**Clayton, 1980 ; Davies, 1974 ; Komar, 1996**).

Sur le littoral de la région NPDC, bien que plusieurs travaux aient montré que la stabilité du trait de côte dépend fortement du bilan sédimentaire du système plage-dune (**Anthony et al., 2006; Chaverot et al., 2008**), mais également des stocks sédimentaires dans les petits fonds (**Battiau-Queney et al., 2003 ; Héquette et Aernouts, 2010**), aucune étude n'avait encore été menée pour déterminer les variations du stock sédimentaire littoral à l'échelle régionale du NPDC. L'objectif premier de cette étude est donc de **déterminer de façon plus précise et plus globale à l'échelle régionale les variations de stocks sédimentaires disponibles dans la zone côtière**. Cet objectif d'étude est réalisable par l'analyse de données topographiques à haute résolution sur l'ensemble de la zone littorale du NPDC à l'aide d'un LiDAR (*Light Detection and Ranging*) aéroporté, système laser de haute précision (marge d'erreur verticale $< \pm 15$ cm), utilisé pour la première fois sur le littoral de la Côte d'Opale, et qui permet d'obtenir une restitution fine de la topographie sur de vastes surfaces.

Après avoir **analysé les variations du trait de côte aux échelles pluri-décennales et pluriannuelles sur l'ensemble des cordons dunaires de la région NPDC**, un autre objectif majeur de ce travail doctoral sera **d'apprécier le rôle des variations du volume sédimentaire sur la stabilité de la ligne de rivage**.

Enfin, le couplage des données topographiques à haute résolution issues du LiDAR aéroporté et des périodes de retour des hauts niveaux d'eau à l'horizon 2050, en prenant en compte l'effet des vagues à la côte, permettra **une évaluation des cotes de franchissement des dunes côtières par la mer lors des tempêtes, afin d'évaluer les zones les plus menacées par les risques littoraux dans un avenir proche**.

Organisation du mémoire

Cette thèse de doctorat est divisée en cinq chapitres :

Le **Chapitre I** présentera succinctement les différentes caractéristiques géomorphologiques, hydrodynamiques et climatiques générales qui définissent le littoral de la Côte d'Opale.

Le **Chapitre II** détaillera l'approche méthodologique utilisée au cours de ce travail doctoral. L'ensemble des données topographiques, hydrographiques et météorologiques sera présenté, ainsi que les méthodes de calcul des bilans sédimentaires, des évolutions du trait de côte et des périodes de retour des hauts niveaux d'eau.

Le **Chapitre III** détaillera la mobilité du linéaire côtier des cordons sableux du littoral de la Côte d'Opale des années 1963 à 2009 par l'utilisation de photographies aériennes ortho-rectifiées et géo-référencées, et des années 2008 à 2014 par l'utilisation des données topographiques issues du LiDAR aéroporté.

Le **Chapitre IV** dressera le bilan des variations des volumes de sédiments sur les plages et cordons dunaires du littoral de la Côte d'Opale entre les années 2008 à 2014, à partir des données topographiques issues du LiDAR aéroporté.

Le **Chapitre V** proposera une cartographie des risques de submersion marine sur plusieurs massifs dunaires de la région, pour le présent et à l'horizon 2050 en prenant en compte la hausse du niveau marin associée au changement climatique global.

Chapitre I

Présentation du littoral de la Côte d'Opale

I. Les côtes basses sableuses macrotidales : contexte général

1. Situation géographique

Le littoral de la Côte d'Opale est majoritairement composé d'une côte basse sableuse à cordon dunaire, comme environ 20% des littoraux de la planète. Parmi ces côtes basses sableuses, une grande majorité d'entre-elles (70-80%) présentent un problème d'érosion (**Pilkey et Hume, 2001 ; Paskoff, 2004**). La formation de ces systèmes de plages sableuses, souvent associées à des cordons dunaires, résulte généralement d'une forte accumulation littorale des sédiments présents à l'origine sur le fond du plateau continental et remaniés lors de la dernière transgression marine. Actuellement, l'évolution morphologique de ce type de côte est étroitement liée au bilan sédimentaire local qui est soumis à l'action des forçages météo-marins (houle, marée, courants, vent). D'autres facteurs de contrôle peuvent intervenir sur cette évolution, que ce soit à l'échelle locale (météorologie, géologie ou actions anthropiques) ou globale (climatologie, eustatisme, tectonique).

Le littoral de la Côte d'Opale est bordé par deux mers peu profondes (de 10 à 200 m de profondeur), la Manche et la Mer du Nord. Ces mers, dites épicontinentales, se sont formées à la suite de la dernière transgression marine qui a envahi le plateau continental durant l'Holocène. En raison de la forme en entonnoir des côtes françaises et britanniques bordant la Manche, l'intrusion des houles océaniques venant de l'océan Atlantique est limitée. Les vagues de ces deux mers sont plutôt générées par le vent, avec un *fetch* limité pour la mer du Nord. La faible profondeur en eau limite également la formation de ces vagues. Cette configuration de côtes resserrées provoque, en association avec une onde de marée stationnaire combinée à une onde progressive, une amplification de la marée ainsi que le marnage et les courants associés qui y sont associés. Ce phénomène a été décrit par **Hachey (1934)** pour la baie de Fundy (Canada), qui présente des conditions analogues mais de plus forte ampleur, avec un marnage de vives eaux le plus important du monde (près de 20 m, (**Garrett, 1984**)). Le marnage affectant les côtes de la région Nord-Pas-de-Calais (NPDC) est donc important, de type macrotidal (> 4 m). Les côtes affectées par ce type de marnage représentent une proportion nettement moins importante à l'échelle mondiale par rapport aux marnages plus faibles, de type microtidal ou mésotidal (**Fig. I-1**). L'association d'un marnage macrotidal et des conditions de houles spécifiques spécifiées ci-dessus aboutissent à la formation d'une morphologie de plage particulière.

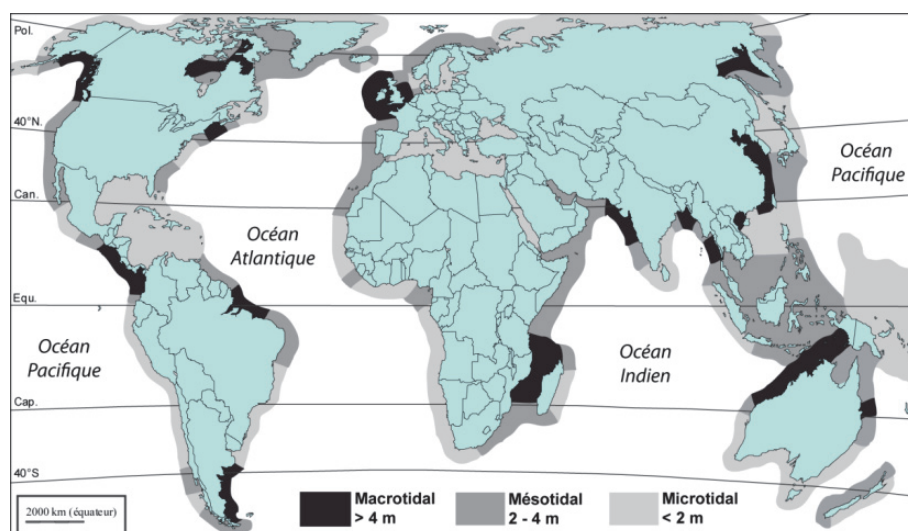


Fig. I-1 : Distribution mondiale des marnages moyens de vive-eau (d'après Davies, (1980), tiré de Maspataud (2011)).

2. Caractéristiques morphologiques générales des plages à marnage macrotidal

Les plages sableuses des environnements à marnage macrotidal sont caractérisées par de larges estrans à faible pente et à la morphologie marquée par la présence alternées de barres sableuses et de de dépression (**Fig. I-2, Fig. I-3**). Ce système, appelé barre-bâches (*Ridge and runnel system*), a été décrit pour la première fois par **King et Williams (1949)** à la suite des travaux scientifiques réalisés pour le débarquement des troupes alliées en Normandie. Par la suite, de nombreuses études sont venues compléter ces premières descriptions, particulièrement sur les plages des côtes de la Manche et de la Mer du Nord dont nous ferons ici une brève synthèse.



Fig. I-2: Photographie du système barre-bâches à Zuydcoote (est-dunkerquois).

Les plages de la Côte d'Opale sont marquées par un contexte morphodynamique dissipatif selon la classification de **Masselink et Short (1993)**. Ces larges estrans à granulométrie de sables fins à moyens et pente douce sont marqués par une topographie dominée par plusieurs barres sableuses, entrecoupées de chenaux de drainage, dont le nombre peut varier (**Fig. I-3**). Localisées entre les niveaux des pleines mers de vives eaux et les basses mers de vives eaux, elles sont centrées autour du niveau moyen de la mer (**Masselink et Anthony, 2001**), dans la zone de déferlement et de dissipation des vagues. La dynamique de ce système barre-bâches est liée aux processus de déferlement (*surf*) et de jet de rive (*swash*), qui voient leur zone d'action migrer au cours d'un cycle tidal, par variation altitudinale du plan d'eau (**Kroon et Masselink, 2002; Anthony et al., 2004**). Ces différents processus génèrent des flux sédimentaires qui peuvent provoquer la migration des barres intertidales (**Cartier, 2011; Cartier et Héquette, 2013, 2014**). La dynamique éolienne peut être également un agent de transport important sur ces larges estrans découverts à marée basse (**Vanhee et al., 2002; Ruz et Meur-Ferec, 2004; Anthony et al., 2006; Tresca, 2013**). L'espace supratidal relie la zone intertidale à barres et bâches au cordon dunaire bordier. La largeur de cette zone supratidale et le bilan sédimentaire associé peuvent avoir un impact sur la dynamique du trait de côte, par l'apport de sable ou non par la dynamique éolienne et l'amortissement des vagues lors de tempêtes. Ces aspects seront développés dans le chapitre traitant des bilans sédimentaires.

De manière générale, l'évolution du profil type à barres et bâches est de type saisonnier. Une tendance à l'aplanissement du profil et une perte sédimentaire est observée en hiver, saison caractérisée par des conditions énergétiques plus élevées, qui peuvent notamment provoquer un arasement des barres intertidales lors d'épisodes tempétueux fréquents (**Maspataud, 2011**). A l'inverse, la saison estivale, marquée par une faible agitation, favorise le développement du système barre-bâches avec une accrétion et un transport sédimentaire du bas vers le haut de plage (**Sipka, 1998**).

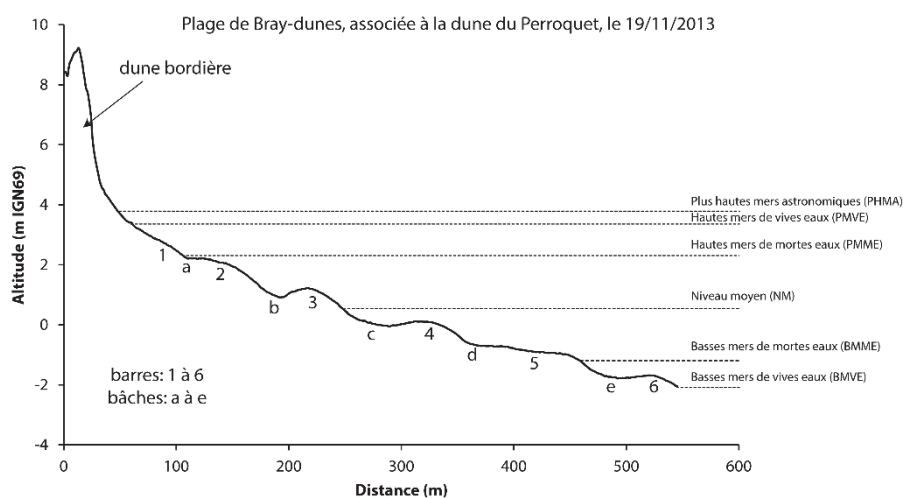


Fig. I-3: Morphologie type d'une plage à barres intertidales de la Côte d'Opale.

3. Vulnérabilité des côtes basses sableuses face aux aléas climatiques

Les côtes basses sableuses des pays bordant la Manche et la Mer du Nord sont très densément peuplées, avec de nombreuses zones urbanisées et aménagées (**Fig. I-4**) (**Lebbe et al., 2008**). Qu'elles soient protégées par un cordon dunaire naturel ou des ouvrages de défense, ces zones basses, poldérisées par l'Homme pour certaines, sont très vulnérables aux aléas côtiers de type submersion notamment de par leur faible altitude. En effet, la plupart de ces plaines maritimes sont situées sont le niveau des pleines mers moyennes, ce qui en cas de rupture du rempart de protection, peut provoquer une importante inondation. Ce phénomène catastrophique de submersion, qui a déjà eu lieu dans le passé (notamment en 1953, principalement aux Pays-Bas), est la résultante de fortes marées combinées à des surcotes de tempêtes (**Gönnert, 1999 ; Jelgersma et al., 1995 ; McRobie et al., 2005 ; Tolman, 1991 ; Woodworth et al., 2007**).

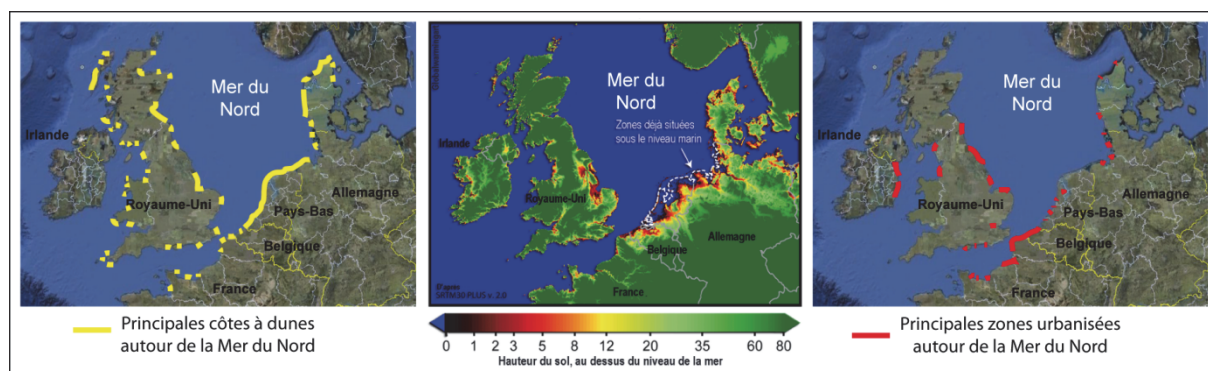


Fig. I-4 : Localisation des principaux espaces dunaires, bas et urbanisés sur les côtes de la Mer du Nord (synthèse et modifications de (Maspataud, 2011) d'après (Gehu, 1985 ; Nordstrom, 2004)

Dans un contexte général de changement climatique global, il est avéré que le niveau moyen des océans, en particulier depuis l'époque préindustrielle, s'élève et continuera de s'élever à un rythme plus élevé selon le dernier rapport du **GIEC (2014)** (**Fig. I-5**). Pour des émissions en gaz à effet de serre (GES) élevées (scénario RCP8.5), le GIEC prévoit désormais une hausse globale de 52 à 98 cm d'ici 2100, ce qui menacerait la survie de villes côtières et des pays insulaires entiers. Mais même avec les réductions d'émissions drastiques (scénario RCP2.6), une hausse de 28 à 61 cm est prévue. Même dans ce scénario très optimiste, nous pourrions avoir plus d'un demi-mètre d'élévation du niveau de la mer, avec de graves répercussions sur de nombreuses zones côtières, avec des risques d'érosion côtière et d'inondation considérablement accrus.

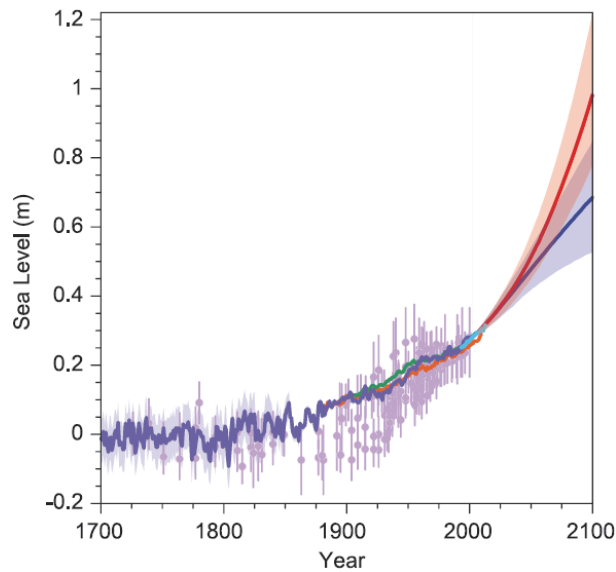


Fig. I-5 : Augmentation passée et future du niveau moyen de la mer. Pour le passé, les données issues de proxy sont en violet et les données issues de marégraphes sont en bleu ciel. Pour le futur, une projection est faite pour de fortes émissions en gaz à effet de serre (GES) (scénario RCP8.5 en rouge) et pour de faibles émissions en GES (scénario RCP2.6 en bleu) (IPCC, 2014).

II. Caractéristiques générales du littoral de la Côte d'Opale

1. Situation géographique et contexte géologique

Le littoral de la Côte d'Opale est situé à l'extrême nord de la France, dans la région NPDC, et s'étend sur un linéaire de 140 km de longueur entre la baie d'Authie et la frontière belge, à l'est de Dunkerque (**Fig. I-6**). Ce littoral est composé de deux façades maritimes aux rivages essentiellement sableux associés à des systèmes dunaires (**Fauchois, 1998; Battiau-Queney et al., 2001; Battiau-Queney et al., 2003**) : 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 20ème 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.

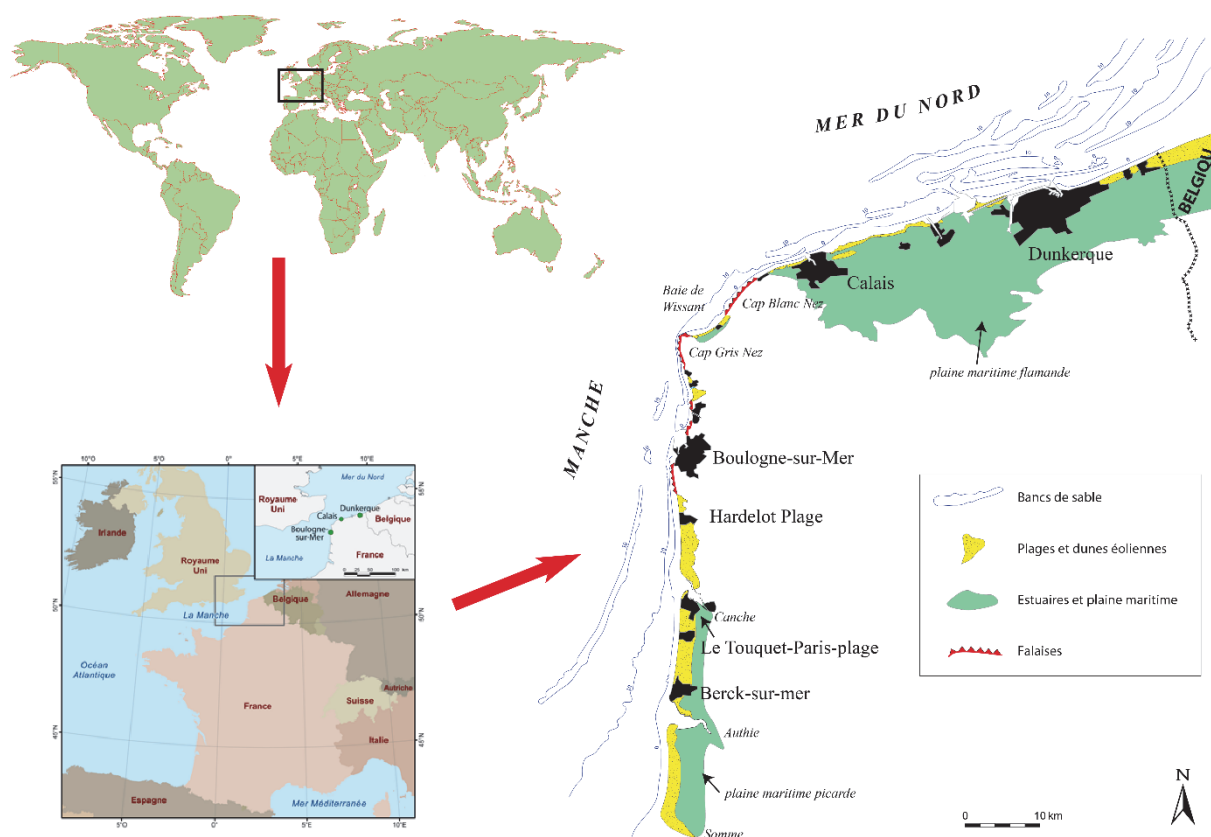


Fig. I-6 : Carte de localisation du littoral de la Côte d'Opale.

a. La plaine maritime picarde

La première façade, orientée S-N, est bordée par la Manche orientale. Du côté du rivage, elle est constituée d'un large estran sableux rectiligne associé à un système dunaire complexe (Fig. I-7 C). Ces dunes, dites « picardes » (Briquet, 1930), sont composées d'un cordon linéaire bordier récent (XIX-XX^{ème} siècle), actif et d'un cordon dunaire plus ancien (2500 – 2370 BP) prenant souvent la forme de grandes dunes paraboliques (formées du XVIII au XIX^{ème} siècle) (Fauchois, 1998), montrant le caractère transgressif de ces dunes. En effet, orientées transversalement aux vents dominants, ces accumulations sableuses peuvent s'étendre jusqu'à plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres. En arrière du cordon dunaire se trouve la plaine maritime picarde (Fig. I-6, Fig. I-7), constituée de bas champs humides à l'altitude pouvant être inférieure au niveau des plaines mers moyennes. Large d'environ 1,5 à 2 km, elle est bordée à l'est par la paléofalaise du plateau crayeux de l'Artois et s'étend sur une distance nord-sud d'environ 40 km, du nord de l'estuaire de la Canche à l'estuaire de la Somme, au sud. A ces deux estuaires, orientés E-S-E – O-N-O, vient s'ajouter celui de l'Authie, limite sud de notre cadre d'étude (Fig. I-6), présentant la même orientation.

b. Plaine maritime flamande

La seconde façade, orientée O-S-O – E-N-E, borde la partie méridionale de la mer du Nord. Cette façade est caractérisée par la plaine maritime flamande (Fig. I-6), sous-ensemble de la vaste plaine côtière de la Mer du Nord qui s'étend jusqu'aux Pays-Bas

(Sommé, 1975). La plaine maritime flamande française s'étend sur une longueur de 60 km, des falaises du cap Blanc-Nez à la frontière belge (Fig. I-6). Cette plaine présente une altitude ne dépassant pas 5 m IGN69, avec une moyenne de 1 à 2 m, ce qui est inférieur au niveau des pleines mers de vives eaux (Pin et al., 2007). La plaine présente une largeur moyenne de 12 km, avec un maximum de plus de 20 km au droit de Saint-Omer, au niveau des anciens deltas de la Hem et de l'Aa. La plaine est majoritairement constituée de dépôts holocènes qui peuvent atteindre jusqu'à 30 m d'épaisseur dans l'axe des anciennes vallées (Sommé, 1975 ; Baeteman et al., 1999 ; Anthony et al., 2010). Ces terres basses, potentiellement inondables sont des polders issus d'une conquête de l'Homme sur la mer par endiguement de marais maritimes ou estuariens (Goeldner-Gianella, 2007 ; Verger, 2011). Dans la plaine maritime flamande, ce gain de terres cultivables pour l'Homme s'est fait à partir du X^{ème} siècle par des mesures d'assèchements et la création d'un réseau de digues et de fossés d'évacuation des eaux, appelés wateringues, sur les espaces marécageux du delta de l'Aa (Institution Interdépartementale des Wateringues, 2007). Malgré une forte anthropisation du littoral avec les ports de Calais et Dunkerque notamment, la plaine maritime flamande est protégée des incursions marines par un cordon dunaire orienté parallèlement aux vents dominants. Ces dunes, dites « flamandes » (Briquet, 1930 ; Sommé, 1975), sont majoritairement composée d'un cordon dunaire unique peu large (Fig. I-7 A). Les massifs dunaires de l'est-dunkerquois présentent tout de même un système dunaire plus complexe, avec la présence de dunes paraboliques (Fauchois, 1998) (Fig. I-7 B).

c. Falaises du boulonnais

Entre ces deux plaines maritimes, le Boulonnais s'étend sur 40 km de Boulogne-sur-Mer au Cap Blanc-Nez. Le rivage y est constitué de falaises basses marno-gréseuses d'âge Jurassique de Boulogne-sur-Mer au Cap Gris-Nez, et de falaises carbonatées d'âge Crétacé plus hautes, jusqu'à plus de 100 m, entre la Baie de Wissant et Sangatte. Sur cette portion de littoral, les estrans sableux peuvent laisser la place par endroits à des platiers rocheux aux pieds des falaises, ainsi que des blocs issus de l'érosion progressive des falaises (Pierre, 2006).

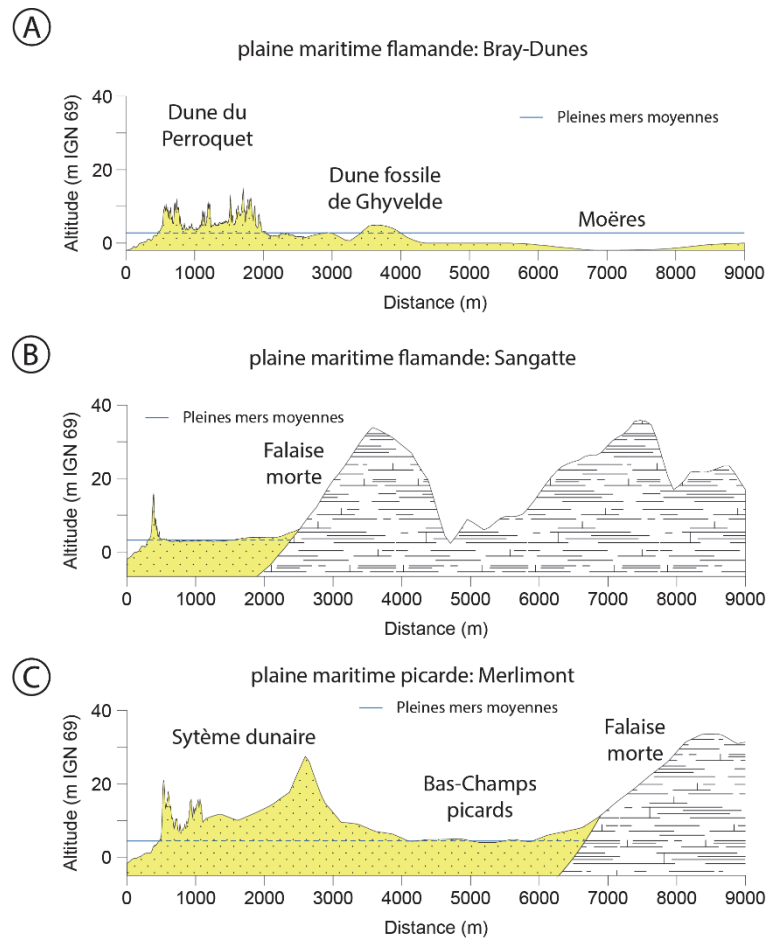


Fig. I-7 : Coupes topographiques perpendiculaires au rivage, représentatives des plaines maritimes flamande (A et B) et picarde (C), établies à partir de levées LiDAR aéroportés.

2. Contexte météorologique

Les caractéristiques des vents affectant le littoral de la Côte d'Opale ont été déterminées à partir des données tri-horaires des stations de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque fournies par Météo-France (cf. chapitre II).

- Boulogne-sur-Mer (**Fig. I-8**)

Les enregistrements de la station montrent une nette dominance des vents faibles ($< 8 \text{ m.s}^{-1}$, 80% des observations) dont 40% sont inférieurs à 4 m.s^{-1} . Les vents modérés, compris entre 8 m.s^{-1} et 16 m.s^{-1} représentent 19 % des observations tandis que les vents forts ($> 16 \text{ m.s}^{-1}$) sont peu fréquents, avec une fréquence annuelle de 1%. Bien que peu fréquents, ces vents associés à des épisodes tempétueux peuvent jouer un rôle important sur la dynamique du trait de côte (**Chaverot, 2006**).

Les vents faibles sont présents pour toutes les directions tandis que les vents modérés et forts viennent majoritairement du S-O et de l'O, caractéristiques des dépressions venant de la Manche.

- Calais

Une raison d'une lacune de données très importante entre 1970 et 1994, l'analyse des vents de la station de Calais n'a pu être établie que sur une série temporelle s'étendant de 1994 à 2013, soit une période temporelle inférieure à une « normale » climatique de 30 ans.

Sur cette période, une très large majorité (88%) des vents observés sont faibles ($< 8 \text{ m.s}^{-1}$), avec 51% des observations $< 4 \text{ m.s}^{-1}$. Les vents modérés (8-16 m.s^{-1}) représentent 12% des observations restantes et les vents forts ($> 16 \text{ m.s}^{-1}$) sont très largement minoritaires, avec moins d'1% des observations.

Une fois encore, les directions de vents majoritaires proviennent de l'O-S-O au S-S-O en provenance de la Manche. Une deuxième direction de vent se dégage, de secteur Nord.

- Dunkerque

Les vents qui affectent le littoral Dunkerquois sont caractérisés par une forte proportion de vitesses faibles (77% des vents sont $< 8 \text{ m.s}^{-1}$), avec une majorité comprise entre 4 et 8 m.s^{-1} (44%) (**Fig. I-8**). Les vents modérés, compris entre 8 et 16 m.s^{-1} , représentent 23% du total, et les vents très forts supérieurs à 16 m.s^{-1} seulement 1%.

En reliant les vitesses aux directions, les vents dominants les plus forts ($> 8 \text{ m.s}^{-1}$) proviennent principalement du N-O au S-O, en lien avec les dépressions venant de l'Atlantique à travers la Manche. Une autre direction de vents modérés à forts se distingue, de secteur N à N-E, venant de la Mer du Nord. Ces vents d'afflux peuvent être particulièrement morphogènes pour le littoral sableux de l'est-dunkerquois, et ce à partir d'un seuil de 8 m.s^{-1} à raison d'au moins 48 h d'observations consécutives (**Ruz et al., 2009**).

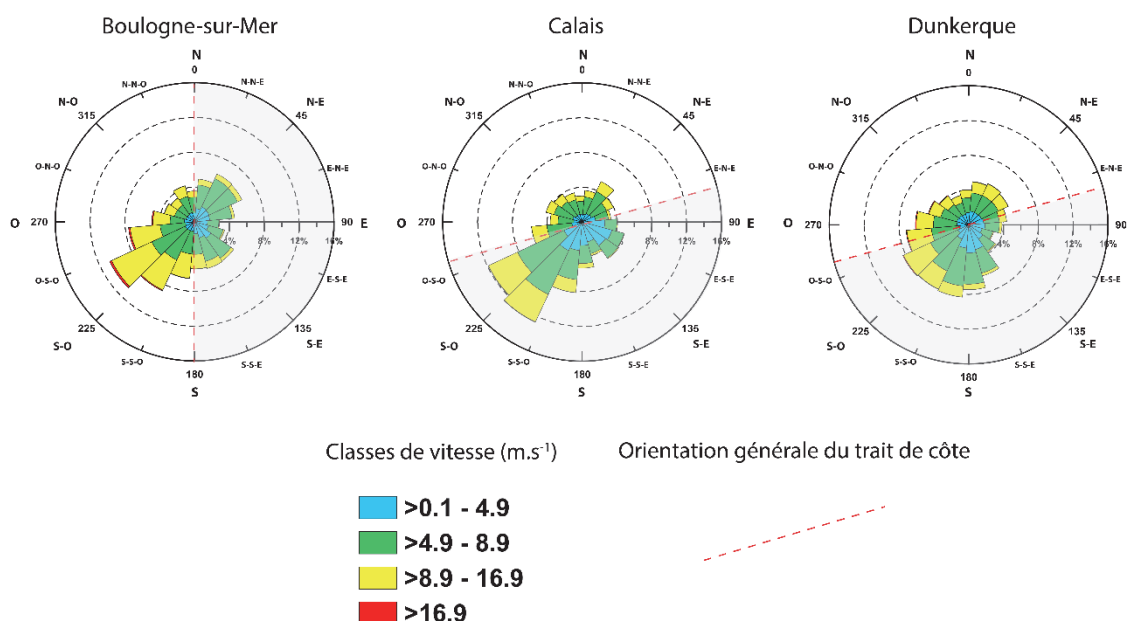


Fig. I-8: Roses des vents des stations météorologiques de Boulogne-sur-Mer (1965-2013), Calais (1994-2013) et Dunkerque (1956-2013) (données Météo France).

3. Contexte hydrodynamique

a. Marée

Le long de la Côte d'Opale, le régime hydrodynamique de la Manche orientale et du sud de la Mer du Nord est fortement influencé par la marée. L'onde de marée atteint le littoral de la région via une propagation de l'Atlantique vers la Manche et par le contournement des îles britanniques au nord (**Clique et Lepetit, 1986**). Ce passage d'un océan profond à des mers épicontinentales peu profondes provoque une amplification de l'onde de marée. Le marnage résultant est de type macrotidal (4-8 m) à mégatidal (>8 m). L'amplitude de ce marnage est accentuée sur les côtes françaises par rapport aux côtes anglaises, situées au nord de la Manche, par l'action de la force de Coriolis sur les masses d'eau. De manière générale, le marnage décroît de la Manche vers la Mer du Nord (**Fig. I-9**). Il varie de 5,03 m à Berck-sur-Mer à 3,54 m à Dunkerque en période de mortes eaux, et respectivement 8,51 m à 5,6 m en vives eaux (**Tab. I-1**).

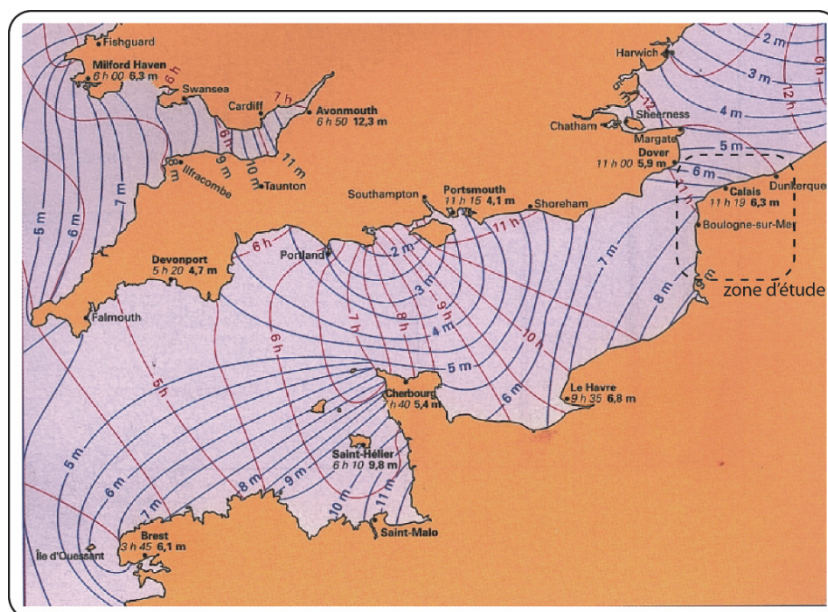


Fig. I-9 : Carte représentant l'évolution de la marée réelle dans la Manche (somme de toutes les composantes). Les nombres indiqués sous certains ports sont la phase de la pleine-mer et le marnage par vive-eau moyenne (coef=95). Les lignes représentées en bleu : lignes d'iso-marnage représentant une égale valeur de marnage. En rouge : les lignes cotidiales représentant les points se trouvant en pleine-mer (PM) à la même heure. Si la PM est à 3h45 à Brest, la marée est encore montante à Cherbourg et la PM ne sera atteinte qu'à 7h40, soit presque 4h après. L'onde de marée se propage vers le Pas de Calais. (Source : site web IFREMER).

Coefficient	Berck-sur-Mer	Le Touquet-Paris-Plage	Boulogne-sur-Mer	Wissant	Calais	Gravelines	Dunkerque
45	5,05	4,85	4,6	4,15	4	3,75	3,5
95	8,5	8,35	7,75	6,95	6,5	5,85	5,45

Tab. I-1: Evolution du marnage (m) le long de la Côte d'Opale par coefficient 45 (mortes eaux et 95 (vives eaux))(SHOM, 2011).

Le régime tidal est de type semi-diurne (type M2, 12,4 **Chabert d'Hières et Le Provost, 1978 ; SHOM, 1968**) avec deux marées basses et deux marées hautes par jour et une périodicité bimensuelle responsable des cycles de mortes eaux et de vives eaux. Lors de la phase montante de la marée, le courant dit de flot s'écoule parallèlement au rivage vers le nord sur la façade Manche et vers l'est sur la façade de la Mer du Nord (**Fig. I-10 A**). A contrario, lors de la phase descendante de la marée, le courant dit de jusant est dirigé vers le sud sur la façade Manche et vers l'ouest sur la façade de la Mer du Nord (**Fig. I-10 B**).

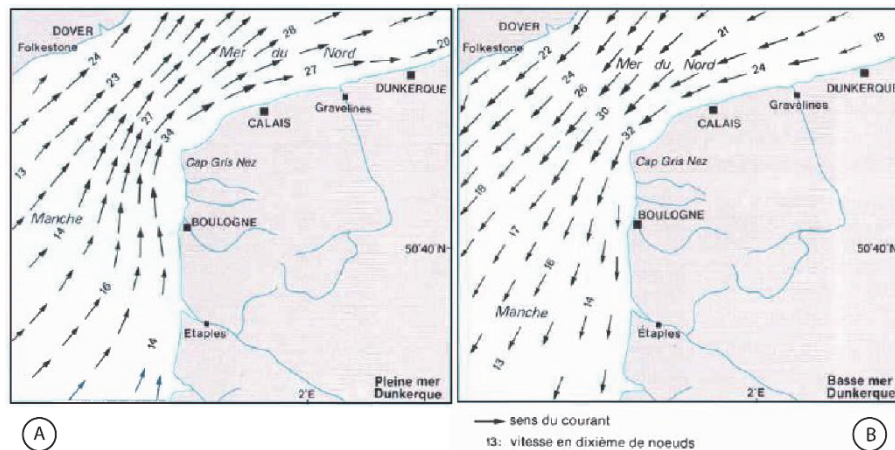


Fig. I-10: Carte des courants de surface au cours de la marée montante (A) puis descendante (B)(**Augris et al., 1990**).

En raison du régime macrotidal et du resserrement des côtes françaises et anglaises, les courants de marées sont forts, particulièrement dans le détroit du Pas-de-Calais, et peuvent atteindre jusqu'à 2 m.s^{-1} au large en périodes de vives eaux (**Beck et al., 1991**). A la côte, et en particulier sur l'estran, l'onde de marée se réduit et l'intensité des courants tidaux sont moins élevés (**Fig. I-11**), avec en moyenne une vitesse de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ pendant le flot et $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ pendant le jusant. Ces vitesses moyennes inégales traduisent une dissymétrie des courants de marée en termes d'intensité et de durée, avec un courant de flot plus intense et de plus courte durée que le courant de jusant. Le courant de flot commence 3h avant la pleine mer et atteint sa vitesse maximale 1h30 avant la pleine mer. Le courant de jusant commence quant à lui 2h30 à 3h après la pleine mer et atteint sa vitesse maximale 3h45 après la pleine mer (**Bonnefille et al., 1971; Vicaire, 1991**). Ce décalage entre le maximum et le minimum des vitesses de courants, et les niveaux de hautes et basses mers est la résultante de la combinaison d'une onde progressive et stationnaire (**Tessier, 1997**).

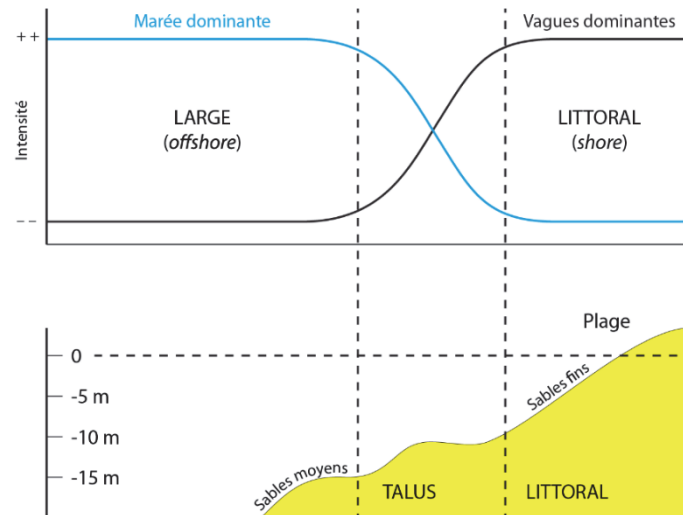


Fig. I-11: Evolution relative de l'intensité des courants de marée et des vagues sur le littoral de la Côte d'Opale, du large vers la côte (D'après **Augris et al. (1990)**, tiré de **Cartier (2011)**).

b. Les houles

A partir de mesures effectuées au large de la Manche méridionale, des houles dominantes de secteur O-S-O à S-O ont été observées (**Sipka, 1998**). Par contre des observations plus près de la côte, face au Touquet-Paris-Plage, ont montré que les houles dominantes provenaient des secteurs S-O à O (**Despeyroux, 1985**) (**Fig. I-12**). Ces différences d'observations montrent le changement de direction des houles par leur réfraction sur les bancs sableux pré-littoraux de la Manche avant leur arrivée à la côte. Sur cette façade de la Manche, les houles les plus fréquentes présentent une hauteur inférieure à 1,2 m dans 80% des cas (**Clique et Lepetit, 1986**), avec des périodes moyennes de 5 à 7 s. Lors de tempêtes, cette hauteur peut atteindre 2,5 à 3 m. Ces conditions de houles associées à des directions similaires aux conditions anémométriques sont caractéristiques d'un régime de vagues de mer courtes.

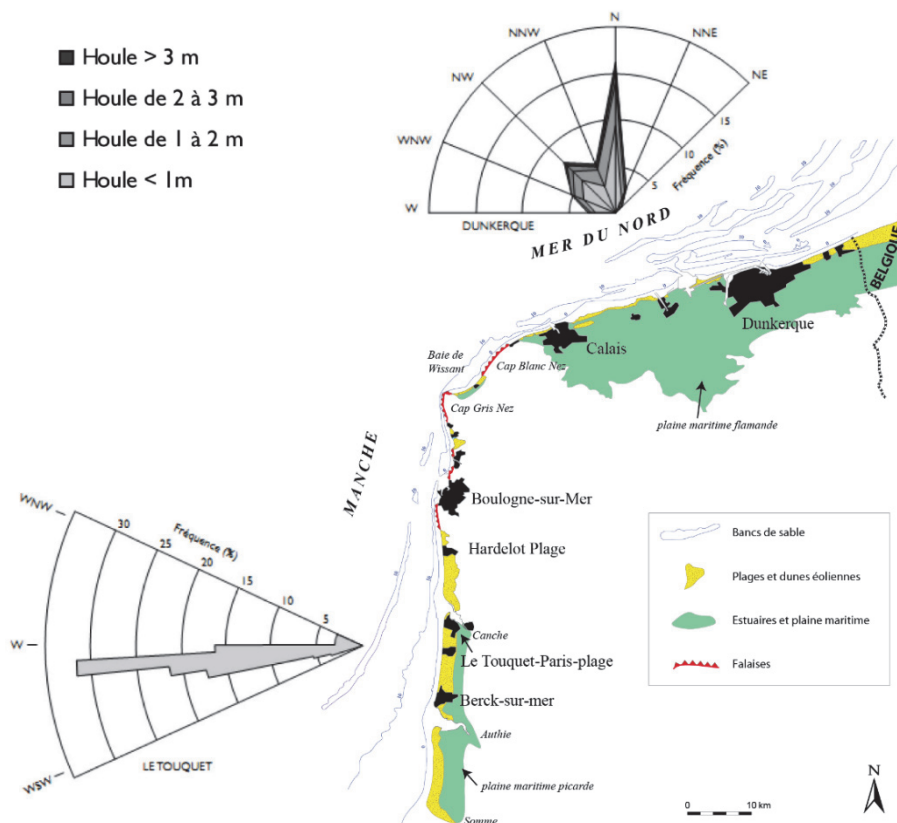


Fig. I-12: Rose des houles au niveau de Dunkerque (Bonnefille et al., 1971) et du Touquet-Paris-Plage (Despeyroux, 1985).

Du côté de la Mer du Nord, les houles dominantes mesurées au large (bouée Westhinder au large de Dunkerque, **Fig. I-13**) montrent deux directions modales. La première provient du secteur S-O à O-S-O (42 % des observations) et correspond aux houles de la Manche qui se propagent dans la Mer du Nord. La seconde direction modale met en évidence des houles provenant de l'intérieur du bassin de la Mer du Nord, caractérisées par un secteur N-O à NE (47 % des observations).

Les vagues mesurées à la côte sont quant à elles de secteur N à N-O (Bonnefille et al., 1971) (**Fig. I-12**), ce qui montre que les houles provenant du secteur S-O à O-S-O subissent une réfraction importante sur les bancs sableux pré-littoraux présents en grand nombre le long du littoral de la Mer du Nord (Corbau, 1995 ; Sipka, 1998 ; Héquette et al., 2009).

Ces différentes houles présentent des hauteurs significatives au large comprises entre 0,5 m et 3 m (Bonnefille et al., 1971) qui s'atténuent sur les bancs subtidaux pour donner des vagues à la côte inférieures à 1,2 m dans 80% des cas, parmi lesquelles 60% sont inférieures à 0,6 m (Cliques et Lepetit, 1986). Lors de tempêtes, les houles au large peuvent atteindre des hauteurs de 4,5 m, avec des vagues à la côte de 1,8 m (Maspataud, 2011).

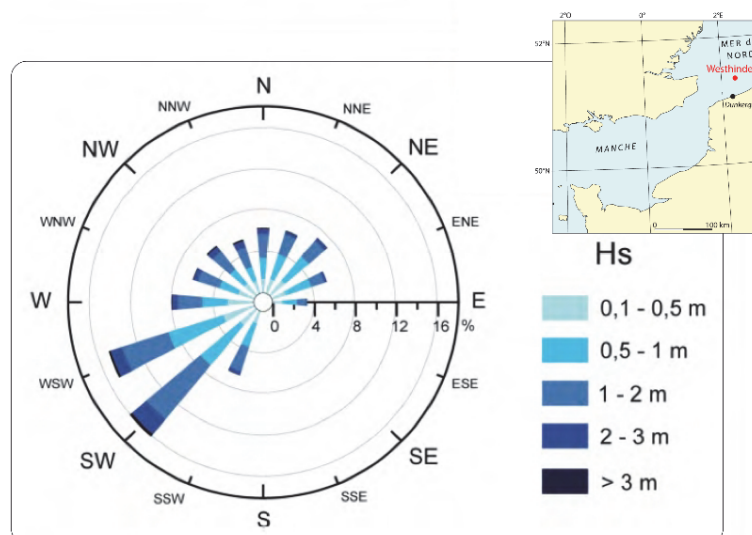


Fig. I-13: Rose des houles (Hs : hauteurs significatives) (Bouée Westhinder 1997-2007 (**Héquette et Moses, 2008**)) (Source des données : Agency for Maritime Services and Coast – Division COAST, Belgique).

Ces conditions de houle sont largement influencées par les conditions climatiques, avec deux saisons distinctes coïncidentes avec les évolutions saisonnières du vent (**Bonnefille et al., 1971 ; Sipka, 1998**):

- Une période calme d'avril à octobre, avec une forte dominance (70 à 90 %) des houles les moins hautes (inférieures à 1,25 m). Les mois de mai à août sont caractérisés par de très faibles houles, inférieures à 0,5 m dans 45 à 50% des observations. Des houles comprises entre 1,25 et 2,5 m sont tout de même observées dans 30% des cas, avec des maxima pouvant atteindre entre 2,5 m et 6 m (10% des cas).
- Une période plus agitée d'octobre à mars, avec des vagues inférieures à 0,5 m qui représentent moins de 40 % des observations. Si les vagues comprises entre 0,5 et 1,25 m restent aussi fréquentes, les vagues les plus hautes connaissent une sensible augmentation. 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 ne représentent que 1 % des cas (**Sipka, 1998**).

c. Les surcotes

Le niveau de la mer en un point donné est une variable qui varie temporellement sur une grande gamme d'échelles, ayant une composante déterministe et une composante stochastique. La composante déterministe peut s'évaluer par un modèle, tenant compte des forçages astronomiques et de la configuration topographique (**Schmitt et al., 2013**). Les valeurs de marnage présentées pour les différentes stations marégraphiques du littoral de la Côte d'Opale (**Tab. I-1**) correspondent à cette composante déterministe, calculée par le SHOM à partir de constantes harmoniques. La composante stochastique correspond à l'influence de phénomènes météorologiques, et est le résultat d'interactions

non-linéaires entre la pression, la température, les vents, la houle, la turbulence... (**Push, 2004**). Une surcote correspond à une valeur positive de la composante stochastique; la valeur mesurée est donc supérieure à la valeur prédite et calculée. Les surcotes et décotes peuvent facilement atteindre 1 à 2 m dans nos régions (**Chaverot et al., 2008**). Les surcotes survenant pendant une période de haute mer peuvent donner lieu à des événements érosifs majeurs, voire des submersions marines (**Vasseur et Héquette, 2000; Clabaut et al., 2000; Ruz et Meur-Ferec, 2004; Ruz et al., 2009**).

d. Variation du niveau marin relatif

Evoquée à l'échelle mondiale, l'élévation du niveau de la mer est déjà effective et mesurée depuis le XIX^{ème} siècle par les marégraphes placés dans les ports. Les données marégraphiques disponibles pour les principaux ports de la Côte d'Opale (Boulogne-sur-Mer, Calais, Dunkerque) étant très fragmentaires, avec des lacunes parfois très importantes, ne permettent pas vraiment de dégager une estimation réaliste fiable de cette remontée. 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 (Nieuport et Ostende), situées à peu de distance à l'Est de Dunkerque (**Fig. I-14**). Ces données qui ont été utilisées dans les synthèses de **Church et White (2011)** puis **Wahl et al. (2013)** (**Fig. I-15**) montrent que cette hausse du niveau marin s'est accentuée depuis les vingt dernières années au niveau global et que les variations locales du niveau de la mer peuvent être très différentes d'une région à l'autre. En effet, d'après la figure **I-15**, cette accélération de la montée du niveau de la mer est plus importante dans la Mer du Nord intérieure, avec une valeur supérieure à la moyenne mondiale, par rapport à la Manche.

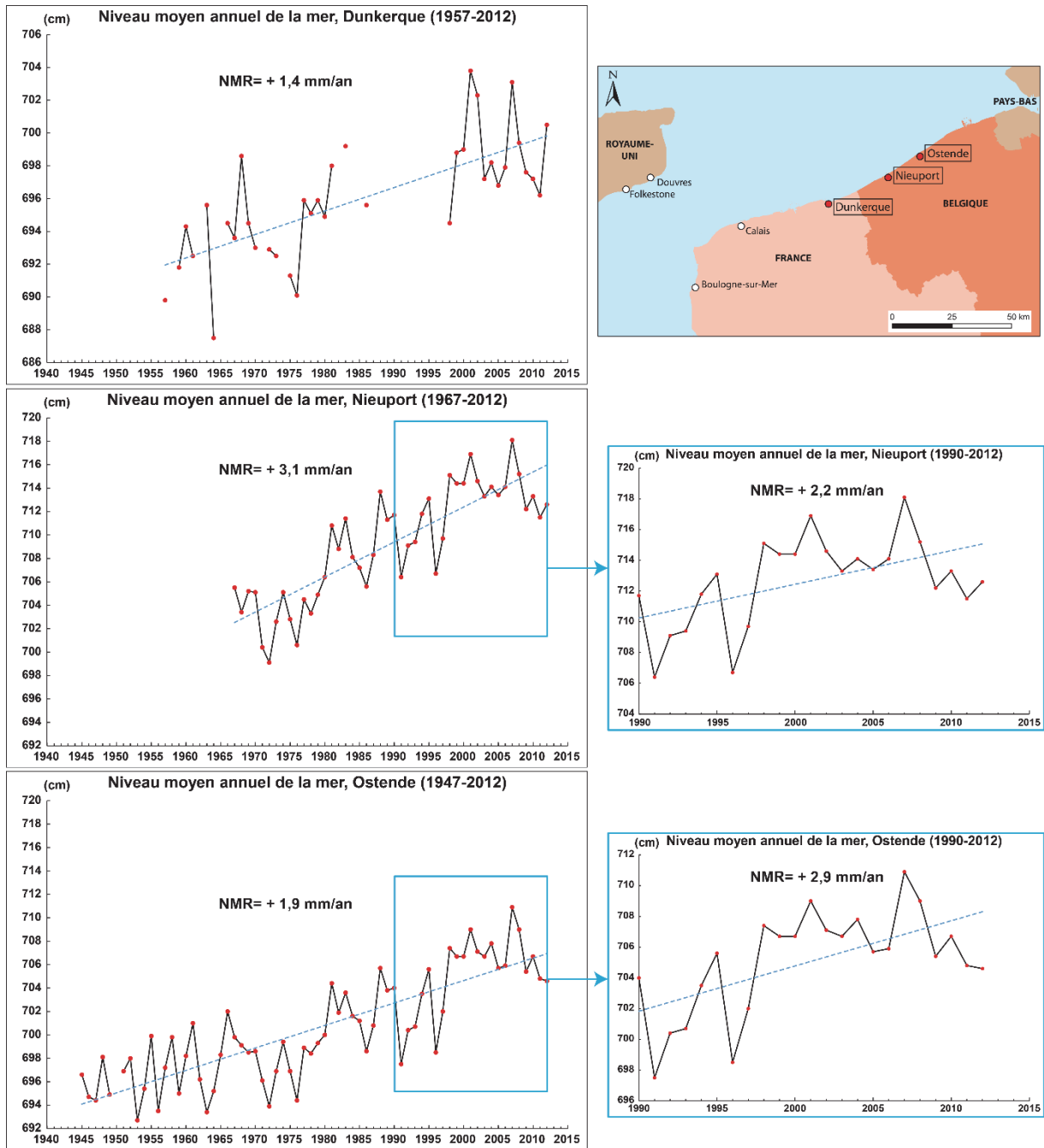


Fig. I-14: Variations récentes du niveau marin relatif pour les stations de Dunkerque, Ostende et Nieuport (Source : PSMSL).

	1880-2009	1900-2009	1950-2009	1980-2009	1993-2009
Global	1.54 ± 0.06	1.63 ± 0.07	1.80 ± 0.11	2.09 ± 0.31	2.80 ± 0.47
Manche	1.19 ± 0.12	1.19 ± 0.15	1.19 ± 0.26	1.28 ± 0.60	1.32 ± 1.11
Mer du Nord	1.53 ± 0.08	1.54 ± 0.11	1.62 ± 0.29	2.07 ± 0.74	4.00 ± 1.53
Mer du Nord intérieure	1.59 ± 0.09	1.60 ± 0.11	1.71 ± 0.31	2.23 ± 0.84	4.59 ± 1.82

Fig. I-15 : Rythmes d'élévation du niveau de la mer en mm/an (après correction des ajustements glacio-isostatiques) pendant différentes périodes depuis la fin du 19^{ème} siècle (tiré de **Wahl et al. (2013)**). Les valeurs des variations du niveau global de l'océan proviennent de la synthèse de **Church et White (2011)**.

4. Contexte sédimentaire

a. Origine des sédiments

Les fonds marins associés au littoral de la Côte d'Opale sont composés d'un substratum rocheux d'âge Mésozoïque et Cénozoïque sur lequel repose une couverture sédimentaire composée de cailloutis et des sédiments sableux (**Fig. I-16**). Ces sédiments meubles sont issus d'un colmatage par les sédiments marins au cours de la dernière transgression marine holocène (**Houthuys et al., 1993**). En effet, lors de la dernière glaciation (Würm, fin du Pléistocène), une importante régression marine a permis l'exondation et l'assèchement des terrains correspondants aujourd'hui aux fonds de la Manche et de la mer du Nord. Réduits à un important réseau fluvial (Bourillet et al., 2003 ; Lericolais et al., 2003), le plateau continental correspondant à l'actuelle mer Manche a d'abord subi une importante érosion puis une forte accumulation sédimentaire de type fluvial et éolien. C'est cet important stock sédimentaire qui sera repris, remanié par la transgression marine holocène et ensuite déposé sur la topographie d'érosion périglaciaire (**Augris et al., 1990 ; Anthony, 2002**).

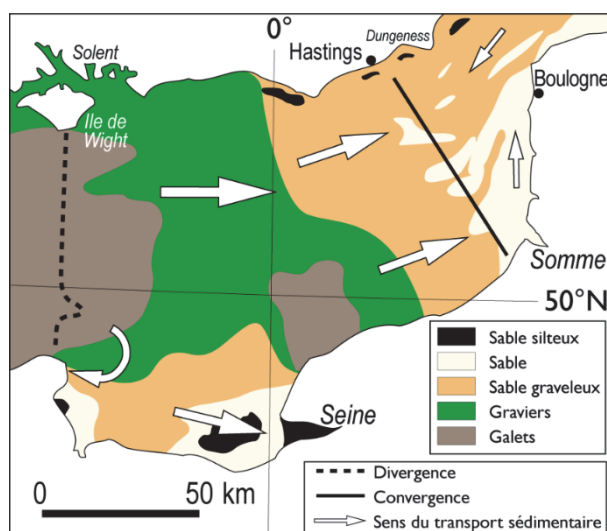


Fig. I-16 : Couverture superficielle sédimentaire de la Manche (Anthony, 2002).

b. Caractéristiques morphologiques des fonds marins

Cet important stock sableux tapissant les fonds de la Manche et de la Mer du Nord, mers épicontinentales peu profondes, a permis l'édification de plusieurs types d'édifices subtidiaux de par l'action des forts courants tidaux. Ces édifices prennent la forme d'importantes dunes sous-marines qui peuvent atteindre une hauteur maximale de 25 m (Le Bot, 2001 ; Le Bot et Trentesaux, 2004 ; Cartier, 2008). Le long de la façade de la Manche, les corps sédimentaires prennent plutôt la forme de longs rubans et bancs sableux d'une longueur allant de 3 à 70 km. Sur ces grands bancs peuvent se surimposer des figures sédimentaires de plus faible amplitude telles que les mégarides et les rides. Sur la façade de la Mer du Nord, les bancs sableux, appelés ridens, sont orientés parallèlement ou légèrement obliques par rapport à la côte au large et à l'avant côte (Tessier et al., 1999 ; Trentesaux et al., 1999 ; Héquette et Aernouts, 2010).

c. Dynamique sédimentaire régionale

De par leur faible taille de grain, les sédiments marins présents au large de la Côte d'Opale sont facilement mobilisables par les forts courants de marée qui agissent sur la Manche et la mer du Nord. Du fait de l'asymétrie des courants de marée, dominée par le courant de flot, et par la provenance majoritaire de houles d'O-S-O dans la zone côtière, le transport sédimentaire résiduel induit est plutôt orienté de la Manche vers les côtes belges, parallèlement au rivage (Anthony et Héquette, 2007 ; Héquette et al., 2008b ; Cartier et Héquette, 2011) (Fig. I-16, Fig. I-17).

Les nombreux bancs sableux présents à l'avant-côte peuvent cependant venir perturber ce transport résiduel. En effet, des mesures de courant ont indiqué des directions de transport opposées entre les deux flancs opposés des bancs (Trentesaux et al., 2004 ; Héquette et al., 2008a). Sous l'action des courants tidaux et des houles de tempêtes, ces bancs tidaux les plus proches du rivage ont tendance à migrer vers la côte (Tessier et al., 1999 ; Héquette et Aernouts, 2010). Ces bancs sableux constituent un

important stock sédimentaire pouvant contribuer à la dynamique sédimentaire des estrans sableux (Battiau-Queney et al., 2003), et plus particulièrement lorsqu'un de ces bancs vient directement s'accoler au rivage, comme à l'est de Calais (Aernouts, 2005 ; Héquette et Aernouts, 2010).

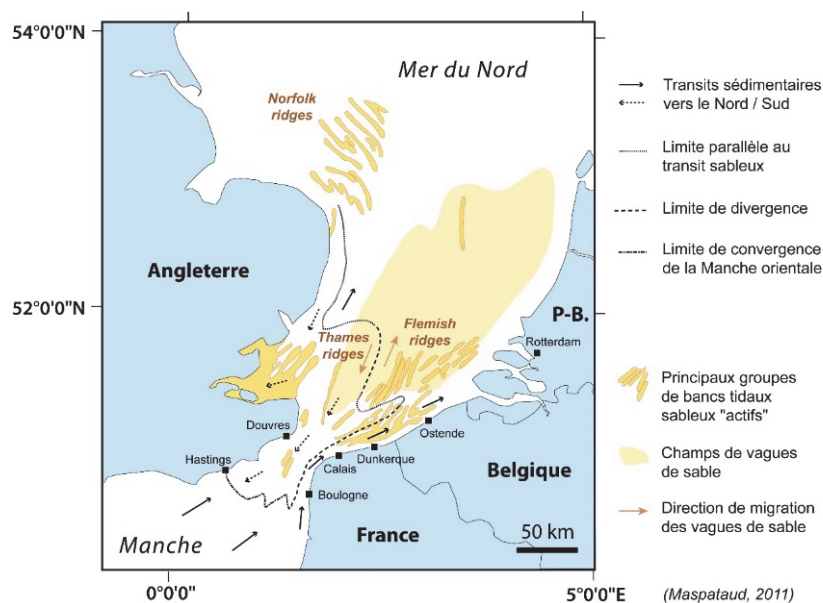


Fig. I-17: Orientation des transits sédimentaires à la jonction Manche-Mer du Nord et localisation des principaux groupes de bancs tidaux et vagues de sable (modifié par Maspataud (2011), d'après Houbolt (1968) ; McCave, (1978) ; Dewez et al. (1989))

d. Granulométrie

Selon la classification de Wentworth (1922), les sédiments du littoral de la Côte d'Opale sont caractérisés par des sables très fins à fins, avec un grain moyen compris entre 125 μm et 500 μm . Sur chaque plage, ce grain moyen tend à décroître du pied vers le bas de plage. Les sédiments sont relativement bien triés et homogènes, avec un indice de classement ne dépassant pas 0,5. Les barres sableuses intertidales présentent une taille de grain supérieure au grain moyen, tandis que le fond des baches a tendance à accumuler les particules fines, en raison d'une plus faible action de la houle sur les baches (Cartier, 2011).

Conclusion

De manière générale, le littoral de la Côte d'Opale est constitué de larges estrans sableux à barres intertidales soumis à l'influence de la marée, qui domine nettement, mais également aux houles courtes à fetch limité venant majoritairement de la Manche. Les différences géomorphologiques observées entre les dunes picardes et les dunes flamandes qui composent ce littoral, induisent une inégalité de vulnérabilité entre les deux façades qui composent ce linéaire côtier face au risque de submersion marine. En effet, par l'addition de fortes marées et de surcotes de tempêtes, ce phénomène est le principal danger menaçant les côtes basses sableuses du pourtour de la Manche et de la Mer du Nord. De plus, ce risque sera vraisemblablement amplifié dans le futur du fait de l'élévation du niveau moyen due au changement climatique global.

Chapitre II

**Approche méthodologique : acquisition,
traitement de données et mesures de terrain**

I. Données topographiques

1. LiDAR aéroporté

Une majeure partie de ce travail doctoral repose sur le traitement et l'analyse de données topographiques issues de LiDAR aéroporté. Pendant les dernières décennies, la technologie LiDAR (*light detection and ranging*) a connu un essor considérable dans les études consacrées à l'étude de la morphologie et de l'évolution de la zone côtière (**Brock et Purkis, 2009; Levoy et al., 2013**), cette technologie permettant d'obtenir une restitution fine de la topographie (marge d'erreur verticale $< \pm 10$ cm sur sol nu) sur de vastes superficies. Les modèles numériques de terrain issus de données topographiques LiDAR sont en outre souvent utilisés pour déterminer des bilans sédimentaires (**Woolard et Colby, 2002 ; Deronde et al., 2008**) ; ainsi que les zones à risques d'érosion et de submersion le long du littoral (**Stockdon et al., 2009**). Le LiDAR est un appareil à système de Laser à Balayage Latéral Aéroporté (LBLA) dont le dispositif est constitué d'un laser émetteur, d'un récepteur optique et d'un système d'acquisition. Dans le cas d'un LiDAR aéroporté, le rayon laser est réfléchi sur un miroir oscillant perpendiculairement à l'axe de vol (jusqu'à $\pm 35^\circ$ à partir du nadir) et des impulsions laser sont envoyées vers le sol (longueur d'onde de 1064 nm, dans le domaine des infra-rouges), depuis l'avion (**Bretel et al., 2013**). Au contact du sol ou d'objets comme des bâtiments ou de la végétation, les impulsions laser de départ se réfléchissent et produisent des échos de retour qui sont captés par l'instrument (**Fig. II- A**). La distance séparant l'avion du sol est alors déterminée par le temps que met l'impulsion laser pour effectuer le trajet aller-retour entre l'appareil et le sol, selon la formule suivante :

$$D = \frac{c \cdot t}{2}$$

Avec D la distance appareil-sol (m), c la célérité de l'impulsion laser dans l'air (m.s^{-1}), et t le temps aller-retour de l'impulsion laser (s).

Dans le cas d'un LiDAR aéroporté, l'avion doit être équipé d'une centrale inertielle de navigation (INS) afin de mesurer les différents mouvements de l'avion qui peuvent influencer sur la prise de mesure (roulis, tangage, vitesse, altitude). Une antenne GPS différentielle est également indispensable pour positionner l'avion et attribuer aux points mesurés par le LiDAR des coordonnées x et y , via la mise en place de stations GPS au sol, tous les 25 km maximum (**Fig. II- B**).

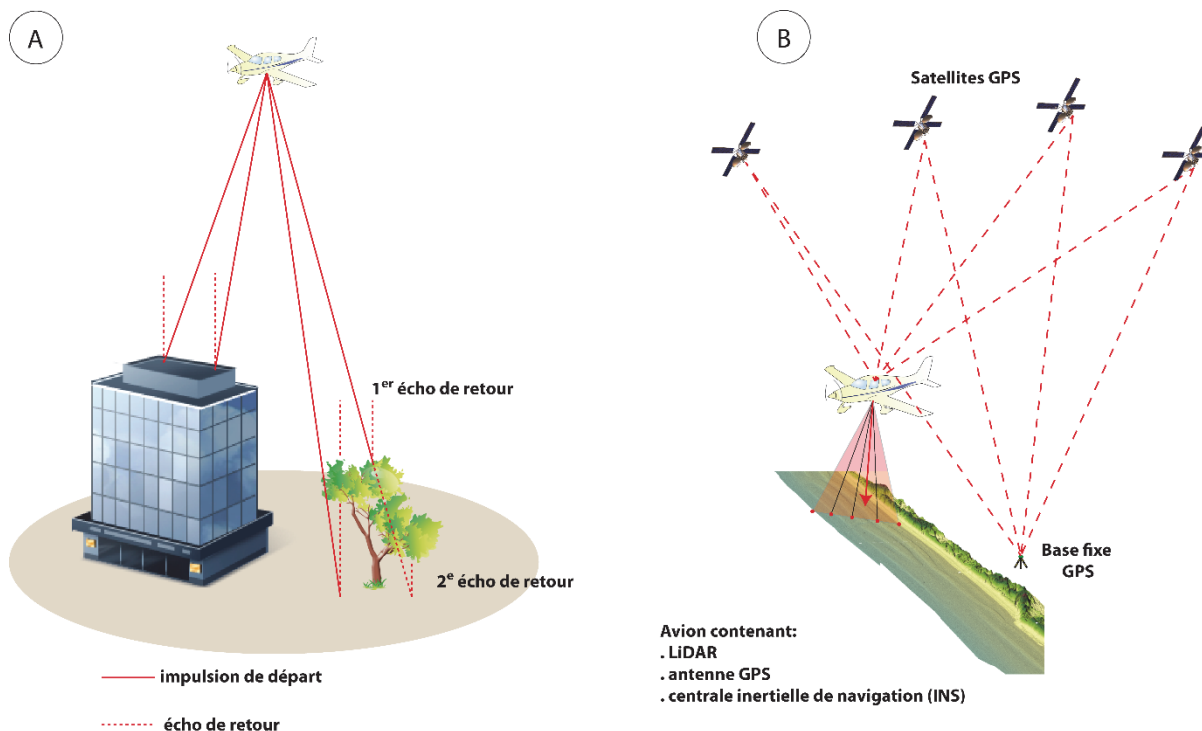


Fig. II-18: Description du principe du fonctionnement du LiDAR aéroporté (A) et de sa mise en opération sur le terrain (B), adapté de **Flood et Gutelius (1997)**.

Les données utilisées dans ce travail doctoral proviennent de plusieurs survols complets, ou partiels, du littoral de la région NPDC. Le premier survol a été effectué en mai 2008 par la société hollandaise *TerraImaging* à la demande de la DDTM 59 (Direction Départementale des Territoires et de la Mer), anciennement DDE (Direction départementale de l'Équipement) du Nord. L'ensemble du littoral de la région NPDC a été couvert lors de cette campagne, de la baie d'Authie à la frontière belge, à l'aide d'un LiDAR aéroporté Optech ALTM 1020 présentant une précision planimétrique de 25 cm et une précision altitudinale de l'ordre de 10 cm (Tab. II-2). En 2009, une campagne intermédiaire a été réalisée en baie d'Authie pour corriger certains artefacts des données de 2008.

Année	Mission	Période d'acquisition	Précision
2008	Société <i>TerraImaging</i> , pour la DDTM 59 (anciennement DDE 59)	6-8/05/2008	(x, y) : 25 cm
2009		17/03/2009	(z) : +/- 10 cm 1,3 points/m ²
2011	CLAREC - DREAL	21-22/03/2011	(x, y) : 10-17 cm
2011	CLAREC - SOERE	27/09/2011	
2012	CLAREC - SOERE	18/11/2012	(z) : 7-9 cm
2014	CLAREC - DREAL	06/12/2013 et 18/01/2014	1 à 10 points/m ²

Tab. II-2 : Dates et caractéristiques des différentes campagnes LiDAR.

Les données suivantes, ont été acquises à partir de 2011 dans le cadre du projet CLAREC (Contrôle par Laser Aéroporté des Risques) impliquant plusieurs laboratoires dont :

- Laboratoire « Morphodynamique Continentale et Côtière », UMR CNRS 6143 - Universités de Caen et de Rouen
- Laboratoire de Géomorphologie Dynamique et Aménagement des Littoraux (GéoDal), devenu Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences (LOG), Université du Littoral Côte d’Opale, Dunkerque)

Le soutien financier apporté par les régions Basse-Normandie, Haute-Normandie, Picardie et Nord-Pas-de-Calais a permis au projet CLAREC d’acquérir un LiDAR aéroporté Leica ALS60. Les performances de ce modèle de LiDAR (Tab. II-3) permettent d’obtenir une précision planimétrique comprise entre 10 et 17 cm et une précision altitudinale inférieure à 10 cm (Tab. II-2). La DREAL (Direction Régionale de l’Environnement, de l’Aménagement et du Logement) du NPDC a également financé les acquisitions des données de 2011 et de 2014.

Composant de l’appareil	Caractéristiques/performance
Gamme du laser	200 m à 5000 m – fréquence d’impulsion jusqu’à 200 Hz
Système de balayage	Miroir oscillant +/- 35° à partir du nadir – fréquence de balayage jusqu’à 100 Hz
Centrale inertielle de navigation	gyroscope à suspension accordée – résolution de tangage/ roulis 3.10^{-3} degrés. Résolution de vitesse 0,005 m/s – fréquence 500 Hz
GPS aéroporté	AeroAntenna GPS/Glonass – Novatel – positionnement planimétrique de +/- 5 cm

Tab. II-3: caractéristiques et performances du LiDAR aéroporté Leica ALS 60 (Bretel et al., 2013).

2. Construction de Modèles Numériques de Terrain (MNT)

A partir de données topographiques brutes issues du LiDAR aéroporté, des modèles numériques de terrain (MNT) ont été réalisés à l’aide du logiciel Surfer® (Golden Software). Les nuages de points bruts se présentant sous la forme x,y et z (Fig. II-19 A) ont été filtrés selon la nature de l’écho LiDAR. Chaque point topographique présente un écho 1 ou un écho 2, correspondant respectivement au sursol (bâtiment, végétation ou autre) et au sol (Fig. II- A). L’analyse de l’évolution morphologique de la zone littorale et des bilans sédimentaires associés nécessitait d’obtenir uniquement la topographie correspondant au sol des secteurs étudiés, et non la végétation. Une fois cette filtration effectuée, les nuages de points ont été transformés en grilles via une interpolation par triangulation linéaire (triangulation de Delaunay) (Fig. II-19 B). Le choix de se porter sur ce mode d’interpolation au détriment de la méthode du krigeage provient du fait que cette dernière méthode nécessitait un temps de calcul beaucoup plus important. De plus, des volumes sédimentaires calculés sur une surface réduite avec les

deux différentes méthodes d'interpolation ont montré des différences de volumes non significatives (inférieures à 0,5%). La taille de la maille des grilles calculées a été définie à 1 m du fait de la densité des nuages de points.

Les données issues du projet CLAREC étaient fournies dans le système de projection Lambert 93, système de projection officiel depuis 2000 (Journal officiel du 28/12/2000), tandis que les données LiDAR de 2008 qui nous ont été transmises par *TerraImaging* étaient dans le système de projection Lambert II étendu. Les grilles de 2008 ont été reprojeterées dans le système de projection Lambert 93 à l'aide du logiciel de l'IGN (Institut Géographique National) IGNMap.

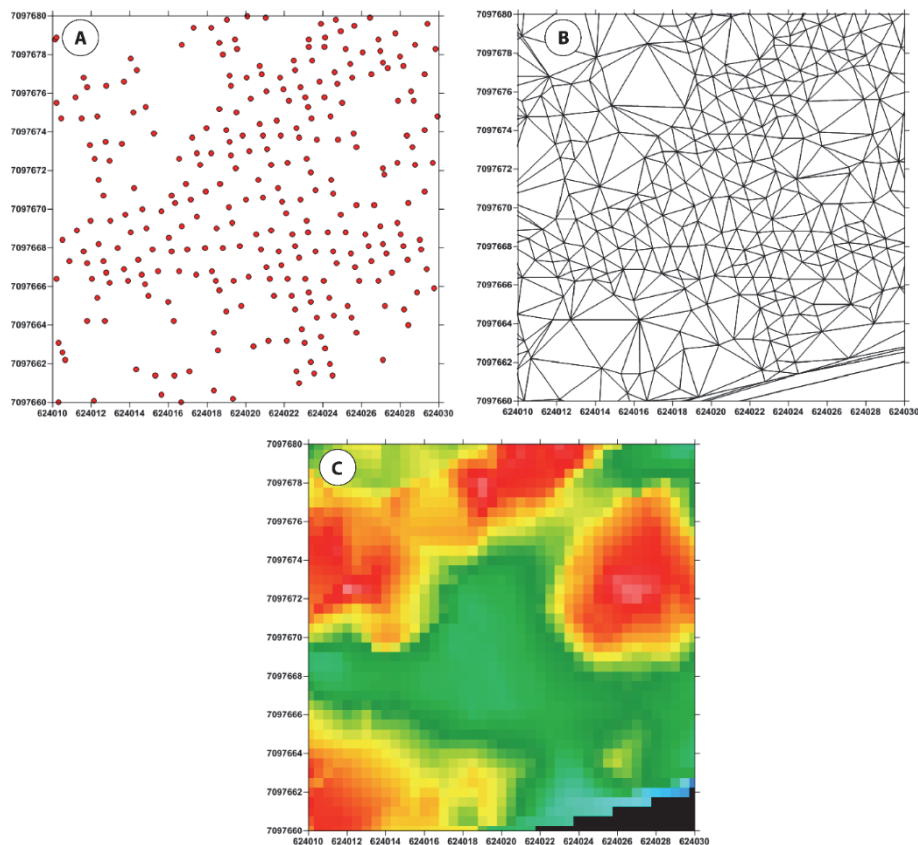


Fig. II-19 : Illustration des différentes étapes pour la réalisation des grilles dans Surfer. A : Nuage de points irréguliers. A chaque point correspondent des coordonnées (x,y,z) obtenues grâce au LiDAR. B : Triangles obtenus grâce à la méthode d'interpolation par triangulation linéaire. C : Cellules (ici, carrés de 50 cm), définies chacune par une valeur d'altitude unique. Elles sont créées à partir des triangles obtenus en B.

3. Mesures topographiques par GPS (*Global Positioning System*)

En plus des données topographiques issues des levés LiDAR aéroporté, des données complémentaires ont été acquises sur le terrain durant ces trois années de travail doctoral afin d'effectuer des travaux méthodologiques de comparaison. Ces différents relevés topographiques ont été réalisés 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 (**Fig. II-20**). La base fixe est

généralement déployée sur le sommet de 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 composée de deux d'un ordinateur de bord branché sur le récepteur GPS et d'une antenne GPS située au bout d'une canne. Indépendamment l'un de l'autre, les deux récepteurs GPS (mobile et base) calculent leur position à partir des mêmes satellites. La base compare ensuite 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 positionnement vertical de la canne du manipulateur lors de la prise de mesure (Maspataud, 2011).

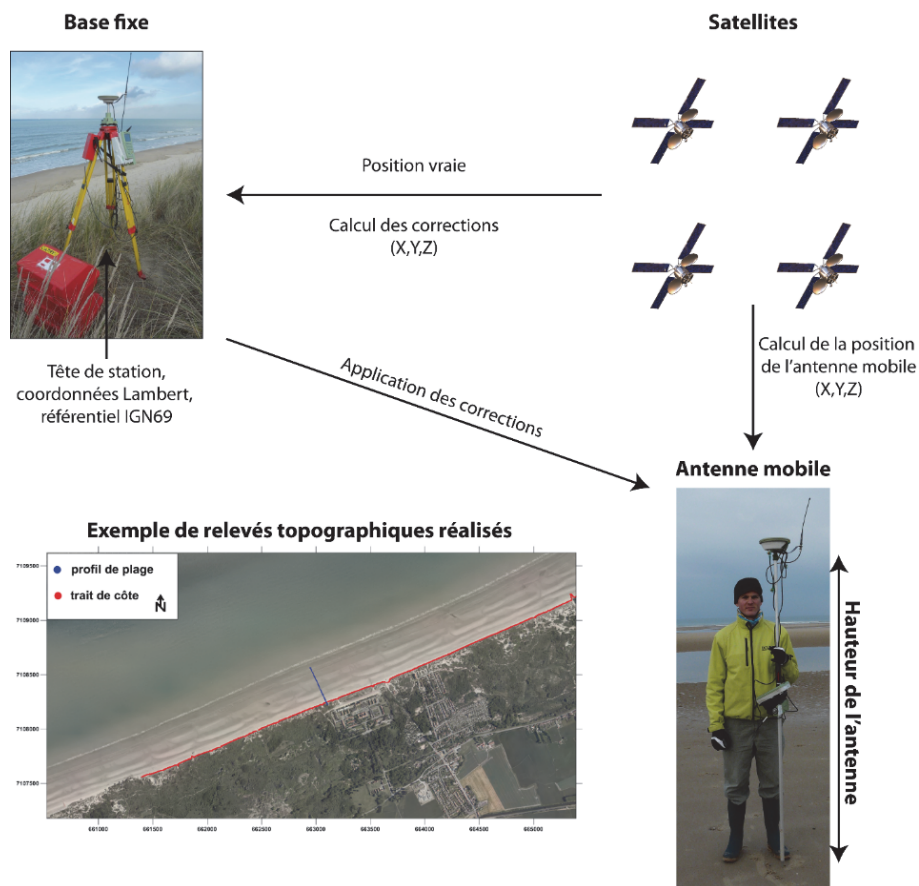


Fig. II-20 : Dispositif de mesures topographiques par Station DGPS Leica Système 1200. (Modifié d'après Maspataud (2011)).

4. Etude diachronique de l'évolution du trait de côte

Pour calculer la cinématique du trait de côte, différentes techniques ont été utilisées, et ce à plusieurs pas de temps différents. Il est essentiel de pouvoir déterminer de façon précise la position de l'objet que l'on définit comme indicateur du trait de côte si l'on veut être en mesure de suivre son évolution dans le temps. La détermination de la position du trait de côte demeure cependant un exercice difficile, car elle peut être établie à partir de critères différents qui peuvent être d'ordre morphologique, hydrographique ou même biologique (e.g., limite de végétation) (**Stephan et Suanez, 2004 ; Boak et Turner, 2005 ; Bretel et al., 2013**).

a. Par utilisation de photographies aériennes ortho-rectifiées

La première technique employée consiste à tracer le trait de côte par suivi du pied de dune ou de la végétation dunaire à partir d'une photographie aérienne ortho-rectifiée et géo-référencée en utilisant un logiciel SIG (ESRI® ArcMap™ 9.2). Le pied de dune a été utilisé lorsqu'il a pu être identifié à l'aide de couples stéréoscopiques. En absence d'identification du pied de dune, ce qui a souvent été le cas dans les secteurs en voie de progradation, la limite de végétation a été retenue. Les photographies retenues correspondent aux années 1963, 1983, 2000, 2005 et 2009 (**Tab. II-4**), permettant ainsi de calculer la cinématique du trait de côte sur près de cinquante ans. La marge d'erreur de la digitalisation du pied de dune a été estimée à ± 3 mètres par (**Chaverot, 2006**), du fait d'une distinction pas toujours aisée entre la limite du sable vif et la végétation. Certains endroits marqués par un effondrement d'un pan de dune peuvent également fausser la perception de la position du pied de dune (**Ruggiero et al., 2003**). Les orthophotoplans ayant une marge d'erreur annoncée à ± 3 mètres également, la marge d'erreur totale est estimée à ± 6 mètres.

Année	Mission	Date de prise de vue	Résolution	Type	Source
1963*	F 2202-2402	01/06/1963	Rés. 50 cm	Orthophotoplan (noir et blanc)	IGN
1983	IFN 59-62	14/07/1983	Rés. 50 cm	Orthophotoplan (noir et blanc)	IGN
2000	Mission Eurosense	06/05/2000	Rés. 50 cm	Orthophotoplan (couleur)	IGN pour CIADT
2005	Mission I2G	Du 15/09 au 15/10/2005	Rés. 50 cm	Orthophotoplan (couleur)	PPIGE**
2009	Mission Aerodata France	Juin à septembre 2009	Rés. 20 cm	Orthophotoplan (couleur)	PPIGE**

* Pour la baie d'Authie, orthophotoplan (noir et blanc) de 1965 (mission F 2016-2206).

** Plate-forme Publique de l'Information Géographique du Nord-Pas-de-Calais

Tab. II-4 : Caractéristiques des différentes séries de photographies aériennes utilisées.

A partir de ces différents traits de côte (**Fig. II-21 A**), les paramètres statistiques d'avancée ou de recul du rivage ont été calculés le long de transects espacés de cinquante

mètres grâce au logiciel MobitTC (Mobilité du trait de Côte) développé par le Centre d'Études Techniques de l'Équipement (CETE) Méditerranée (Trmal et al., 2012). La première étape consiste à créer une ligne de base issue du squelette des traits de côte disponibles (algorithme de Voronoï) (Fig. II-21 B). Des traces perpendiculaires à cette ligne de base sont ensuite créées (Fig. II-21 C) et leurs intersections avec les traits de côte disponibles font l'objet de traitements statistiques simples comme une régression linéaire et des intervalles de confiance associés (Fig. II-21 D). Les résultats sont ensuite convertibles sous forme SIG afin de répondre à une visualisation simple de la mobilité du trait de côte.

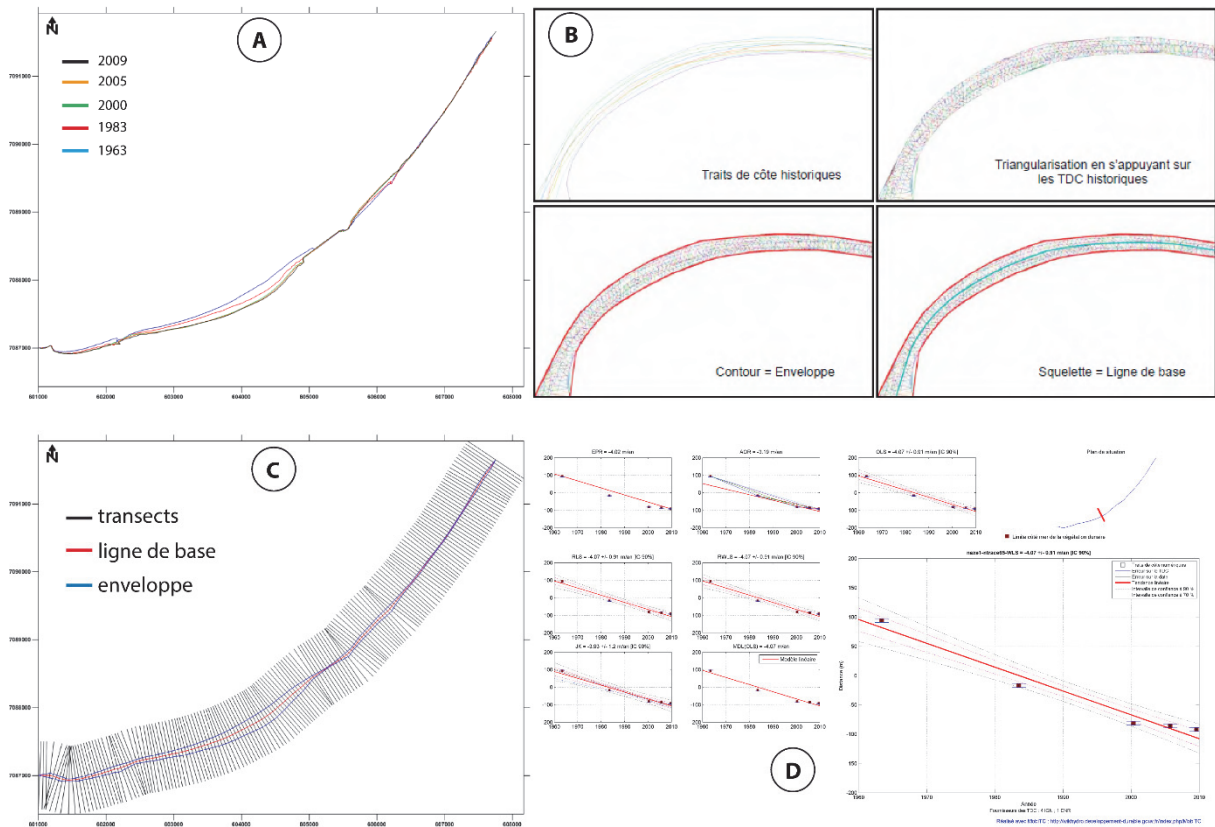


Fig. II-21 : Etapes de calcul de l'évolution du trait de côte : A : digitalisation des traits de côtes à partir de photographies aériennes ortho-rectifiées et géo-référencées. B : création de la ligne de base par squelettisation. C : illustration de l'enveloppe, la ligne de base et les transects sur le secteur de la baie de Wissant. D : paramètres statistiques de l'évolution du trait de côte calculés pour un transect de la baie de Wissant.

b. Par utilisation des données topographiques LiDAR

La seconde technique employée consiste en une extraction du trait de côte à partir des données topographiques issues du LiDAR aéroporté. A l'aide des MNT générés à partir des données LiDAR, la position du trait de côte (TC_{grad}) a été définie en fonction des variations de pente sur le haut de plage en calculant un gradient de pentes (Eq.1) grâce à la fonction *gradient operator* du logiciel Surfer® (Golden Software) :

$$\|\vec{g}\| = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

Où \vec{g} est le gradient, z l'altitude, x et y les coordonnées de chaque point de calcul de la grille. La valeur du gradient est de 0 pour une surface horizontale et tend vers l'infini pour une pente s'approchant de la verticale. A partir de ce calcul, une nouvelle grille est créée, permettant d'afficher une représentation des isolignes de variation du gradient de pente. Le cordon dunaire apparaît alors sous la forme d'un net resserrement des isolignes (Fig. II-22 A), représentant une brusque élévation de la pente. Le trait de côte choisi correspond alors à la 1^{ère} isoligne de ce resserrement et donc à une valeur de gradient de pente marquant la transition entre le haut de plage et la dune (Fig. II-22 B). Afin de valider cette méthode d'extraction du trait de côte par la méthode du gradient de pente, la position du TC_{grad} a été comparée à celle du trait de côte levé sur le terrain par suivi du pied de dune à l'aide d'un GPS différentiel (TC_{DGPS}), lorsque ces données étaient disponibles et concomitantes (Fig. II-23).

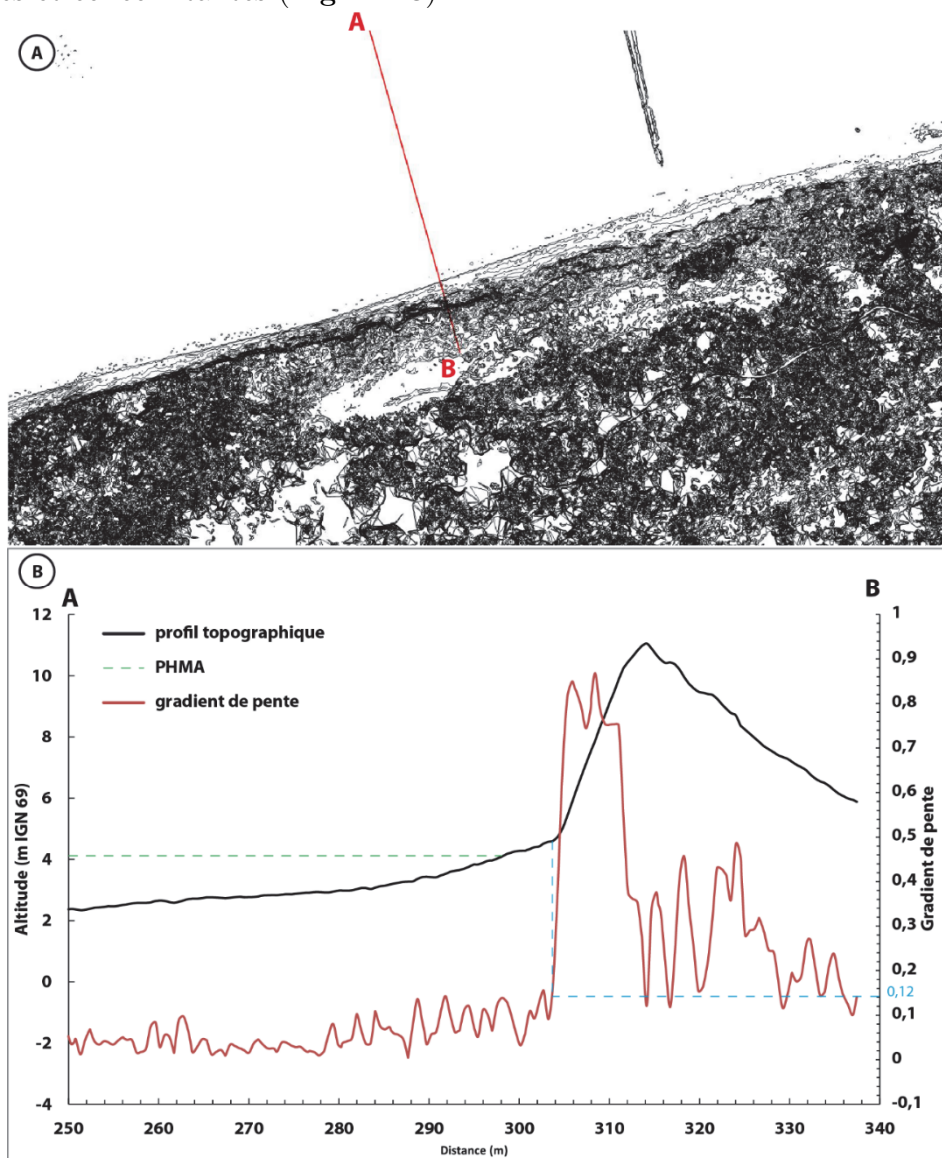


Fig. II-22 : Carte d'isolignes de variation du gradient de pente sur le littoral du platier d'Oye obtenue à partir des données topographiques LiDAR 2011 (A) et relation entre le profil topographique (noir) et le gradient de pente (rouge) (B).

La figure **II-23** présente quatre différents indicateurs traits de côte définis sur le site de la dune Dewulf (est-dunkerquois). Outre les indicateurs de trait de côte TC_{grad} (gradient de pente) et TC photo aérienne définis précédemment, un second trait de côte (TC_{PHMA}) provenant des données du survol LiDAR du 08/05/2008 a été déterminé en utilisant la cote altimétrique des plus hautes mers astronomiques (PHMA). Ces traits de côte ont été comparés à un trait de côte déterminé in situ, le 25/04/2008, par DGPS (TC_{DGPS}), correspondant à la limite morphologique (rupture de pente) entre le haut de plage et les dunes bordières. Nous ne disposons malheureusement pas de photographie aérienne de la même année, le cliché le plus proche dans le temps datant du 09/06/2009. Malgré un recul de 2 m entre 2008 et 2009 mesuré par levés topographiques au DGPS, nous pouvons constater que les TC_{grad} et TC_{DGPS} se confondent pratiquement avec le trait de côte issu de l'orthophotographie. Seul le TC_{PHMA} se situe bien en avant par rapport au pied de dune, ceci étant communément observé sur d'autres littoraux dunaires (e.g., **(Bretel et al., 2013)**). Cette comparaison montre clairement qu'un trait de côte défini par le niveau des plus hautes mers astronomiques ne correspond pas nécessairement à la position réelle du trait de côte tel qu'on peut le définir sur la base de critères géomorphologiques. De plus, cette comparaison permet de montrer la pertinence de l'extraction du pied de dune par la méthode du gradient de pente. En effet, les TC_{grad} et TC_{DGPS} sont, dans la très grande majorité des cas, proches l'un de l'autre, l'écart moyen calculé entre les deux étant de l'ordre de 2 m (écart-type de 1,5 m). Cette bonne correspondance entre les TC_{grad} et TC_{DGPS} est également illustrée par la comparaison de leur distance respective à une ligne de référence commune (**Fig. II-24 A**).

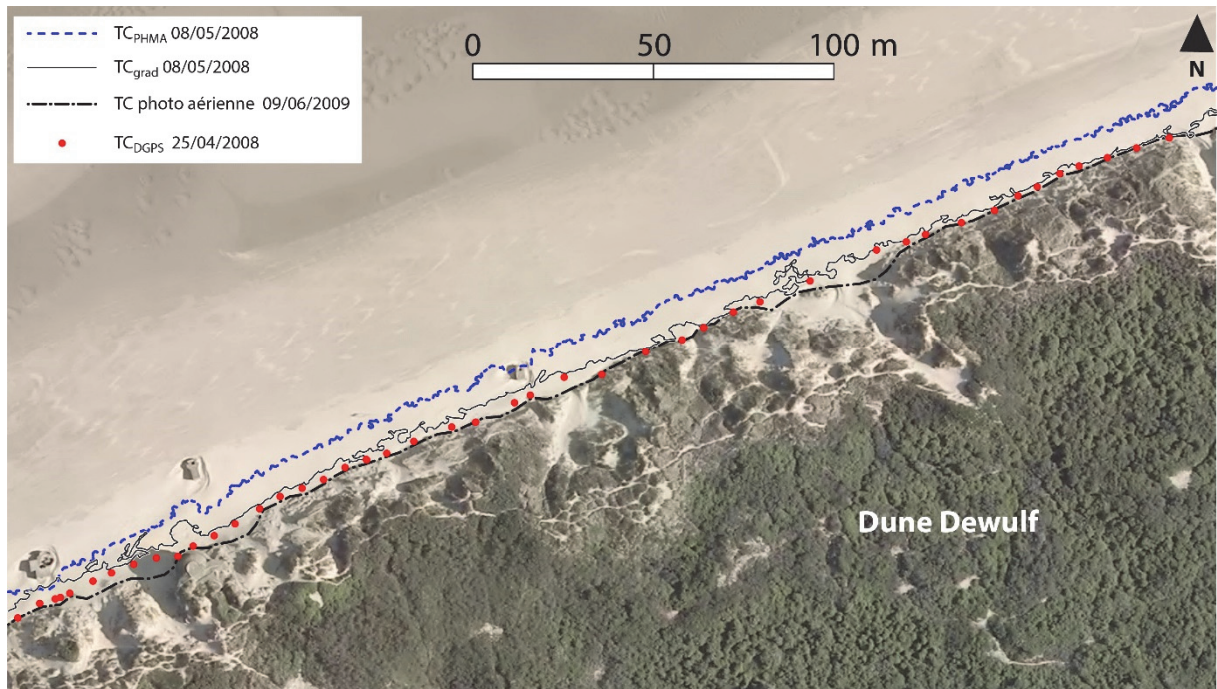


Fig. II-23 : Comparaison de différents indicateurs de trait de côte pour le secteur de la dune Dewulf à l'est de Dunkerque (orthophotographie IGN de 2009).

Cette même comparaison, réalisée avec les données LiDAR de novembre 2012 et un TC_{DGPS} levé in situ le lendemain, montre une moins bonne correspondance pour le massif dunaire de la dune du Perroquet, située à l'est de Bray-Dunes (**Fig. II-24 B**). Contrairement au massif dunaire de Dewulf, la dune du Perroquet présente des dunes embryonnaires à l'avant du cordon dunaire bordier, ce qui rend difficile l'identification du trait de côte, que ce soit par la méthode du gradient de pente sur le MNT ou sur le terrain par le suivi du pied de dune.

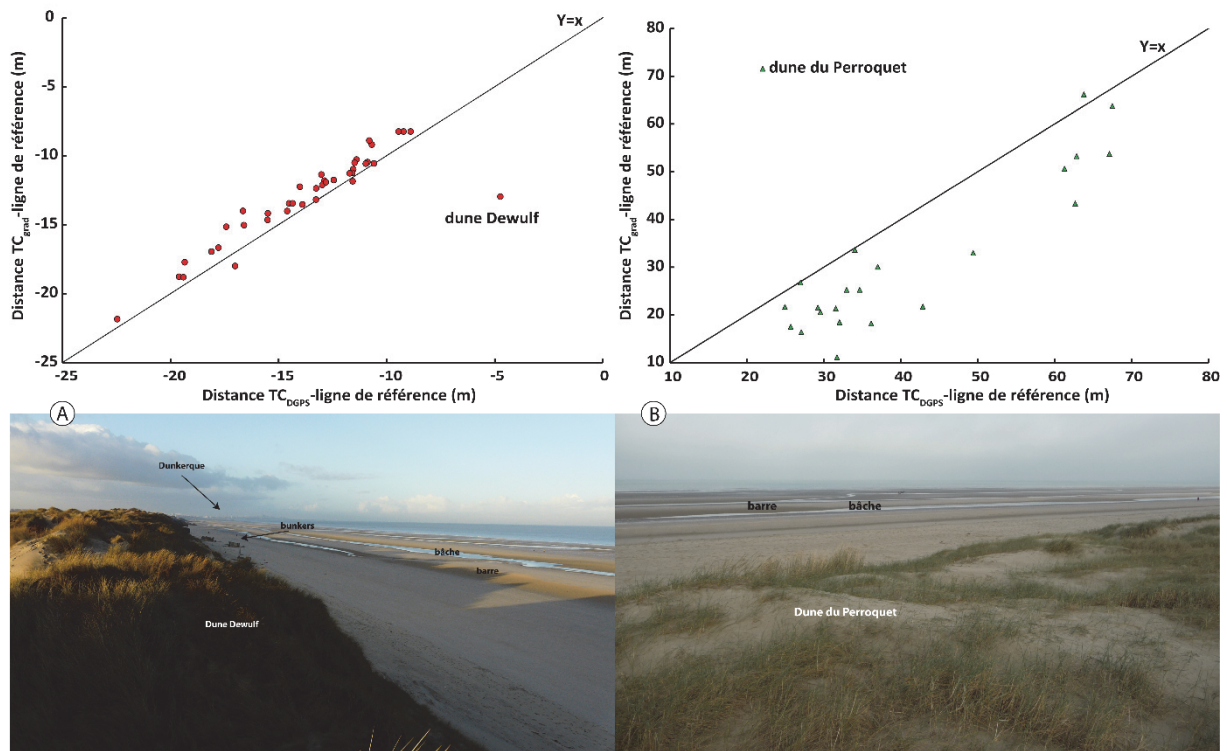


Fig. II-24 : Comparaison des TC_{grad} et TC_{DGPS} par mesure de leur distance à une ligne de référence commune. Pour la dune Dewulf (A), le TC_{grad} est issu des données LiDAR du 8 mai 2008 tandis que le TC_{DGPS} a été réalisé le 25 avril 2008. Pour la dune du Perroquet (B), le TC_{grad} est issu des données LiDAR du 18 novembre 2012 tandis que le TC_{DGPS} a été réalisé le 19 novembre 2012.

Après un épisode tempétueux morphogène pour le cordon dunaire bordier, cette identification du trait de côte sur le terrain et par la méthode du gradient de pente est facilitée du fait du sapement de la base du pied de dune. En effet, nous avons de nouveau comparé la position des deux indices de trait de côte TC_{grad} et TC_{DGPS} avec les données LiDAR du 18 janvier 2014 et d'un levé in situ réalisé le même jour. Présentant des fronts dunaires érodés (**Fig. II-25 C et D**) du fait de plusieurs tempêtes survenues le mois précédent, les dunes Dewulf et du Perroquet présentent une nette correspondance entre les deux indicateurs (**Fig. II-25 A et B**).

A partir de ces différentes comparaisons, la marge d'erreur associée à la délimitation du TC_{grad} a donc été estimée à $\pm 1,5$ m. La marge d'erreur atteint par conséquent ± 3 m lorsque l'on compare la position du trait de côte à deux dates différentes. Les mesures d'évolution de la position du trait de côte à court terme entre mai 2008 et janvier 2014 ont été effectuées tous les 50 m environ le long du rivage, le long des radiales utilisées pour l'évolution du trait de côte entre 1963 et 2009.

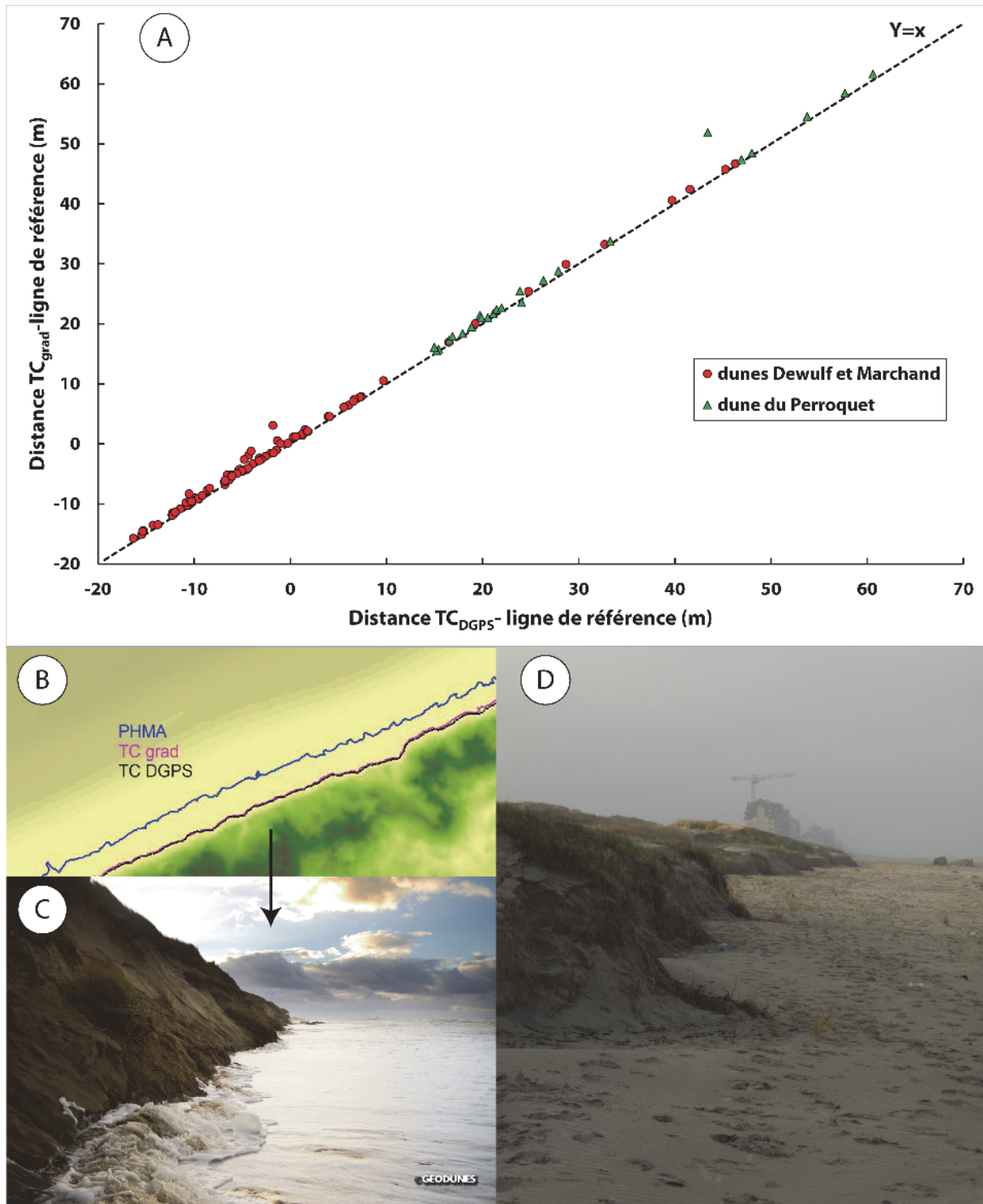


Fig. II-25: Comparaison des TC_{grad} et TC_{DGPS} par mesure de leur distance à une ligne de référence commune (A) pour la dune Dewulf (B et C) ainsi que la dune du Perroquet (D). Le TC_{grad} est issu des données LiDAR du 18 janvier 2014 et le TC_{DGPS} a été réalisé le même jour.

5. Calcul des bilans sédimentaires

L'observation de la dynamique sédimentaire du système plage-dune et le calcul des bilans sédimentaires associés sont possibles grâce à la soustraction de deux MNT de dates

différentes. Cette soustraction de deux MNT produit un troisième MNT, dit différentiel, montrant l'évolution de l'altitude en chaque point de la grille entre les deux dates considérées. Les incertitudes liées à la réalisation des MNT puis leur soustraction deux à deux ont été négligées. Elles ne sont pas nulles pour autant, et leur calcul peut être réalisé par la méthode de **Wheaton *et al.* (2010)**. Couramment employée (**Woolard et Colby, 2002; Sallenger Jr. et al., 2003; Deronde et al., 2008; Mitasova et al., 2009**), la méthode de calcul des bilans sédimentaires via la création de MNT différentiel a été employée selon un compartimentage du système plage-dune. Trois compartiments morphologiques ont été ainsi délimités (**Fig. II-26**) :

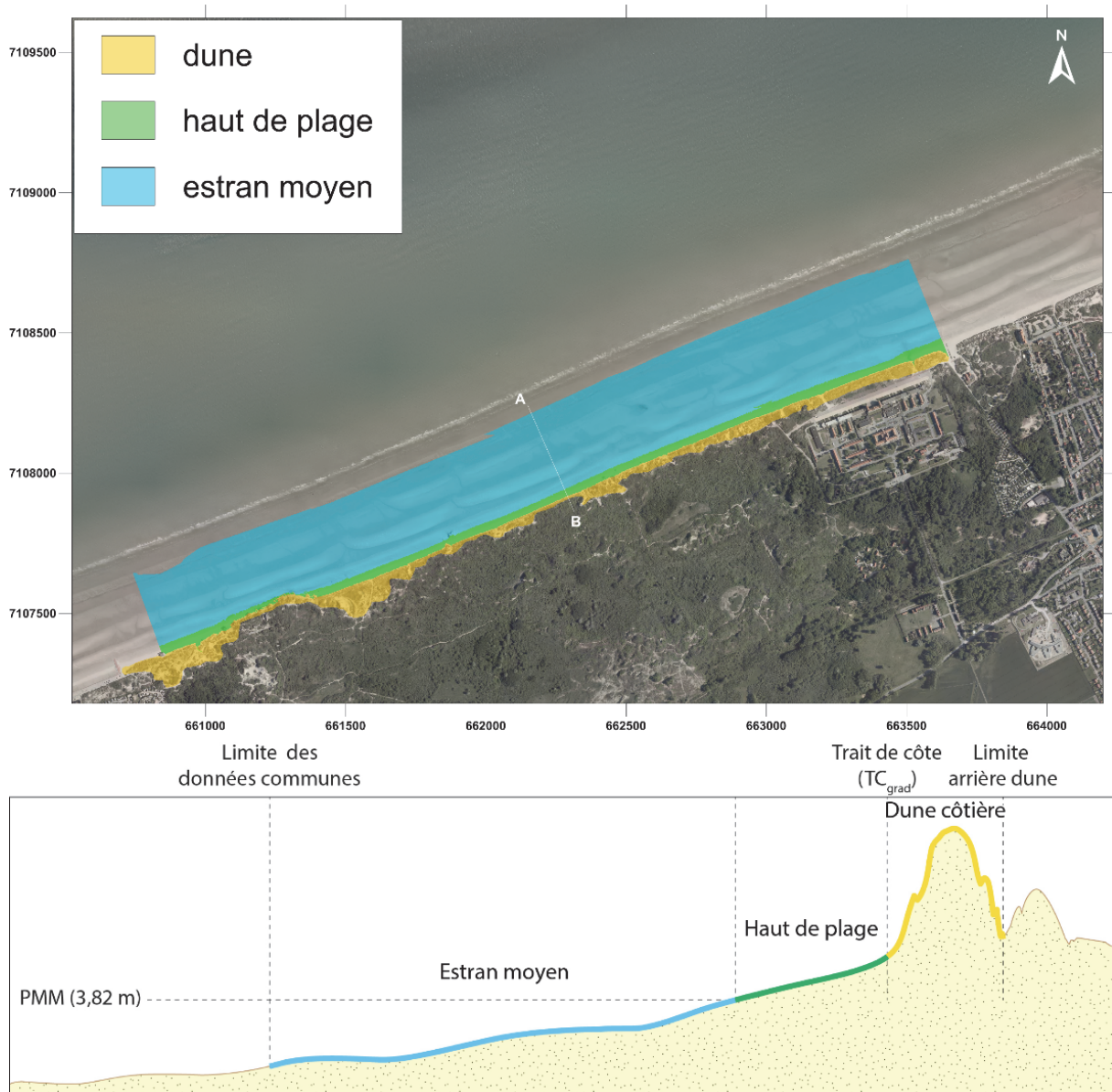


Fig. II-26 : Illustration des compartiments sédimentaires correspondants à la dune, au haut de plage et à la plage.

- La dune bordière, comprise entre le pied de dune correspondant au trait de côte (TC_{grad}) et une limite arrière-dune délimitée à partir de l'orthophotographie

aérienne de 2009, en fonction du type de végétation dunaire observée. En effet, dans le cadre d'un contrôle de la validité des données topographiques issues du LiDAR, des profils topographiques ont été réalisés sur l'estran, la dune et certaines digues à l'aide d'un DGPS. Ces mesures ont révélé de forts écarts dépassant 50 cm et pouvant atteindre 1 m entre les deux types de mesures (**Fig. II-27**), en arrière de la dune bordière, dans une zone où la végétation devient plus dense (argousiers) et où la topographie ne varie que très peu ou pas à l'échelle de quelques années. Cette limite arrière-dune définie est la seule limite fixe commune à toutes les années.

- Le haut de plage, défini entre le trait de côte et l'intersection du niveau des pleines mers moyennes (PMM) avec l'estran. Ce niveau est défini par la moyenne entre les pleines mers de vives eaux (PMVE) et les pleines mers de mortes eaux (PMME), niveaux calculés par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) pour chaque port du littoral possédant un marégraphe. Pour chaque portion étudiée du littoral de la Côte d'Opale, le PMM a donc été calculé grâce aux Références Altimétriques Marines (RAM) du SHOM (**SHOM, 2011**) et ensuite la ligne correspondante à cette cote altitudinale a été extraite de chaque MNT.
- La plage, définie entre le niveau des PMM et une limite inférieure la plus au large possible, en fonction de l'extension spatiale de l'ensemble des données LiDAR disponibles.

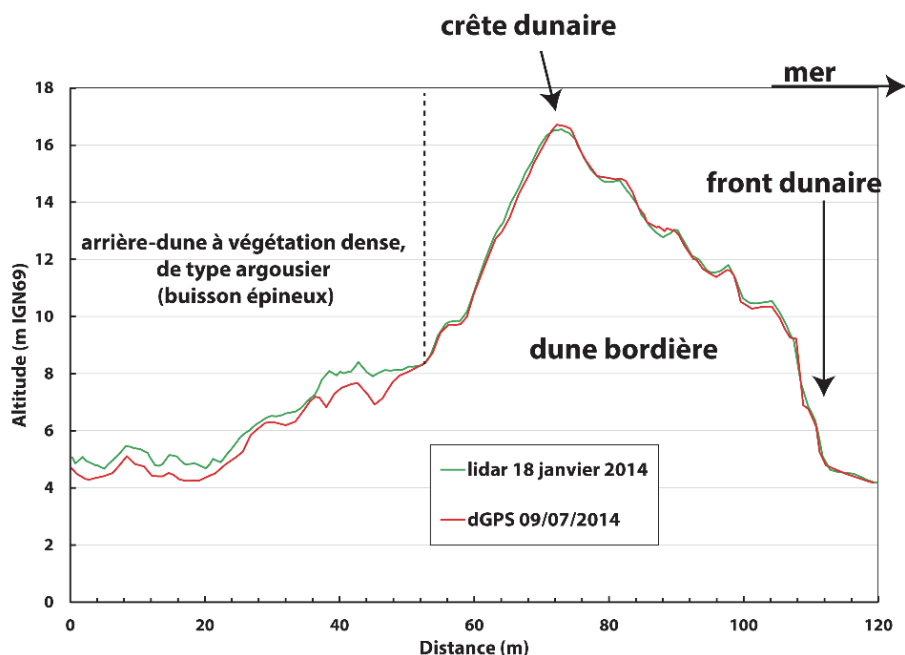


Fig. II-27: Comparaison altitudinale d'un profil transversal dans la dune Dewulf (est-dunkerquois) à partir des données LiDAR de janvier 2014 et de données acquises sur le terrain à l'aide d'un dGPS.

Pour chaque site et chaque année disponible, trois polygones correspondant à ces différents compartiments sédimentaires ont été tracés à partir des données topographiques LiDAR, à l'aide du logiciel Surfer® (Golden Software).

Le calcul des bilans sédimentaires de chaque période temporelle d'étude a donc été réalisé selon ce compartimentage. Par chaque MNT différentiel, l'application des différents compartiments morphologiques est déterminée par la date la plus ancienne de la période d'étude considérée. Par exemple, si l'on cherche à mesurer les bilans sédimentaires de la dune (1), du haut de plage (2) et de l'estran (3) entre mars 2011 et novembre 2012 (**Fig. II-28**), les trois compartiments appliqués au MNT différentiel correspondent à la morphologie du système en mars 2011.

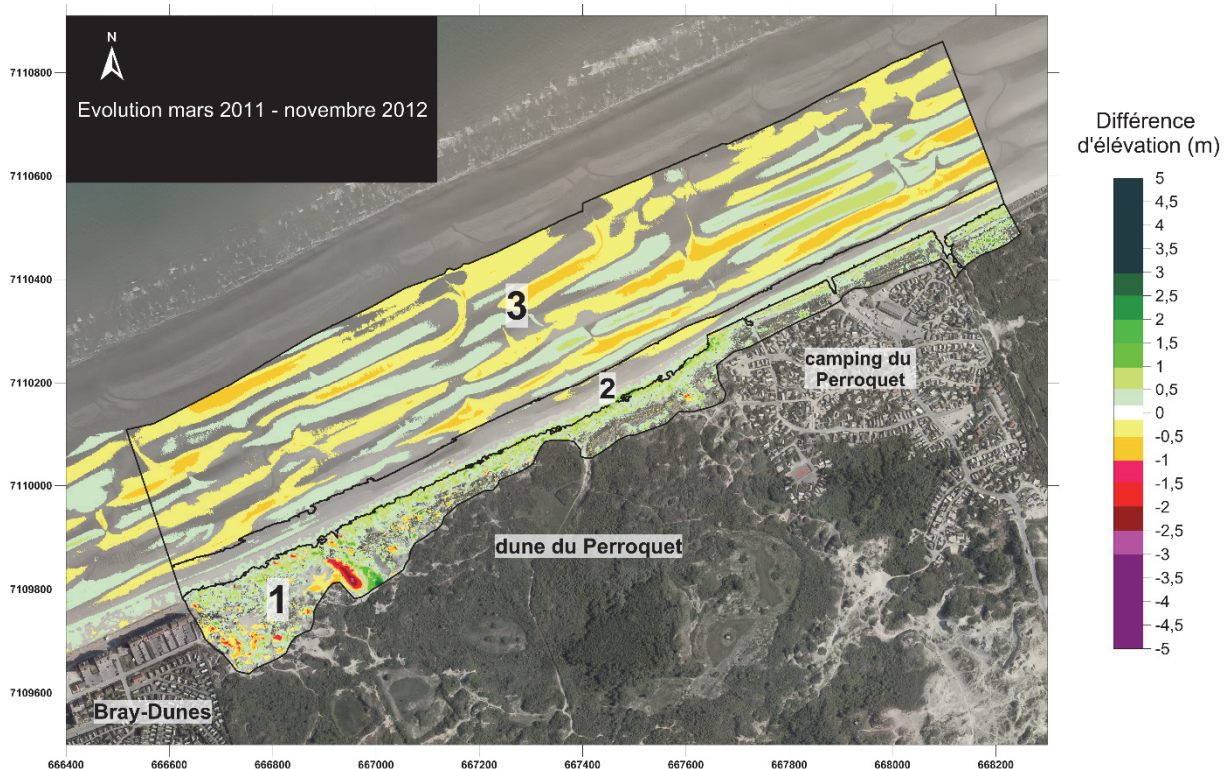


Fig. II-28: illustration du compartimentage du calcul des bilans sédimentaires sur le MNT différentiel 2011-2012 de la dune du Perroquet.

En raison d'emprises spatiales différentes selon les différents jeux de données et afin de mesurer un maximum de variations morphologiques, le bilan sédimentaire global entre mai 2008 et décembre 2013 (ou janvier 2014) a également été calculé selon cette méthode, et non pas par une simple addition des différents bilans sédimentaires successifs.

La marge d'erreur appliquée à ces calculs de bilans sédimentaires a été définie par comparaison entre les différents levés LiDAR sur une surface invariante, en l'occurrence ici la digue de Leffrinckoucke (**Fig. II-29**). Cette comparaison nous montre que les données LiDAR issues du projet CLAREC (2011,2012 et 2014) semblent se confondre entre elles, tandis que le tracé issu des données de la société TerraImaging

(2008) est uniformément situé au-dessous des autres tracés. La comparaison interannuelle des altitudes montre une plus forte différence entre les données sur la pente de la digue et entre les données de 2008 et 2011. L'écart moyen d'altitude entre les données de 2008 et de 2011 est de 0,12 m, avec 0,1 m sur la portion plane et 0,15 m sur la pente. La même comparaison entre les données de 2008 et celles de 2014 donne un écart moyen de 0,11 m, avec 0,09 m sur la portion plane et 0,13 m sur la pente. La marge d'erreur des bilans sédimentaires calculés entre mai 2008 et mars 2011, ainsi que sur l'ensemble de période d'étude, de mai 2008 à janvier 2014, a donc été définie à $\pm 0,15 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Pour les données topographiques issues du projet CLAREC, l'écart moyen le plus élevé est de 0,05 m sur la pente de la digue entre les données de mars 2011 et septembre 2011. Par mesure de précaution, la marge d'erreur pour les bilans sédimentaires calculés entre les années 2011, 2012 et 2014 a été définie à $\pm 0,1 \text{ m}^3/\text{m}^2$.

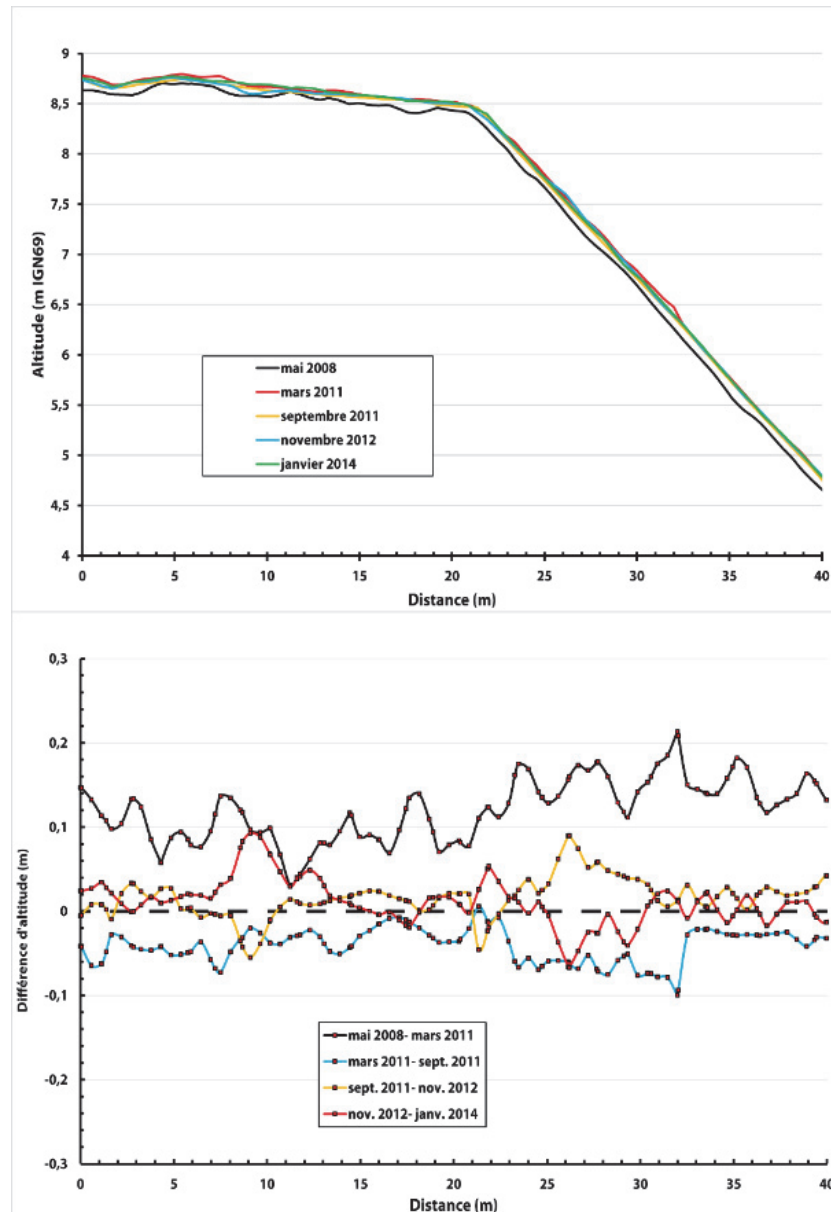


Fig. II-29 : Profils topographiques de la digue de Leffrinckoucke extraits des données LiDAR et comparaison interannuelle des altitudes.

6. Données météo-marines

a. Données anémométriques

Grâce à une convention liant l'Université du Littoral à Météo-France, l'analyse des conditions anémométriques a été réalisée à l'aide des données des stations Météo-France de Dunkerque (1956-2014), Calais (1965-1970 et 1994-2013) et Boulogne-sur-Mer (1965-2013). A partir de ces séries temporelles de vents moyens, tri-horaires, une analyse du nombre d'observations des vents d'afflux ayant une vitesse supérieure ou égale à 8 m/s pendant au moins 24 h a été réalisée afin de voir l'éventuel impact sur l'évolution du trait de côte, à long terme comme à court terme. Ce seuil a été défini par **Ruz *et al.* (2009)** comme potentiellement morphogène pour le cordon dunaire. Cette analyse a

également été menée pour un second seuil plus élevé de 16 m/s, défini par *Chaverot et al.* (2008) comme seuil à partir duquel les conditions de vents peuvent être définies comme tempétueuses.

b. Données marégraphiques

Afin de mesurer les occurrences de hauts niveaux d'eau pouvant avoir un impact sur l'évolution du trait de côte, les données horaires mesurées par les marégraphes de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque, mises à disposition par le SHOM sur le site dédié (refmar.shom.fr) ont été utilisées. Les données couvrent plusieurs décennies, allant de 1973 à 2012 pour les données de Boulogne-sur-Mer, de 1965 à 2014 pour les données de Calais, et de 1956 à 2014 pour les données de Dunkerque. Ces mesures horaires ne sont pas continues: en raison de pannes, de maintenances, de nombreuses périodes, de quelques heures à quelques mois, sont manquantes dans les mesures (Fig. II-30). Certaines années sont même totalement dépourvues d'enregistrement marégraphiques :

- 1993, 1994, 1995, 1996, 1999 et 2009 pour Boulogne-sur-Mer (Fig. II-30 A)
- 1984, 1996 et 1997 pour Calais (Fig. II-30 B)
- 1993 et 1994 pour Dunkerque (Fig. II-30 C)

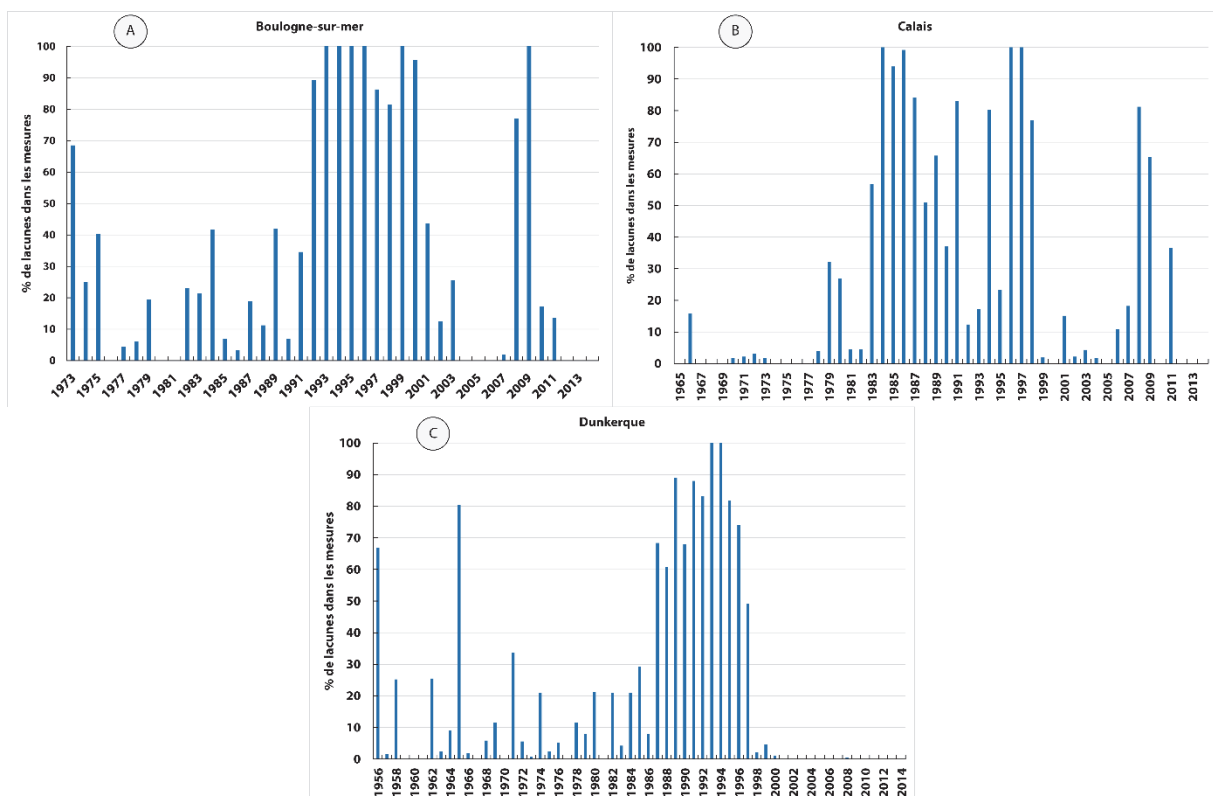


Fig. II-30: % de lacunes dans les mesures marégraphiques des ports de Boulogne-sur-Mer (A), Calais (B) et Dunkerque (C).

c. Détermination de hauts niveaux d'eau

Afin d'évaluer le risque de submersion marine sur les cordons dunaires de la Côte d'Opale, nous avons choisi d'utiliser les périodes de retour de hauts niveaux d'eau définis dans le rapport « statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique) » (SHOM, 2012). A partir des séries de données marégraphiques des ports de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque, les niveaux extrêmes statistiques correspondant à une période de retour donnée ont été évalués à partir de lois de probabilité calculées à partir des observations de niveaux d'eau (marégraphes) et des prédictions de marée. La méthode retenue pour le calcul de ces lois de probabilité repose séparément, d'une part sur l'analyse statistique des surcotes, d'autre part sur le calcul des probabilités des niveaux générés par les marées prédites de pleine mer, puis sur la combinaison des deux lois de probabilité obtenues (méthode des probabilités conjointes) (SHOM, 2012). La loi de probabilité retenue pour l'ajustement des surcotes de pleine mer est la loi de **Gumbel (1958)**, qui est couramment employée pour analyser les niveaux d'eau extrêmes dans la zone côtière (**Pirazzoli, 1991**). Les paramètres de cette loi sont ajustés aux données disponibles pour chaque site, la loi adoptée permettant ensuite d'extrapoler les calculs pour des périodes de retour allant jusqu'à 100 ans.

Port	Différence entre l'altitude IGN69 et cote marine	Période de retour (m IGN69)	
		10	100
Boulogne-sur-Mer	-4,388	5,49 (9,88)	5,74 (10,13)
Calais	-3,455	4,77 (8,23)	5,04 (8,50)
Dunkerque	-2,693	4,40 (7,09)	4,70 (7,39)

Tab. II-5 : Périodes de retour de 10 et 100 ans définies pour les ports de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque (SHOM, 2012). Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN69 et entre parenthèses par rapport au 0 hydrographique (cote marine).

Chapitre III

Analyse multi-échelle de l'évolution du trait de côte de la région Nord-Pas-de-Calais

I. Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'analyser la cinématique du trait de côte la région NPDC depuis la seconde moitié du XX^{ème} siècle jusqu'à l'actuel. Les rythmes d'évolution du linéaire côtier de huit secteurs sableux (**Fig. III-31**) ont été déterminés à moyen terme (1963-2009) par suivi du pied de dune ou de la végétation dunaire à partir d'une photographie aérienne ortho-rectifiée et géo-référencée. Les photographies retenues correspondent aux années 1963, 1983, 2000, 2005 et 2009, permettant ainsi de calculer la cinématique du trait de côte sur près de cinquante ans. A plus court terme, la cinématique du trait de côte a été calculée entre 2008 et 2013/2014 à partir de données topographiques issues d'un LiDAR aéroporté. Les traits de côte ont été obtenus en déterminant la position du pied de dune par le calcul du gradient de pente sur les données topographiques.

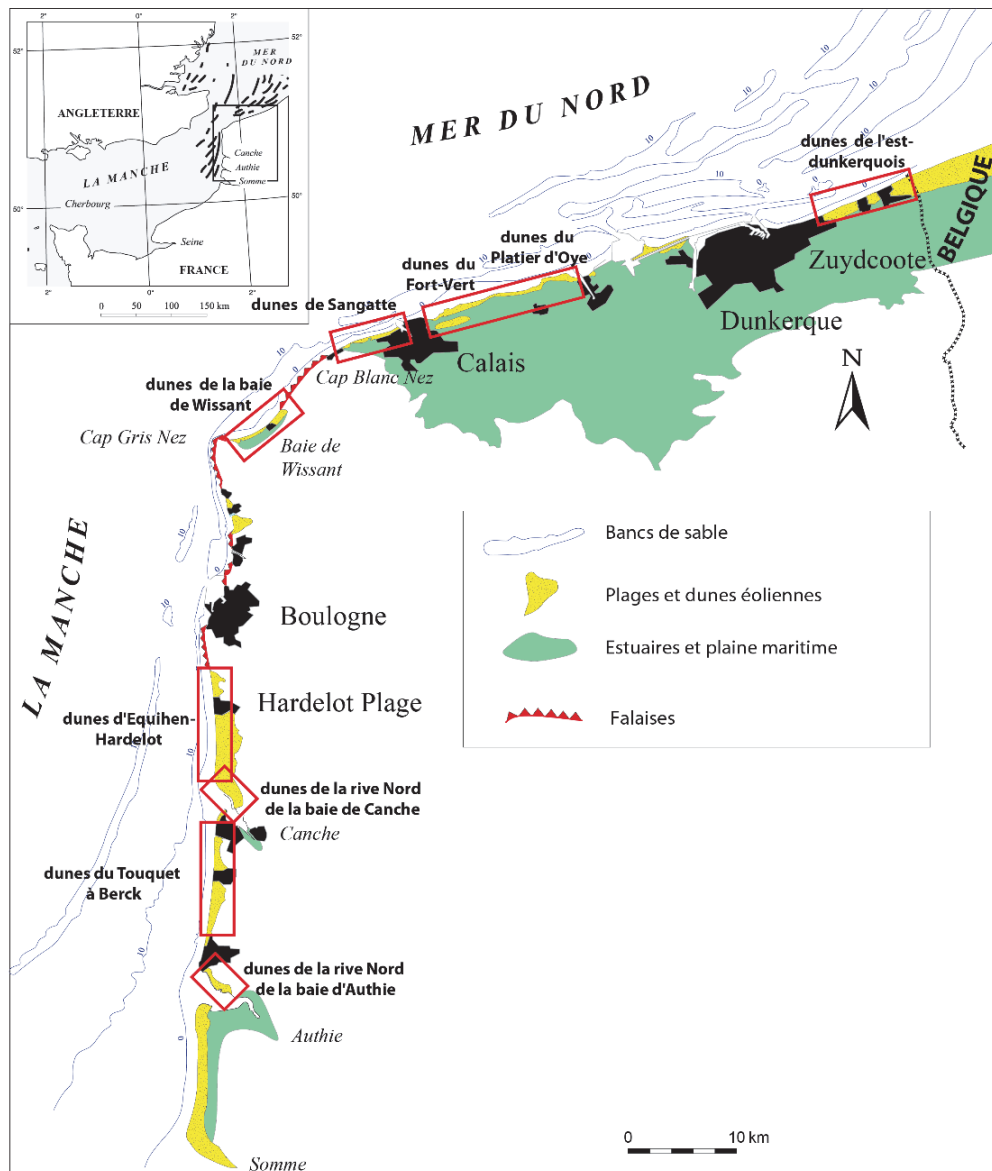


Fig. III-31: Localisation des secteurs sableux étudiés.

II. Evolution du littoral de la baie d'Authie jusqu'au Boulonnais

1. Littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage

a. Caractéristiques morphologiques

Situé entre les estuaires de la Canche et de l'Authie, cette portion de littoral s'étend sur environ 15 km de long du Touquet-Paris-Plage au nord à Berck-sur-Mer au sud (**Fig. III-32**). Cette grande plage ininterrompue très prisée des touristes peut s'étendre sur une largeur de plus de 600 m lors des pleines mers de vives eaux, du fait du fort marnage macrotidal s'amplifiant du nord vers le sud (8,3 à 8,5 m en PMVE). Le massif dunaire associé est composé de hautes dunes, dites picardes, pouvant dépasser 20 m d'altitude IGN 69 au niveau notamment du cordon bordier (**Fig. III-33** et **Fig. III-34**) et pouvant s'étendre jusqu'à plus de 3 km à l'intérieur des terres, en formant une plaine inter-dunaire humide (**Battiau-Queney et al., 1995; Battiau-Queney et al., 2003; Chaverot, 2000**). Outre les villes du Touquet-Paris-Plage et Berck-sur-Mer, ce massif dunaire s'est fait fragmenter par l'implantation des stations balnéaires de Stella-Plage et Merlimont-Plage, au niveau desquelles ont été édifiés des ouvrages de défense (perrés, épis).

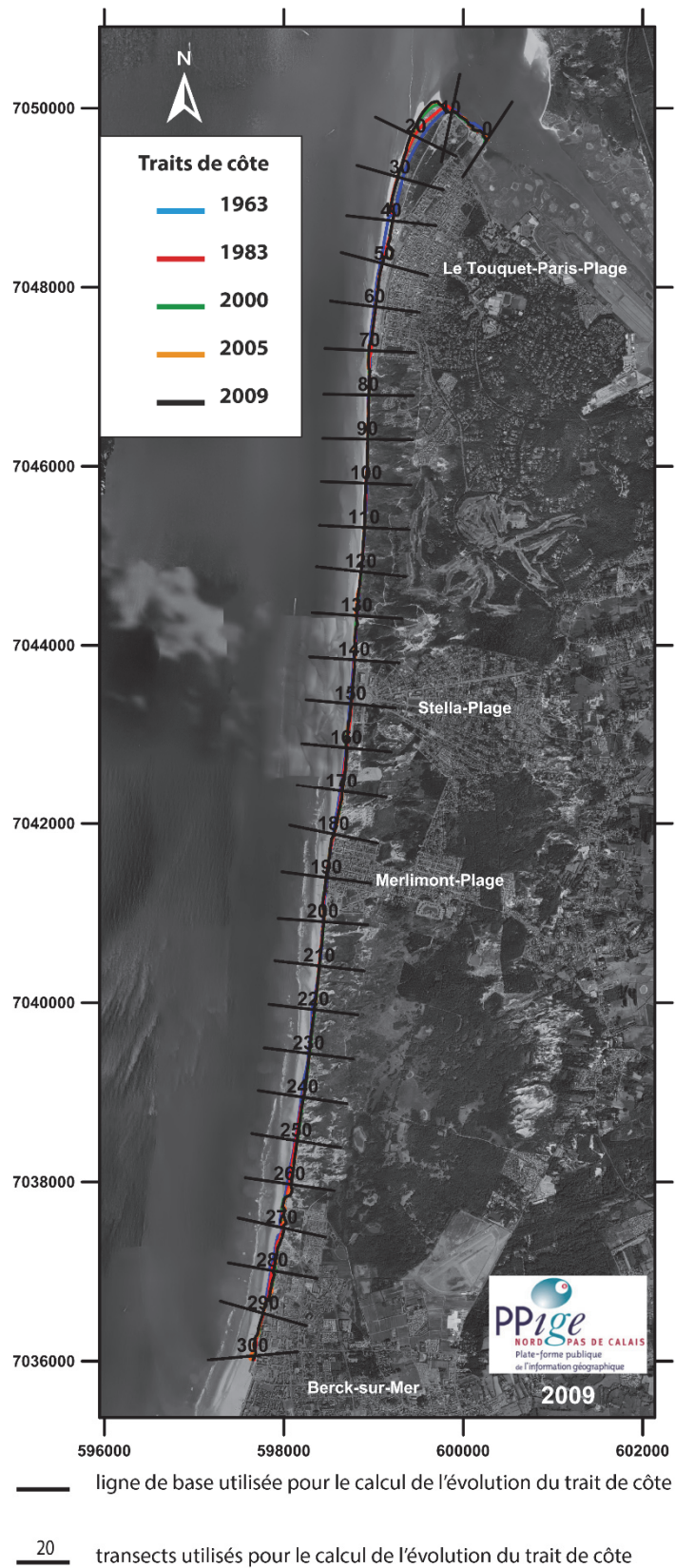


Fig. III-32 : Présentation du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-mer et traits de côte associés.

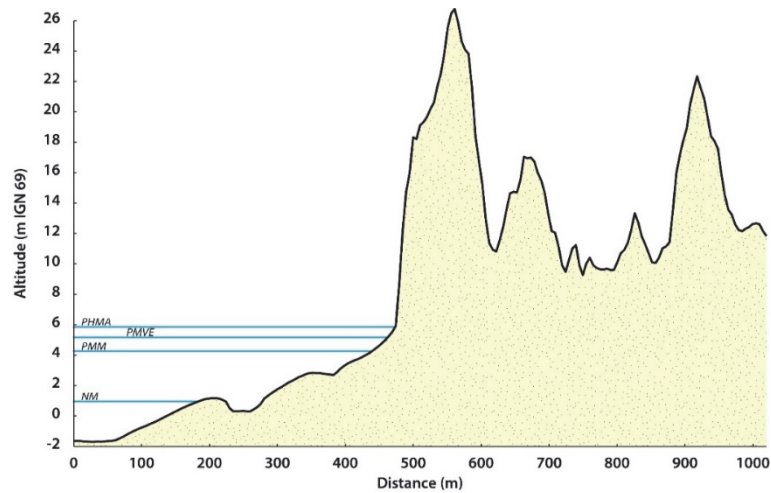


Fig. III-33 : Coupe topographique type massif dunaire situé entre Le Touquet-Paris-Plage et Stella-Plage, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.



Fig. III-34 : Vue du massif dunaire situé entre Merlimont-plage et Stella-plage .

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

L'évolution globale de la position du trait de côte entre 1963 et 2009 montre une zone d'érosion pour les 11 premiers transects, sur la face estuarienne de la ville du Touquet-Paris-Plage (**Fig. III-35**). Dépassant 60 m par endroit, cette érosion s'est essentiellement déroulée de 1963 à 1983. Soumise à l'action de la houle et de la marée, cette zone estuarienne correspond à une flèche sédimentaire qui s'avance à l'embouchure de l'estuaire, appelée poulier dans le modèle estuarien de type picard. Elle est donc également confrontée au déplacement du lit de du fleuve Canche. La façade marine du poulier, côté Manche, montre une nette progradation du trait de côte entre les transects 12 à 38. L'extrême pointe du poulier, aux alentours du transect n°13 montre une avancée de plus de 175 m soit 3,7 m/an. Le rythme de progression du poulier a été plus intense lors de la période 1963-1983 mais est resté élevé (~ 1,10 m/an) jusqu'en 2005. Un ralentissement de cette progression vers le nord est observé pour la période la plus récente. Cette forte tendance à l'accumulation sédimentaire et à la progradation du trait de côte dans ce secteur s'explique par le sens de la dérive littorale orientée sud-nord sur

la façade Manche de la Côte d'Opale ainsi que par la présence de l'estuaire de la Canche, qui joue le rôle de barrage hydraulique, bloquant ainsi le transit des sédiments. En se déplaçant vers le sud, pour la partie naturelle du cordon dunaire (excepté les deux zones correspondant à Stella-Plage et Merlimont-Plage, T140-159 et T181-199) allant du Touquet à Berck (T75-300), le bilan global montre un recul moyen du trait de côte de 0,19 m/an (Tab. III-6). Cette érosion se concentre majoritairement entre Merlimont-Plage et le nord de Berck-Plage (T200-300), de 1963 à 2000, avec des reculs pouvant atteindre 50 m par endroits. Le début du XXI^{ème} siècle a vu l'évolution du trait de côte devenir progradante avec un rythme moyen de 0,22 m/an puis redevenir négative durant la période de mesure la plus récente (-0,19 m/an).

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	LiDAR 2008-2013
Poulier T1-11	-0,82 m/an	-0,39 m/an	+1,38 m/an	-0,91 m/an	-0,42 m/an	+ 0,6 m/an
Poulier T12-38	+ 3,08 m/an	+ 1,07 m/an	+ 1,24 m/an	+ 0,25 m/an	+ 1,9 m/an	+1,55 m/an
Le Touquet-Berck T75-300	- 0,30 m/an	- 0,20 m/an	+ 0,22 m/an	- 0,19 m/an	- 0,19 m/an	+0,47 m/an

Tab. III-6 : Rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes de mesure pour la portion de littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.

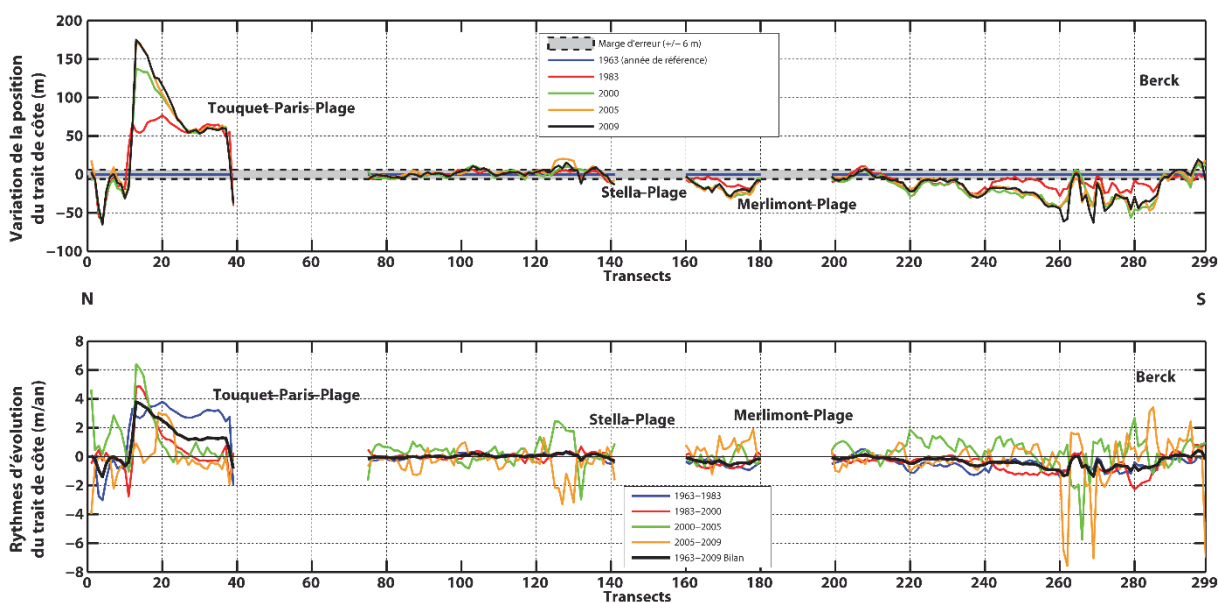


Fig. III-35: Evolution du trait de côte du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer entre 1963 et 2009.

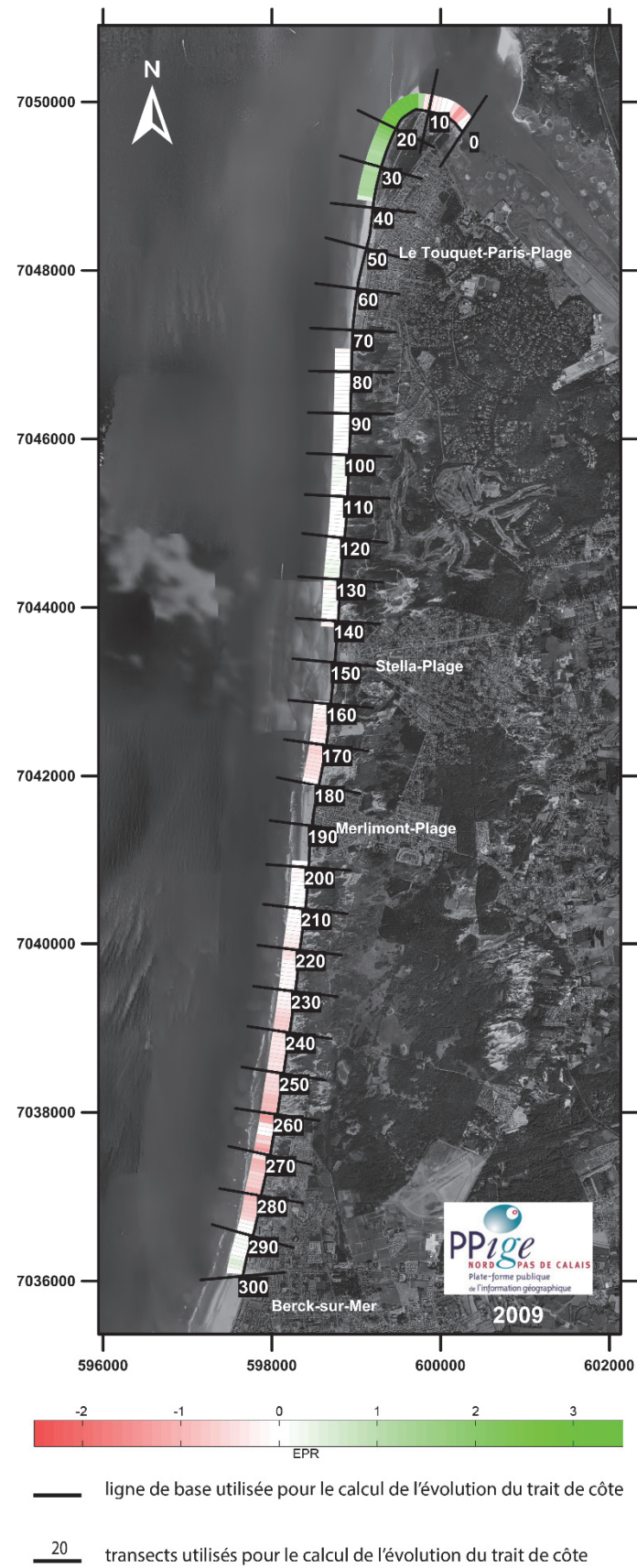


Fig.III-36 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.

Le nombre d'observations annuelles de hauts niveaux d'eau pouvant venir éroder le pied de dune est l'une des pistes pouvant expliquer l'érosion qui a touché cette portion de littoral essentiellement entre 1963 et 2000. La figure **III-37** présente les niveaux d'eau ayant atteints et dépassés l'altitude du niveau PHMA (5,09 m IGN69) lors de l'ensemble de la période d'étude pour le marégraphe de Boulogne-sur-Mer. Aucun de ces niveaux d'eau n'a atteint ou dépassé l'altitude du niveau correspondant à une période de retour décennale (5,49 m IGN69). Bien que présentant d'importantes lacunes de données dans les années 1990 notamment, ces mesures de hauts niveaux d'eau montrent que les périodes 1963-1983 et 1983-2000 ont connu au total 47 niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m IGN69 (PHMA), soit 1,74/an. La deuxième moitié des années 1980 est particulièrement riche en hauts niveaux d'eau, avec un maximum de 10 occurrences pour la seule année 1988 (**Fig. III-37**). Les deux périodes temporelles les plus récentes présentent quant à elle 15 niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m IGN69, soit 1,67 /an.

Les données de vitesse des vents d'afflux enregistrées à la station météorologique de Boulogne-sur-Mer sont présentées par la figure **III-38**, sous la forme de pourcentages des données annuelles totales disponibles. Hormis une période 2005-2009 caractérisée par une moyenne inférieure à 20 % d'observations, les vents d'afflux modérés (≥ 8 m/s) ne présentent pas de tendances significatives, même pour les événements ayant duré au moins 24h. Par contre l'analyse de vents plus forts (≥ 16 m/s) montre que les années 1970-1980 ont connu une multitude d'événements venteux de ce type. Couplés à une durée minimale de 24h, plusieurs années remarquables peuvent être mises en évidence : 1971, 1974, 1979, 1988, 1990 et 2000. Aucun événement de ce type n'est observé depuis le début du XXI^{ème} siècle, confirmant ainsi la décroissance du nombre de vents ≥ 16 m/s observés à partir du début des années 2000 (**Chaverot, 2006**).

Ces analyses des conditions météo-marines convergent avec les observations de l'évolution du trait de côte. En effet, les deux premières périodes interannuelles, de 1963 à 2000 présentent un recul du trait de côte alors que l'intensité des forçages météo-marins a été plus élevée. A contrario, la baisse d'activité de ces agents coïncide avec le regain de formé observé pour le trait de côte au début des années 2000.

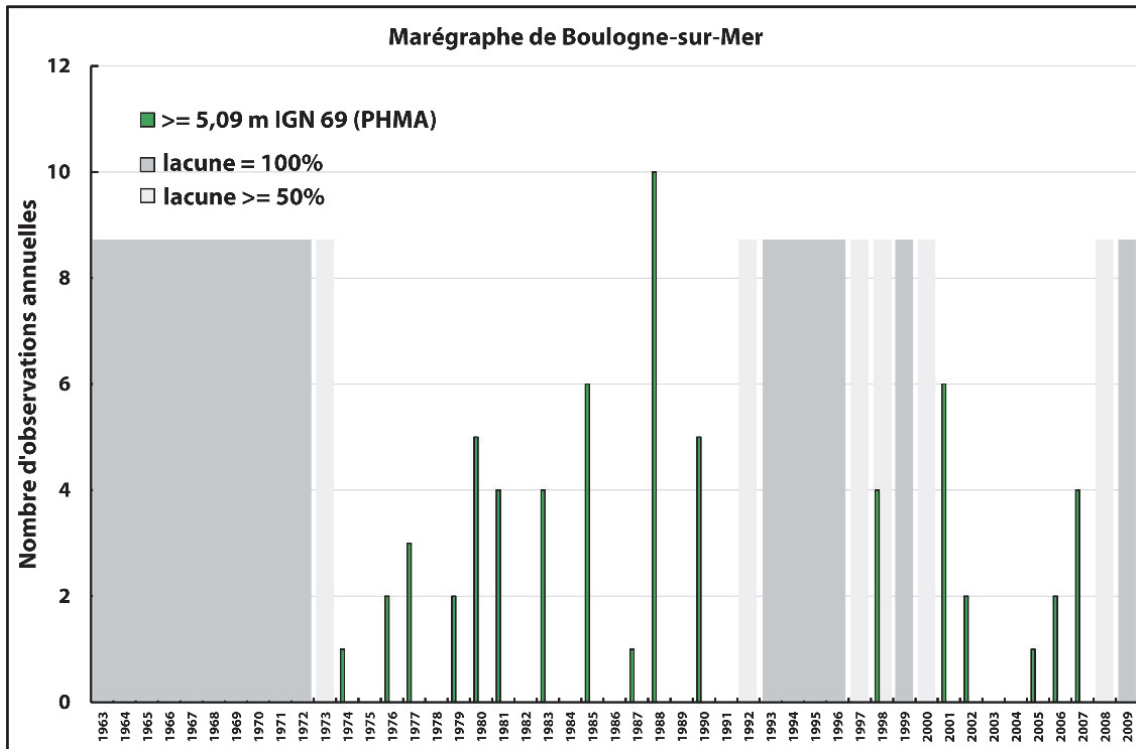


Fig. III-37 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m (PHMA) atteints depuis 1963 au marégraphe de Boulogne-sur-Mer (en mètres IGN 69).

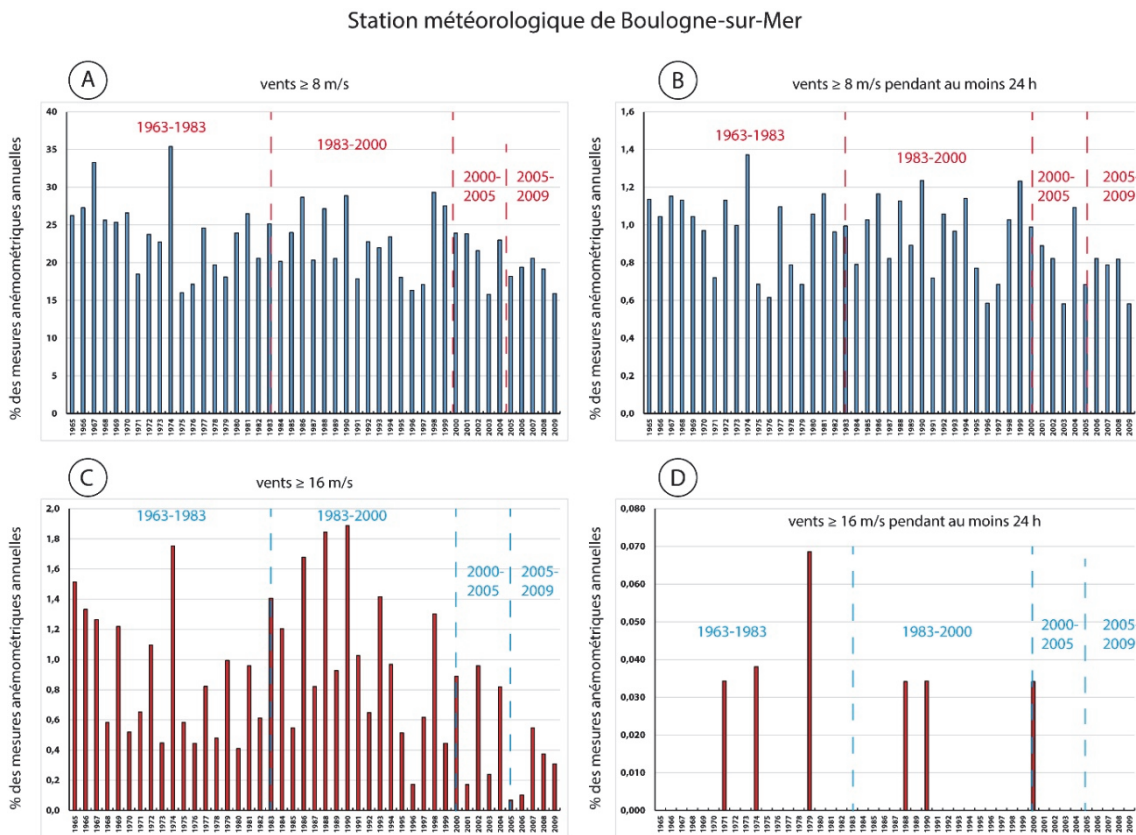


Fig. III-38 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Boulogne-sur-Mer de 1963 à 2009. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 (LiDAR)

Nous avons vu qu'à moyen-long terme le littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer présente une évolution contrastée de son linéaire côtier. En effet, on observe une progradation importante du trait de côte au nord de la station balnéaire du Touquet-Paris-Plage, témoignant de l'accumulation sédimentaire du poulcier de l'estuaire de la Canche, et à contrario, un faible recul du trait de côte au niveau des massifs dunaires situés entre le Touquet-Paris-Plage et Berck-sur-Mer.

Grâce aux données LiDAR, nous avons déterminé l'évolution du trait de côte à court-terme entre mai 2008 et décembre 2013 pour cette portion de littoral. Les figures **Fig. III-39**, **Fig. III-40** et le tableau **Tab. III-6** présentent le rythme d'évolution du trait de côte pour le littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer pour cette période temporelle.

Le poulcier interne (T1-11) présente un rythme d'évolution du trait de côte faiblement positif (+0,6 m/an, **Tab. III-6**) alors qu'il ne présentait auparavant que des évolutions négatives de son linéaire côtier (**Fig. III-35**). Le reste du poulcier (T12-38) présente un rythme élevé de progradation de son trait de côte (+ 1,55 m/an), ce qui correspond environ au taux global précédemment décrit pour la période de mesure 1963-2009 (**Tab. III-6**). Malgré quelques ponctuelles zones présentant un recul du trait de côte, le reste du linéaire côtier des massifs dunaires picards localisés entre le Touquet-Paris-Plage et Berck-sur-Mer présente un rythme d'évolution positif (+ 0,47 m/an), alors que le bilan à moyen-long terme était plutôt négatif sur cette zone du littoral (- 0,19 m/an). Cette évolution récente positive est plus marquée entre les stations balnéaires de Stella-Plage et Merlimont-Plage (+ 0,73 m/an) et au nord de Berck-sur-Mer (+ 0,62 m/an), secteur qui était auparavant le plus touché par l'érosion.

Cette évolution positive est d'autant plus significative du fait que le trait de côte le plus récent date du 6 décembre 2013, après un mois de novembre et un début de mois de décembre marqués par plusieurs coups de vents et tempêtes qui ont érodé le pied de dune sur l'ensemble du littoral de ce secteur (**Fig. III-41**). Cette érosion s'est produite à la faveur de trois niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m IGN69 (altitude du PHMA) dont un supérieur à 5,49 m IGN69 (période de retour décennale) (**Fig. III-42**). Par contre l'année 2013 ne présente pas plus d'occurrences de vents d'afflux ≥ 8 m/s et ≥ 16 m/s que les années précédentes (**Fig. III-43**).

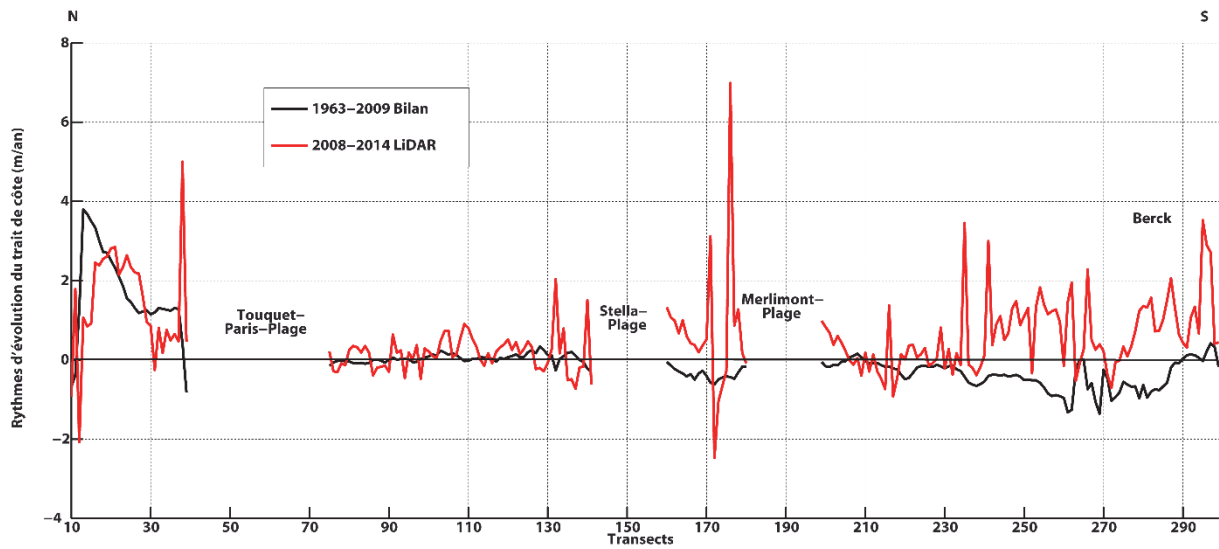


Fig. III-39 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.

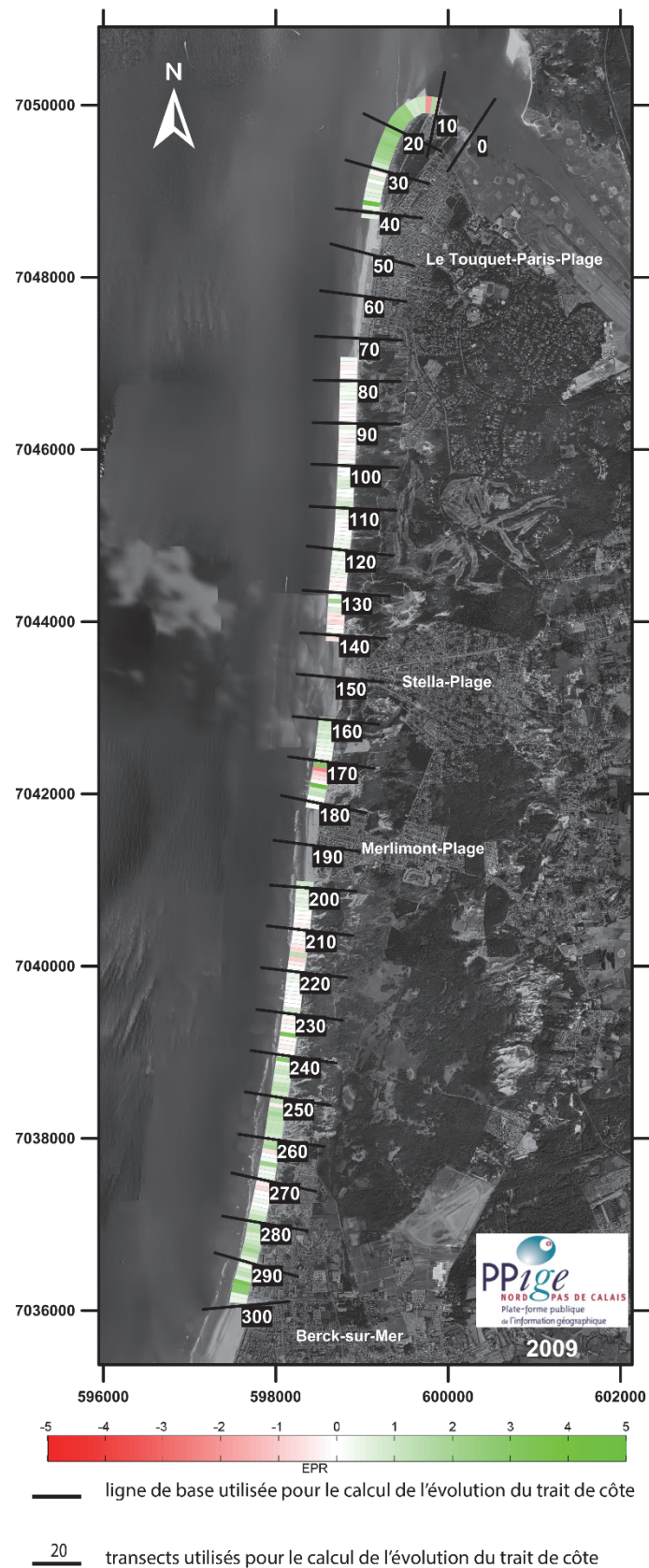


Fig. III-40 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.



Fig. III-41 : Illustration de l'érosion du front dunaire entre Merlimont-Plage et Berck-sur-Mer suite aux coups de vents de novembre 2013 (clichés pris le 07/11/2013 par Adrien Cartier).

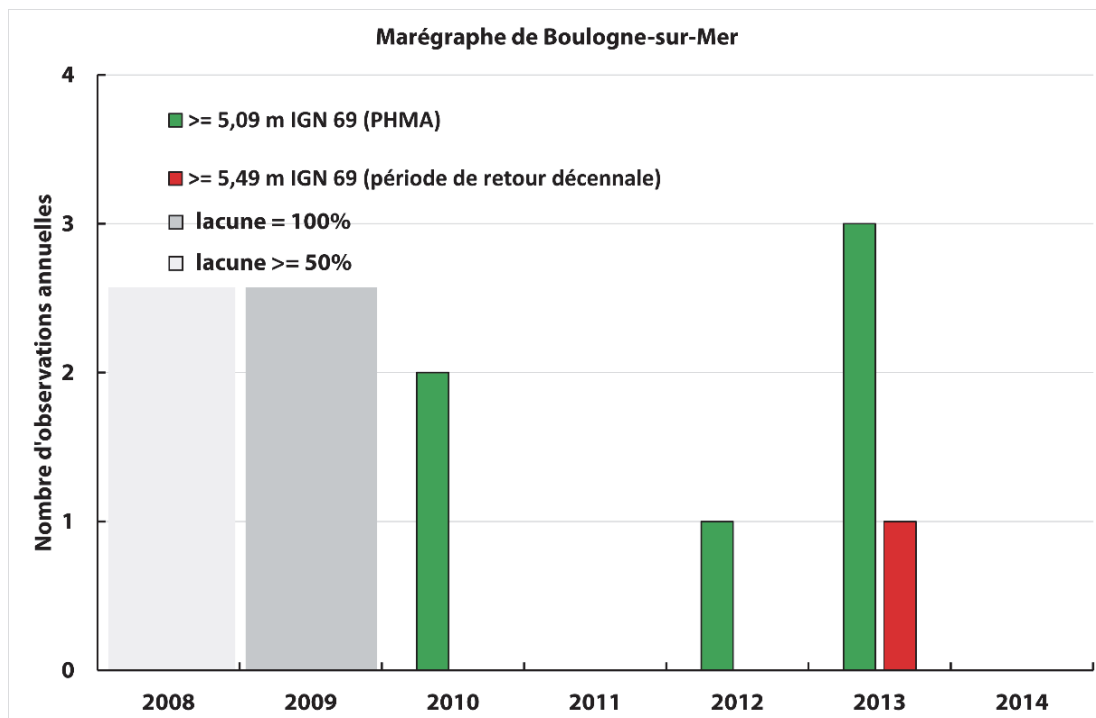


Fig. III-42 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m (PHMA) et 5,49 m (période de retour décennale) depuis 2008 pour le marégraphe de Boulogne-sur-Mer (en mètres IGN 69).

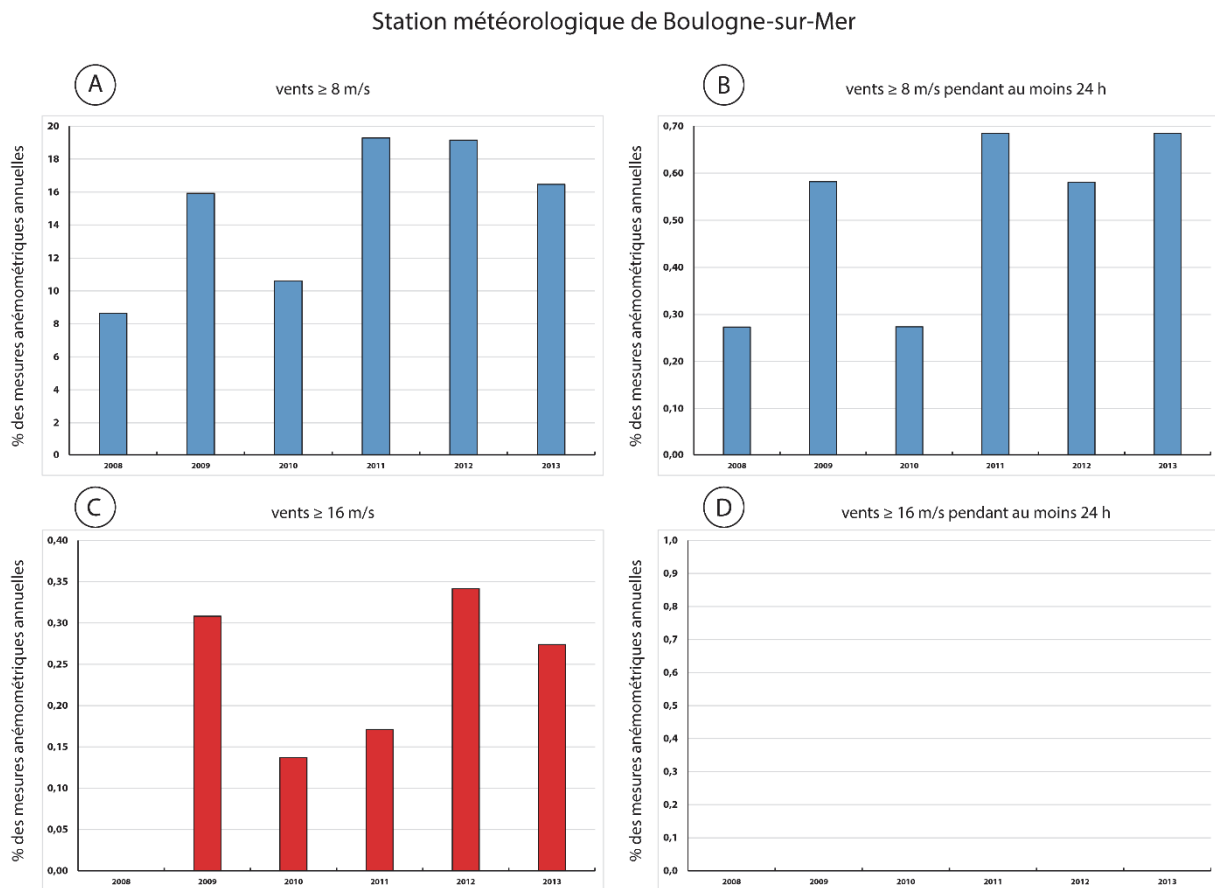


Fig. III-43 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Boulogne-sur-Mer de mai 2008 à décembre 2013. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.

2. Littoral allant de Sainte-Cécile à Equihen-Plage

a. Caractéristiques morphologiques

D'une longueur d'environ 10 km, cette portion de littoral rectiligne orientée sud-nord de la région NPDC est bordée par la Manche. Associé à un marnage macrotidal de plus de 7 m en vives eaux, l'estran peut se découvrir sur une largeur supérieure à 600 m lors de telles conditions. Les dunes associées à cet estran sont les plus septentrionales des dunes dites picardes. Au nord d'Hardelot, le massif dunaire est composé d'une dune bordière de 15 à 20 m de hauteur (**Fig. III-44**) puis de grandes dunes paraboliques transgressives qui ont été recouvertes par une forêt de conifères (forêt d'Ecault). Au sud d'Hardelot, ces grandes dunes transgressives sont venues se plaquer sur la paléo-falaise crétacée, pouvant former des reliefs plus élevés comme le Mont-Saint-Frieux (altitude 150 m IGN69). La largeur du massif dunaire s'accroît du nord vers le sud pour atteindre 3 à 4 km. Par contre dans ce secteur, le cordon dunaire bordier présente une altitude plus modeste, en moyenne inférieure à 10 m d'altitude (**Fig. III-45** et **Fig. III-46**). Entre ces dunes élevées et le cordon dunaire bordier s'étend une zone sableuse plane et basse, appelée panne, souvent humide à cause de résurgences de la nappe phréatique (**Chaaban**

et al., 2011). Les fronts de mer des stations balnéaires de Hardelot-Plage et Sainte-Cécile présentent une digue de protection (Fig. III-47).

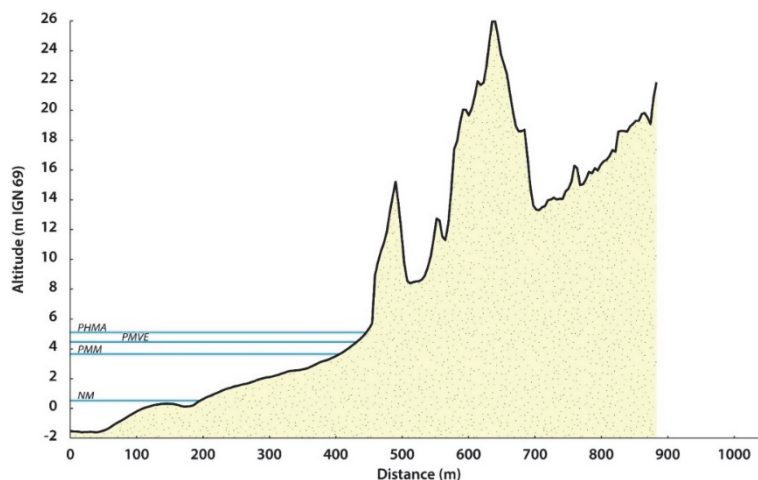


Fig. III-44 : Coupe topographique type massif dunaire situé entre Equihen-Plage et Hardelot-Plage, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

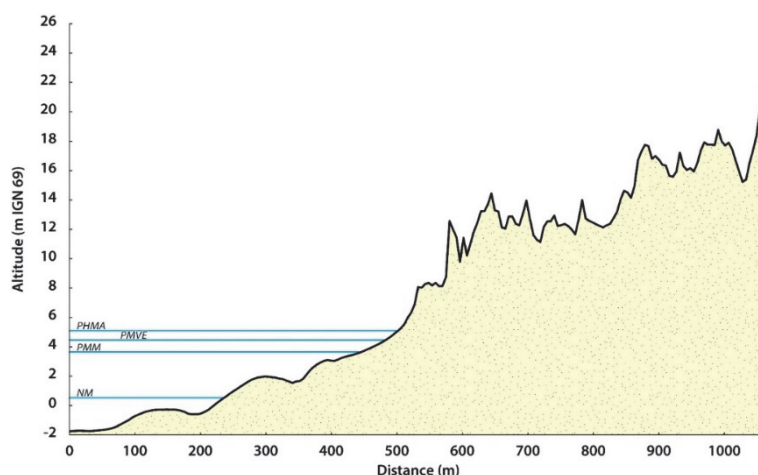


Fig. III-45 : Coupe topographique type massif dunaire situé entre Hardelot-Plage et Sainte-Cécile, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.



Fig.III-46: Vue du cordon dunaire entre Hardelot-Plage et Sainte-Cécile (cliché pris par Adrien Cartier).

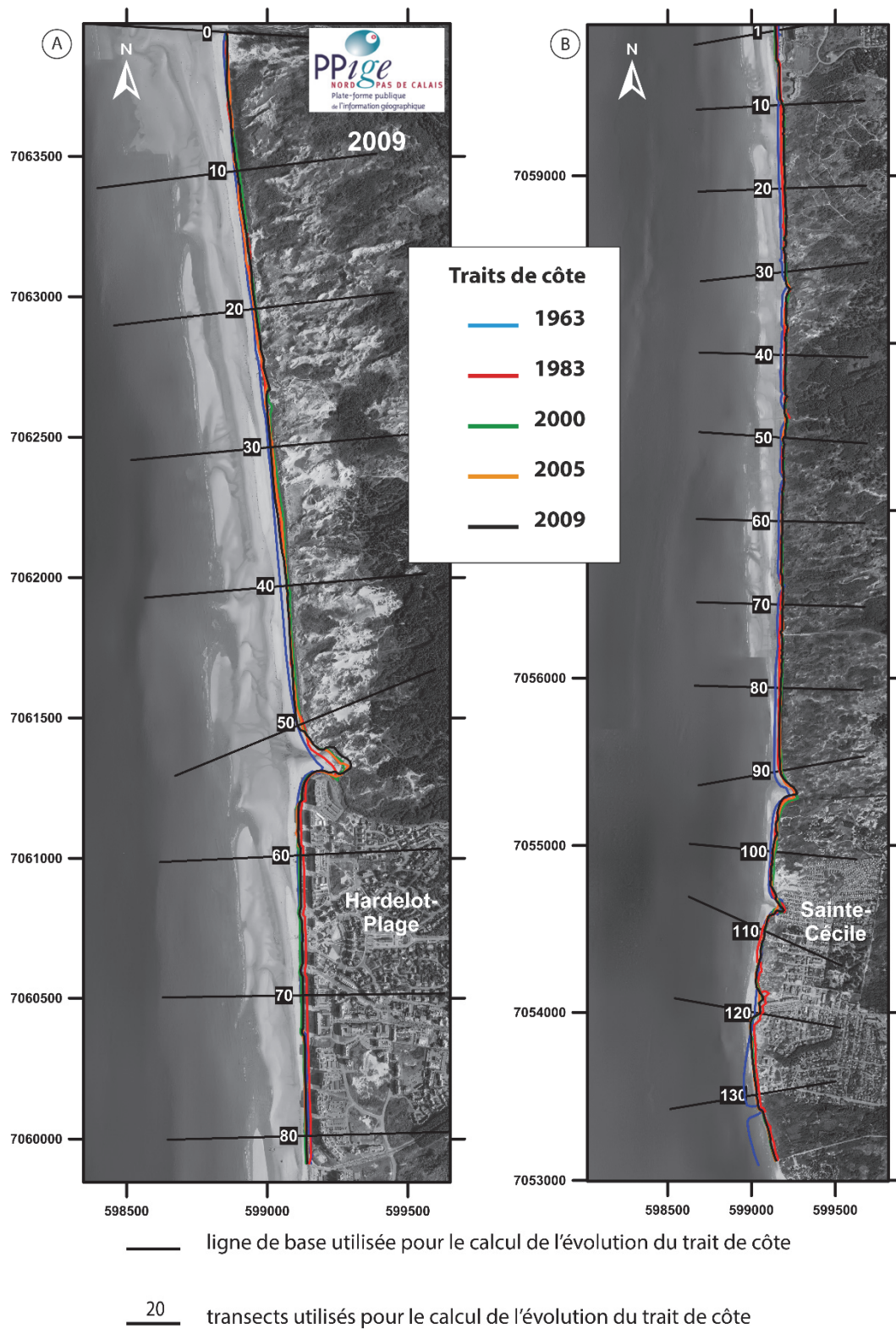


Fig. III-47 : Présentation du littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage (A) et de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile (B) et traits de côte associés.

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

Au nord d'Hardelot, du transect 0 au transect 50 (Fig. III-48 A), la variation de la position du trait de côte présente un bilan faiblement négatif sur la période 1963-2009.

Le recul moyen constaté est d'environ 14 m (-0,3 m/an) (**Fig. III-48B**) avec un maximum de -22 m (-0,48 m/an) observé aux alentours du transect n° 25. Une forte érosion est constatée juste au nord d'Hardelot-Plage, au niveau de l'embouchure du petit fleuve côtier « la Becque », avec un recul du trait de côte de - 106 m (-2,3 m/an). Si l'on regarde les rythmes d'évolution du trait de côte selon les différentes périodes de mesures (**Tab. III-7**), la période 1963-1983 est la plus marquée par de l'érosion avec un rythme moyen de recul de -0,73 m/an. La période suivante, de 1983 à 2000, est un peu moins marquée par l'érosion (-0,3 m/an en moyenne) tandis que le début du XXI^{ème} siècle a vu une évolution du trait de côte devenir positive avec un rythme moyen de 1,11 m/an. Globalement comprise dans la marge d'erreur, l'évolution de la position du rivage présente une tendance stable pour la période d'étude la plus récente, de 2005 à 2009.

Au sud d'Hardelot-Plage, jusqu'à la station balnéaire de Sainte-Cécile, le trait de côte présente les mêmes évolutions qu'au nord d'Hardelot (**Fig. III-49 A**). Les rythmes moyens pour les périodes de mesures montrent cette tendance similaire, avec une plus forte érosion lors de la période d'étude la plus ancienne (**Fig. III-49 B**). L'érosion la plus forte s'est produite juste au sud de la digue-perré de Sainte-Cécile, avec un recul global de la position du trait de côte atteignant 118 m (-2,55 m/an).

Ce secteur de la Côte d'Opale présente les mêmes tendances évolutives présentées précédemment pour le secteur du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer. En effet, les deux périodes temporelles les plus anciennes (1963 à 2000) montrent des évolutions négatives de la position du trait de côte les plus marquées (**Tab. III-7**), ce qui coïncide avec le plus grand nombre d'occurrences des hauts niveaux d'eau enregistrés par le marégraphe de Boulogne-sur-Mer (**Fig. III-37**).

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	LiDAR 2008-2013
Nord d'Hardelot	-0,73 m/an	-0,30 m/an	+1,11 m/an	-0,05 m/an	-0,30 m/an	+0,17 m/an (+0,03 m/an)
Hardelot à Sainte- Cécile	- 1,3 m/an	-0,25m/an	+ 0,64 m/an	-0,18 m/an	- 0,23 m/an	+0,22 m/an

Tab. III-7: Rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes de mesure pour la portion de littoral allant du nord d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile.

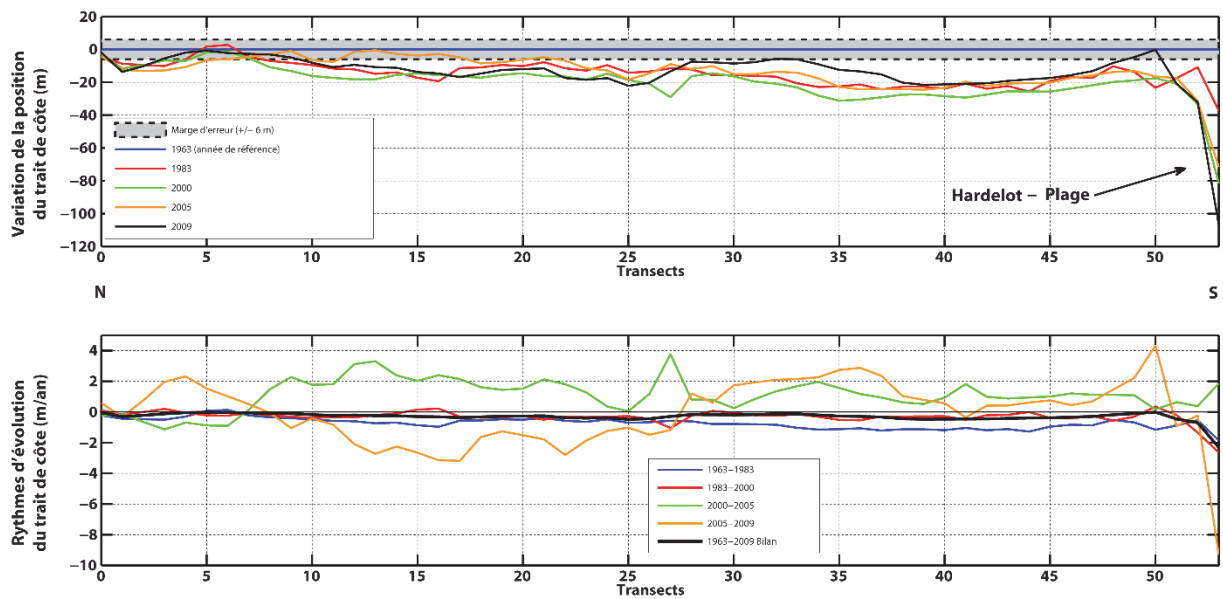


Fig. III-48 : Evolution du trait de côte au nord d'Hardelot-Plage entre 1963 et 2009.

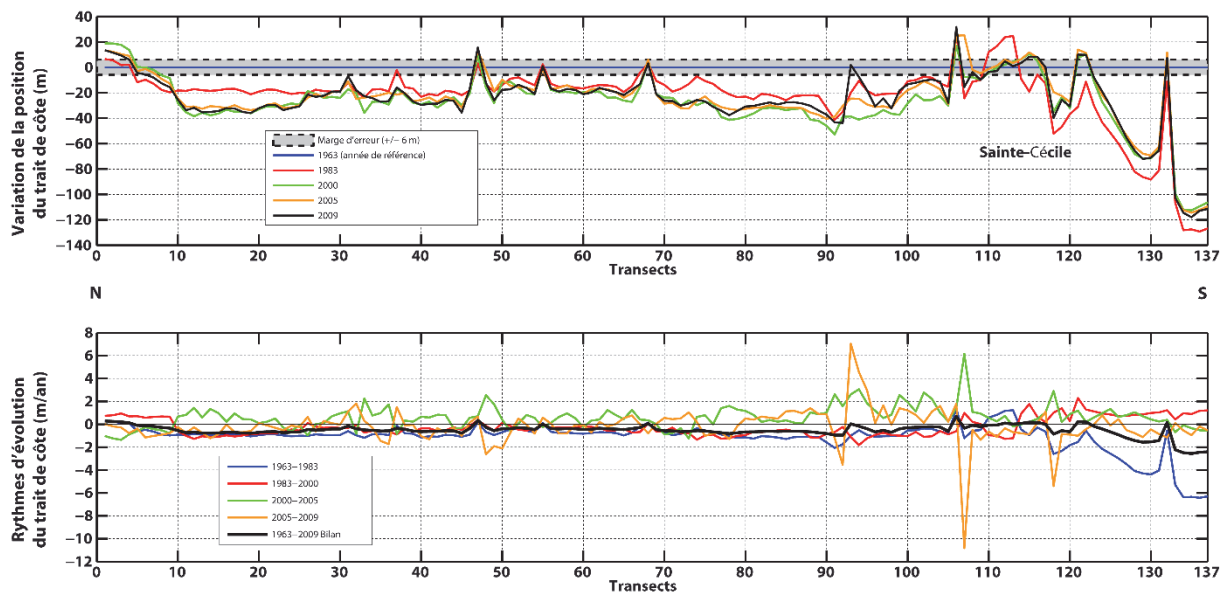
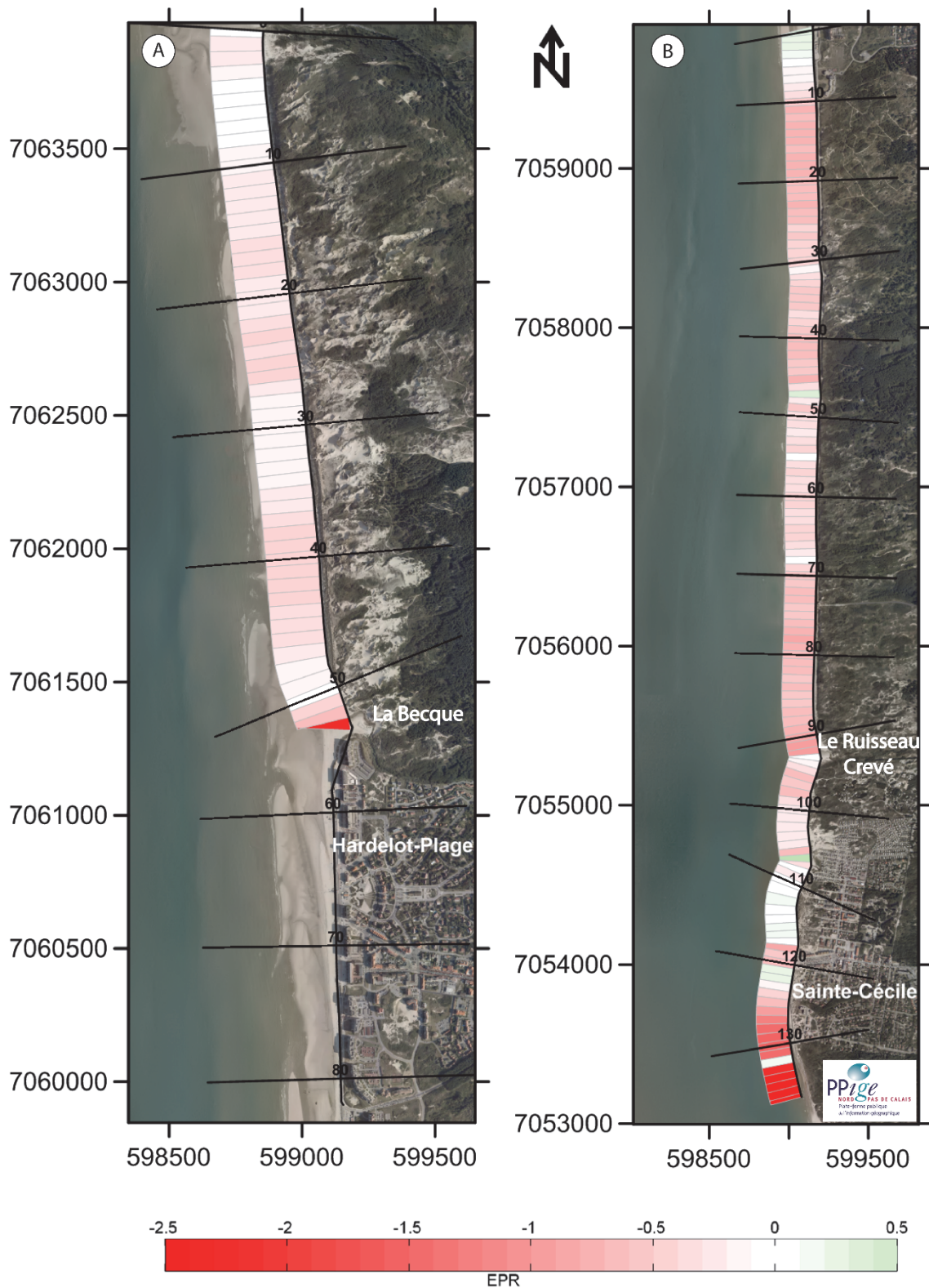


Fig. III-49 : Evolution du trait de côte au nord d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile entre 1963 et 2009.



— ligne de base utilisée pour le calcul de l'évolution du trait de côte

- - - transects utilisés pour le calcul de l'évolution du trait de côte

Fig. III-50 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage (A) et de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile (B).

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 (LiDAR)

Nous avons vu précédemment que le littoral s'étendant du nord d'Hardelot-Plage jusqu'à Sainte-Cécile a été globalement touché par un recul du trait de côte à un rythme peu élevé de 0,2 à 0,3 m/an. A court terme et pour la période la plus actuelle (2008-2013), le rythme d'évolution du trait de côte au nord d'Hardelot-Plage montre une très grande stabilité, la courbe d'évolution du trait de côte pour cette période étant pratiquement confondue avec l'axe correspondant au 0 (**Fig. III-51**). Seul le transect n°53, le plus proche d'Hardelot-Plage et correspondant à l'embouchure du petit fleuve côtier « la Becque », montre une forte progradation de son linéaire côtier (+7,7 m/an). Le rythme moyen d'évolution de ce secteur littoral pour la période la plus récente est de + 0,17 m/an (**Tab. III-7**) mais chute à + 0,03 m/an si l'on ne prend pas en compte l'avancée spectaculaire du trait de côte décrite au niveau du transect n°53.

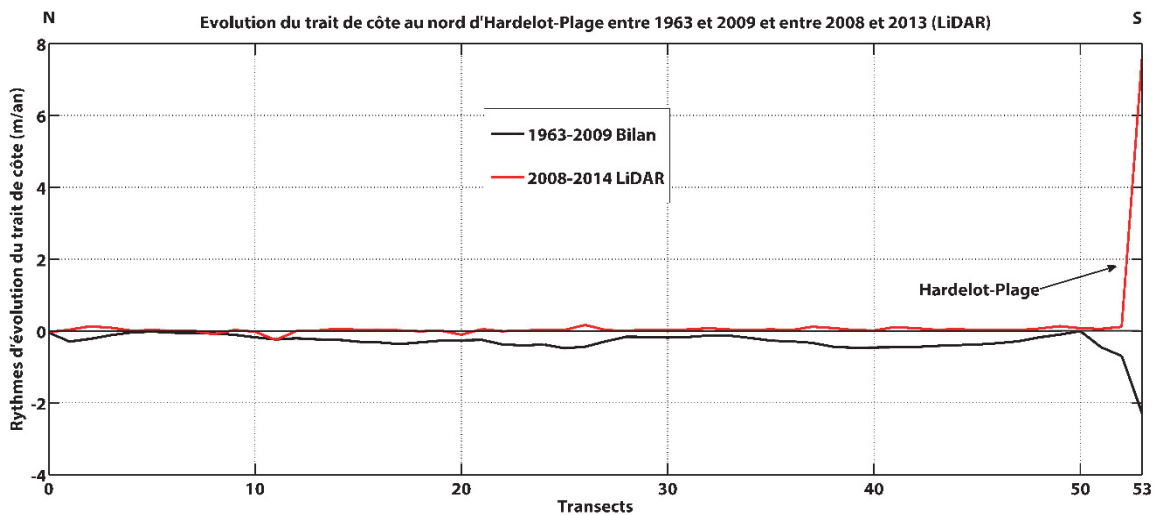


Fig. III-51 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage.

La portion de littoral s'étendant au sud d'Hardelot-Plage jusqu'à la station balnéaire de Sainte-Cécile présente des variations de traits de côte plus marquées à court terme. En effet, de nombreux transects de mesures présentent des rythmes d'évolution positifs pouvant atteindre voire dépasser les 2 m/an (**Fig. III-52**). C'est particulièrement le cas entre les transects n° 20 à 30, 36 à 46 et 60 à 70 (**Fig. III-52** et **Fig. III-53**). Des rythmes d'évolution négatifs sont également ponctuellement observés, pouvant atteindre 1,5 m/an, au niveau des transects n°31 à 35 et plus particulièrement au niveau des dunes situées au nord de la digue-perré de Sainte-Cécile (T100-115). Une zone située autour du transect n°90 est particulièrement plus dynamique que les autres sur ces cinq dernières années de calcul. En effet, les transects n° 90 à 92 présentent un rythme de recul du trait de côte de -1,5 m/an tandis que le transect n° 93 présente un très fort de progradation

du front dunaire (+ 11,5 m/an) soit environ une avancée d'une soixante de mètre du trait de côte. Cette dynamique remarquable témoigne de la mobilité de l'embouchure du « Ruisseau Crevé » située à cet endroit.

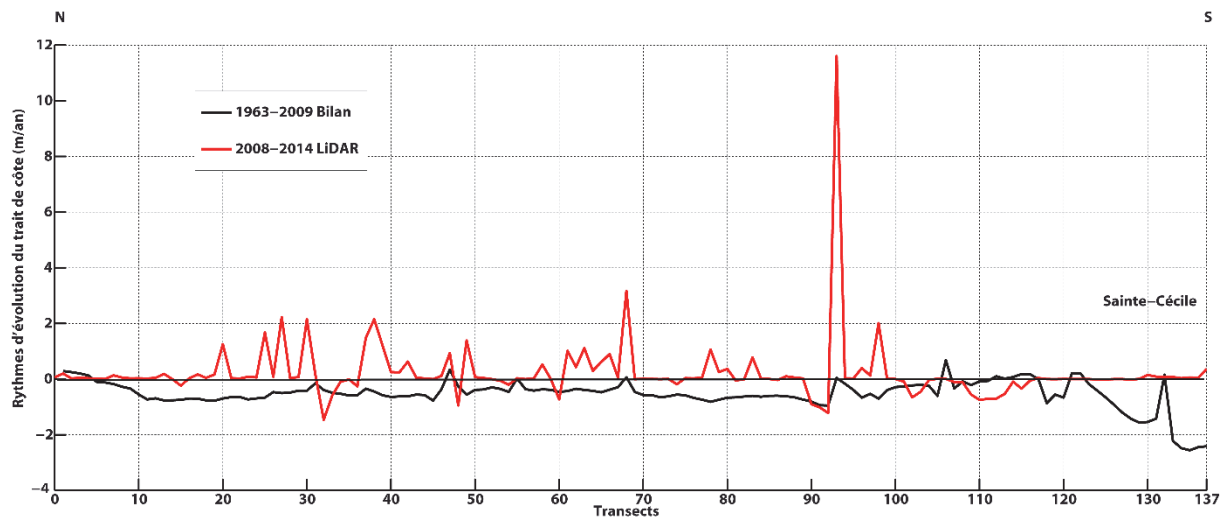


Fig. III-52 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile.

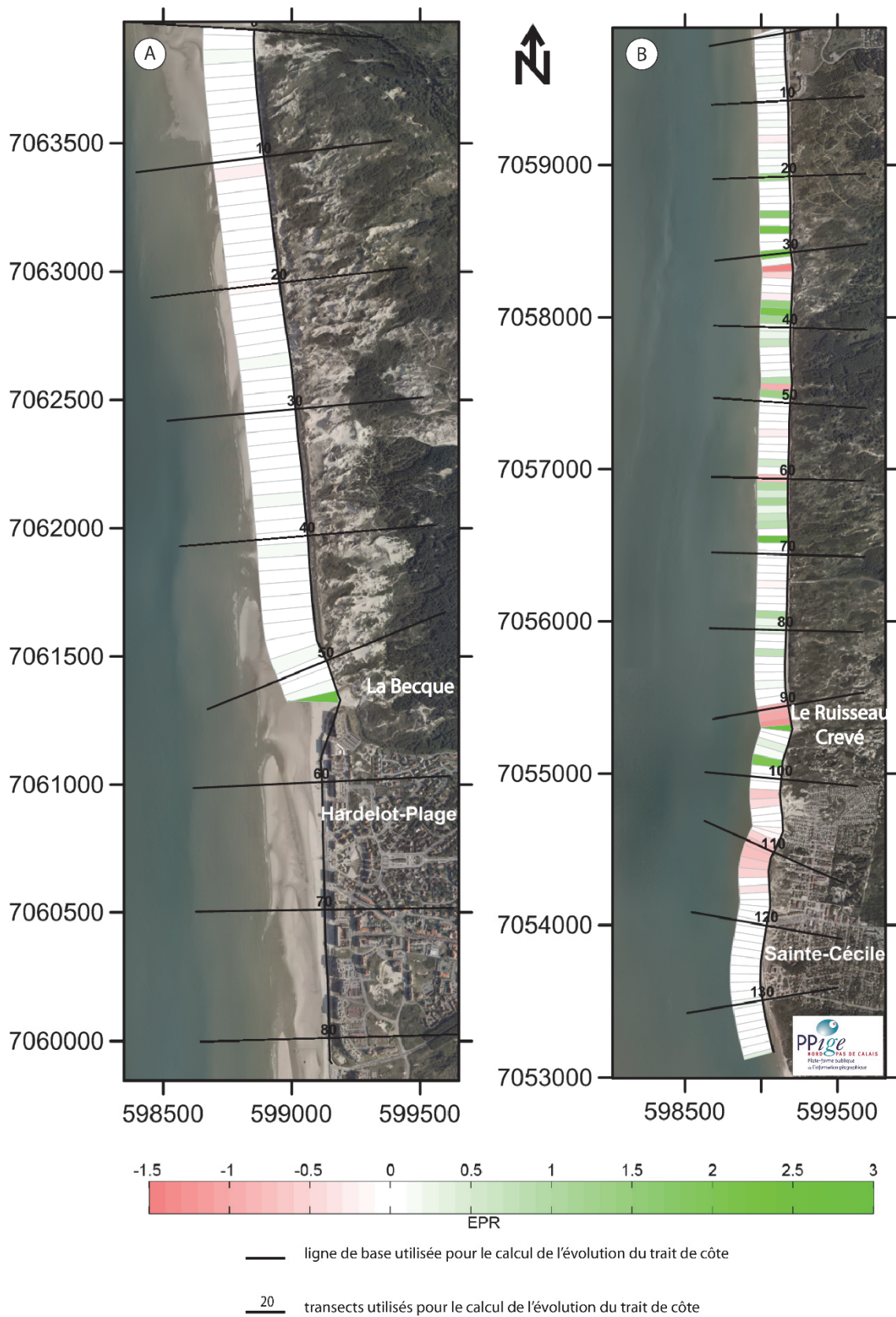


Fig. III-53 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2013 pour le secteur littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage (A) et de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile (B)

3. Evolution du littoral des estuaires de la Canche et de l'Authie

a. Caractéristiques morphologiques

Entaillant la plaine maritime picarde selon une direction WNW-ESE, les estuaires de la Canche et de l'Authie présentent des caractéristiques morphologiques similaires. En effet, à l'instar de l'estuaire de la Somme situé plus au sud, ces estuaires dits de type picard (**Briquet, 1930**) présentent une progradation de leur rive sud (poulier) et une érosion de leur rive nord (musoir). Cette caractéristique provoque le déplacement vers le nord des axes de ces estuaires. Soumis à un marnage macrotidal de plus de 8 m, ces fleuves jouent le rôle de barrage hydraulique (**Dobroniak et Anthony, 2002**), captant une partie du transit sédimentaire de la dérive littorale orientée sud-nord le long de la façade Manche du littoral de la Côte d'Opale, et favorisant ainsi la formation d'une accumulation sableuse dénommée poulier sur leur rive sud. Ces pouliers permettent le développement et la progradation d'une flèche libre. L'accumulation sédimentaire des pouliers étant prépondérante par rapport aux faibles débits de ces fleuves, le chenal est dévié sur la rive nord des estuaires, entraînant une érosion et la formation d'un musoir. L'érosion du trait de côte est un donc un phénomène récurrent dans ces deux estuaires, et ce depuis au moins le XVIII^{ème} siècle. Ce recul a été estimé à environ 600 m depuis 1878 dans la baie d'Authie, soit une moyenne de 5 m/an (**Dobroniak et Anthony, 2002**). Cet énorme sapement de la rive nord entraîne une redistribution des sédiments à l'intérieur de l'estuaire, formant des accumulations sableuses dénommées contres-pouliers en amont du musoir. Pour la baie d'Authie, le contre-poulier, dénommé Bec du Perroquet en raison de sa forme, est particulièrement bien développé (**Fig. III-57, Fig. III- 58 et Fig. III-59**). En effet, il présente plusieurs cordons dunaires successifs ainsi que des petites dunes embryonnaires qui témoignent de l'accrétion de cette zone de l'estuaire. En se dirigeant vers l'amont, ces estuaires présentent des slikkes et des schorres, dénommés « mollières » en langage picard.

Par l'action combinée de la houle et de la marée, des apports massifs de sables tendant à combler ces estuaires picards. En complément de ces apports sableux, une sédimentation fine participe à ce comblement au niveau des mollières (**Deloffre et al., 2007 ; Marion et al., 2009**). Ce phénomène est amplifié par les aménagements anthropiques débutés depuis plusieurs siècles par des poldérisations et endiguements successifs (**Dobroniak, 2000**).

Le cordon dunaire de la rive nord de la baie d'Authie est caractérisé par une diversité morphologique. Au niveau de l'Anse des Sternes, le cordon dunaire présente une morphologie assez abrupte, avec une altitude moyenne assez élevée, pouvant dépasser 20 m IGN69 (**Fig. III-60**). Plus au sud, localisée entre l'Anse des Sternes et le Bois de Sapins (**Fig. III- 58**), la Grande Dune culmine à 28 m d'altitude pour une largeur de 200 m (**Fig. III-59**). Toujours mobile, cette dune continue de migrer vers l'intérieur des terres. Du fait de l'intense érosion qui affecte ce secteur de la rive nord de la baie d'Authie, le

cordon dunaire du Bois de Sapins ne présente plus qu'une altitude inférieure à 8 m IGN69 (Fig. III-62), ce qui rend ce secteur particulièrement vulnérable aux hauts niveaux d'eau.

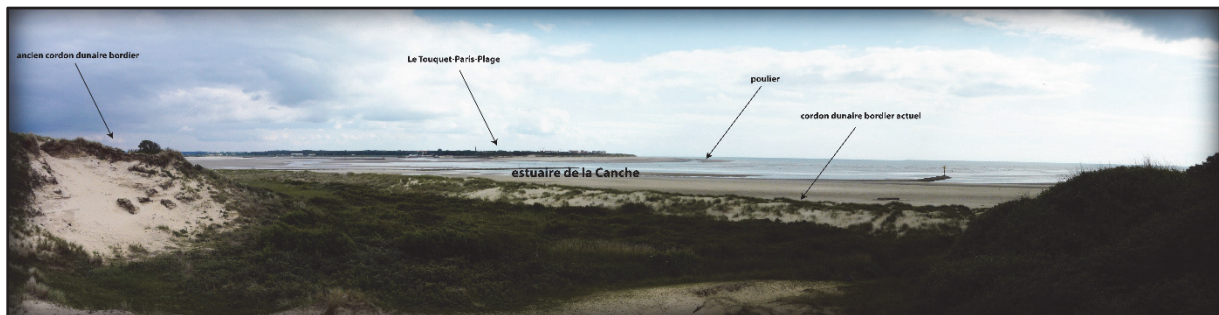


Fig. III-54 : Vue de l'estuaire de la Canche depuis les dunes de Camiers (rive nord de l'estuaire)(clcihé pris par Adrien Crapoulet).

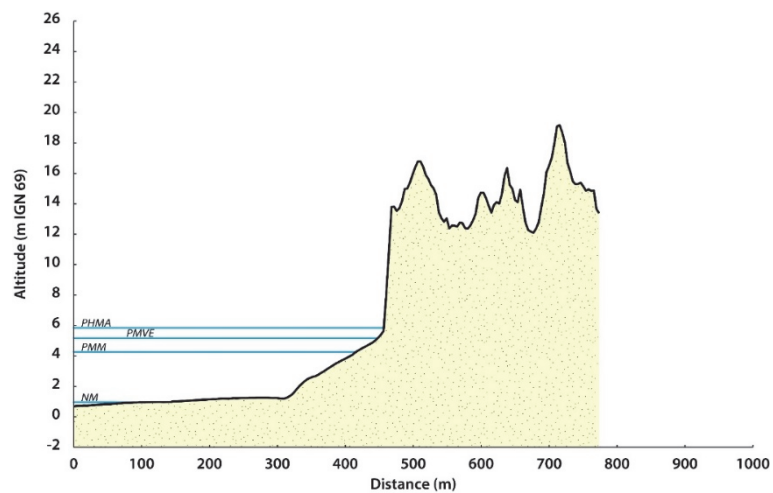


Fig. III-55 : Coupe topographique type du cordon dunaire de la rive nord de la baie de Canche, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

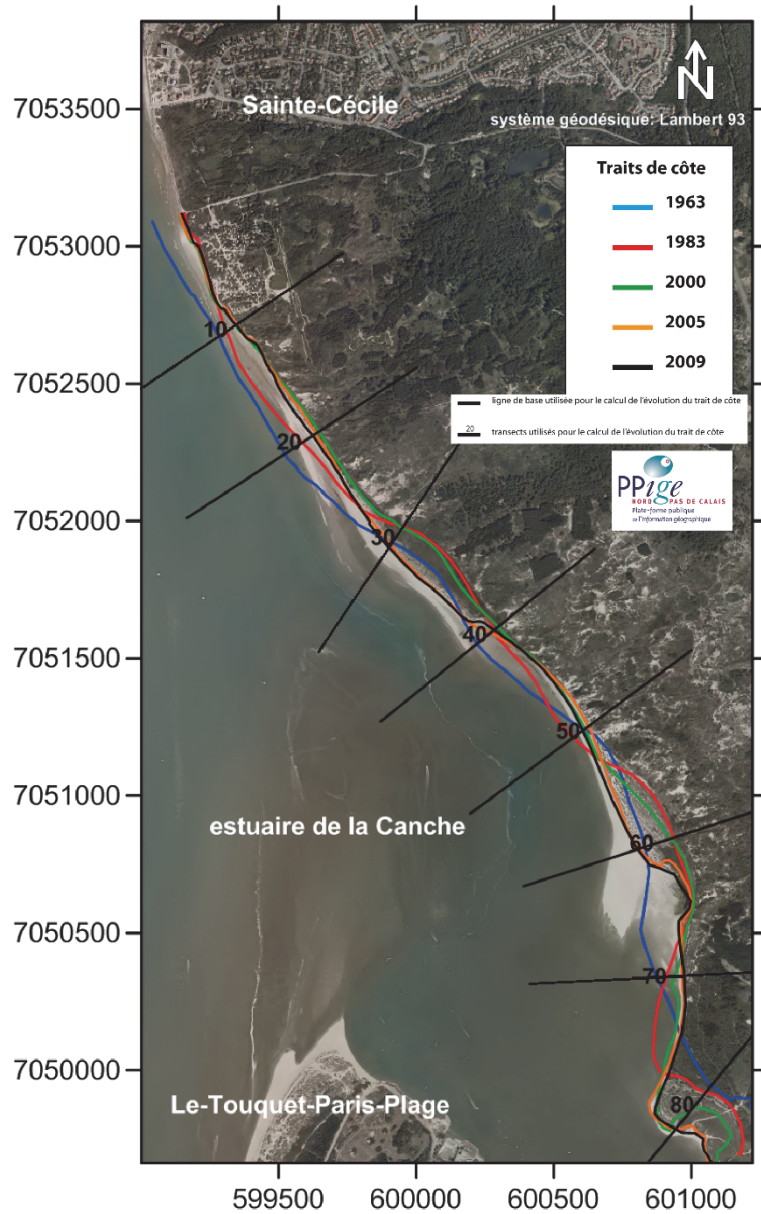


Fig. III-56 : Présentation du littoral de la rive nord de l'estuaire de la Canche et traits de côte associés.



Fig. III-57 : Vue de l'estuaire de l'Authie depuis les dunes du Bec de Perroquet (rive nord de l'estuaire) .

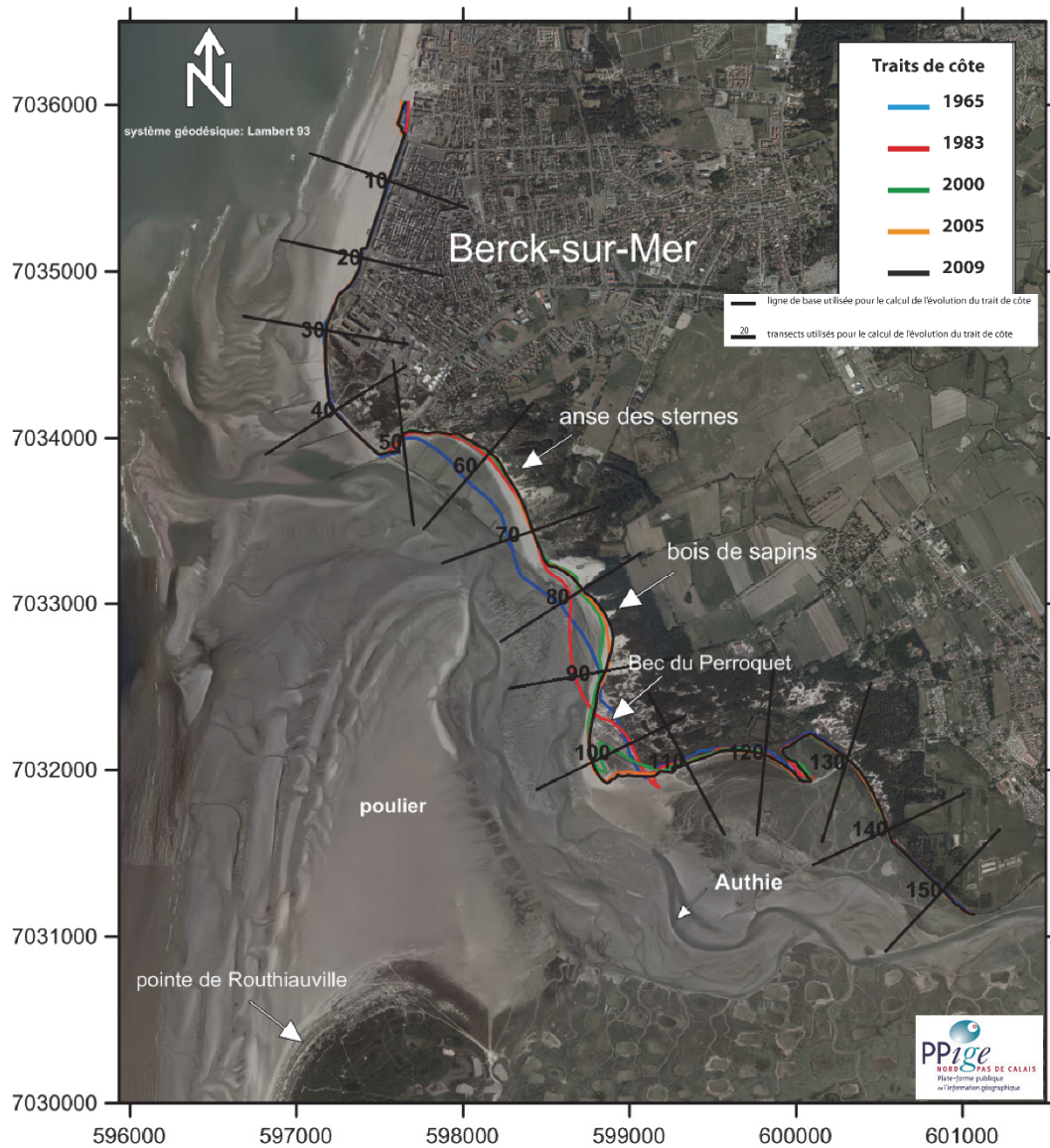


Fig. III- 58 : Présentation du littoral de la rive nord de l'estuaire de l'Authie et traits de côte associés.

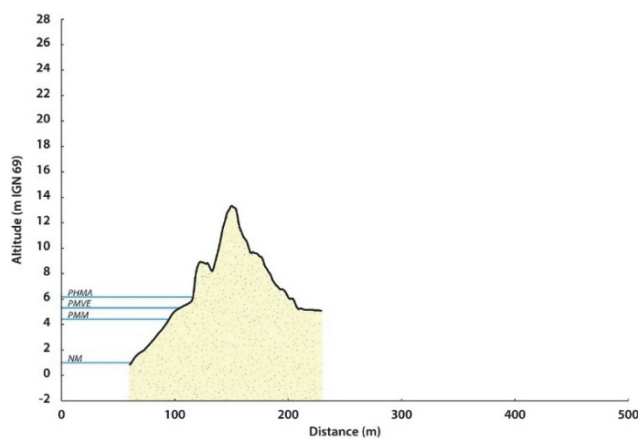


Fig. III-59 : Coupe topographique du cordon dunaire au niveau du Bec du Perroquet, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

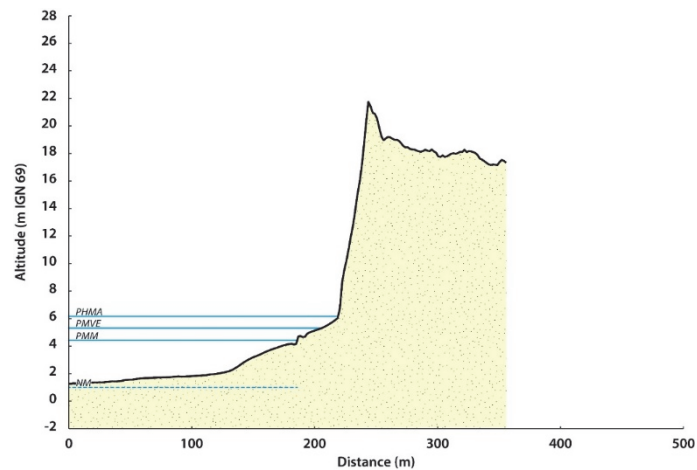


Fig. III-60 : Coupe topographique du cordon dunaire au niveau de l'Anse des Stermes, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

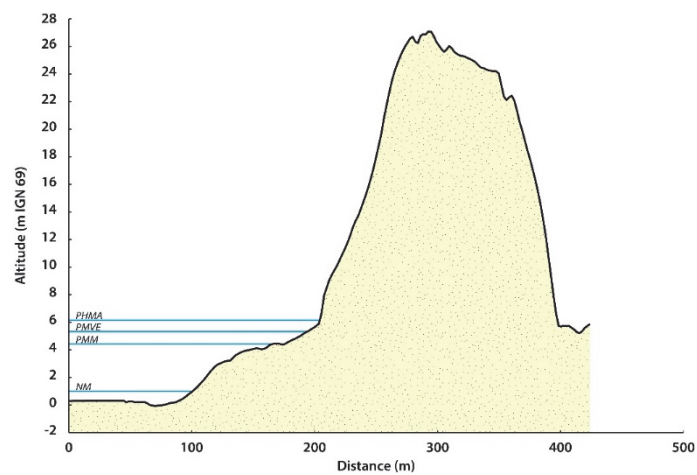


Fig. III-61: Coupe topographique de la Grande Dune, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

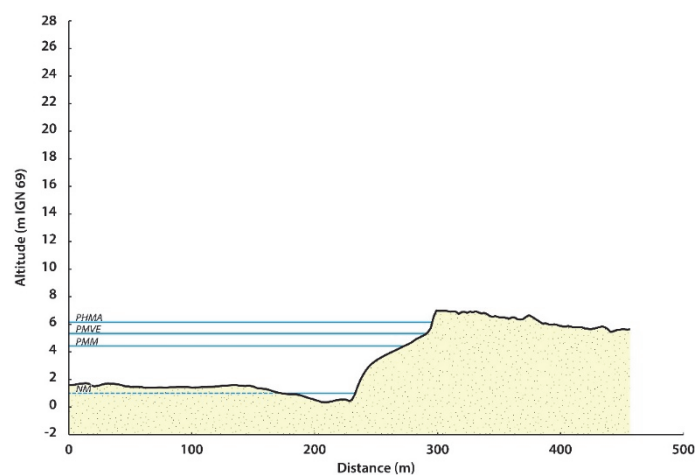


Fig. III-62 : Coupe topographique du cordon dunaire du Bois de Sapins, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

b. Evolution du trait de côte de la rive nord de la baie de Canche entre 1963 et 2009

Sur l'ensemble de la période d'étude le rythme global mesuré est $-0,6$ m/an (**Tab. III-8**) mais on peut remarquer que l'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie de Canche montre une alternance de secteurs en érosion et en accrétion (**Fig. III-57**). A partir de ce constat, le secteur d'étude a été découpé en 6 sous-parties pour mieux décrire l'évolution de la position du trait de côte pendant les différentes périodes de mesures (**Fig. III- 58**). La zone la plus au nord de la baie, Z1, correspond au musoir de l'estuaire tandis que la zone la plus au sud, Z6, correspond au contre-poulrier.

La première période interannuelle, de 1963 à 1983, présente une forte érosion sur la quasi-totalité du site. Le recul moyen est de l'ordre de -40 m soit environ -2 m/an. Des six zones délimitées précédemment, seule la zone Z6 correspondant au contre-poulrier présente une progradation du trait de côte, de l'ordre de $2,9$ m/an (**Tab. III-8**). Les zones Z1 et Z2, correspondant au musoir de l'estuaire, présentent la plus forte érosion, avec des taux dépassant les -3 m/an. La seconde période d'étude, de 1983 à 2000, voit le taux d'érosion diminuer pour l'ensemble du site (recul moyen de -15 m soit $-0,94$ m/an). Le taux d'érosion passe sous la barre des -3 m/an pour les secteurs Z1 et Z5 tandis que les zones Z2 et Z4 qui étaient auparavant en érosion, connaissent une inversion de la dynamique du trait de côte. Le contre-poulrier (Z6) connaît quant à lui une intensification de son accrétion, avec un rivage progradant jusqu'à plus de 50 m par endroits et une moyenne de $4,54$ m/an. Le début du XXI^{ème} siècle, entre 2000 et 2005, voit le rivage du nord de la baie de Canche prograder sur presque l'ensemble de son linéaire. En effet, le rythme moyen d'évolution du trait de côte calculé pour cette période montre une forte valeur : $+4,86$ m/an. Les avancées du trait de côte les plus fortes sont observées dans les zones Z2 et Z4 (plus de 100 m et des taux moyen de $16,26$ m/an et $12,93$ m/an, **Tab. III-8**). Le contre-poulrier Z6 connaît également une forte progression, avec un taux moyen atteignant $8,15$ m/an. Seules deux zones connaissent un recul du rivage : en aval du poulrier, la zone Z5 présente un recul moyen de $-0,27$ m/an et une petite zone de transition entre Z3 et Z4 présentant un recul d'une quinzaine de mètres, soit environ -3 m/an.

La tendance moyenne de la période d'étude la plus récente est également positive ($+ 1,37$ m/an). La zone Z4 présente le plus fort taux de progradation ($+ 3,25$ m/an) et la zone de transition Z3-Z4, décrite en érosion sur la période 2000-2005, a regagné (~ 50 m) ce qu'elle avait perdu lors de la précédente période. Le contre-poulrier présente un taux moyen d'érosion de $-1,05$ m/an à cause d'un recul de trentaine de mètres dans partie nord. Un recul similaire, très localisé, est observé au niveau de la jonction entre Z2 et Z3.

Comme pour les précédents secteurs étudiés, les périodes temporelles ayant connu un recul du trait de côte (1963-2000) coïncident avec les occurrences les plus élevés de niveaux d'eaux ayant dépassés l'altitude du PHMA (**Fig. III-37**) ainsi que le plus grand nombre d'observations de vents d'afflux supérieurs à 16 m/s (**Fig. III-38**).

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	LiDAR 2008-2013
Z1 (T2-29)	- 3,02 m/an	- 2,5 m/an	+1,88 m/an	+ 1,39 m/an	- 1,89 m/an	+ 3,38 m/an
Z2 (T30-38)	- 3,56 m/an	+ 0,76 m/an	+ 16,26 m/an	+ 1,24 m/an	+ 0,71 m/an	+ 4,33 m/an
Z3 (T39-51)	- 1,15 m/an	- 2,7 m/an	+ 0,66 m/an	+ 1,5 m/an	- 1,29 m/an	+ 0,18 m/an
Z4 (T52-61)	-2,81 m/an	+ 1,33 m/an	+ 12,93 m/an	+ 3,25 m/an	+ 1,03 m/an	+ 2,38 m/an
Z5 (T62-75)	- 2,82 m/an	- 2,03 m/an	- 0,27 m/an	+ 1,35 m/an	- 1,89 m/an	+ 5,06 m/an
Z6 (T76-83)	+ 2,92 m/an	+ 4,54 m/an	+ 8,15 m/an	- 1,05 m/an	+ 3,79 m/an	+ 4,97 m/an
Ensemble de la rive nord de la Canche (T2-83)	- 1,99 m/an	- 0,94 m/an	+ 4,86 m/an	+ 1,37 m/an	- 0,6 m/an	+ 3,18 m/an

Tab. III-8 : Rythmes d'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie de Canche.

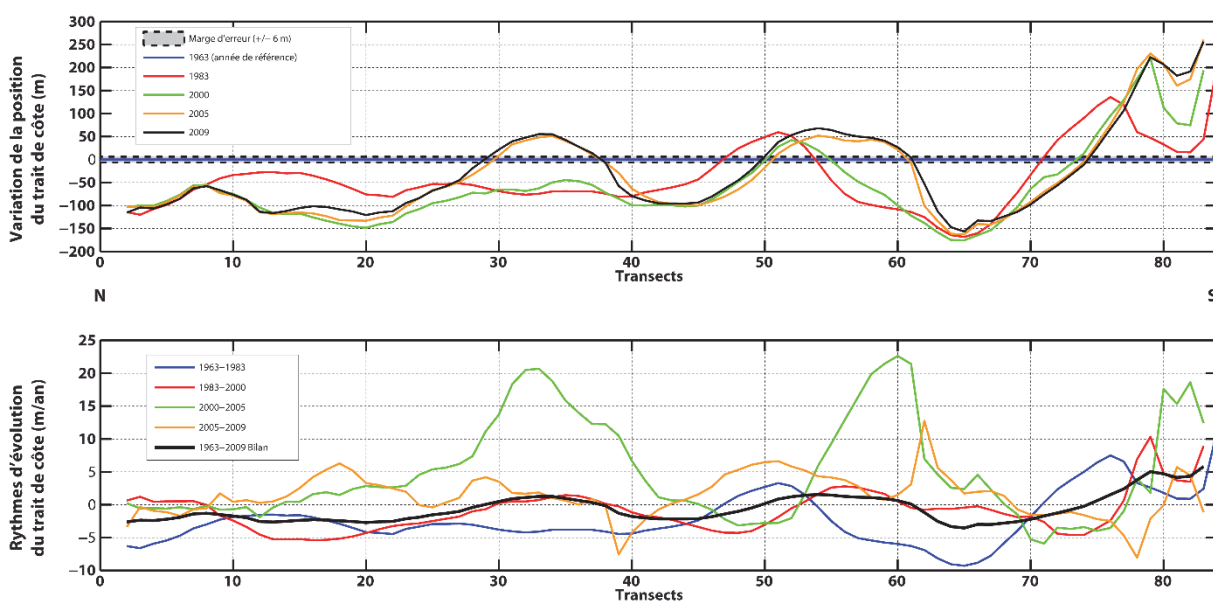


Fig. III-63 : Evolutions du trait de côte de la rive nord de la baie de la Canche ente 1963 et 2009.

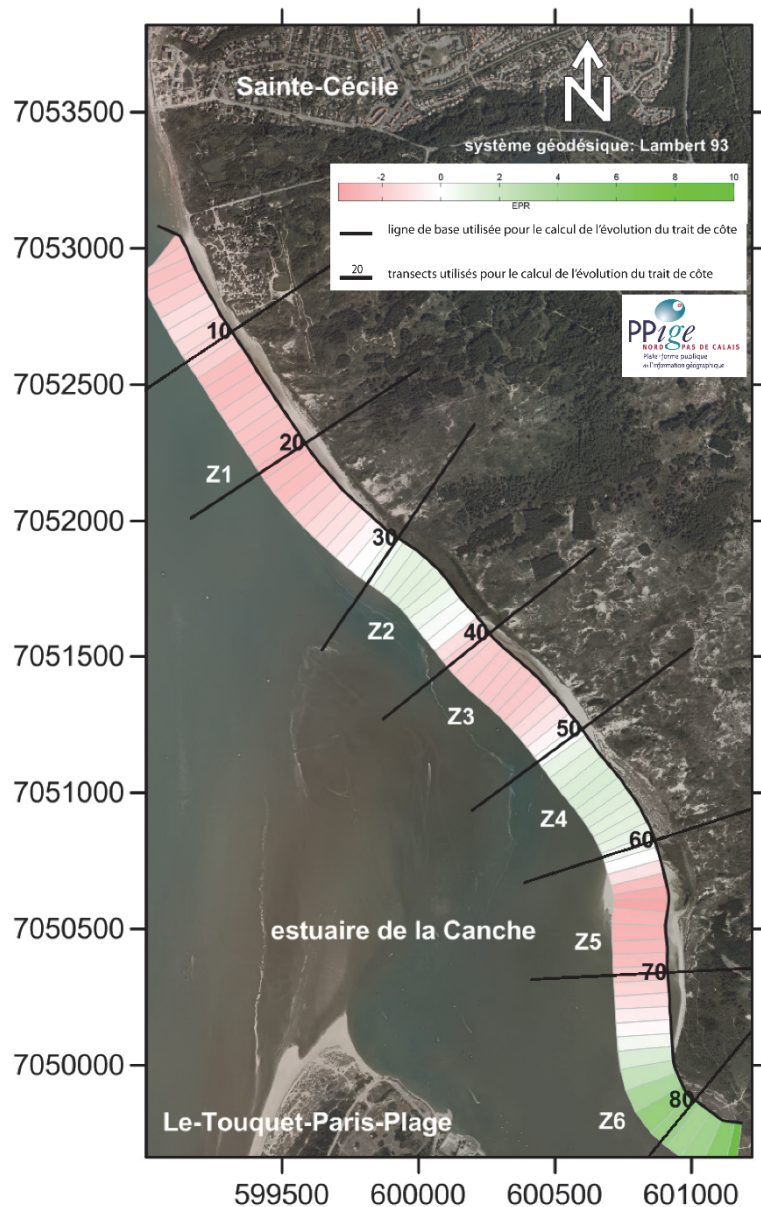


Fig. III-64 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral de la rive nord de l'estuaire de la Canche.

c. Evolution du trait de côte de la rive nord de la baie de Canche entre 2008 et 2013 (LiDAR)

Nous avons vu précédemment que la dynamique du trait de côte de la rive nord de l'estuaire de la Canche était guidée par les divagations du chenal du fleuve Canche. Le bilan global de l'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie présentait six zones d'alternance entre érosion et progradation du linéaire côtier (Tab. III-8).

Si l'on compare les rythmes d'évolution du trait de côte à moyen-long terme pour chaque zone définie avec les rythmes d'évolution issus des données LiDAR (mai 2008-décembre 2013) (Tab. III-8), nous pouvons constater que les rythmes à court-terme sont tous positifs et relativement élevés pour quatre des six zones d'étude (3 à 5 m/an). L'ensemble de la rive nord de l'estuaire a connu une progradation à un rythme relativement élevé

entre 2008 et 2013 (3,18 m/an), l'évolution la plus rapide s'étant produite pendant la période de mesure 2000-2005. Ces tendances évolutives à court terme présentées selon les zones d'études Z1 à Z6 ont tendance à masquer le fait que certaines portions du cordon dunaire de la rive nord de la baie de Canche ont connu une forte érosion ces dernières années. En effet, si l'on regarde la courbe présentant le rythme d'évolution du trait de côte pour la période de mesure la plus récente (**Fig. III-65**), on remarque des taux de recul atteignant les $-2,5$ m/an entre les transects n°43 à 54 et des rythmes de recul pouvant atteindre les -4 m/an au niveau du contre-poulier de l'estuaire, entre les transects n°70 à 79 (**Fig. III-69**). Comme les bilans par zones d'étude l'on souligné (**Tab. III-8**), la période 2008-2013 montre des rythmes d'évolution du trait de côte nettement positifs. C'est notamment le cas de la face interne du contre-poulier (T80-83), avec un taux de progradation pouvant atteindre jusqu'à 27m/an, mais aussi entre les transects n° 55 à 69, n°36 à 42 (+ 15 m/an) et n°15 à 30 (+ 10 m/an) (**Fig. III-65**).

En dépit de plusieurs occurrences de hauts niveaux d'eau ayant dépassé l'altitude du niveau PHMA et même de la période de retour décennale lors de l'automne 2013, le trait de côte de la rive nord de la baie de Canche a dans l'ensemble plutôt bien résisté à ces événements morphogènes.

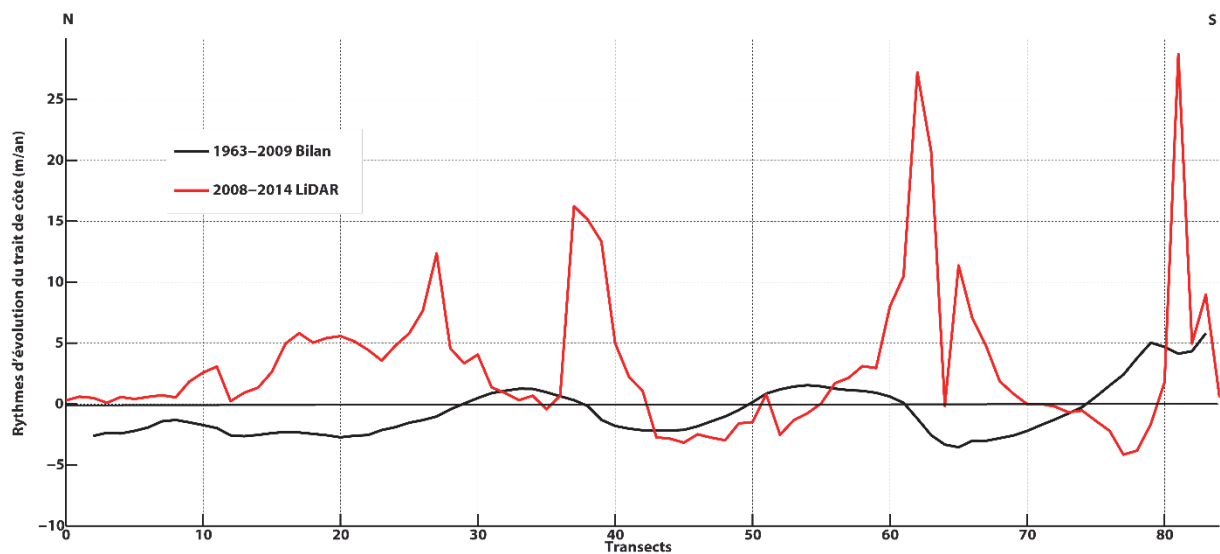


Fig. III-65 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral de la rive nord de l'estuaire de la Canche.

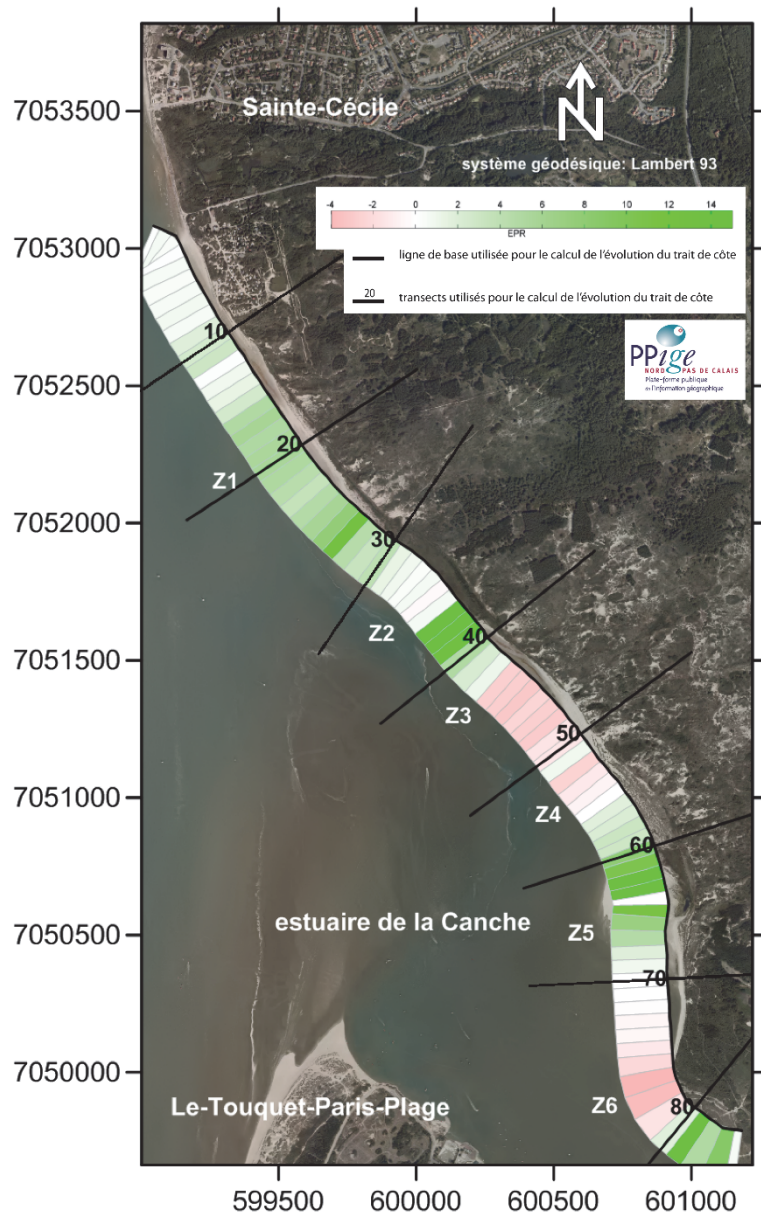


Fig. III-66 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2013 pour le secteur littoral de la rive nord de la baie de Canche.



Fig. III-67 : Illustration d'un secteur en progradation sur la rive nord de la baie de Canche (autour du transect n°25) (clichés pris le 07/06/2012).

d. Evolution du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie entre 1965 et 2009

L'examen de l'évolution de la rive nord de la baie d'Authie entre 1965 et 2009 montre que cet estuaire est également marqué par une forte variation de la position du trait de côte (**Fig. III-68** et **Fig. III-69**). On remarque également que ces fortes variations concernent la partie centrale de l'estuaire, entre les transects n°48 à 110. Cette zone correspond au musoir et au contre-poulcier de l'estuaire de l'Authie, face à l'imposant poulcier se développant à partir de la pointe de Routhiauville au sud. Les transects n°1 à 47 correspondent au linéaire côtier endigué de la ville de Berck tandis que les transects n°111 à 155 correspondent à un cordon dunaire stable bordé par un schorre dans la partie plus interne de l'estuaire (**Fig. III-69**). L'amplitude des variations du trait de côte pour ces deux secteurs étant très faible, nous ne décrivons en détail que les évolutions interannuelles de la partie centrale de l'estuaire. De 1965 à 1983, la rive nord de l'estuaire de l'Authie connaît un fort recul au niveau de l'Anse des Sternes. Ce très fort recul du rivage atteint un maximum de -187 m, soit un rythme moyen de -7 m/an (**Tab. III-9**). En contrepartie de cette intense érosion, le secteur du Bois de sapins a vu à l'inverse son rivage prograder à un rythme moyen de $+2,10$ m/an ($+148$ m au maximum). Le Bec du Perroquet présente également un rythme positif ($+0,82$ m/an), plus faible car cette zone est partagée entre un recul du trait de côte pour les transects n°98 à 105 (jusqu'à -51 m de recul) et une forte avancée du rivage pour les transects n°106 à 110 (jusqu'à $+97$ m). Ces variations montrent une érosion du musoir correspondant à l'Anse des Sternes et une redistribution sédimentaire en amont de l'estuaire aboutissant à la formation d'un

contre-poulier (Bois de sapins-Bec du Perroquet). La seconde période de mesures, de 1983 à 2000, voit le taux d'érosion diminuer drastiquement au niveau de l'Anse des Sternes (rythme moyen de $-0,64$ m/an). Ce fort ralentissement du recul du trait de côte est le résultat positif d'aménagements importants de lutte contre l'érosion. En effet, une digue submersible barrant l'Anse des Sternes a été érigée entre 1975 et 1980 puis des épis transversaux en enrochements ont été ajoutés en 1984. Lors de cette même année, la digue submersible a été prolongée vers le S-E par une digue en enrochements. Les derniers aménagements installés dans cette zone l'ont été en 1989, avec l'édification d'une protection du pied de dune par des enrochements pour toute l'Anse des Sternes. Ces différents aménagements, de type lourd, ont donc été efficaces pour enrayer l'érosion du trait de côte pour l'Anse des Sternes, mais ils ont contribué à déplacer le problème d'érosion plus en amont dans l'estuaire. En effet, le secteur du Bois de sapins présente un rythme moyen de $-8,23$ m/an pour la période 1983-2000, avec des reculs pouvant atteindre 200 m par endroits. Cette forte érosion du Bois de sapins a provoqué un net engraissement du contre-poulier, le secteur du Bec du Perroquet a progradé selon un rythme moyen de $+3,87$ m/an avec des avancées de la ligne de rivage pouvant atteindre les 250 m par endroits ($+14,88$ m/an). Le début du XXI^{ème} siècle présente une amélioration générale de l'évolution générale du trait de côte en baie d'Authie, avec une moyenne de $+0,57$ m/an pour les trois secteurs étudiés. L'Anse des Sternes voit son rivage se stabiliser voire prograder légèrement par endroits, le Bois de Sapins présente toujours une forte érosion (rythme moyen de -4 m/an) tandis que le Bec du Perroquet connaît une accélération de sa progradation, avec un taux moyen de $+5,18$ m/an ($+190$ m pour le transect n°101, soit $35,5$ m/an). La période d'étude la plus récente, de 2005 à 2009, montre les mêmes tendances que la période précédente. En effet, l'évolution de l'Anse des Sternes est très peu significative, majoritairement comprise dans la marge d'erreur tandis que le Bois de sapins continue de voir son rivage reculer à un rythme légèrement plus faible ($-1,61$ m/an). La progradation du Bec du Perroquet connaît également un ralentissement ($+1,10$ m/an).

Sur l'ensemble de la période d'étude considérée, de 1965 à 2009, le bilan global de la partie centrale de la rive nord de l'estuaire de l'Authie correspond à un recul à un rythme relativement élevé ($-1,46$ m/an). Ce fort recul est maximal pour l'Anse des Sternes ($-3,15$ m/an), mais on constate un décalage de l'érosion, qui se poursuit actuellement, sur le Bois de sapins avec un net recul de la dune à cet endroit ($-2,9$ m/an). Cette forte érosion a provoqué le développement et l'engraissement du Bec du Perroquet ($+2,53$ m/an), par des apports sédimentaires venant du nord. Celui-ci présente une succession de cordons dunaires et des dunes embryonnaires qui témoignent de cette progradation.

Périodes de mesures						
Dune	1965-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1965-2009	LiDAR 2008-2013
Anse des sternes (T48-76)	- 7 m/an	- 0,64 m/an	+ 0,23 m/an	- 0,71 m/an	- 3,15 m/an	-0,5 m/an
Bois de sapins (T77-92)	+ 2,10 m/an	- 8,23 m/an	- 4 m/an	- 1,61 m/an	- 2,9 m/an	-7,05 m/an
Bec du Perroquet (T93-110)	+ 0,82 m/an	+ 3,87 m/an	+ 5,18 m/an	+ 1,10 m/an	+ 2,53 m/an	+ 0,72 m/an
Moyenne des 3 secteurs (T48-110)	- 2,45 m/an	- 1,28 m/an	+ 0,57 m/an	- 0,42 m/an	- 1,46 m/an	-1,86 m/an

Tab. III-9 : Rythmes d'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie.

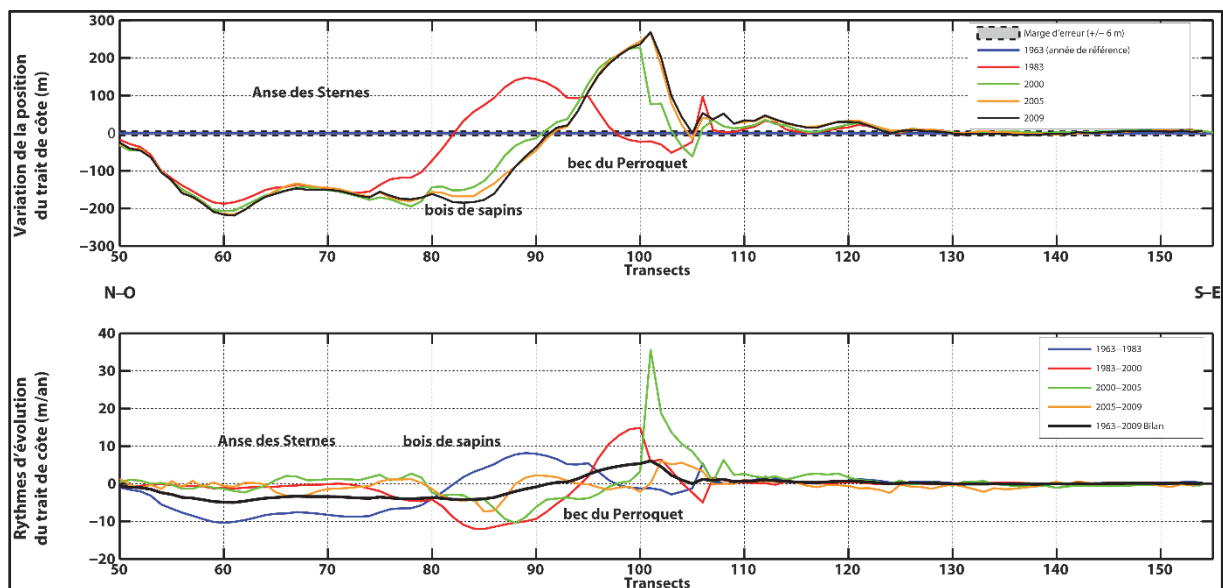


Fig. III-68 : Evolutions de la position du trait de côte et rythmes associés pour les différentes périodes de mesures pour le littoral de la rive nord de l'estuaire de l'Authie.

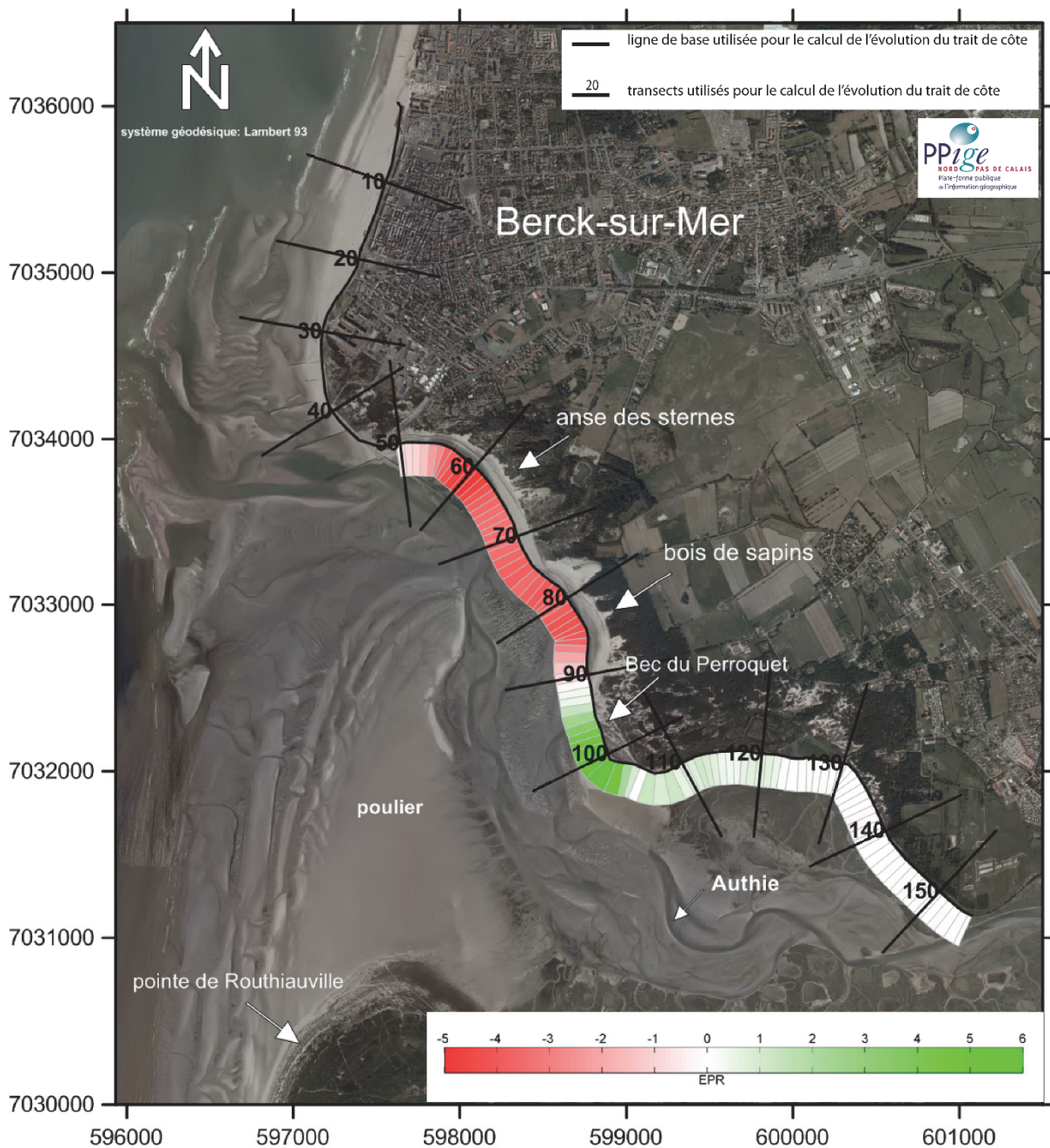


Fig. III-69 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral de la rive nord de l'estuaire de l'Authie.

e. Evolution du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie entre 2008 et 2013 (LiDAR)

À moyen-long terme, entre 1963 et 2009, la rive nord de l'estuaire de l'Authie a connu une importante érosion de son linéaire côtier, avec des taux de recul pouvant atteindre les -5 à -6 m/an sur certaines portions précises et certaines périodes temporelles (Fig. III-69). Les figures Fig. III-70 et Fig. III-71 présentent le rythme d'évolution du trait de côte de la baie d'Authie entre 2008 et 2013 tels que déterminés à partir des données LiDAR. Sur la figure III-70, le rythme d'évolution du trait de côte montre de fortes valeurs de recul pour le secteur du bois de Sapins (T77-92), pouvant atteindre et

dépasser -10 m/an. La moyenne de recul du cordon dunaire du Bois de Sapins est de $-7,05$ m/an pour la période la plus récente 2008-2013, ce qui est presque autant que le taux d'érosion de la période de mesure 1983-2000 (Tab. III-9), période qui avait vu le début de l'érosion pour cette zone. L'érosion de ce secteur de l'estuaire devient très critique (Fig. III-72 C), le cordon dunaire présente actuellement une brèche, ce qui menace les bas-champs de la commune de Groffliers situés à moins de 100 m en arrière. Les années 2000 avaient vu l'érosion commencer à affecter le contre-poulier du Bec du Perroquet, tendance se poursuivant pour la période de mesure la plus récente. En effet, malgré une moyenne globale estimée à $+0,72$ m/an pour l'ensemble du Bec du Perroquet, les transects n°93 à 100 du contre-poulier sont affectés par une intense érosion pouvant atteindre jusqu'à -8 m/an (Fig. III-70, Fig. III-71 et Fig. III-72 B). Seule l'extrémité de la flèche sédimentaire du Bec du Perroquet continue de migrer vers le sud, à un rythme atteignant $4,5$ m/an (Fig. III-70, Fig. III-71 et Fig. III-72 A). Malgré les enrochements disposés à sa base, le cordon dunaire de l'Anse des Sternes a poursuivi son recul entre 2008 et 2013 à un rythme de $-0,5$ m/an (Tab. III-9).

Contrairement à l'estuaire de la Canche, les hauts niveaux d'eau survenus lors de l'automne-hiver 2013 semblent avoir amplifié, par une action directe des vagues sur le pied de dune, l'érosion qui affecte la rive nord de la Baie de l'Authie provoquée par les migrations du chenal principal du fleuve vers le cordon dunaire.

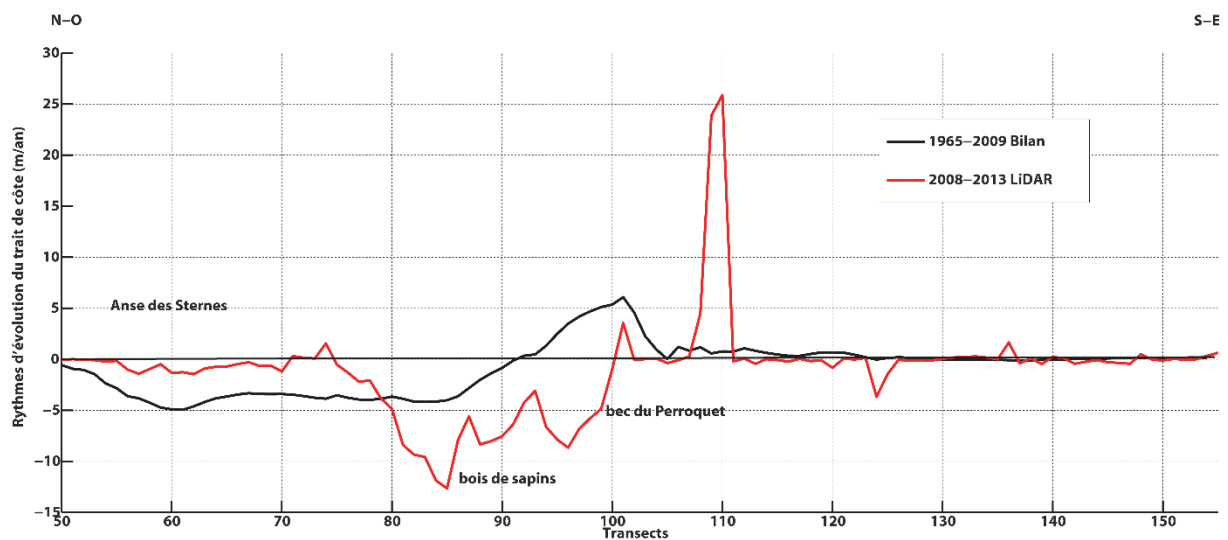


Fig. III-70 : Evolution du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2013 (LiDAR).

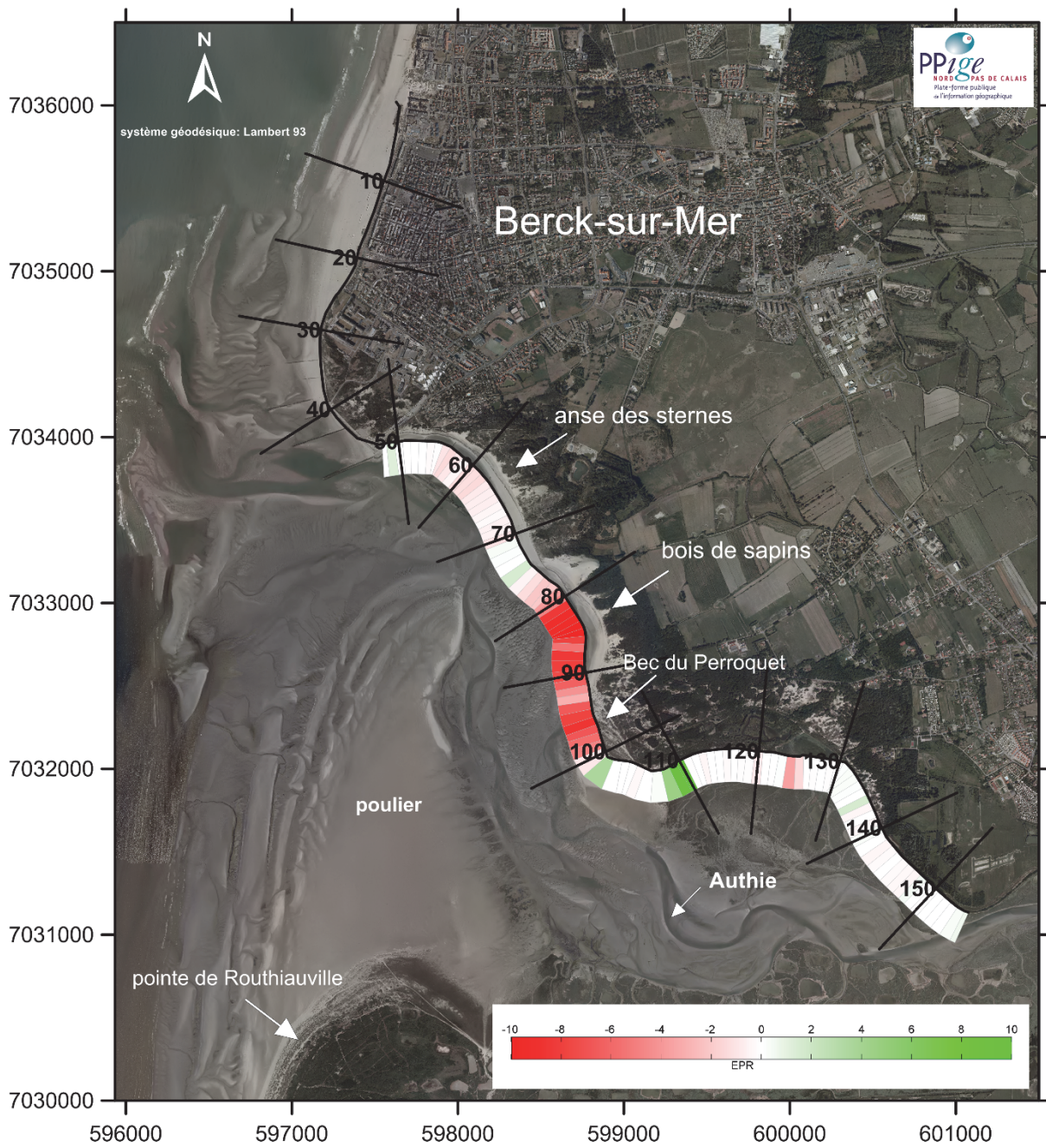


Fig. III-71 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2013 pour le secteur littoral de la rive nord de la baie d'Authie.



Fig. III-72 : Illustration de l'évolution du trait de côte de la rive nord de l'estuaire de l'Authie. A : progradation de la flèche sableuse du Bec du Perroquet ; B : partie en érosion du Bec du Perroquet ; C : érosion intense du cordon dunaire du Bois de Sapins (clichés pris le 12/09/2012 par Adrien Crapoulet).

III. Evolution du littoral de la baie de Wissant

a. Caractéristiques morphologiques

La baie de Wissant est située dans le détroit du Pas-de-Calais, entre les caps Gris-Nez à l'ouest et Blanc-Nez à l'est. Orientée SW-NE, elle s'étend sur une dizaine de kilomètres. Caractérisée un marnage moyen de 5,5 m, la baie présente un estran de sable fin ($D_{50}=0,22$ mm) à barres et bâches, large d'environ 400 m en marée de vive eau (marnage de 6,95 m). De par ce marnage macrotidal et sa position dans le détroit du Pas-de-Calais, le régime hydrodynamique y est plus intense que sur le reste de la Côte d'Opale. En effet, les courants de marées peuvent atteindre 1,2 m/s à un mètre du fond au niveau du banc à la Ligne (Augris *et al.*, 1990). Ce banc sableux subtidal est quasiment ancré au cap Gris-Nez et s'étend vers le nord-est, au large de Wissant, sur une longueur d'environ 3,5 km pour une largeur d'environ 500 m. Cette orientation correspond à la dominance du courant de flot dirigée vers l'est. Le banc à la Ligne est un banc de type « banc en drapeau » (*banner bank*) (Dyer et Huntley, 1999) qui constitue un obstacle dissipant et réfractant les houles (Héquette et al., 2013), mais qui serait également à l'origine d'un phénomène de courant giratoire à l'intérieur de la baie qui pourrait expliquer en partie l'évolution de son trait de côte (Sedrati, 2006). Au centre de la baie

se trouve la station balnéaire du village de Wissant. Erigée au XIXème siècle, elle est protégée par une digue-perré promenade. Au droit de cet ouvrage de défense, le niveau de la plage s'est abaissé de 8 m entre 1998 et 2007, ce qui a conduit à des affouillements intenses du bas de la digue jusqu'à sa destruction partielle en 1999 (**Paxion et Cohen, 2002**). Reconstituée en urgence, puis totalement à l'identique en 2002, la digue a de nouveau cédé lors d'une tempête avec surcote, le 20 mars 2007. Des enrochements ont été mis en place aux endroits de rupture de la digue et un nouveau projet de reconstruction totale de l'ouvrage doit aboutir courant 2014. Dans la partie ouest de la baie de Wissant, entre le cap Gris-Nez et la digue de Wissant, on distingue 3 massifs dunaires distincts d'ouest en est (**Fig. III-73**) :

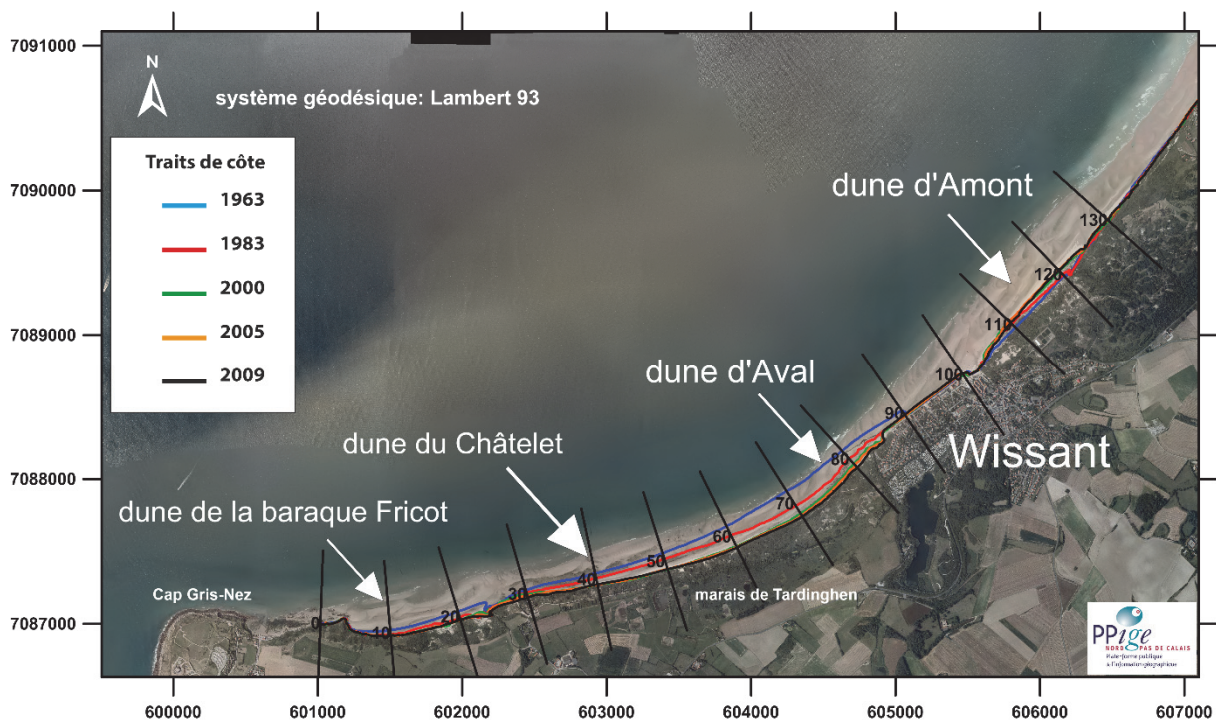


Fig. III-73 : Présentation du littoral de la rive nord de la baie de Wissant et traits de côte associés.

- Tout d'abord, la dune de la Baraque Fricot s'étend sur environ 700 m de longueur, entre la pointe de Courte Dune et l'embouchure du ruisseau du Châtelet. D'une hauteur de 10 à 15 m pour une largeur maximale de 160 m (**Fig. III- 74**), cette dune assure la transition entre les falaises du Cap Gris-Nez à roches d'âge jurassique et la plaine basse côtière du marais de Tardinghen (**Fig. III-75**).

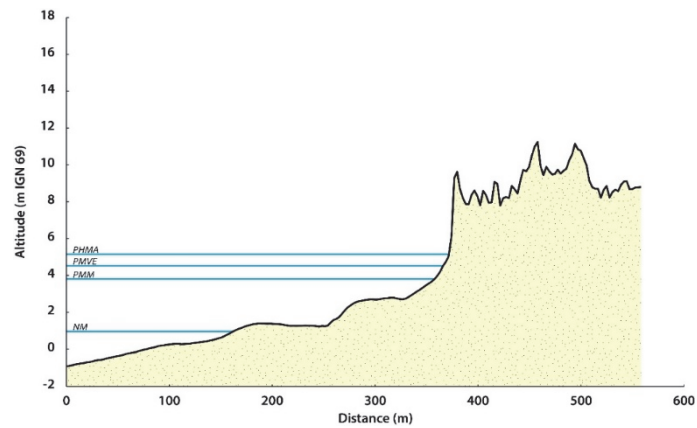


Fig. III- 74 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire de la Baraque Fricot, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.



Fig. III-75 : Vue du de la dune de la Baraque Fricot et du Cap Gris-Nez depuis l'estran de la baie de Wissant.

- Plus à l'est, après l'embouchure du ruisseau du Châtelet, s'étend sur 2000 m environ la dune du Châtelet. Se présentant sous la forme d'un cordon dunaire unique n'excédant pas 150 m de largeur, la dune du Châtelet présente une altitude inférieure à 10 m sur l'essentiel de son linéaire, avec seulement quelques endroits pouvant atteindre au maximum 15 m d'altitude, formant ainsi une maigre séparation entre l'estran d'un côté et le marais de Tardinghen en arrière (**Fig. III-76**). La dune présente des signes d'érosion évidents comme la présence d'argousiers en crête du front dunaire alors que ce type de végétation est normalement présent en arrière-dune. Cette érosion est également visible sur l'estran face à la dune, avec l'affleurement de bancs de tourbe. Il s'agit de tourbes holocènes qui se sont formées dans un marais d'eau douce (**Mortier et Boels, 1982 ; Meurisse et al., 2005**) et qui ressurgissent par l'abaissement de l'estran sableux et le recul du cordon dunaire (**Fig. III-77**).

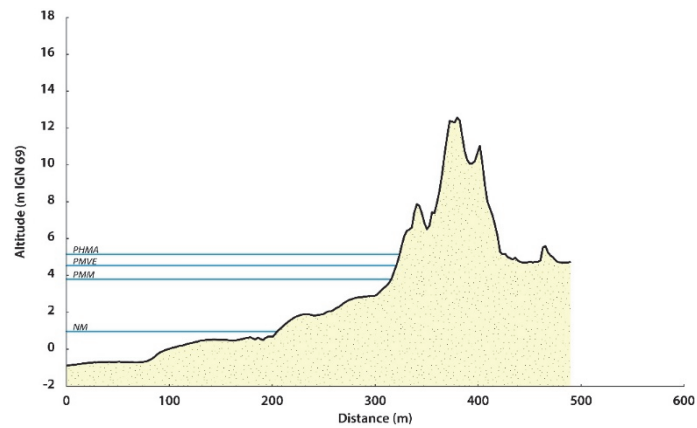


Fig. III-76 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire du Châtelet, réalisé à partir des données topographiques issues du levé LiDAR de janvier 2014.

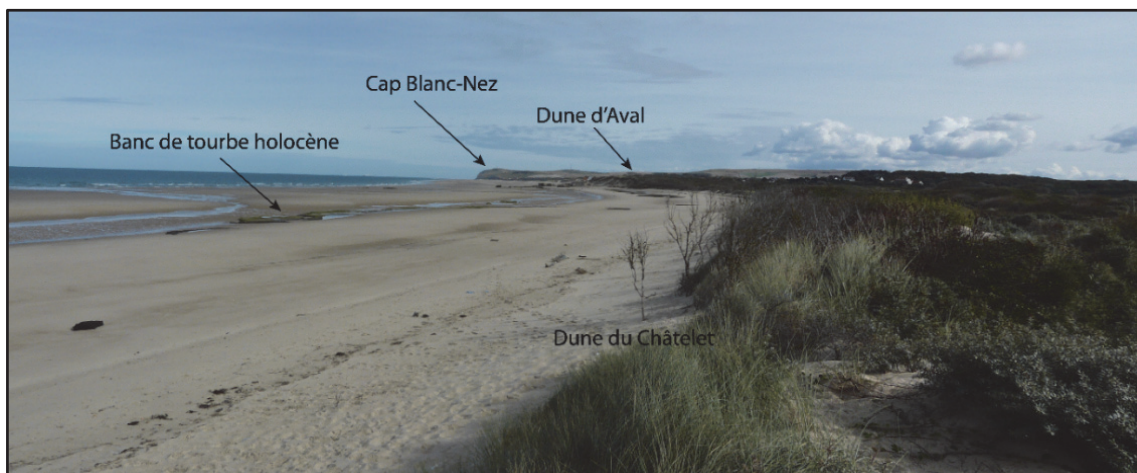


Fig. III-77 : Vue de la baie de Wissant depuis le front dunaire de la dune du Châtelet.

- En direction de la digue de Wissant, la dune du Châtelet se prolonge directement par la dune d'Aval. Plus l'on se rapproche de Wissant et plus la dune s'élargit et gagne en hauteur, pour atteindre une altitude comprise entre 15 et 20 m IGN69 (**Fig. III-78**). Cette dune présente également des signes d'érosion comme un front dunaire en forme de falaise escarpée et de nombreux blockhaus de la seconde guerre mondiale, qui avaient été ensevelis par la dune durant la seconde moitié du XX^{ème} siècle, ressurgissent peu à peu. Le mur antichar qui prolongeait la digue face à la dune et les blockhaus associés présents sur l'estran ont été démolis en début d'année 2013 (**Fig. III-79**).

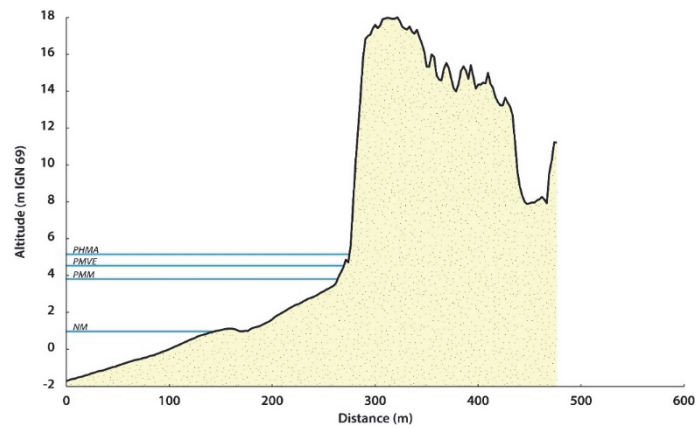


Fig. III-78 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire d'Aval, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.

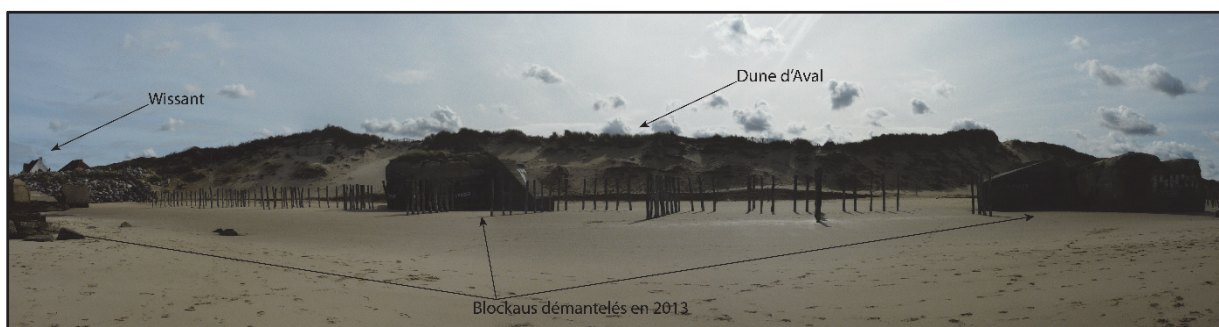


Fig. III-79 : Vue de la dune d'Aval depuis l'estran.

- Au nord-est de la digue de Wissant s'élève la dune d'Amont. D'une hauteur de 15 à 20 m (**Fig. III-80**), la dune est plaquée contre la falaise morte d'âge crétacé que l'on retrouve à l'affleurement plus au nord-est, à partir de Strouanne, et qui forme les falaises calcaires du cap Blanc-Nez (**Fig. III-81**). Contrairement aux 3 autres massifs dunaires de la baie précédemment décrits, la dune d'Amont ne présente pas de signes apparents d'érosion mais plutôt une dune bordière bien développée.

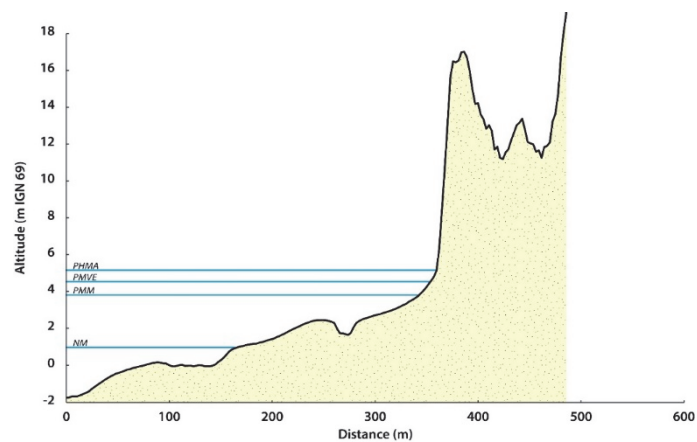


Fig. III-80 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire d'Amont, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.



Fig. III-81 : Vue de la dune d'Amont et du Cap Blanc-Nez depuis la plage de Wissant.

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

Au vu de l'évolution globale du trait de côte de la baie de Wissant entre 1963 et 2009 (**Fig. III-82** et **Fig. III-83**), nous pouvons distinguer 3 secteurs à évolutions différentes :

- A l'extrême ouest de la baie, la dune de la Baraque Fricot a vu la position de son trait de côte évoluer de manière négative au cours de la période globale d'étude, avec un rythme moyen de $-0,68$ m/an. La dune a reculé de 5 m dans la partie ouest, à une soixante de mètres au maximum au plus près de l'embouchure du ruisseau du Châtelet à l'est (autour du transect 20). Si l'on regarde les rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes interannuelles, on remarque que ce recul a été très marqué lors des périodes 1963-1983 et 1983-2000, avec des taux de recul moyens de $1,64$ m/an et $0,67$ m/an. Pour la première décennie du XXI^{ème} siècle, le trait de côte semble s'être stabilisé, les variations mesurées de sa position sont comprises dans la marge d'erreur.
- Les dunes du Châtelet et d'Aval sont également affectées par un recul du trait de côte mais d'amplitude beaucoup plus importante. En effet, l'évolution générale montre une érosion de plus en plus importante d'ouest en est, avec un recul maximal situé au niveau de la dune d'Aval (transect 70) de plus de 200 m, soit environ $4,5$ m/an sur la période 1963-2009. Les taux de recul moyens sont de $1,70$ m/an pour la dune du Châtelet et $3,11$ m/an pour la dune d'Aval. En détail, on remarque que cette érosion a été maximale de 1963 à 1983 pour la dune d'Aval (recul moyen de $4,7$ m/an) et de 1983 à 2000 pour la dune du Châtelet (recul moyen de $2,87$ m/an). Contrairement à la dune de la Baraque Fricot, ces deux massifs dunaires sont toujours touchés par une érosion importante lors des périodes les plus récentes. En effet, le recul moyen est de $2,9$ m/an pour la dune d'Aval et de $1,23$ m/an pour la dune du Châtelet, entre 2005 et 2009. De plus, ce taux moyen pour la dune du Châtelet masque le fait que l'érosion atteint un taux beaucoup plus élevée dans sa partie ouest, avec une régression de 19 m du trait de côte (environ 5 m/an) pendant la période la plus récente. Ce recul est légèrement contrebalancé par une avancée du trait de côte entre les transects 40 à 50.
- Au nord-est de Wissant, la dune d'Amont est la seule partie de la baie présentant une progradation du trait de côte sur l'ensemble de la période temporelle étudiée ($0,37$ m/an), la dune a progradé de plus de 70 m ($1,6$ m/an) aux alentours du

transects 121. Après avoir connu deux périodes temporelles à tendance exclusive à la progradation (1963-2000), la dune d'Amont est à son tour touchée par l'érosion depuis les années 2000, et ce dans sa partie la plus à l'ouest. Ces rythmes de recul peuvent tout de même dépasser 2 m/an et même atteindre 4 m/an.

Nous avons vu que de manière générale, la baie de Wissant est touchée par un grave problème de recul de son trait de côte. Cette érosion se concentre majoritairement à l'ouest de la baie, avec des taux de recul parmi les plus forts de France. Seul massif dunaire à avoir connu une évolution positive de la position du trait de côte, la dune d'Amont est également touchée par l'érosion depuis le début du XXI^{ème} siècle.

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	Lidar 2008-2014
Baraque Fricot (T5-22)	-1,64 m/an	-0,67 m/an	-0,05 m/an	-0,08 m/an	-0,61 m/an	-0,67m/an
Châtelet (T23-63)	-2,14 m/an	-2,87 m/an	-0,57 m/an	-1,23 m/an	-1,70 m/an	-1,76 m/an
Aval (T64-87)	-4,70 m/an	-2,89 m/an	-1,94 m/an	-2,92 m/an	-3,11 m/an	-1,68 m/an
Amont (T102-136)	+0,60 m/an	+0,90 m/an	+0,97 m/an	-0,98 m/an	+0,37 m/an	-0,48 m/an

Tab. III- 10 : Rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes de mesure pour le littoral de la baie de Wissant.

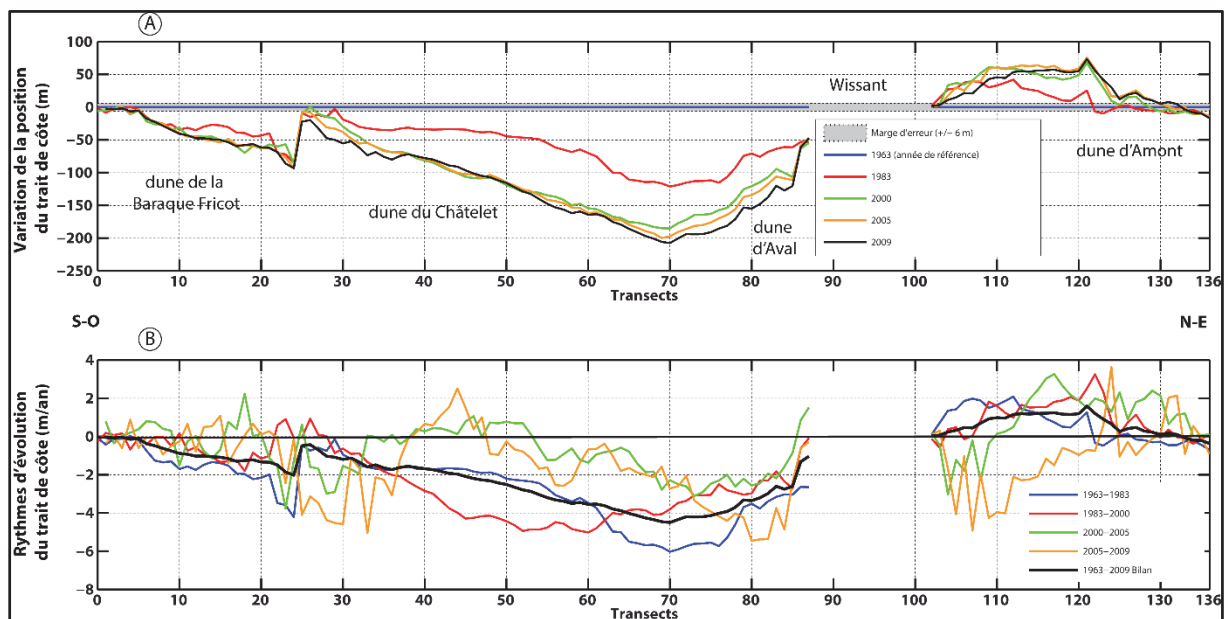


Fig. III-82 : Evolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1963 et 2009.

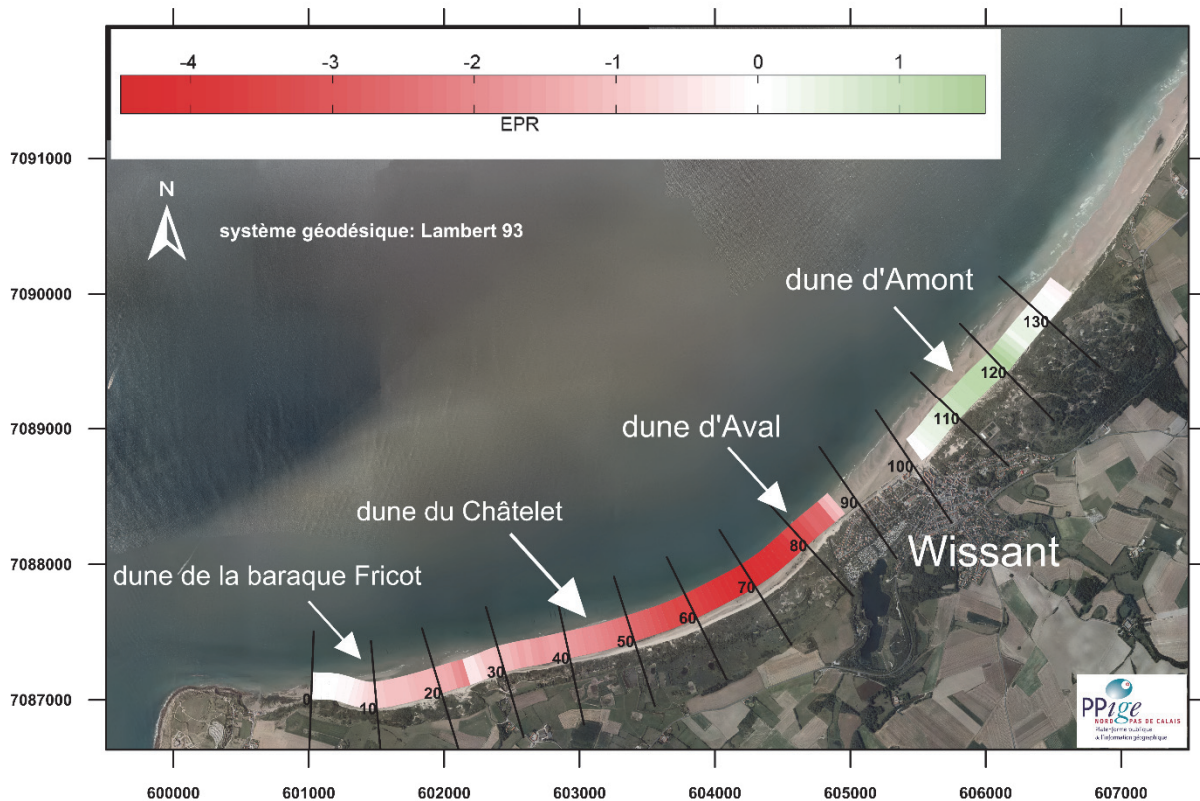


Fig. III-83 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le littoral de la baie de Wissant.

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 (LiDAR)

Les figures Fig. III-84 et Fig. III-85 présentent le rythme d'évolution du trait de côte pour la baie de Wissant entre mai 2008 et janvier 2014. On remarque qu'hormis un petit secteur situé dans la partie est de la dune du Châtelet (autour du transect 50) et la partie est de la dune d'Amont (à partir du transect 120), l'ensemble de la baie de Wissant est confrontée à un recul du trait de côte. Deux zones à forte érosion avec des rythmes de recul dépassant les -5 m/an se distinguent : la dune du Châtelet entre les transects 30 à 40 (Fig. III-84) ainsi que la dune d'Aval au plus près de la digue de Wissant, entre les transects 80 à 90. Cette forte érosion menace directement plusieurs maisons situées dans la dune du Châtelet, près du parking d'accès à la plage, mais également tout un lotissement de la commune de Wissant situé à moins d'une soixante de mètres en arrière du front dunaire actuel. La partie sud-ouest de la dune d'Aval a vu son taux de recul diminuer sur ces six dernières années d'études, ce qui donne un rythme d'évolution du trait de côte pour l'ensemble de la dune d'Aval de -1,68 m/an entre mai 2008 et janvier 2014 (Tab. III- 10). La forte érosion évoquée pour la dune du Châtelet est également contrebalancée par la partie la plus au nord-est de la dune, où une accrétion pouvant dépasser les 1,5 m/an est même constatée (Fig. III-84). De ce fait, le rythme moyen d'évolution pour l'ensemble du linéaire du cordon dunaire du Châtelet est de -1,76 m/an, ce qui correspond au rythme calculé pour l'ensemble de la période moyen-long terme 1963-2009 (Tab. III- 10). La dune de la Baraque Fricot présente également un rythme

d'évolution négatif semblable au moyen-long terme, de $-0,67$ m/an (Tab. III- 10 et Fig. III-86 B). La dune d'Amont présente quant à elle un recul de son trait de côte dans sa partie ouest, à un taux de 2 m/an, ce qui confirme la tendance observée pour la période d'étude la plus récente du long-terme. Malgré des rythmes d'évolutions positifs dépassant les $1,5$ m/an dans sa partie nord-est, la dune d'Amont présente un taux moyen de recul de son trait de côte de $-0,48$ m/an pour la période d'étude 2008-2014.

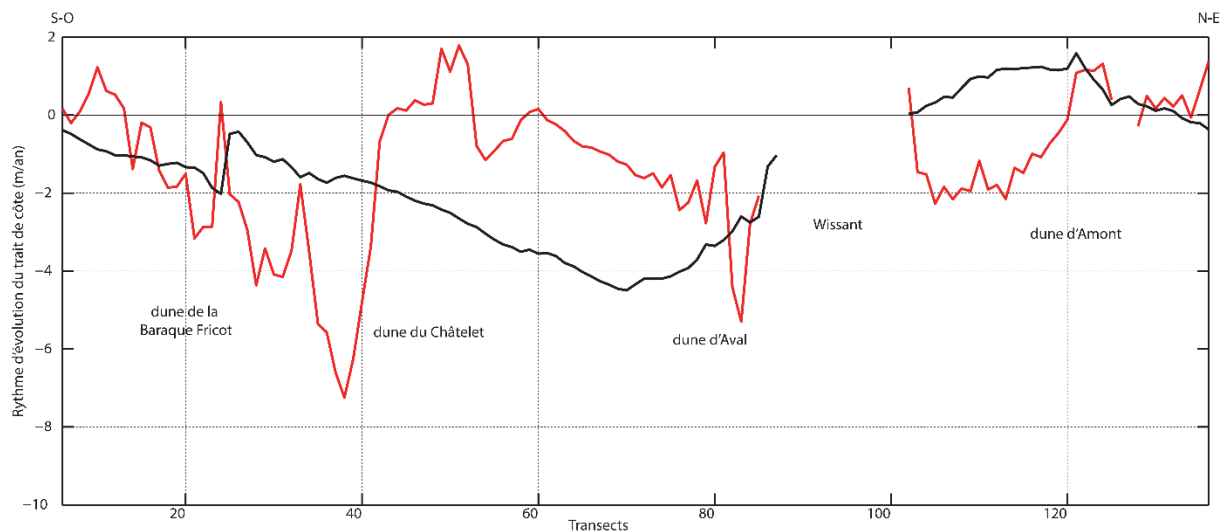


Fig. III-84 : Evolutions de la position du trait de côte et rythmes associés pour les différentes périodes de mesures pour le littoral de la baie de Wissant.

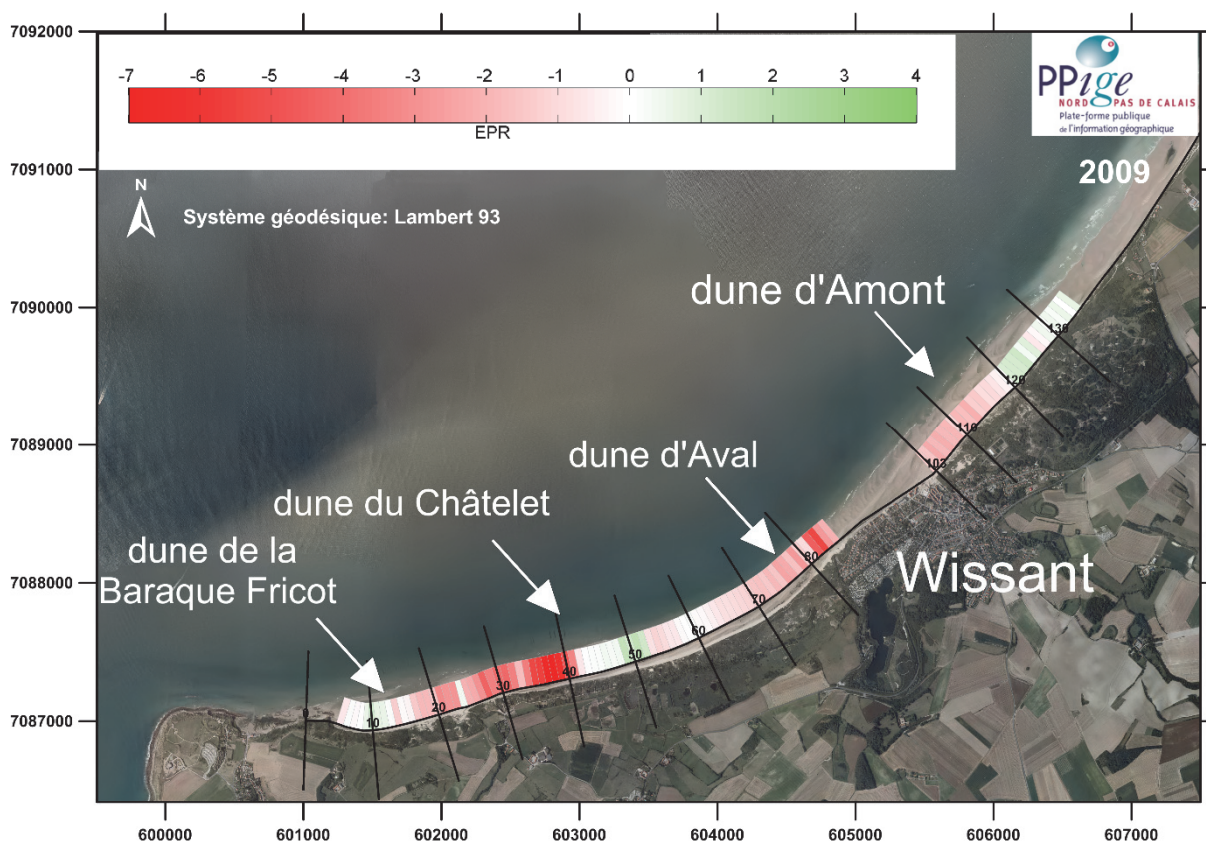


Fig. III-85 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le littoral de la baie de Wissant.

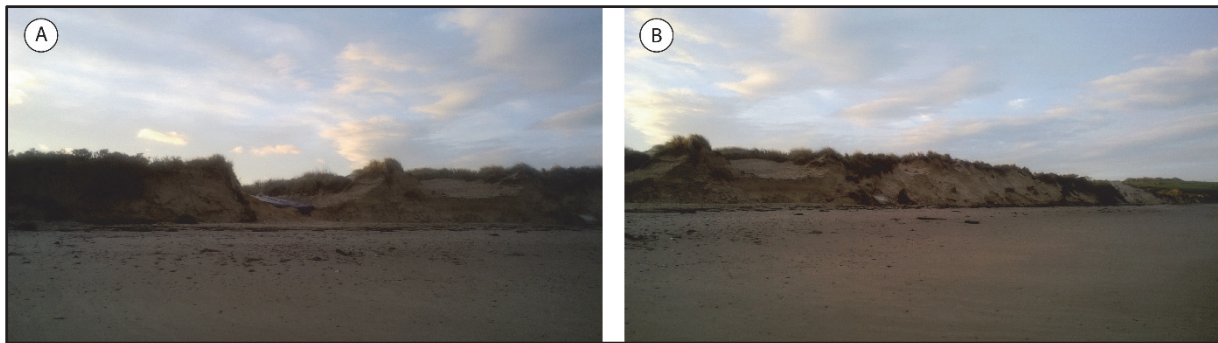


Fig. III-86 : Illustration de l'érosion affectant la dune du Châtelet (A) et la dune de la Baraque Fricot (B) (clichés pris le 20/11/2013 par Adrien Crapoulet).

IV. Evolution du littoral de la plaine maritime flamande de Sangatte à la frontière Belge

1. Littoral de Sangatte à Calais

a. Caractéristiques morphologiques

Située entre le cap Blanc-Nez à l'ouest et le port de Calais à l'est, la commune de Sangatte est implantée sur un linéaire côtier divisé en deux parties distinctes (**Fig. III-87**). La première partie, la plus à l'ouest du site, correspond au village de Sangatte. Artificialisée, cette portion du littoral comprend une digue longue de 2500 m qui protège d'éventuelles submersions marines le village de Sangatte et le territoire des Wateringues situés en arrière, dans la zone basse qu'est la plaine maritime flamande. Erigée pour la première fois en 1598, cette digue faisait à l'origine 430 m de long (**Blanchard, 1906**). Prolongée à l'est par la suite (420 m en 1864 et 1500 m en 1932), elle fût renforcée après de sérieux dommages subis à la suite de fortes tempêtes, parmi lesquelles celles de 1795, 1913, 1925, et 1953 (**Deboudt, 1997a**). En complément, de nombreux épis ont été implantés perpendiculairement à la digue, sur la plage de Sangatte, au cours du XX^{ème} siècle. En direction de Calais, vers l'est, un unique cordon dunaire de 15 à 20 m de hauteur et de faible largeur (50 à 200 m) est situé dans le prolongement de la digue (**Fig. III-88** et **Fig. III-89**). Unique rempart protégeant la zone basse urbanisée en arrière (0-5 m IGN69 d'altitude), ce cordon dunaire, dit du Fort Mahon, a fait l'objet de mesures de protection contre l'érosion. Entre 1993 et 1997, un reprofilage de dune a été réalisé et 11 épis ainsi que 2 brise-lames en pieux de bois ont été implantés (**Fig. III-89**). L'historique complet de ces aménagements est disponible dans la thèse de **Deboudt (1997)**.

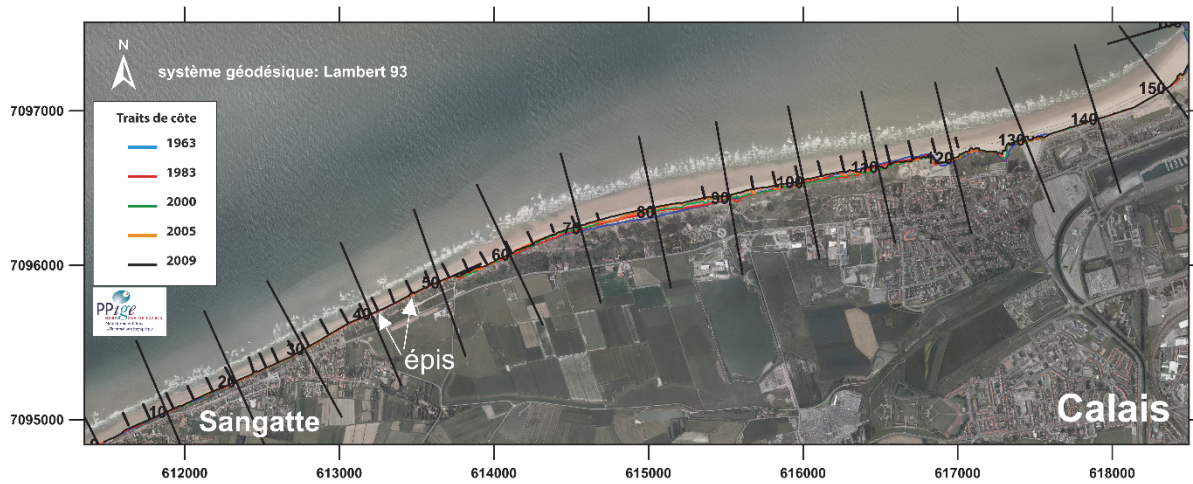


Fig. III-87 : Présentation du littoral allant de Sangatte à Calais et traits de côte associés.

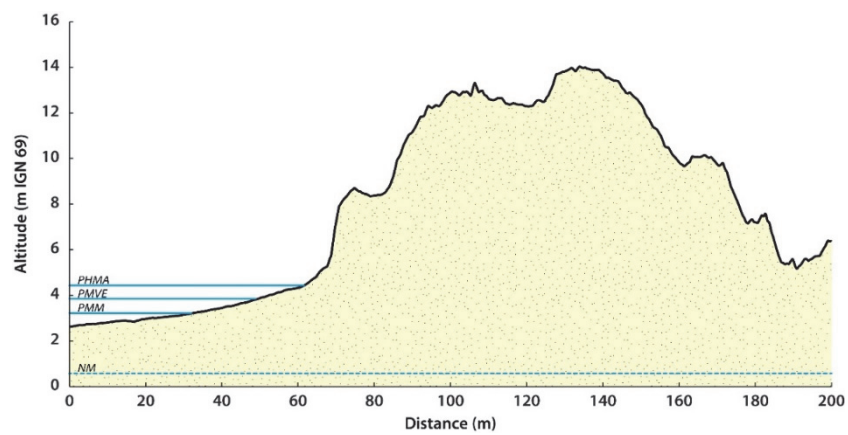


Fig. III-88 : Coupe topographique type du cordon dunaire de Sangatte, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.



Fig. III-89 : Vue du cordon dunaire de Sangatte (cliché pris par M-H. Ruz).

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

Nous pouvons distinguer à partir de la figure III-47A représentant la variation de la position du trait de côte entre 1963 et 2009 qu'il est possible de diviser d'ouest en est en 3 sous-secteurs distincts pour le secteur de Sangatte à Calais:

- Du transect 53 au transect 106 : cette première zone, dans la partie centrale du secteur d'étude, a connu une avancée du trait de côte entre 1963 et 2009, avec une valeur maximale pouvant atteindre 60 m aux environs du transect 80 (**Fig. III-90 A**). La progradation du massif dunaire est quasi-générale pour les quatre périodes temporelles. Les plus forts taux de progradation sont observés lors des deux périodes temporelles les plus récentes (2000-2009), avec des rythmes pouvant atteindre voire dépasser les 5 m/an (transects 73-76 ; 92-106, **Fig. III-90 B**). Cependant, nous pouvons quand même observer des variations négatives de la position du trait de côte sur certains transects très localisés. C'est le cas notamment pour la période 2005-2009 qui a vu le trait de côte reculer de 9 m (-2,5 m/an) au niveau du transect 63 (**Fig. III-90**).
- Du transect 107 au transect 117 : cette deuxième zone est caractérisée par un recul du trait de côte entre 1963 et 2009, avec un rythme maximal de -0,78 m/an (**Fig. III-90 B**). Si l'on regarde le détail par périodes temporelles, on se rend compte que cette érosion s'est produite de 1963 à 2000, avec des valeurs pouvant atteindre et même dépasser les 20 m (-1 à -1,5 m/an) (**Fig. III-90**). Par contre cette érosion a été

partiellement compensée par une avancée du trait de côte lors des deux périodes temporelles les plus récentes, de 2000 à 2009. Cette avancée se traduit par des taux de recul assez significatifs sur certains transects (de 1 à 3 m/an, **Fig. III-90 B**).

- Du transect 118 au transect 130 : cette quatrième zone, assez courte, présente une progradation du trait de côte de l'ordre de 0,5 m/an entre 1963 et 2009, avec un maximum de 0,8 m/an au niveau du transect 127 (**Fig. III-90 B**). Hormis pour le transect 123 qui présente un recul de 11,5 m entre 2000 et 2005, toutes les périodes de mesures présentent des rythmes d'évolution du trait de côte positifs, avec des valeurs maximales dépassant les 3 m/an lors des périodes 2000-2005 et 2005-2009.

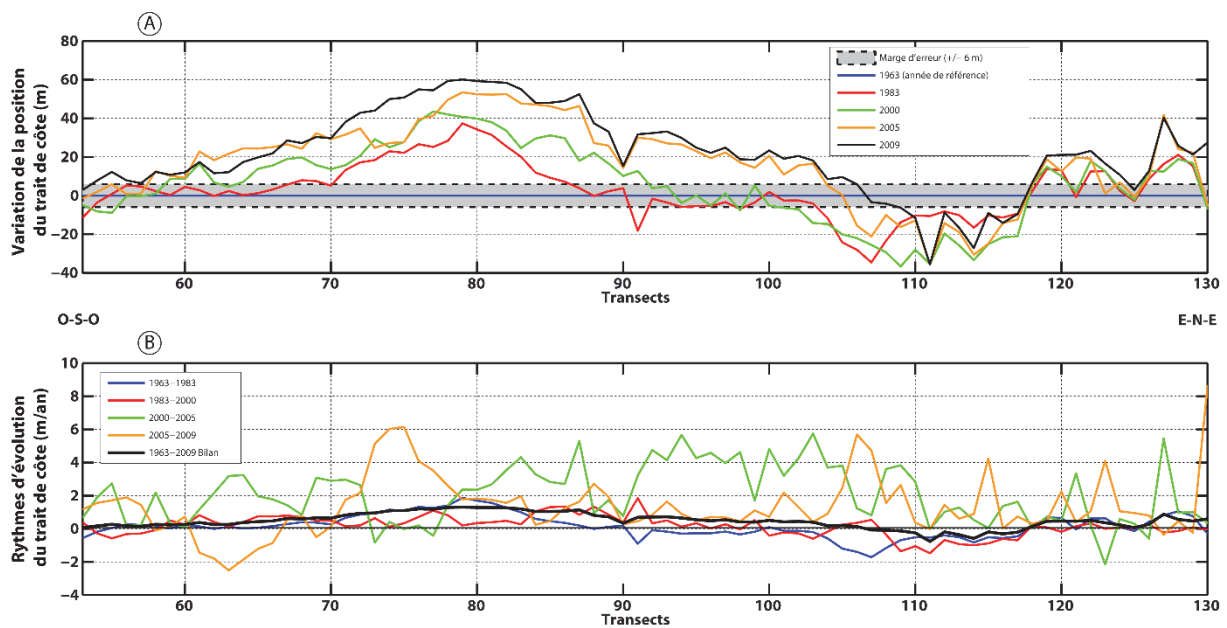


Fig. III-90: Evolution du trait de côte de Sangatte à Calais entre 1963 et 2009.

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	Lidar 2008-2014
T53-106	+0,25 m/an	+0,39 m/an	+2,46 m/an	+1,28 m/an	+0,64 m/an	+1,21 m/an
T107-117	-0,72 m/an	-0,77 m/an	+1,54 m/an	+1,56 m/an	-0,29 m/an	+1,54 m/an
T118-130	+0,41 m/an	+0,05 m/an	+0,82 m/an	+1,53 m/an	+0,42 m/an	+1,39 m/an

Tab. III-11 : Rythmes d'évolution du trait de côte de Sangatte à Calais.

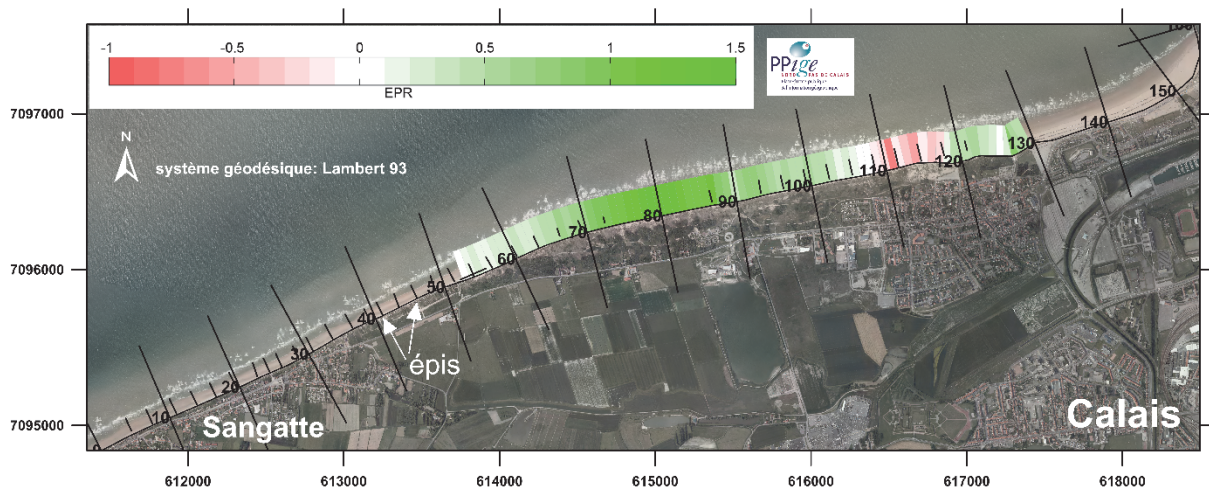


Fig. III-91: Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le littoral allant de Sangatte à Calais.

Pour récapituler l'évolution du trait de côte pour le secteur du littoral allant de Sangatte à Calais, on constate qu'une grande partie, au centre du site, a vu une nette progradation du trait de côte, avec des rythmes d'évolution les plus élevés pendant les deux périodes de mesures les plus récentes. Les divers aménagements réalisés dans les années 90 ont semble-t-il eu un impact positif sur la stabilité du cordon dunaire, qui joue un rôle majeur pour protéger le littoral d'éventuelles submersions marines. Une zone de ce secteur est quand même à surveiller, au droit de Blériot-plage, car elle présente un recul du trait de côte pour l'ensemble de la période temporelle 1963-2009, même si les rythmes d'évolution pendant les périodes les plus récentes montrent plutôt une progradation de la position du trait de côte.

Le nombre d'observations annuelles de hauts niveaux d'eau pouvant venir éroder le pied de dune est l'une des causes pouvant expliquer l'évolution de cette portion de littoral. La figure III-92 présente les niveaux d'eau ayant dépassés l'altitude du PHMA (4,44 m IGN69) lors de l'ensemble de la période d'étude pour le marégraphe de Calais. Aucun de ces niveaux n'a atteint ou dépassé l'altitude de 4,77 m IGN69 correspondant à un niveau d'eau de période de retour décennale. La période temporelle 1963-1983 a connu une occurrence de 19 niveaux d'eau supérieurs au PHMA, soit 0,95 observation par année. L'année 1977 présente le record d'observations avec 5 niveaux d'eau. Bien que présentant d'importantes lacunes de données, la période temporelle suivante, de 1983 à 2000, présente tout de même 12 observations de hauts niveaux d'eau, soit une moyenne de 0,71 /an. Pour les deux périodes temporelles les plus récentes, avec 8 observations le taux moyen d'occurrence est de 0,89/an, soit un taux plus faible que la période temporelle 1963-1983 ayant connu la plus faible évolution positive du linéaire côtier de Sangatte. Les hauts niveaux d'eau supérieurs à l'altitude du PHMA n'ont pas empêché la forte progradation du trait de côte durant toutes ces années, spécialement depuis le début du XXI^{ème} siècle.

Présentant trop de lacunes, les données de vitesse du vent enregistrée à la station météorologique de Calais ne peuvent malheureusement pas venir confirmer ou infirmer cette analyse.

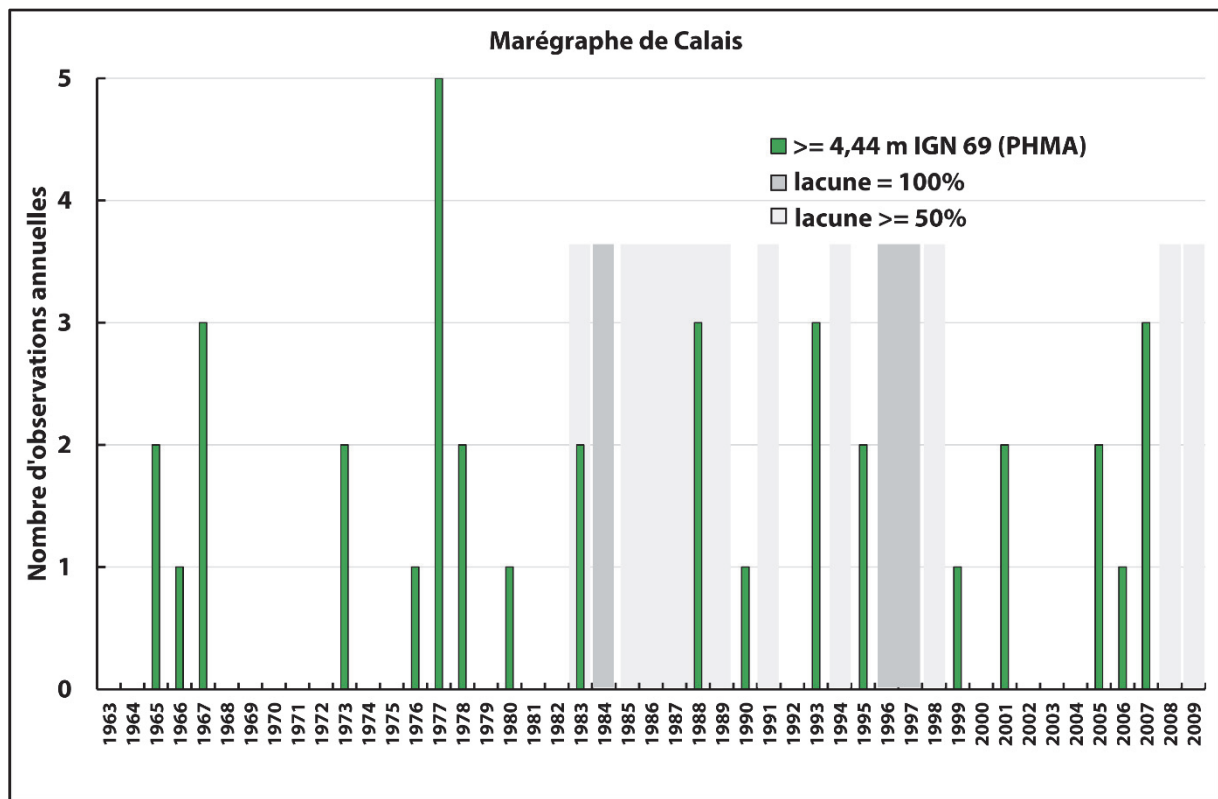


Fig. III-92 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 4,44 m (PHMA) atteints depuis 1963 au marégraphe de Calais (en mètres IGN 69).

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 (LiDAR)

Les figures Fig. III-93 et Fig. III- 94 présentent le rythme d'évolution du trait de côte pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais entre mai 2008 et janvier 2014. Bien que le trait de côte issu des données LiDAR les plus récentes soit postérieur aux nombreuses tempêtes ayant affectés le littoral du NPDC durant l'automne-hiver 2013 (Godehard, Xaver), nous pouvons constater que le cordon dunaire de Sangatte présente une évolution positive pour cette période de mesure la plus récente. La zone la plus à l'ouest (T53-106) présente un rythme positif de +1,21 m/an (Tab. III-11), la seconde zone (T107-117) un rythme positif de +1,54 m/an et la dernière zone (T118-130) qui affiche un rythme d'évolution positif de +1,39 m/an, soit environ les mêmes taux que pendant la période de mesure précédente entre 2005 et 2009. La forte occurrence de hauts niveaux d'eau engendrés par les dernières tempêtes hivernales, avec notamment 9 niveaux supérieurs au PHMA dont 2 supérieurs au niveau de période de retour décennale et un de période centennale (Fig. III-95), n'a donc pas empêché la tendance à la progradation du cordon dunaire de se poursuivre sur ce site.

Les données anémométriques recueillies à Calais entre le 8 mai 2008 et le 31 décembre 2013 montrent une certaine variabilité interannuelle dans la fréquence des vents ≥ 8 m

s-1, sans toutefois que ne se dégage d'années qui pourraient être plus tempétueuses (**Fig. III-96**). On note par contre une plus faible fréquence de vents ≥ 8 m s-1 à en 2009, qu'il s'agisse du nombre total d'observations de vents ≥ 8 m s-1 (**Fig. III-96 A**), ou du nombre d'événements de vents ≥ 8 m s-1 ayant duré plus de 24 h (**Fig. III-96 B**). On remarque une variabilité beaucoup plus grande dans la fréquence annuelle des vents ≥ 16 m s-1, les années 2012 et 2013 se distinguant par un nombre élevé d'observations (**Fig. III-96 C**). Ces forts vents correspondent essentiellement aux tempêtes Ulli et Andrea qui ont frappé l'ouest de l'Europe au début janvier 2012, puis à la série de tempêtes qui ont balayé les côtes de l'ouest et du nord de la France entre octobre 2013 et janvier 2014, notamment les tempêtes Christian, Godehart et Xaver, avec des vents ayant pu atteindre ou dépasser les 20 m s-1 lors de certaines de ces tempêtes.

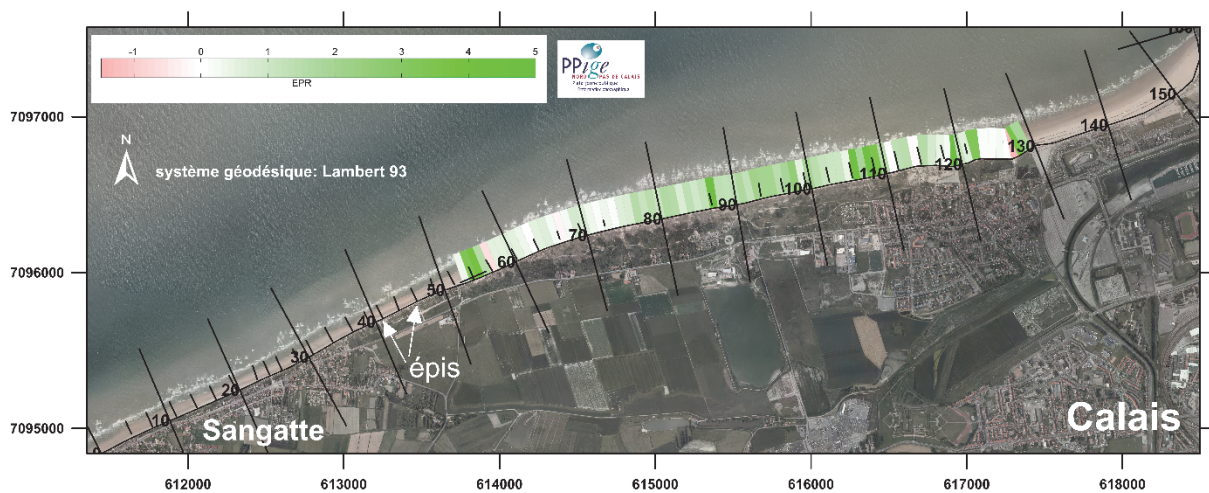


Fig. III-93 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le littoral allant de Sangatte à Calais.

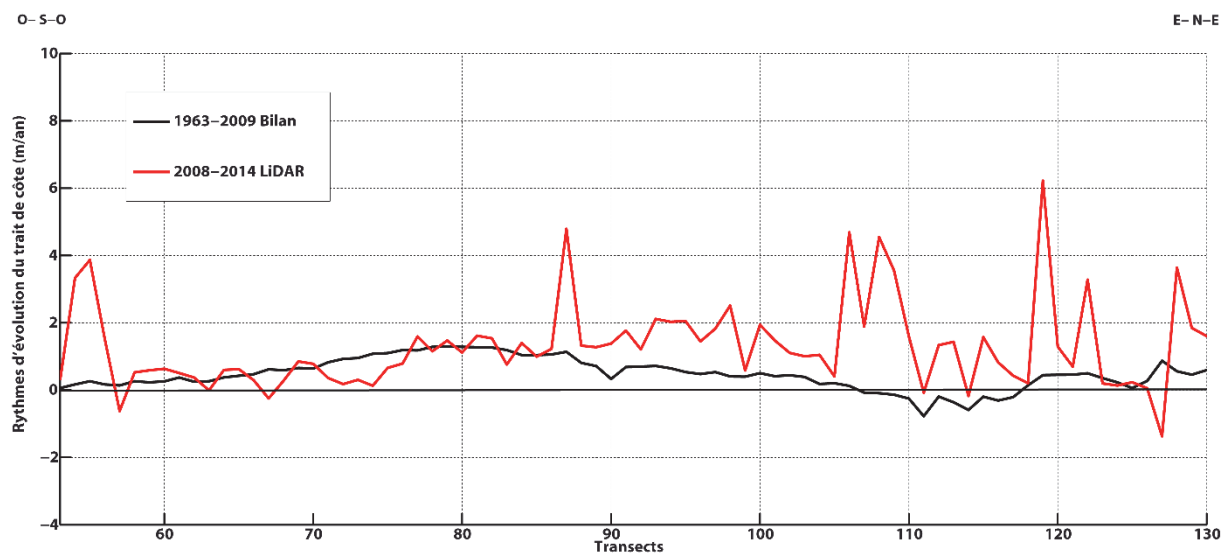


Fig. III- 94 : Evolution du trait de côte de Sangatte à Calais entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).

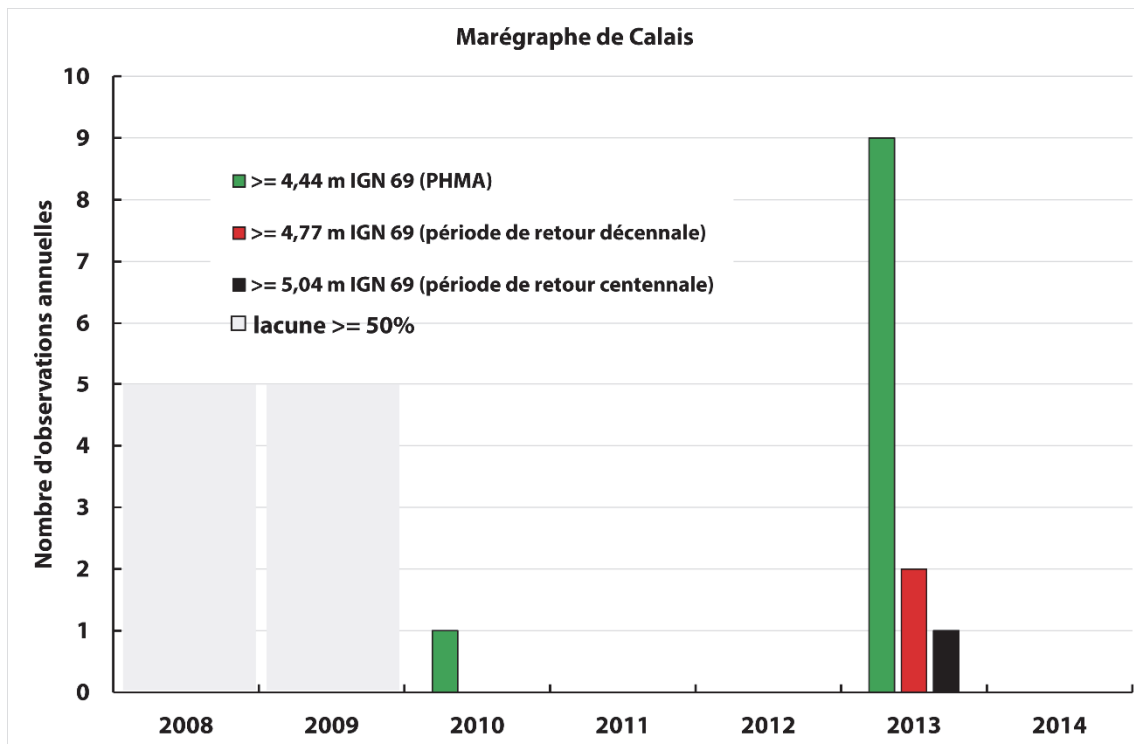


Fig. III-95 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 4,44 m (PHMA), 4,77 m (période de retour décennale) et 5,04 m (période de retour centennale) depuis 2008 pour le marégraphe de Calais (en mètres IGN 69).



Fig. III-96 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Calais de mai 2008 à décembre 2013. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.

2. Littoral de Calais à Gravelines

Située entre le port de Calais à l'ouest et l'embouchure endiguée du fleuve Aa à l'est, cette portion de littoral sera divisée en deux secteurs distincts pour une meilleure compréhension de l'analyse de l'évolution du rivage.

A. Littoral de Calais-Hoverport aux Hemmes de Marck

a. Caractéristiques morphologiques

Cette portion de littoral s'étend sur 11,5 km de longueur entre l'Hoverport (ancien port accueillant la liaison transmanche de l'aéroglesseur Hovercraft) à l'ouest et l'anse de l'abri côtier à l'est, marquant la transition avec le Platier d'Oye (**Fig. III-97**). Située sur la commune de Marck, ce littoral comprend un cordon dunaire dont la morphologie varie d'ouest en est. Au niveau du hameau du Fort-Vert, le massif dunaire est plutôt large, jusqu'à 400 m, et possède une altitude moyenne de 10 m IGN69. La forme générale de la dune se caractérise par un renflement du rivage qui révèle une tendance à l'accrétion depuis de nombreuses années (**Héquette et Aernouts, 2010**). De par sa localisation dans la plaine maritime flamande, ce littoral a fait l'objet de nombreux aménagements pour lutter contre les submersions marines. Au XVII^{ème} siècle, deux digues ont été construites pour protéger la basse plaine : la digue Royale en 1620 et la digue Taaf en 1773. La digue Royale se situe aujourd'hui à plus de 800 m en arrière du trait de côte et, selon (**Briquet, 1930**), le trait de côte sur le site du Fort Vert s'est avancé de plus de 2 km de l'époque gallo-romaine jusqu'au XX^{ème} siècle. Cette progradation du trait de côte est caractérisée actuellement par la formation de dunes embryonnaires et insulaires (nebkhas) (**Fig. III-99**), colonisées par une végétation pionnière (*Cakile maritima*, *Elymus farctus*), qui se rejoignent pour former une nouvelle dune bordière. Leur position à l'avant du cordon dunaire bordier témoigne de la vigueur de l'engraissement du haut de plage et de la progradation du trait de côte de cette portion de littoral (**Tekin, 2004**). L'estran associé à ce cordon dunaire est le plus large de région NPDC, il va de 600 m de largeur face au Fort Vert et jusqu'à 2000 m de largeur en face des Hemmes de Marck, formant une plate-forme sablo-vaseuse suivie d'une plage à barres et à bâches. La formation de cette large plate-forme a été provoquée par des apports massifs de sédiments dus à des accolements successifs à la côte de plusieurs bancs sableux subtidaux (banc Braseux, Riden de la Rade). Une cartographie différentielle de relevés bathymétriques a permis de mettre en évidence un gain sédimentaire de $89 \times 10^6 \text{ m}^3$ entre 1911 et 1977 pour le Riden de la Rade (**Héquette et Aernouts, 2010**). Cette large plate-forme sableuse subit une déflation éolienne efficace (**Tekin, 2004 ; Aubry, 2010**) qui permet d'alimenter le haut de plage et ainsi former les formes d'accumulations décrites précédemment (**Anthony et al., 2006**). Au droit de cette plate-forme, le cordon dunaire végétalisé se développe vers l'est sur environ 6,5 km de long jusqu'à l'anse de l'abri côtier, au commencement du Platier d'Oye. Cette portion du massif dunaire est très étroite, ne dépassant pas 100 m, pour une altitude comprise entre 5 et 10 m IGN69 (**Fig. III-100**).

Pour finir, il est à noter qu'au droit de ce massif dunaire ont lieu des remaniements anthropiques comme tels que le creusement de nombreuses mares de chasse, ce qui a un impact sur l'évolution du trait de côte.

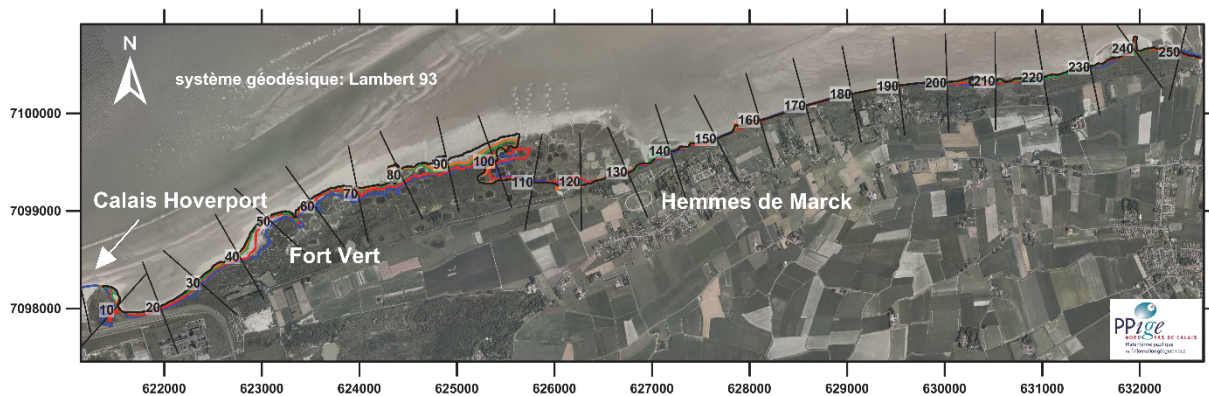


Fig. III-97 : Présentation du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck et traits de côte associés.

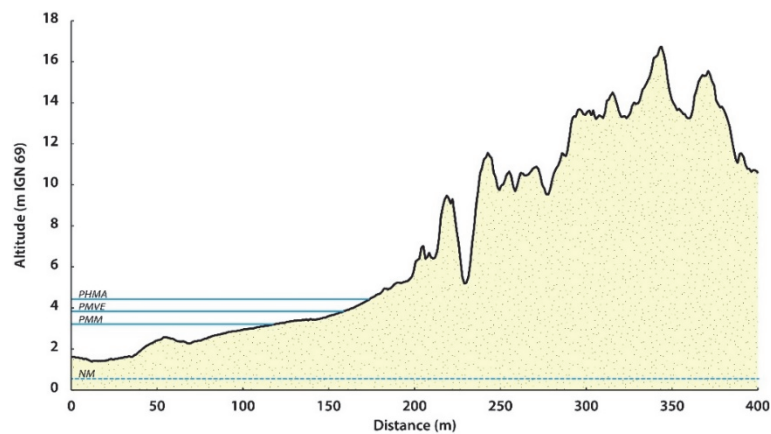


Fig. III-98 : Coupe topographique type du cordon dunaire du Fort Vert, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

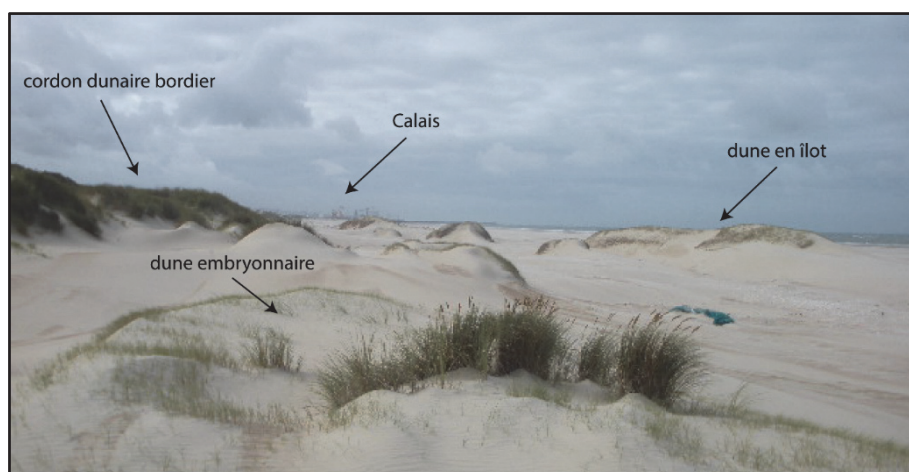


Fig. III-99 : Vue du cordon dunaire bordier du Fort Vert et de ses dunes embryonnaires et insulaires (cliché pris M-H. Ruz).

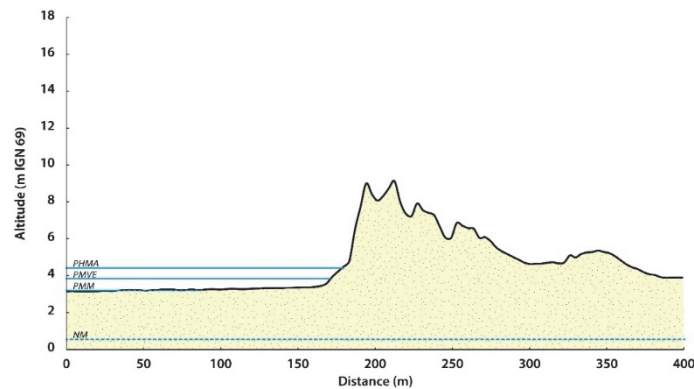


Fig. III-100 : Coupe topographique type du cordon dunaire des Hemmes, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

D'après l'évolution générale du trait de côte entre 1963 et 2009, deux zones présentent clairement une différence d'évolution de leur rivage. A l'ouest du site d'étude, les dunes du Fort Vert ont nettement progradé vers le large avec un rythme moyen d'évolution de 2,59 m/an (**Tab. III-12**) et on enregistre une progradation allant jusqu'à plus de 200 m par endroits (environ 4,5 m/an). Cette évolution positive est continue dans le temps, avec même une augmentation du rythme d'évolution pour les deux périodes de mesures les plus récentes (2000-2005 et 2005-2009, **Tab. III-12**). Des taux de plus de 20 m/an sont observés entre 2005 et 2009, au niveau des transects 60-70 (**Fig. III-101 B**). Le secteur des Hemmes de Marck montre des variations de la position du trait de côte nettement moins marquées. L'évolution générale de la ligne de rivage est relativement stable sur un grand nombre de transects. Le bilan est légèrement négatif entre les transects 160 à 170, avec un recul atteignant les 10 m au maximum (-0,2 m/an) (**Fig. III-101**). Seule la partie la plus orientale montre une évolution générale un peu plus marquée, de manière positive, qui peut atteindre et dépasser les 100 m de progradation (3,6 m/an) (**Fig. III-101**). Cette avancée du trait de côte entre les transects 200 à 250 s'est essentiellement déroulée depuis le début des années 2000.

Par choix, le secteur situé entre les transects 100 à 135 (**Fig. III-97**), correspondant à la transition entre les secteurs du Fort Vert et des Hemmes de Marck, n'a pas été abordé car il correspond à une zone couverte de mares de chasses. Les fortes variations que l'on pourrait observer pour ce secteur sont vraisemblablement d'origine anthropique.

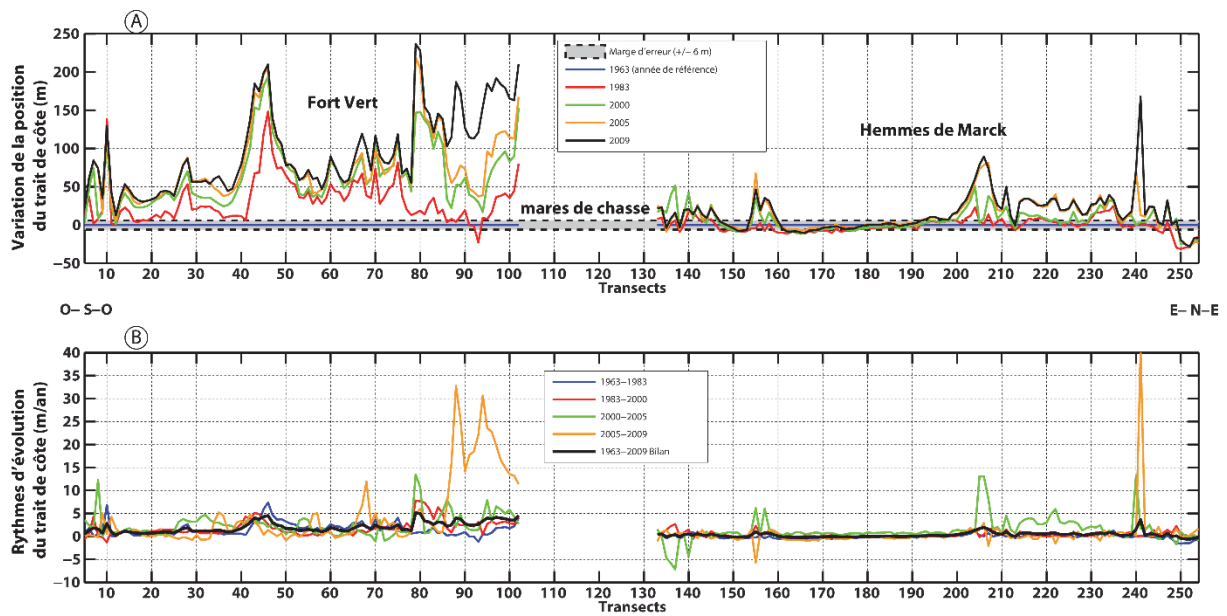


Fig. III-101 : Evolution du trait de côte du Fort Vert et des Hemmes de Marck entre 1963 et 2009.

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	LiDAR 2008-2014
Fort Vert (T5-98)	+1,58 m/an	+1,85 m/an	+2,70 m/an	+4,22 m/an	+2,59 m/an	+4,98 m/an
Hemmes de Marck (T135-254)	-0,06 m/an	+0,41 m/an	+1,42 m/an	+0,44 m/an	+0,55 m/an	+0,83 m/an

Tab. III-12 : Rythmes d'évolution du trait de côte du Fort Vert et des Hemmes de Marck.

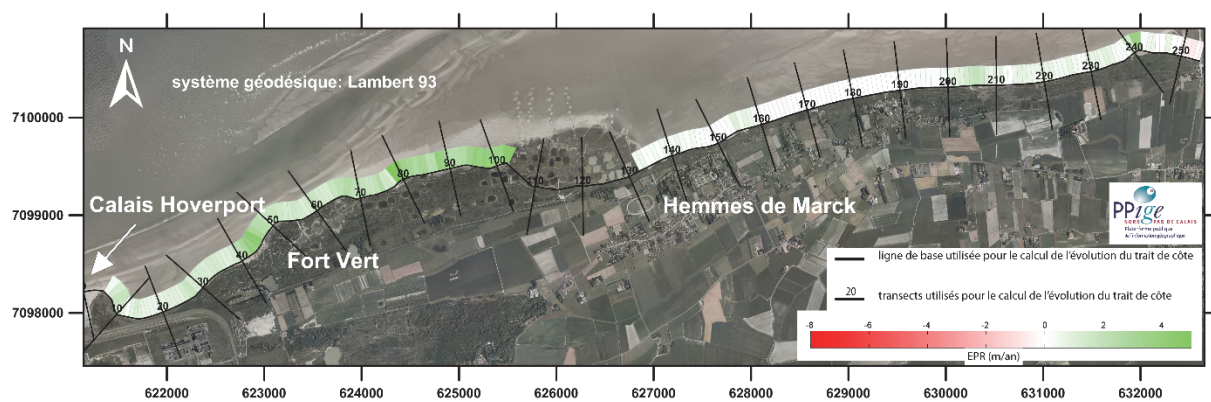


Fig. III-102 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant de Calais aux Hemmes de Marck.

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 (LiDAR)

Malgré les tempêtes automnales et hivernales de la fin d'année 2013, l'évolution du trait de côte allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mai 2008 et janvier 2014 présente des rythmes d'avancée vers la mer élevés (**Fig. III-103** et **Fig. III-104**). Les dunes du Fort Vert continuent leur progradation vers le large à des rythmes positifs oscillants entre 0 et 5 m/an et dépassant les 10 m/an dans leur partie située la plus à l'est (T70-98). Les nombreuses dunes embryonnaires et en îlots de ce secteur ont joué le rôle de tampon contre les hauts niveaux d'eau et ont ainsi protégé le cordon dunaire fixe situé en arrière (**Fig. III-105**). Un seul transect (n°83) présente un recul supérieur à -10 m/an (**Fig. III-103**). Les dunes du Fort Vert sont caractérisées par un rythme moyen d'évolution de + 4,98 m/an semblable au taux précédemment enregistré lors de la période de mesure 2005-2009 (**Tab. III-12**), confirmant ainsi l'intensification pendant ces dernières années de la progradation vers le large de cette portion de linéaire côtier de la région Nord-Pas-de-Calais.

Le cordon dunaire des Hemmes de Marck présente quant à lui un rythme moyen d'évolution de + 0,83 m/an pour la période de mesure 2008-2014 (**Tab. III-12**). Ce taux est supérieur au rythme moyen calculé pour l'ensemble des périodes de mesures à moyen-long terme (+0,55 m/an) mais inférieur à la période de mesure 2000-2005 (+ 1,42 m/an). Cette évolution positive se localise essentiellement aux extrémités ouest et est de ce secteur, où les rythmes varient entre 1 et 5 m/an. La partie centrale (T160-200) du cordon dunaire des Hemmes de Marck est très stable, son trait de côte présente peu d'évolutions (**Fig. III-103**). Une particularité dans cette évolution se présente à l'est du site, au niveau du transect n°242, avec un fort taux de recul du trait de côte très localisé. Ce rythme négatif de grande ampleur (supérieur à 10 m/an) provient de l'érosion d'une partie d'une accumulation sédimentaire particulière, perpendiculaire au trait de côte et accolée à une mare de chasse, qui s'était formée à partir du début des années 2000 (origine anthropique) et avait connu des taux de progradation élevés par la suite (**Fig. III-103**).

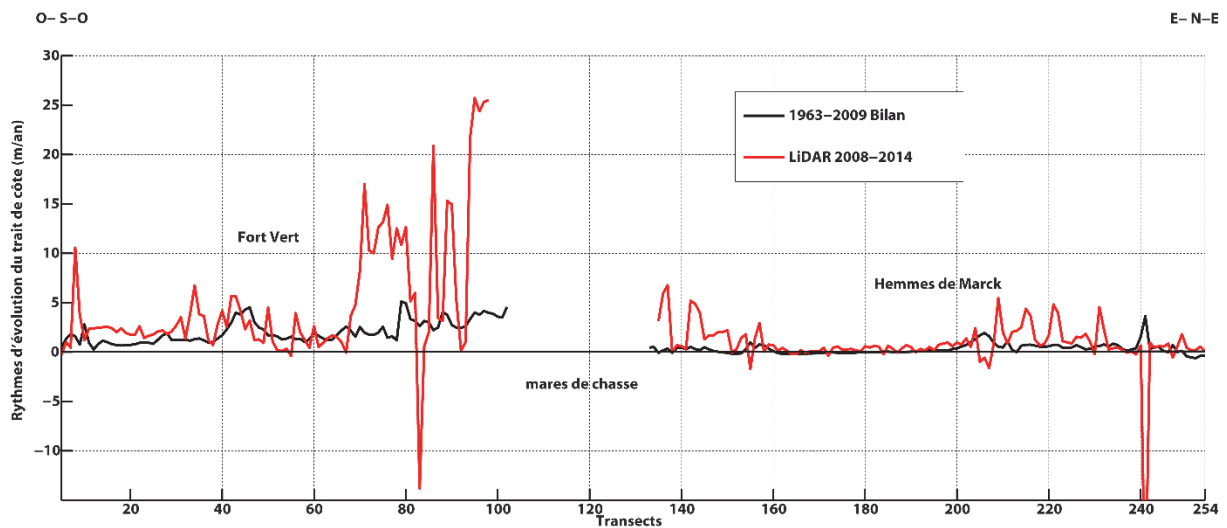


Fig. III-103 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck.

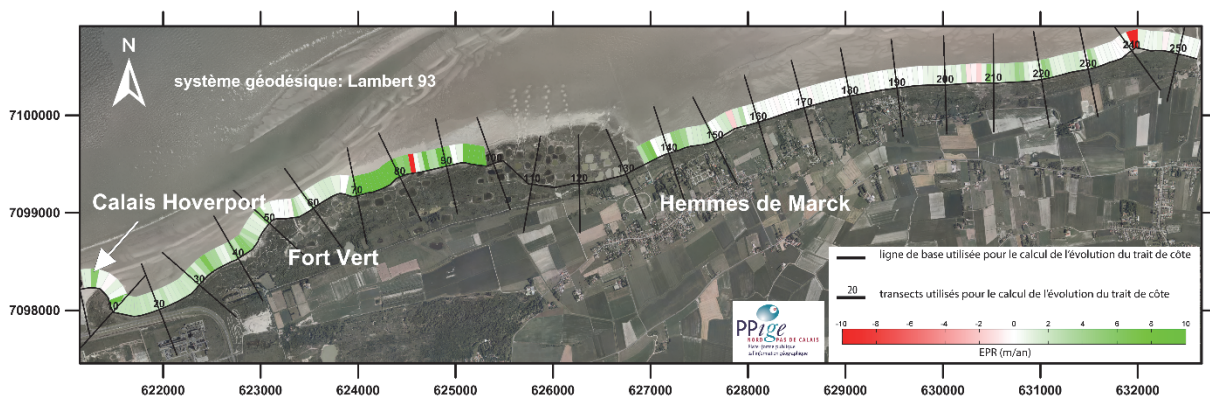


Fig. III-104 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral allant de Calais aux Hemmes de Marck.



Fig. III-105 : Illustration de l'érosion d'une dune en îlot du secteur du Fort-Vert (cliché pris le 16/04/2014 par M-H. Ruz).

B. Littoral du Platier d'Oye

a. Caractéristiques morphologiques

Classé réserve naturelle depuis 1987, le Platier d'Oye se situe sur la commune d'Oye-Plage. Il est bordé à l'est par l'embouchure endiguée du fleuve Aa (Fig. III-106). Si l'on observe le tracé du trait de côte d'ouest en est depuis les Hemmes de Marck, on remarque que les dunes du Platier d'Oye forment une nette avancée par rapport aux rivages adjacents (environ 600 m). Cette avancée est très nette si l'on compare la position du trait de côte actuelle avec la carte d'état-major de la période 1820-1866 (Fig. III-107).

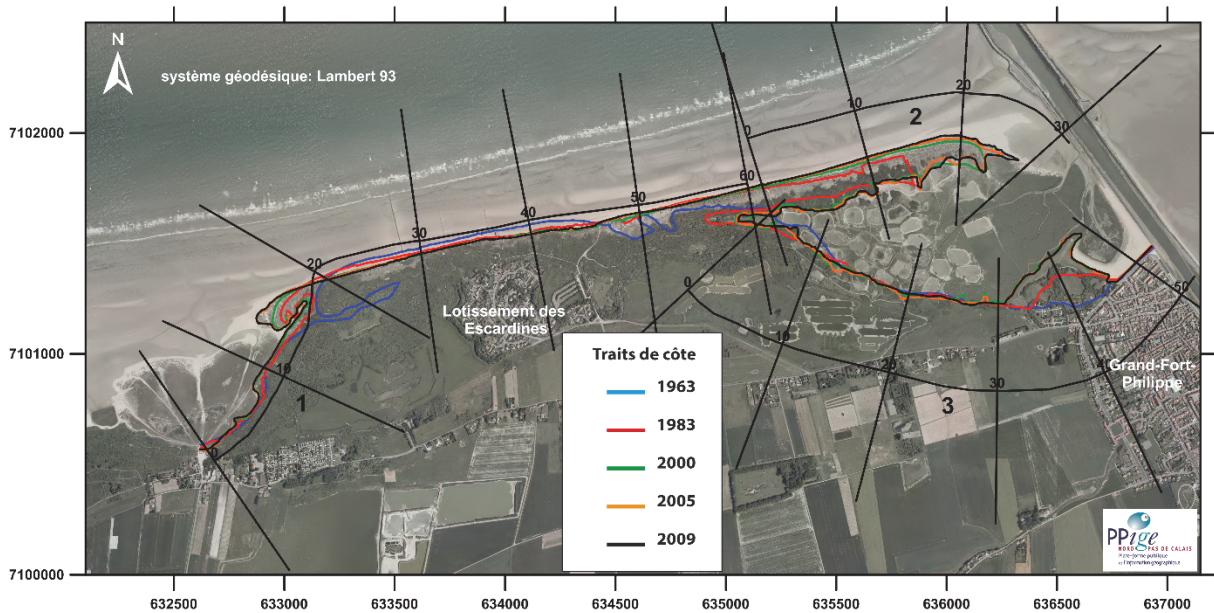


Fig. III-106 : Présentation du littoral du Platier d'Oye et traits de côte associés.

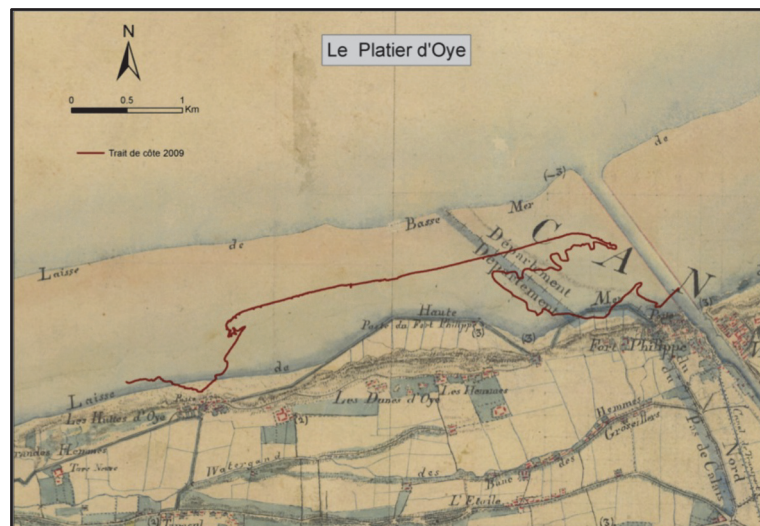


Fig. III-107 : Position du trait de côte actuel (rouge) du Platier d'Oye sur la carte d'état-major de la période 1820-1866 (Duhamel, 2013).

Dans sa partie centrale, le Platier d'Oye présente un cordon dunaire unique peu large (environ 100 m) et d'une hauteur maximale de 15 m (**Fig. III-109** et **Fig. III-109**). Dans la zone basse située à l'arrière de la dune (altitude 3-4 m IGN69), un lotissement de maisons individuelles (« les Escardines ») a été construit au début des années 1970. Cette implantation d'habitations, couplée à des signes apparents d'érosion sur le cordon dunaire, a conduit les autorités à implanter des aménagements de protection du cordon dunaire. Tout d'abord, 3 épis perpendiculaires au cordon dunaire furent implantés en 1988 au droit du lotissement pour essayer de ralentir la dérive littorale orientée ouest-sud-ouest – est-nord-est. Afin de combler les nombreux siffles-vent provoqués par la déflation éolienne, un remblaiement et un reprofilage de dune ont été effectués en 1995. Ces mesures ont été accompagnées par la plantation d'oyats, mesure souple destinée à fixer le cordon dunaire. En 2000, un nouvel épi a été implanté à l'ouest des 3 premiers. Plus long que les précédents, il avait pour objectif de contrer plus efficacement la dérive littorale. Plus à l'est, un brise-lame en pieux de bois est implanté parallèlement à la dune en haut de plage. En 2006 c'est un casier brise vent expérimental composé de pieux de bois qui a également été installé à la base de la dune. Au vu de l'efficacité de ce casier, 7 autres casiers ont été installés en 2010 pour favoriser l'accumulation des sédiments en haut de plage via le transport éolien (**Fig. III-110**). De part et d'autre de cette zone centrale, le Platier d'Oye présente la particularité d'avoir vu le développement de 2 flèches sableuses à crochets. A l'ouest, la flèche se développe en barrant au fur et à mesure l'anse de l'abri côtier, ce qui induit une sédimentation fine et le développement d'une végétation pionnière. A l'est, la flèche est plus longue et progresse en direction des jetées de l'Aa. La progression de cette flèche a permis également le développement d'un schorre qui est alimenté en eau marine uniquement lors des grandes marées ou lors d'épisodes de hauts niveaux d'eau. Ce schorre est impacté par la présence de nombreuses mares de chasse.

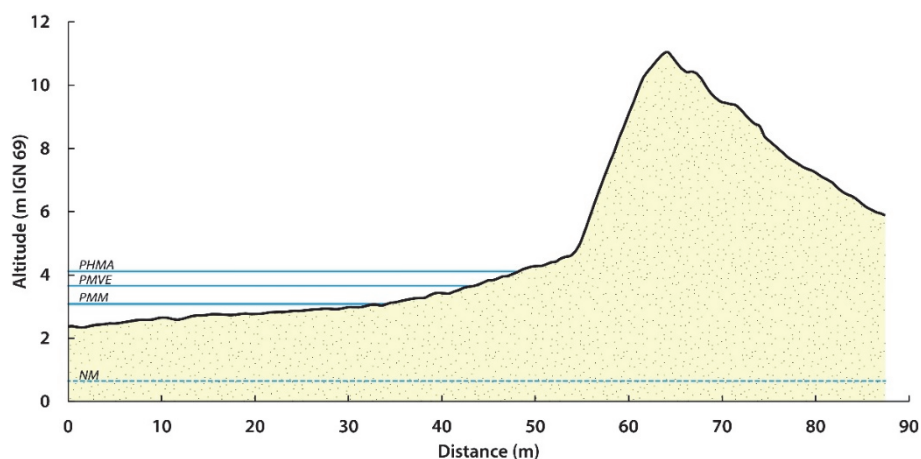


Fig. III-108 : Coupe topographique type du cordon dunaire du Platier d'Oye, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.



Fig. III-109 : Vue du Platier d'Oye depuis le sommet du cordon dunaire .

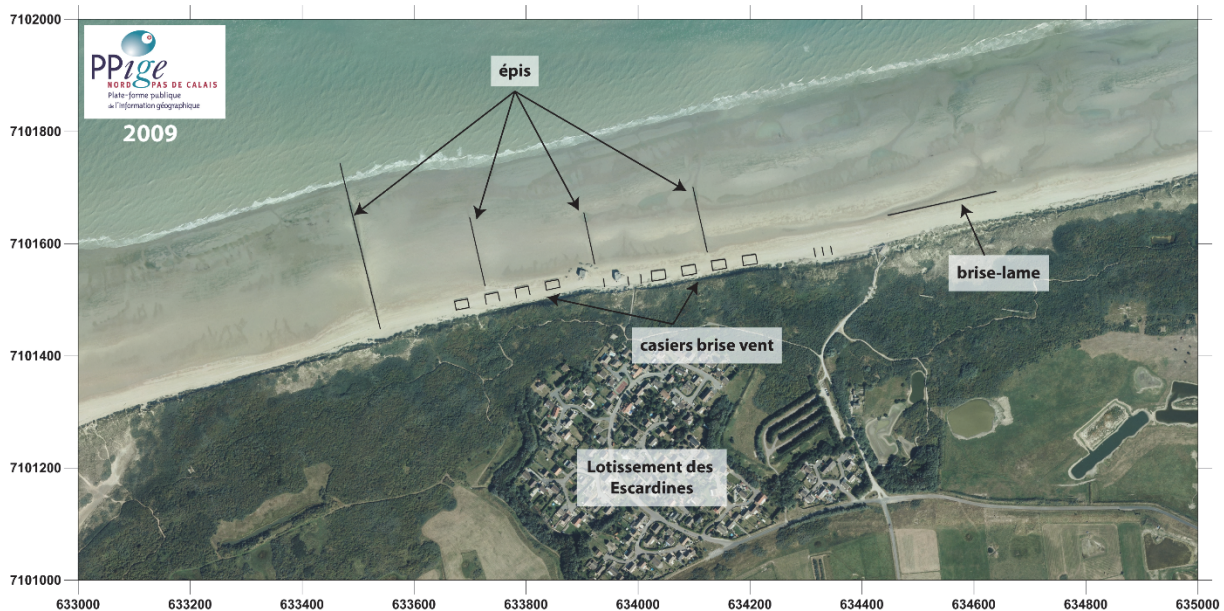


Fig. III-110: Localisation des aménagements de protection dunaire du Platier d'Oye.

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

Du fait de la présence particulière de flèches sableuses sur le site d'étude, l'analyse du trait de côte se fera sur 3 lignes de références différentes.

- Tout d'abord, la ligne de référence n°1 s'étend de l'anse de l'abri côtier, à l'ouest, pour se terminer au commencement de la flèche sableuse à l'est. Au niveau de l'anse de l'abri côtier, des transects 3 à 19, le trait de côte a connu une évolution positive lors de la période 1963-2009 (Fig. III-111). Cette évolution est remarquable plus précisément entre les transects 13 à 19, avec une variation de la position du trait de côte qui atteint + 360 m (7,9 m/an, Fig. III-111). Cette forte progradation correspond à la formation et la migration vers l'ouest de la première flèche sableuse. La progradation de la flèche présente des taux plus importants pour les périodes de mesures 1963-1983 et 2000-2005, dépassant les 10 m/an (Fig. III-111).

Le secteur central du platier d'Oye, entre les transects 20 à 60, présente un bilan négatif de l'évolution du trait de côte sur l'ensemble des transects compris entre le n° 20 et le n° 46. Ce recul qui atteint une trentaine à une quarantaine de mètres s'est

déroulé de 1983 à 2000, les variations enregistrées depuis 2000 étant comprises dans la marge d'erreur. La dernière portion, la plus à l'est, du transect 47 à 60 montre une avancée du trait de côte qui peut atteindre une centaine de mètres (2,3 m/an). Cette forte progradation qui s'est déroulée de 1963 à 1983 a eu pour effet de linéariser le cordon dunaire. Assez stable depuis le début des années 2000, cette portion du littoral a légèrement reculé de 1983 à 2000 (environ -10 m, **Fig. III-111**).

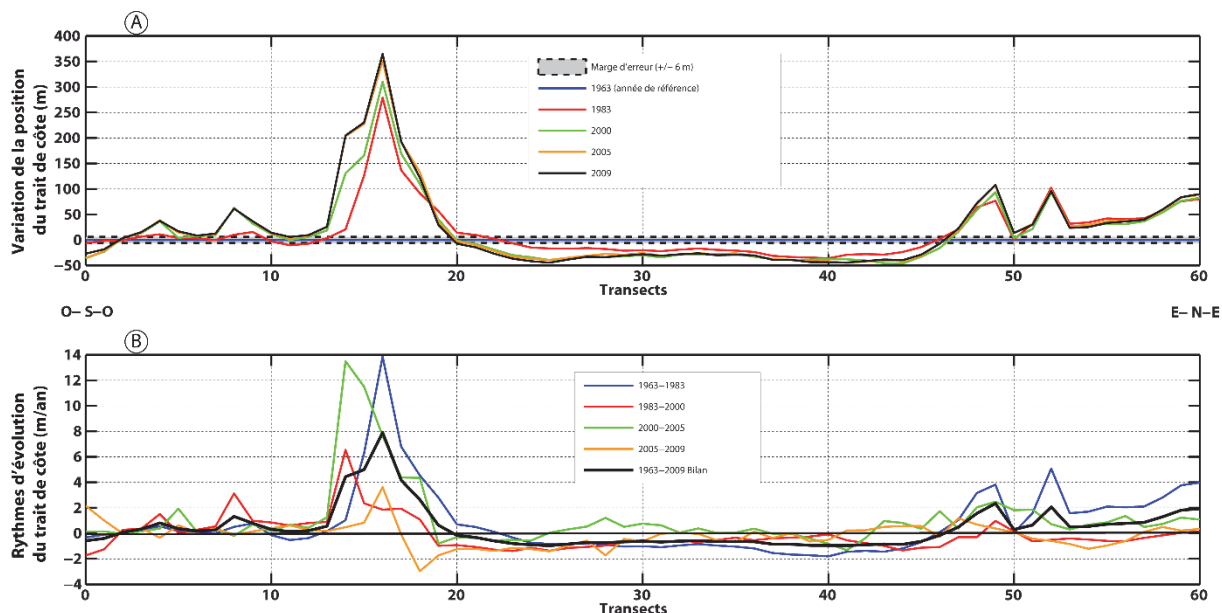


Fig. III-111 : Evolution du trait de côte du secteur 1 du Platier d'Oye entre 1963 et 2009.

Périodes de mesures						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	LiDAR 2008-2014
Abri côtier (T3-19)	+2,19 m/an	+1,33 m/an	+2,94 m/an	+0,16 m/an	+1,65 m/an	+1,52 m/an
Centrale (T20-46)	-0,89 m/an	-0,80 m/an	+0,14 m/an	-0,44 m/an	-0,5 m/an	-0,17 m/an
Centrale (T47-60)	+2,5 m/an	-0,21 m/an	+1,23 m/an	-0,07 m/an	+0,86 m/an	+0,2 m/an

Tab. III-13 : Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral du Platier d'Oye.

La seconde ligne de référence du calcul de l'évolution du trait de côte concerne la flèche sableuse située à l'est du Platier d'Oye (**Fig. III-112**). Les différentes périodes de mesures ne présentent pas la même extension latérale d'ouest en est, révélant ainsi la migration de la flèche sableuse le long du rivage. Sachant que les transects sont espacés d'une distance de 50 m, nous pouvons estimer la distance de progradation de la flèche. La flèche s'est déplacée vers l'est d'environ 500 m entre 1983 et 2000 (29,7 m/an, **Fig. III-112**), puis également environ 500 m entre 2000 et 2005 (100 m/an) et enfin environ 100 m entre 2005 et 2009 (26,5 m/an, **Fig. III-112**). Au total, entre 1963 et 2009, la flèche

sableuse aura migré de plus de 1 km vers l'est en direction des jetées de l'embouchure de l'Aa.

La dernière ligne de référence pour le calcul de l'évolution du trait de côte concerne le schorre qui s'est formé à la suite de l'avancée vers l'est de la flèche sableuse (**Fig. III-113**). Compte tenu du caractère fortement anthropique de ce secteur, les variations mesurées de la position du trait de côte ne seront pas détaillées. Nous pouvons quand même remarquer qu'une zone a connu une forte avancée du trait de côte entre 1963 et 2000 (+ de 200 m), entre les transects 30 et 50 (**Fig. III-113**).

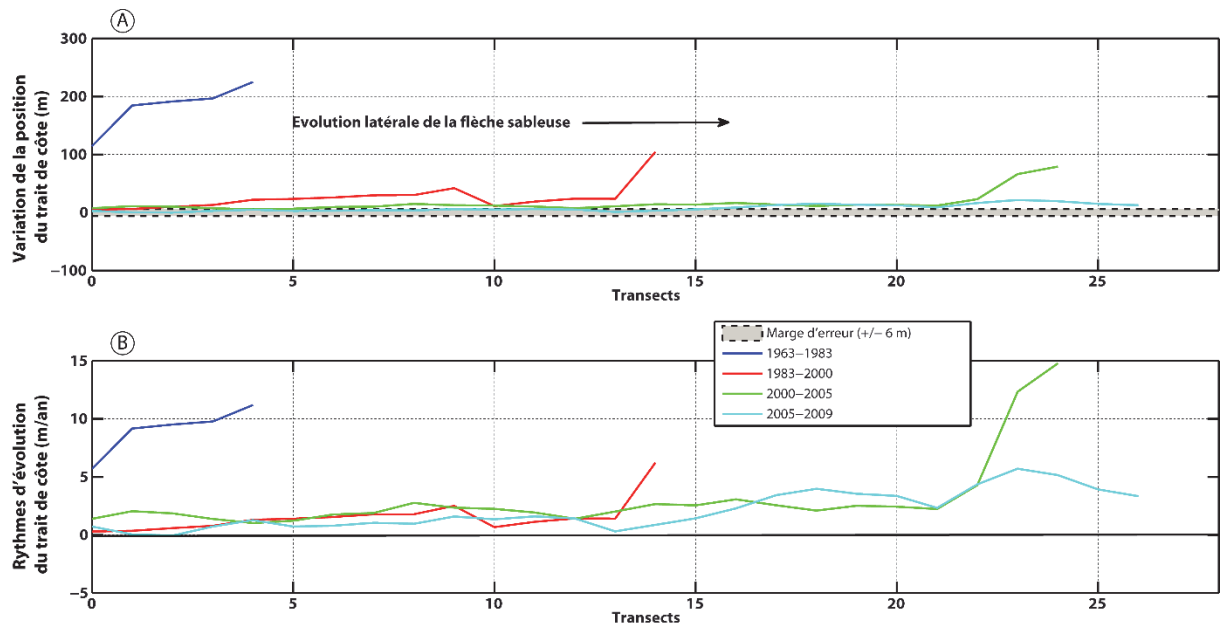


Fig. III-112 : Evolution du trait de côte du secteur 2 du Platier d'Oye entre 1963 et 2009.

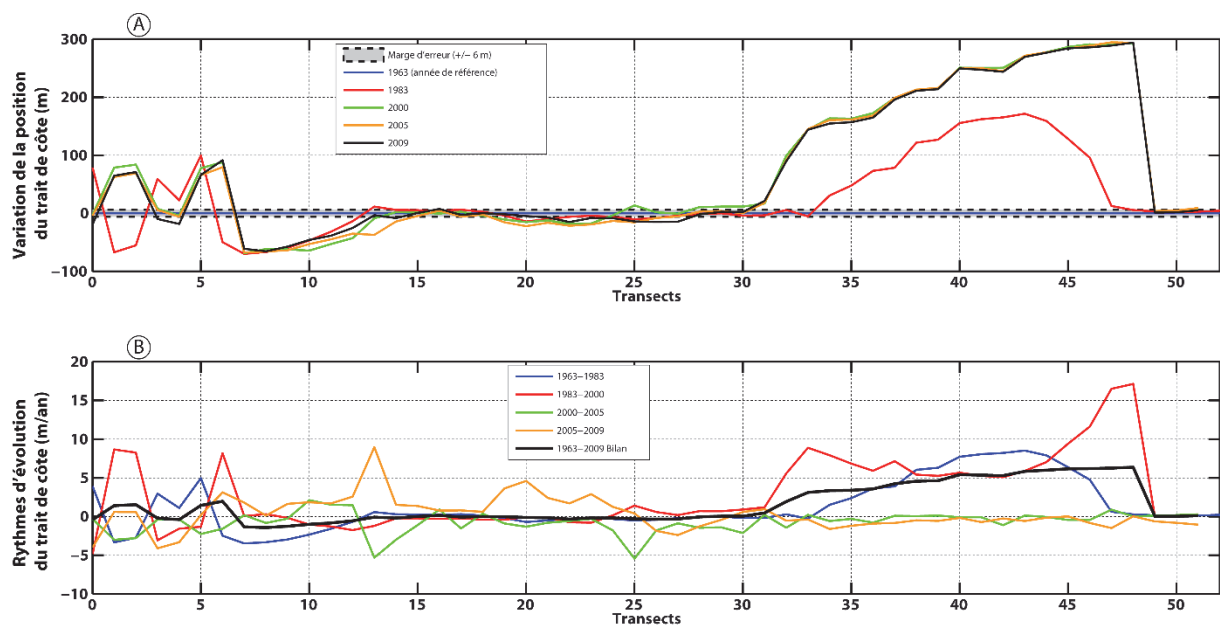


Fig. III-113 : Evolution du trait de côte du secteur 3 du Platier d'Oye entre 1963 et 2009.

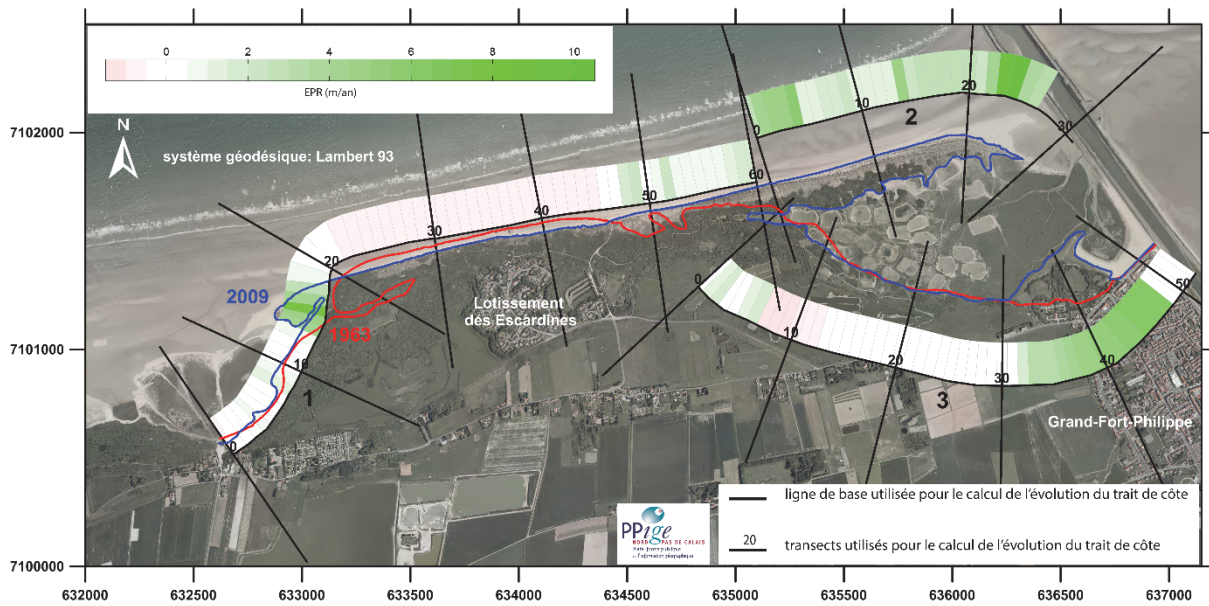


Fig. III-114 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral du Platier d'Oye.

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 (LiDAR)

L'ensemble de l'évolution à court terme du linéaire côtier du Platier d'Oye à partir des données topographiques issues des levés LiDAR est présentée sur la figure III-115. A l'ouest du Platier d'Oye, le secteur présente des rythmes d'évolutions du trait de côte faiblement positifs dans l'Anse de l'Abri Côtier (T3-19), inférieurs à 1m/an (**Fig. III-115**). Cette évolution positive est due au fait que le cordon dunaire est protégé des hauts niveaux d'eau par la flèche sableuse migrant vers l'ouest et les dunes en îlots qui ferment l'anse. La progression vers l'ouest de la flèche s'est d'ailleurs poursuivie durant ces dernière années, puisque les transects n°4,15 et 16 montrent des rythmes d'évolution positifs rapides, compris entre 5 et 9,5 m/an (**Fig. III-115**), ce qui correspond à une progression d'une soixante de mètres environ. Cette évolution marquée de la flèche sableuse a pour effet d'augmenter le rythme moyen d'évolution du trait de côte pour cette zone de l'Anse de l'Abri Côtier (T9-19) qui s'élève à + 1,52 m/an pour la période de mesure 2008-2014 (**Tab. III-13**). La partie centrale du cordon dunaire du Platier Oye, face au lotissement des Escardines, a subi les assauts des différents hauts niveaux d'eau de l'hiver 2013. En effet, le rythme d'évolution moyen entre les transects n°20 à 46 est de -0,17 m/an (**Tab. III-13**). L'érosion se concentre au niveau des transects n°21 à 24 et n°34 à 37 avec un rythme maximal de -1,18 m/an, soit environ 7 m de recul du trait de côte (**Fig. III-115**). A partir du transect n°47 jusqu'au transect n°56, face au brise-lame en pieux de bois, l'évolution de trait de côte devient positive, avec des rythmes oscillants entre 0,2 et 0,8 m/an (**Fig. III-115**). A partir du transect n°57, l'évolution du cordon dunaire redevient négative et se poursuit sur le deuxième secteur d'étude du cordon dunaire du platier d'Oye, jusqu'au transect n°9 (**Fig. III-116**). Le rythme de recul est de l'ordre de -0,25 à -0,4 m/an, soit un recul du front dunaire de -1,5 à -2,4 m. Sur cette portion, deux transects (n° 2 et 6) présentent tout de même un rythme positif d'évolution

du trait de côte de + 0,51 m/an et + 0,44 m/an respectivement. A partir du transect n°10, la flèche sableuse se développant vers l'est du Platier d'Oye a vu son cordon dunaire continuer d'accumuler des sédiments et prograder vers le large. Le rythme moyen d'évolution est de + 1,54 m/an avec un maximum atteignant + 4,22 m/an au transect n°25

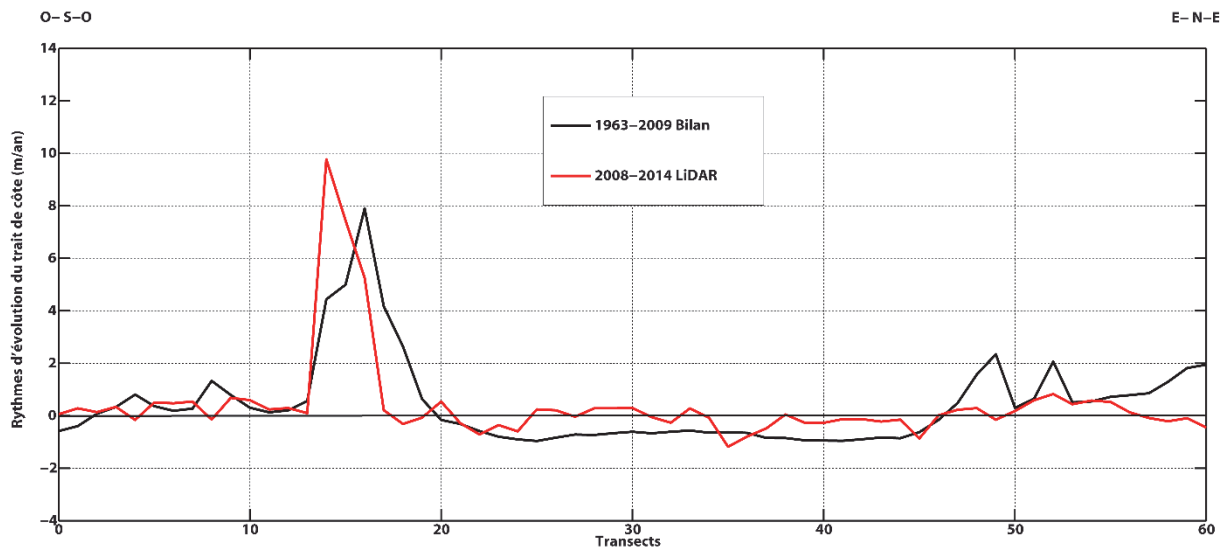


Fig. III-115 : Evolution du trait de côte du Platier d'Oye (secteur 1) entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).

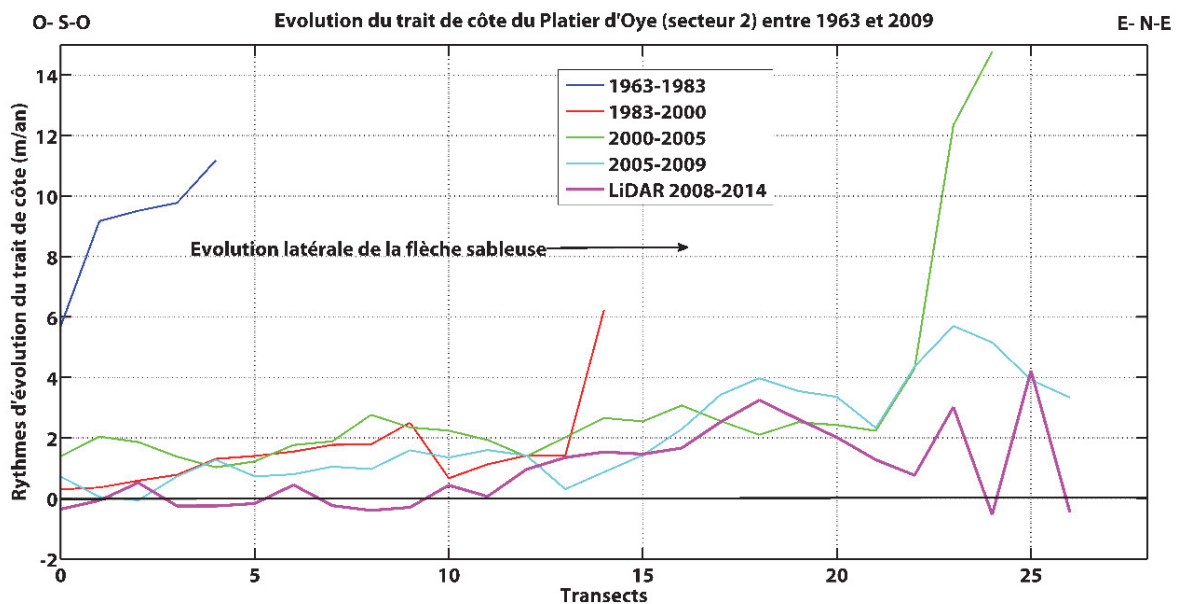


Fig. III-116 : Evolution du trait de côte du Platier d'Oye (secteur 2) entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).

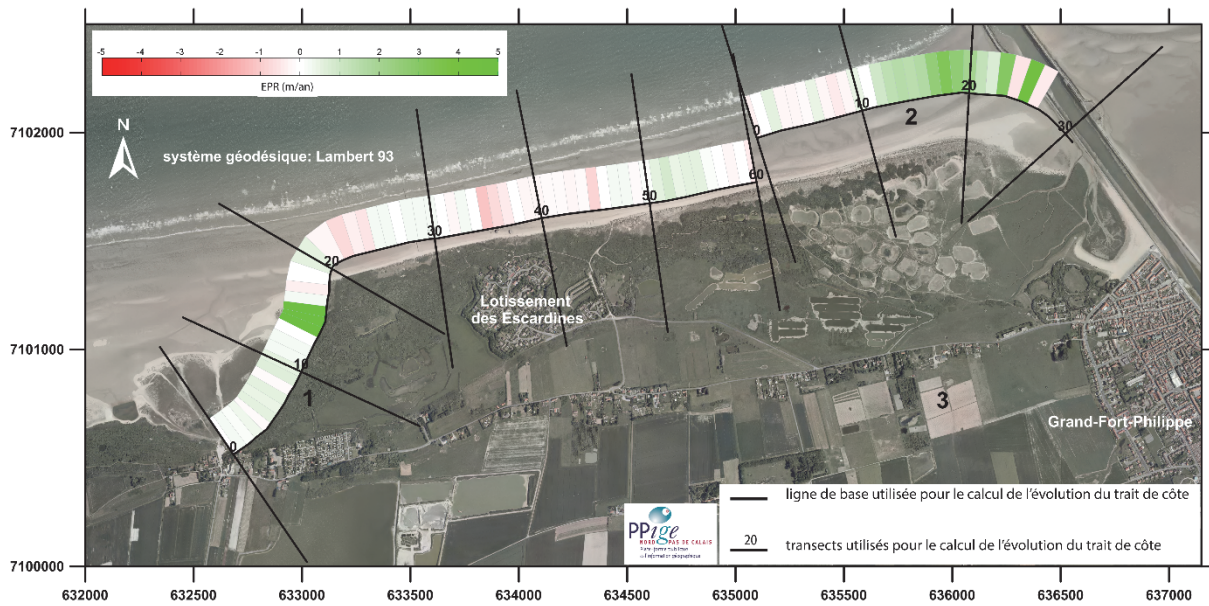


Fig. III-117 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral du Platier d'Oye.

3. Littoral de Dunkerque à la frontière franco-belge

a. Caractéristiques morphologiques

Le littoral de l'est dunkerquois s'étend sur environ 13 km de long, de la plage de Malo-les-bains, située à l'est de l'avant-port est de Dunkerque, à la frontière franco-belge, située entre Bray-Dunes (France) et La Panne (Belgique). Comme le reste du littoral de la région NPDC, ce littoral est composé d'une plage à barres et bâches, large de 400 à 500 m en marée de vives eaux. Cet estran était auparavant associé à un cordon dunaire unique sur l'ensemble de son linéaire mais celui-ci a connu une régression de sa surface sous l'effet d'une pression anthropique élevée. En effet, outre l'artificialisation du littoral à l'ouest de Dunkerque par les agrandissements successifs du Grand Port Maritime de Dunkerque (GPMD), l'est dunkerquois a subi une artificialisation tournée vers le tourisme balnéaire. Aujourd'hui rattachée à la ville de Dunkerque, la station de Malo-les-Bains a vu le jour à la fin du XIX^{ème} siècle tandis que la digue et l'hôpital maritime de Zuydcoote et la station balnéaire de Bray-Dunes datent du XX^{ème} siècle. Avec ces différents développements anthropiques, 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-Ferec, 1995**).

Ce massif dunaire présente des dunes de type « flamandes » caractérisées par une dune bordière, une panne humide d'altitude faible (3 à 6 m IGN69) et des dunes paraboliques internes (**Fauchois, 1998**). D'une largeur de 600 à 1500 m et d'une altitude pouvant atteindre 15 à 20 m IGN69, ce massif dunaire est, comme pour les autres sites étudiés précédemment, le rempart protégeant les zones basses de la plaine maritime

flamande contre d'éventuelles submersions marines. Située dans ce secteur, la commune des Moères (altitude -4 à +2 m) est la commune la plus basse de France.

Ces dunes de l'est dunkerquois peuvent être divisées en trois sous-ensembles, d'ouest en est :

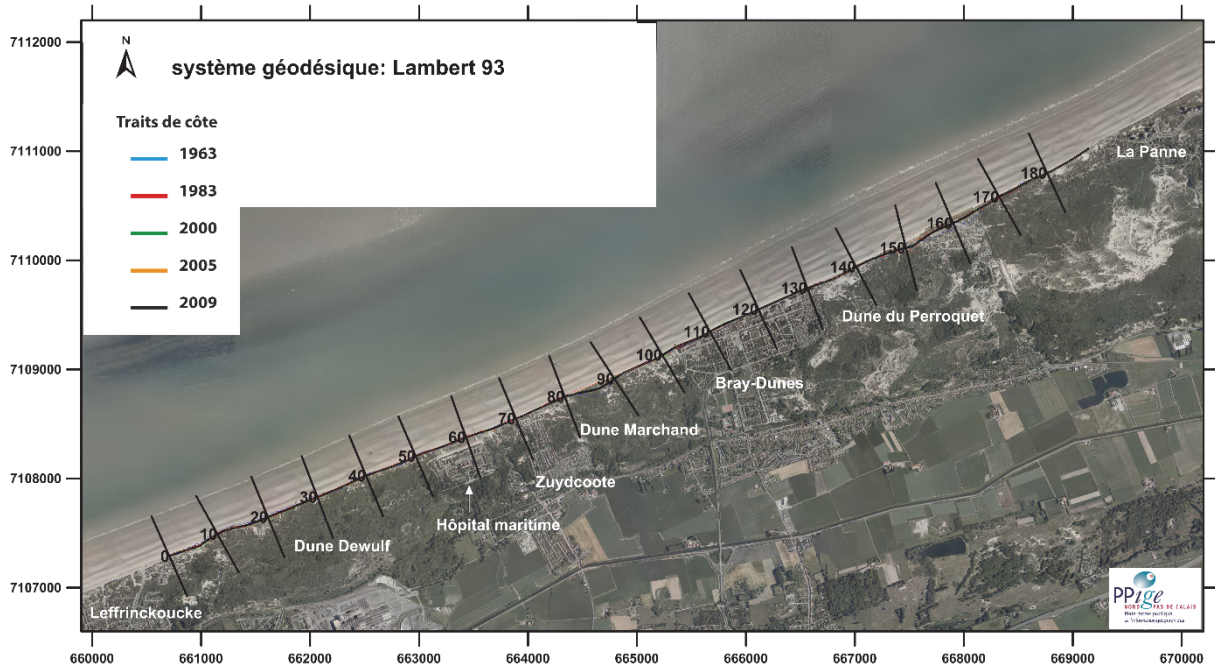


Fig. III-118 : Présentation du littoral de l'est-dunkerquois et traits de côte associés.

- La Dune Dewulf, d'une longueur de 3,1 km entre Leffrinckoucke et Zuydcoote, est large d'environ 600 m (Fig. III-119 et Fig. III-118), avec un cordon bordier ayant une altitude moyenne comprise entre 15 et 20 m IGN69 (Fig. III-120).



Fig. III-119 : Vue de la dune Dewulf et de l'estran depuis le sommet du cordon dunaire bordier .

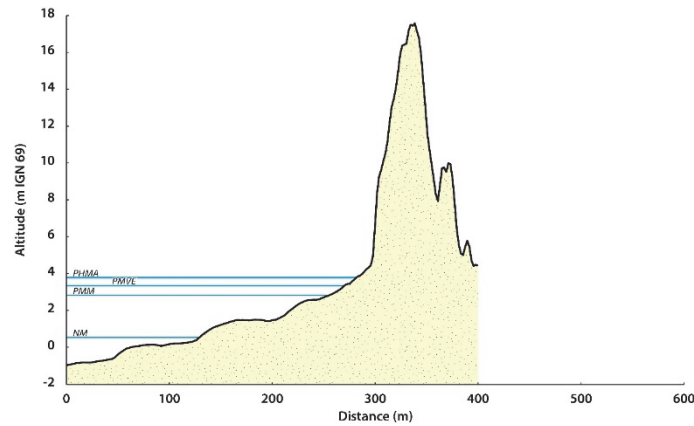


Fig. III-120 : Coupe topographique type de la dune Dewulf, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

- D'une largeur similaire, la Dune Marchand s'étend de Zuydcoote à Bray-dunes sur 1,8 km (**Fig. III-118**). Le cordon bordier présente une altitude moyenne similaire à la dune Dewulf, de 15 à 20 m IGN69 (**Fig. III-121**).

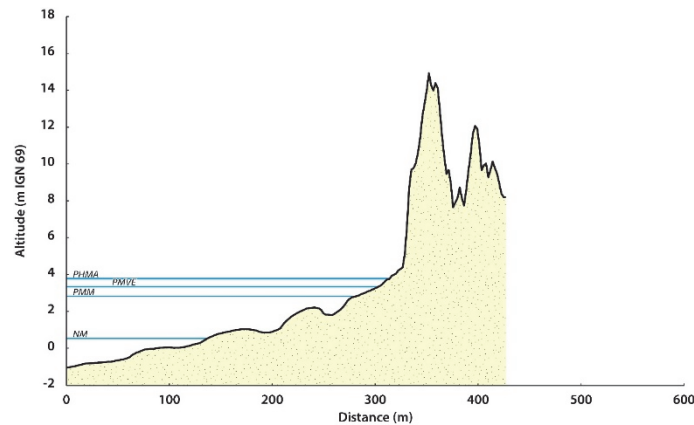


Fig. III-121 : Coupe topographique type de la dune Marchand, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

- La Dune du Perroquet, qui accueille un camping du même nom, s'étend de Bray-Dunes jusqu'à la frontière franco-belge sur 1,6 km. Elle se prolonge en Belgique jusqu'à la station balnéaire de La Panne par le massif dunaire du Westhoek. Cette dune est la plus large des trois, elle atteint 1500 m au niveau du camping du Perroquet. A contrario des dunes Dewulf et Marchand, elle présente des dunes embryonnaires à végétation pionnière en développement, signe de progradation de la dune vers le large (**Fig. III-118**, **Fig. III-122** et **Fig. III-123**).



Fig. III-122 : Vue de la dune du Perroquet et de l'estran depuis le sommet du cordon dunaire bordier (cliché pris par Adrien Cartier).

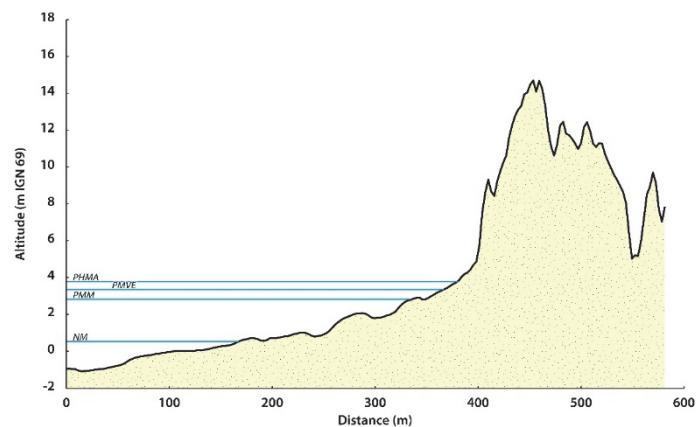


Fig. III-123 : Coupe topographique type de la dune du Perroquet, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.

Au droit de ces 3 massifs dunaires, la bathymétrie des petits fonds évolue d'ouest en est. La pente de l'avant-côte au droit des dunes Dewulf et Marchand à l'ouest est plus forte en raison de la présence d'un chenal de navigation et un banc sableux subtidal peu profond (banc du Hills), affleurant aux marées basses de vives eaux. Non présents plus à l'est vers Bray-Dunes, la pente du profil de l'avant-côte au droit de la Dune du Perroquet présente donc une pente plus douce qu'à l'ouest du site d'étude (**Fig. III-124**). Cette différence de pente d'avant-côte influe sur les conditions hydrodynamiques et pourrait influencer l'évolution du trait de côte de cette portion de littoral (**Héquette et al., 2009**).

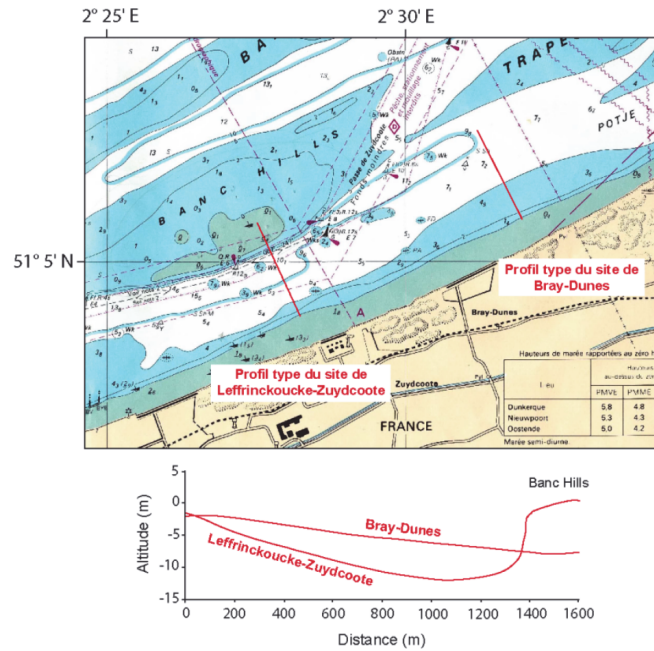


Fig. III-124: Profils bathymétriques à l'avant côte des deux sites test à Leffrinckoucke-Zuydcoote et Bray-Dunes (tiré de Maspataud, 2001, d'après Héquette et al., 2009, extrait de la carte marine du SHOM)

b. Evolution du trait de côte entre 1963 et 2009

Au vu de l'évolution globale du secteur entre 1963 et 2009, nous allons analyser l'évolution du trait de côte pour chaque massif dunaire précédemment décrit.

- La Dune Dewulf présente une moyenne négative (-0,43 m/an) pour l'évolution générale du trait de côte entre 1963 et 2009 (Tab. III-14). Cette érosion est quasi-générale sur tout le massif dunaire, hormis entre les transects 43 à 48 (Fig. III-125). Cette érosion s'est déroulée de manière préférentielle dans la partie ouest de la dune entre 1963 et 1983, avec un recul maximal d'une quarantaine de mètres (jusqu'à -2 m/an dans cette zone) alors que la partie centrale de la dune (T43 à 48) a plutôt eu tendance à prograder (+ 25 m maximum). La période 1983-2000 a vu une généralisation de l'érosion pour l'ensemble de la dune Dewulf avec un taux moyen de recul de -0,86 m/an (-2,2 m/an maximum). Les deux dernières périodes les plus récentes montrent des variations de la position du trait de côte essentiellement comprises dans la marge d'erreur, ce qui témoigne d'une certaine stabilité. Seuls quelques transects à l'ouest de la dune montrent une avancée significative, jusqu'à plus de 30 m (+6 m/an), ce qui vient contrebalancer en partie l'érosion historique de ce secteur.
- La Dune Marchand présente également une évolution globale moyenne négative, mais de moindre ampleur (-0,37 m/an, Tab. III-14). Cette évolution est essentiellement liée à une forte érosion du premier tiers occidental de la dune (transects 65 à 76) entre 1963 et 1983 (jusqu'à + 107 m, soit environ +5,3 m/an, Fig. III-125). A l'instar de la dune Dewulf, la période 1983-2000 a été érosive sur tout le linéaire de la dune Marchand, la tendance moyenne enregistrée est de -0,59 m/an, avec des taux

maximaux atteignant les 1,5 m/an. Depuis le début du XXIème siècle la dune semble stable, les variations de la position du trait sont comprises dans la marge d'erreur.

- Située la plus à l'est du site d'étude, la Dune du Perroquet se différencie des deux autres massifs dunaires par le fait que son linéaire côtier est en progradation sur l'ensemble de la période d'étude, à un rythme moyen de +0,41 m/an (**Tab. III-14**), et un maximum de +1,2 m/an (+ 55 m) entre les transects 153 et 165 (**Fig. III-125**). Cette zone précise d'accrétion correspond au linéaire côtier du camping du Perroquet. Cette nette progradation est partiellement d'origine anthropique car les propriétaires du camping installent des fascines et des ganivelles pour protéger leurs installations et accentuent ainsi la dynamique positive du trait de côte présente sur l'ensemble de la dune du Perroquet. Seulement quelques petites zones ponctuelles ont reculé entre 1963 et 2000 (transects 132-135, 149-152 et 166-175). La période 1983-2000 qui a été particulièrement érosive pour les dunes Dewulf et Marchand n'a pas eu les mêmes effets aussi néfastes sur l'est de Bray-Dunes. La période suivante, de 2000 à 2005, a été particulièrement sujette à la progradation, surtout pour la partie « naturelle » de la dune, entre les transects 132 à 153, avec des taux pouvant atteindre + 6 m/an.

Périodes temporelles						
Dune	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	LiDAR 2008-2014
Dewulf (T5-64)	-0,41 m/an	-0,86 m/an	+0,75 m/an	-0,3 m/an	-0,43 m/an	-0,29 m/an
Marchand (T65-102)	-0,4 m/an	-0,59 m/an	+0,73 m/an	-0,13 m/an	-0,32 m/an	-0,13 m/an
Perroquet (T132- 172)	-0,18 m/an	+0,32 m/an	+2,5 m/an	+1,06 m/an	+0,41 m/an	+0,78 m/an

Tab. III-14 : Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral de l'est-dunkerquois.

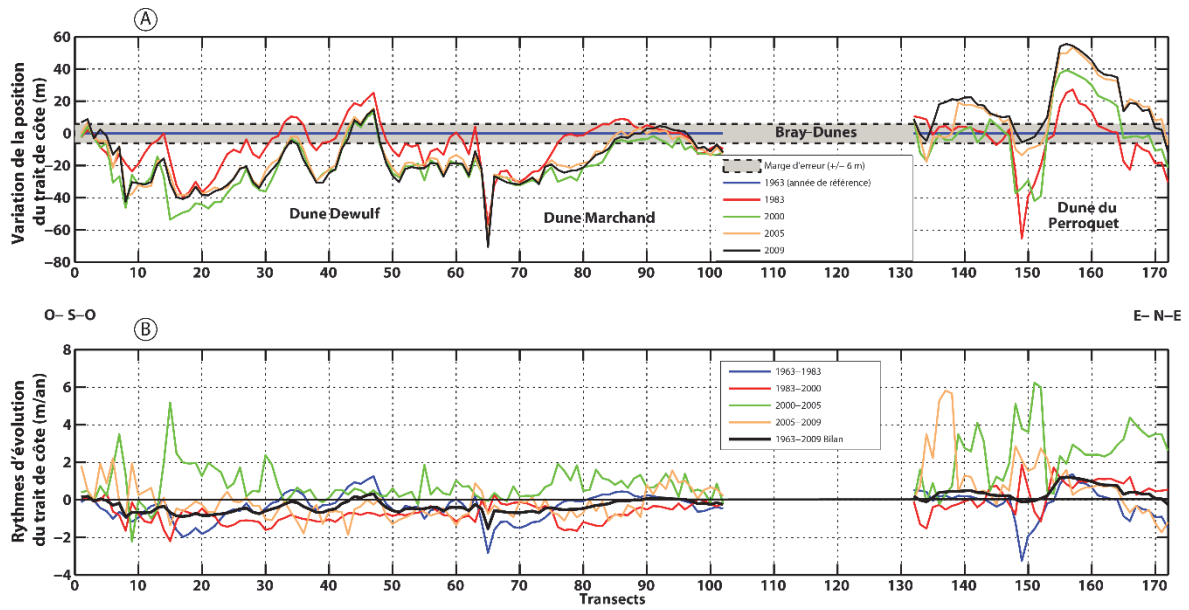


Fig. III-125 : Evolution du trait de côte entre Dunkerque et la frontière belge entre 1963 et 2009.

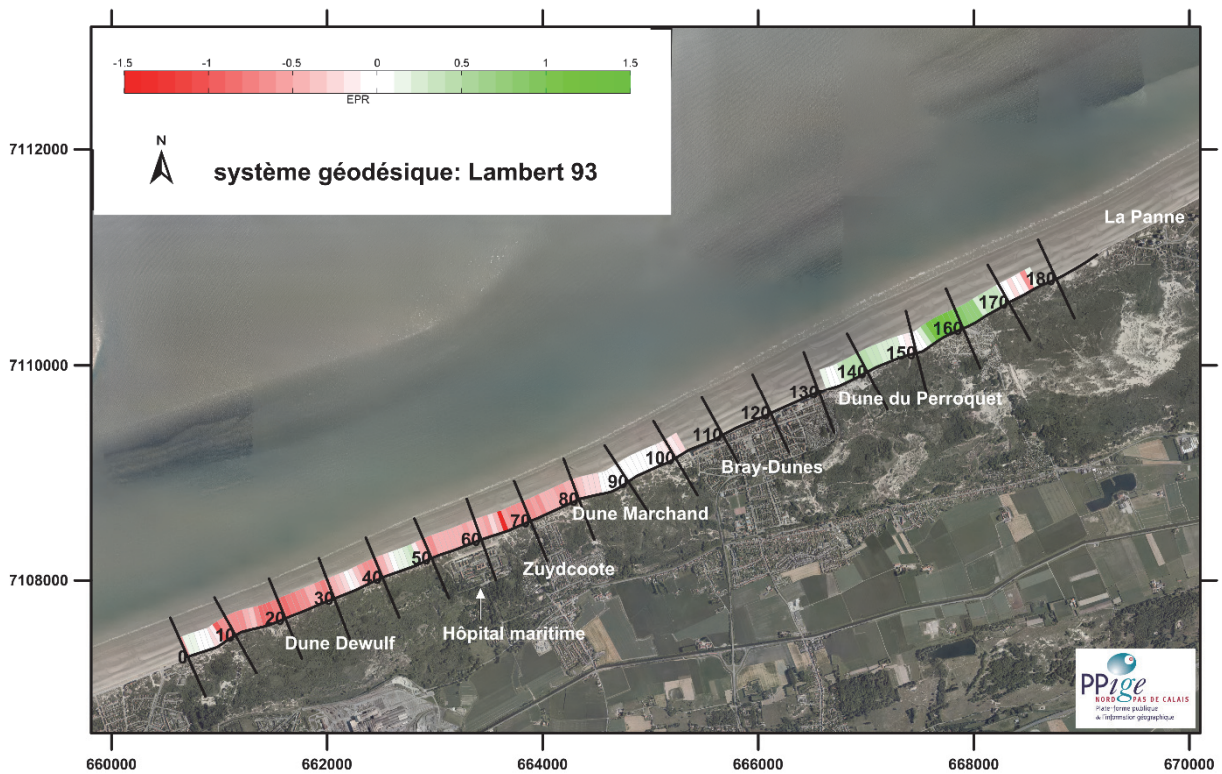


Fig. III-126: Illustration du rythme d'évolution du trait de côte entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral de l'est-dunkerquois.

L'analyse des données marégraphiques du port de Dunkerque (Fig. III-127) montre une plus forte fréquence de niveaux d'eau ayant dépassé l'altitude du niveau PHMA (3,79 m IGN69) pour les années 1976 à 1983. Lors de cette période temporelle, 112 niveaux d'eau ont dépassé l'altitude du niveau PHMA, soit une moyenne de 16 hauts niveaux d'eau par année. Parmi ces niveaux, 3 ont dépassé le seuil de la période de retour

décennale (4,4 m IGN69). La période temporelle allant de 2000 à 2007 a également une forte occurrence de hauts niveaux d'eau, avec un nombre de 95 soit une moyenne de 13,6 niveaux par an. La seule année 2007 a vu un record du nombre d'observations de ces niveaux, avec 26 occurrences (**Fig. III-127**).

L'analyse des vents d'afflux sur le littoral dunkerquois ne montre pas de tendance marquée pour le seuil 8 m/s (**Fig. III-128 A**), et ce même en combinant ce seuil de 8 m/s et une durée minimale de 24h pour chaque événement venteux (**Fig. III-128 B**). La deuxième moitié des années 1970 montre quand même la plus forte occurrence des vents atteignant ce seuil. En élevant le seuil à 16 m/s (**Fig. III-128 C et D**), une période temporelle se détache, de 1974 à 1978, ce qui correspond partiellement à la période temporelle mise en évidence lors de l'analyse marégraphique.

Cette forte activité en termes de vent et de hauts niveaux d'eau correspond bien à une phase érosive des dunes Dewulf puis Marchand sur le littoral de l'est-dunkerquois. Les lacunes marégraphiques ne permettent pas de confirmer cette influence des conditions météorologiques et marines sur l'évolution du trait de côte pour la période interannuelle 1983-2000, période la plus érosive selon nos mesures. En effet, outre les forts vents enregistrés pour la période 1974-1978, ces lacunes ne permettent pas de mettre en évidence le fort impact érosif qu'ont eu les nombreuses tempêtes successives (Daria, Herta, Judith, Vivian, Wiebke...), qui ont balayé le nord de la France durant les mois de janvier et février 1990 (**Maspataud, 2011**).

Cette évolution négative du trait de côte a pu être renforcée par la construction de nouvelles jetées portuaires dans les années 1970 (**Tab. III-15**). En effet, les constructions d'ouvrages portuaires sur le littoral dunkerquois ont eu un impact sur la dérive littorale orientée vers le nord-est, parallèlement au rivage (**Augris et al., 1990**). Ce type d'infrastructures provoque un engraissement sédimentaire des secteurs situés en amont et une érosion des secteurs situés en aval-dérive (**Corbau, 1995**). Les données de vents ne montrent pas d'intensification de phénomènes tempétueux, seule l'année 1996 présente un événement ayant atteint le seuil de 16 m/s pendant au moins 24h. La décennie 1990 a plutôt été marquée par une régularité d'épisodes venteux modérés mais de longue durée (**Fig. III-128**).

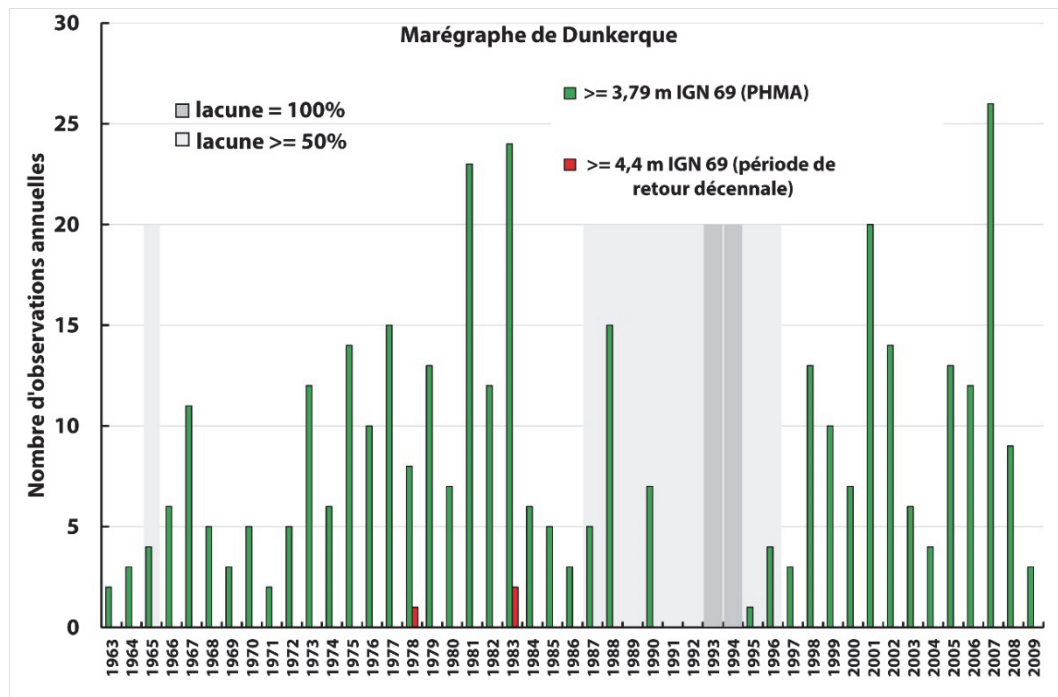


Fig. III-127 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 3,79 m (PHMA) et 4,4 m (période de retour décennale) atteints depuis 1963 au marégraphe de Dunkerque (en mètres IGN 69).

Station météorologique de Dunkerque

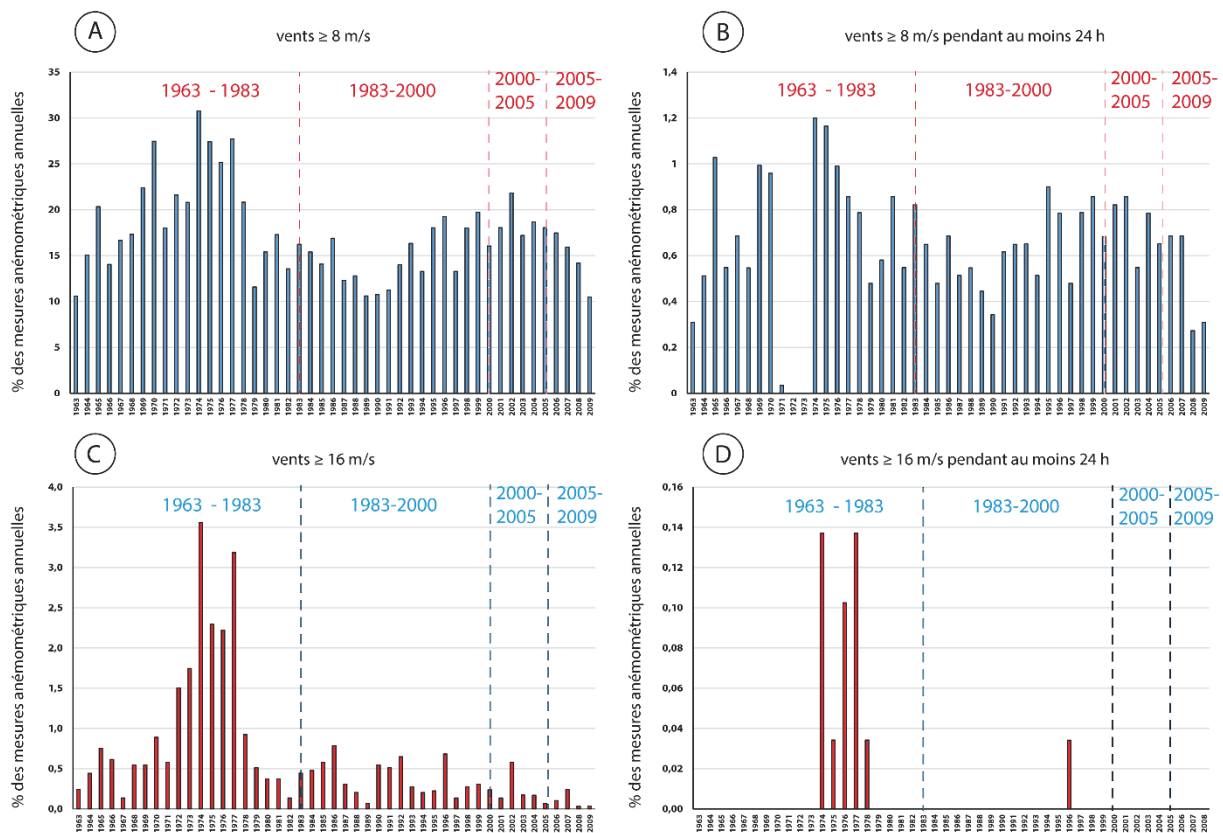


Fig. III-128 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Dunkerque de 1963 à 2009. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.

Période	Opérations réalisées
Port Ouest	
1959-1962	Construction et mise en service du Bassin Maritime : la digue de l'Ouest et la digue du Braek sont réalisées.
1972	Creusement de l'avant-port Ouest.
1973-1974	Digue du Ruytingen édiflée (port Ouest).
1975-1978	Construction du nouvel avant-port Ouest de Dunkerque achevée, mise en service, et construction de nouvelles jetées.
Port Est	
1930	De nouvelles jetées convergentes édiflées devant le port Est de Dunkerque.
1934	Jetée Est du port prolongée de 700 m, et construction d'une jetée Ouest (entièrement pleine) longue de 750 m.
1949-1953	Suite à la 2 ^{de} guerre mondiale : reconstruction du port et de la digue située entre la jetée Est et le casino de Malo les Bains.
1962	La partie à claire voie de la jetée Est est remplacée par une jetée pleine.
Front de mer de Malo les Bains	
1896-1908	Construction de la digue de Malo-centre et de Malo-terminus : destruction des dunes du front de mer.
1978	Mise en place de 2 brise-lames en face de Dunkerque-Malo les Bains, un rechargement hydraulique de sable de 250 000 m ³ effectué sur l'estran.
1988	Construction du 3 ^{ème} brise-lames, et nouveau rechargement hydraulique de sable de 160 000 m ³ sur l'estran.
2011	Rechargement hydraulique de sable de 300 000 m ³ pour conforter la digue des alliés.

Tab. III-15 : Historique des aménagements réalisés aux ports aux ports ouest et est de Dunkerque, et sur le front de mer de Malo-les-Bains (modifié d'après (Maspataud, 2011)).

c. Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 (LiDAR)

Nous avons vu précédemment qu'à moyen-long terme, le littoral de l'est-dunkerquois présente une évolution de son trait de côte plutôt contrastée avec un secteur en régression à l'ouest du site d'étude, et inversement, un secteur en accumulation sédimentaire à l'est du site. L'évolution du trait de côte à court terme entre mai 2008 et janvier 2014 montre que cette tendance se poursuit actuellement. En effet, les figures

Fig. III-129 et **Fig. III-130** montrent que le cordon dunaire des dunes Dewulf et Marchand a plutôt subi un recul tandis que la dune du Perroquet a poursuivi sa progradation vers le large. La dune Dewulf présente un rythme d'évolution moyen de -0,29 m/an (**Tab. III-14**), ce qui correspond à un recul moyen du trait de côte d'environ -1,70 m entre mai 2008 et janvier 2014. Plus en détail, le front dunaire de la batterie de Zuydcoote (T12-15), secteur historiquement en régression (**Fig. III-126**) présente les rythmes les plus élevés de recul, jusqu'à -1,65 m/an (**Fig. III-129**). Immédiatement à l'est de la batterie de Zuydcoote (T16-20, **Fig. III-129**), le cordon dunaire de la dune Dewulf montre une tendance à la progradation, jusqu'à 1,74 m/an pour le transect n°14. Bien qu'ayant présenté un léger recul de son front dunaire entre 2005 et 2009, cette zone de la dune Dewulf avait fortement progradé entre 2000 et 2005 (**Fig. III-126**), montrant alors l'efficacité des mesures de réhabilitation du cordon dunaire (**Anthony et al., 2007; Ruz & Anthony, 2008**). En effet, ce site avait fait l'objet d'implantations de mesures de phytostabilisation tels que la mise en place de ganivelles et de fascines, accompagnés de plantations d'oyats (**Maspataud, 2011**) (**Fig. III-131**). En poursuivant vers le nord-est, tout le linéaire côtier de la dune Dewulf est affecté par un recul du front dunaire, à un rythme oscillant entre -0,1 m/an et -1,2 m/an (**Fig. III-129**), soit un recul du pied de dune de dune de 7,2 m au maximum. L'évolution négative moyenne de -1,70 m du trait de côte de la dune Dewulf entre mai 2008 et janvier 2014 a tendance à masquer l'intense érosion qui frappé ce massif dunaire pendant l'automne-hiver 2013-2014. En effet, les différentes tempêtes de novembre et début décembre 2013, et plus particulièrement la tempête Xaver (5 au 6 décembre 2013), ont provoqué le recul du cordon dunaire de la Dune Dewulf de -5,8 m en moyenne (**Fig. III-132 A**). Lors de cette tempête, une surcote de 1,25 m a été atteinte à pleine mer et un niveau d'eau maximal de 7,42 m CM (7,73 m IGN69) enregistré par le marégraphe du port de Dunkerque. Il s'agit du plus haut niveau d'eau enregistré par ce marégraphe depuis la mise en place de l'observatoire en 1956. Ce niveau d'eau est d'autant plus exceptionnel qu'il dépasse la période de retour centennale (**Daubord et al., 2014**). Ce niveau d'eau extrême a provoqué une submersion temporaire à pleine mer (nuit du 5 au 6 décembre 2013) du perré de Malo-les-Bains (**Fig. III-133**). Le bilan global de l'évolution du trait de côte de la dune Dewulf n'est pas si négatif au regard de cette érosion hivernale récente, grâce à la progradation de la position du pied de dune durant les cinq années précédentes.

La dune Marchand montre la même tendance évolutive que la dune Dewulf à court terme, entre 2008 et 2014. Son rythme moyen d'évolution est également négatif mais plus faible (0,13 m/an, **Tab. III-14**). Le pic d'érosion se situe au transect n°95, avec un rythme d'évolution de -1,58 m/an (**Fig. III-126**), ce qui correspond à un recul du linéaire côtier d'environ 9 m. Pour la quasi-totalité du linéaire de la dune Marchand, le pied de dune en janvier 2014 est revenu à une position quasi-similaire à la position initiale de mai 2008. La progression positive du trait de côte observée entre mai 2008 et novembre 2012 a donc été annihilée par un hiver 2013 tempétueux.

La dune du Perroquet, située à l'est de Bray-Dunes présente quant à elle un rythme d'évolution positif de son trait de côte pour la courte période temporelle 2008-2014, de + 0,78 m/an (**Tab. III-14**). Seuls les transects n°136, 138 et 156 présentent un recul du front dunaire, avec un maximum de -0,5 m/an pour le transect n°138, soit environ -2,8 m (**Fig. III-129**). Bien qu'ayant également subi une érosion lors de la tempête Xaver (**Fig. III-132 B**), la partie « naturelle » de la dune du Perroquet présente des rythmes d'avancée du trait de côte assez élevés, de +0,1 à + 2,67 m/an pour le transect n°151. La moyenne s'élève donc à + 0,86 m/an pour cette portion dunaire, soit une avancée d'environ 5,2 m en six ans du pied de dune. La partie anthropisée correspondant au linéaire côtier du camping du Perroquet a continué de prograder vers le large, avec un pic de + 3,88 m/an au niveau du transect n°160. Les fascines installées par les propriétaires ont quand même été très impactées par la tempête Xaver. La dernière portion dunaire avant la Belgique (T165-172) présente une relative stabilité, avec un rythme d'évolution du trait de côte de + 0,2 m/an entre mai 2008 et janvier 2014.

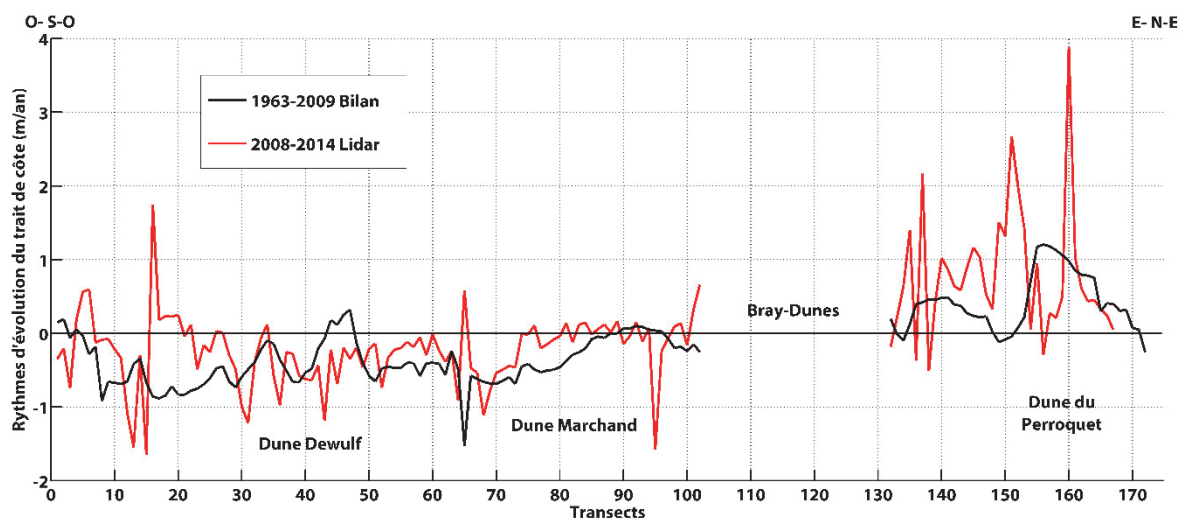


Fig. III-129 : Rythme d'évolution du trait de côte de Dunkerque à la frontière belge entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).

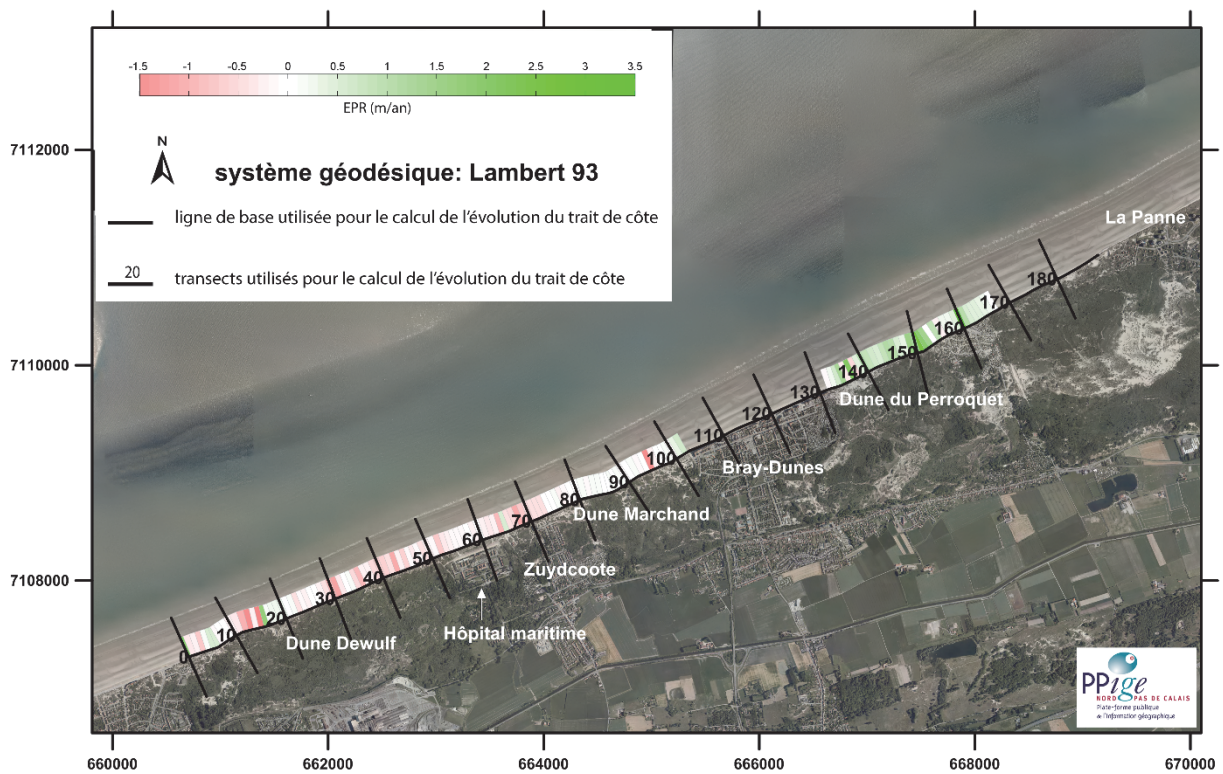


Fig. III-130 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral de l'est-dunkerquois.

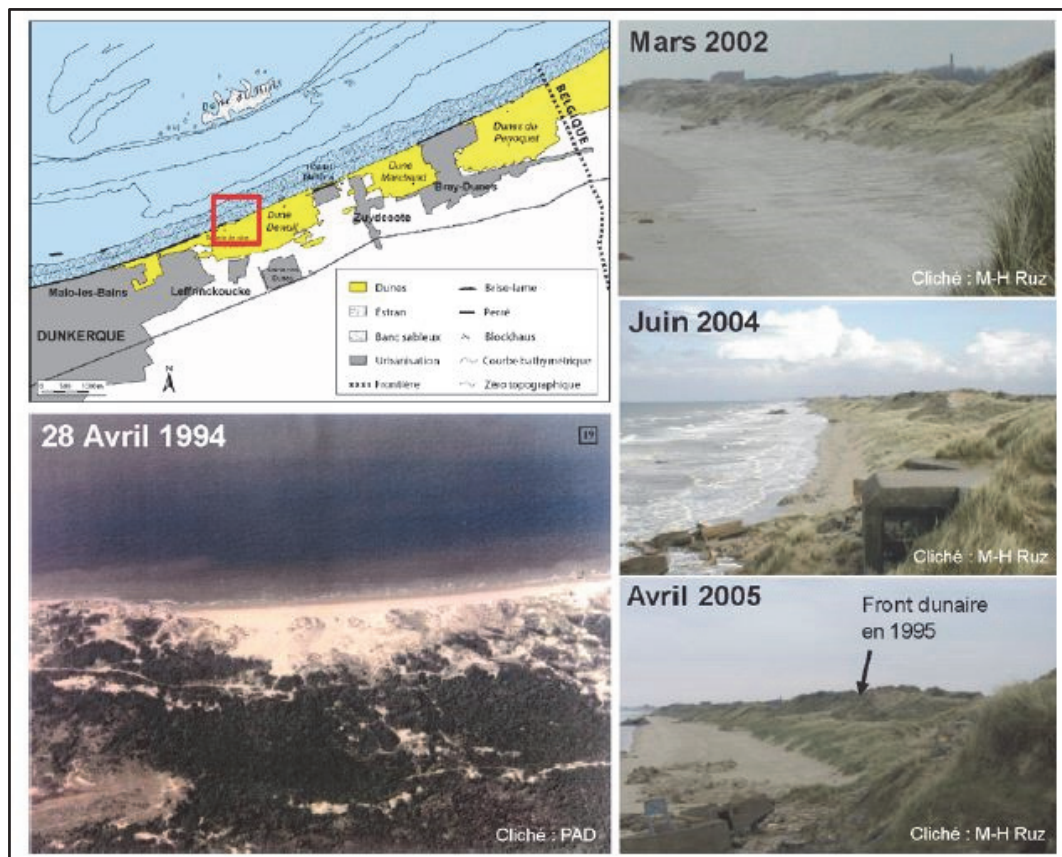


Fig. III-131 : Efficacité des mesures de réhabilitation à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, dune Dewulf (tiré de Maspataud (2011)).



Fig. III-132 : Illustration de l'érosion du front dunaire de la dune Dewulf (A) et de la dune du Perroquet (B) suite au passage de la tempête Xaver en décembre 2013 (clichés pris le 08/12/2013 par Adrien Cartier).



Fig. III-133 : Submersion temporaire à pleine mer (nuit du 5 au 6 décembre 2013) du perré de Malo-les-Bains (cliché pris le 06/12/2013 par Adrien Cartier).

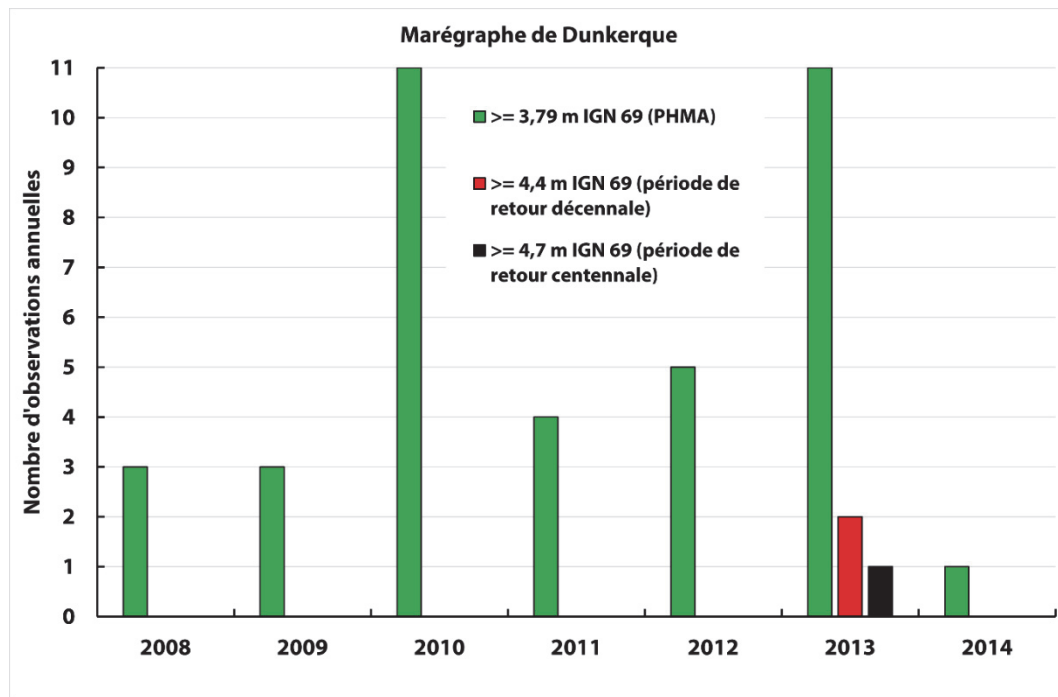


Fig. III-134 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 3,79 m (PHMA), 4,4 m (période de retour décennale) et 4,7 m (période de retour centennale) depuis 2008 pour le marégraphe de Dunkerque (en mètres IGN 69).

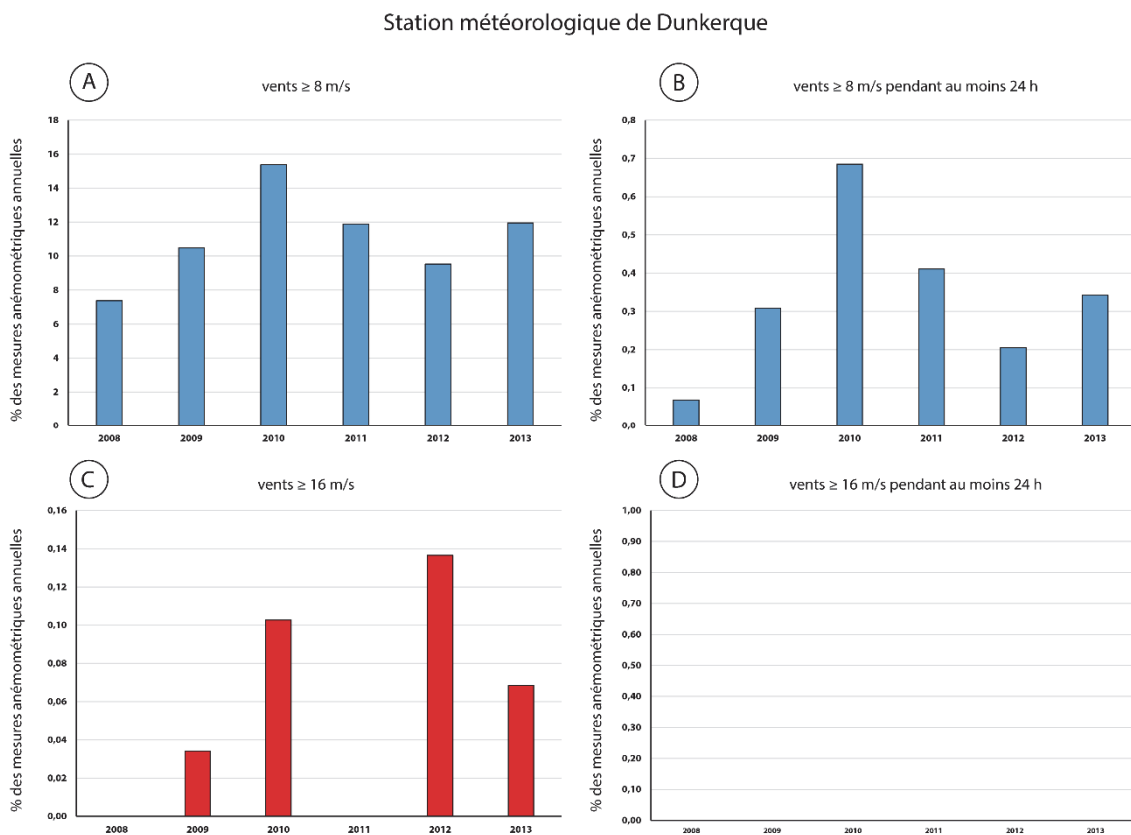


Fig. III-135 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Dunkerque de mai 2008 à décembre 2013. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.

V. Bilan de l'évolution du trait de côte de la région Nord-Pas-de-Calais

1. Bilan général de l'évolution du trait de côte à l'échelle moyen-long terme

Entre 1963 et 2009, le trait de côte du littoral de la Côte d'Opale montre des évolutions contrastées, qui sont synthétisées dans la figure **III-136**. Trois types d'évolution du trait de côte se distinguent :

▪ Les secteurs en progradation

A l'est de Calais, le trait de côte a fortement progradé sur le site du Fort Vert et du Platier d'Oye. Sur ce site, cette progradation est liée à la formation et le développement de flèches sableuses aux extrémités occidentales et orientales. Par contre, le centre du Platier d'Oye a plutôt connu un recul, modéré, du trait de côte.

A l'est de Dunkerque, la dune du Perroquet est le seul des trois différents massifs dunaires présents sur cette portion de littoral à avoir nettement progradé vers le large.

Sur la façade Manche, la pointe du Touquet est le seul secteur à avoir connu une nette avancée du trait de côte.

▪ Les secteurs à évolution modérée

Le reste de la façade Manche a connu un recul de trait de côte, certes modérée, mais quasi-unanime. Le cordon dunaire qui s'étend de Sangatte à Calais a également connu évolution modérée de son linéaire côtier, positive dans son ensemble, mais avec une zone d'érosion dans le secteur central.

Entre le Fort Vert et le Platier d'Oye, le cordon dunaire faisant face aux Hemmes de Marck a très peu évolué au cours de ces nombreuses années, les tendances sont plutôt positives également dans ce secteur.

A l'est de Dunkerque, les dunes Dewulf et Marchand présentent un bilan d'évolution négatif sur l'ensemble de la période d'étude, avec un taux de recul moyen du linéaire côtier plus important à l'ouest du site, correspondant à la dune Dewulf.

Dans la baie de Wissant, la dune d'Amont est le seul massif dunaire à avoir connu une évolution de trait de côte modérée, positive qui plus est.

▪ Les secteurs en érosion

En effet, le reste de la baie de la baie de Wissant a été marquée par une intense érosion du linéaire côtier, particulièrement au niveau de la dune d'Aval, où le rythme moyen de recul dépasse les 3 m.an⁻¹ sur la période 1963-2009.

La rive nord de la baie de l'Authie est le second secteur du littoral de la Côte d'Opale à avoir connu de très forts taux de recul du trait de côte.

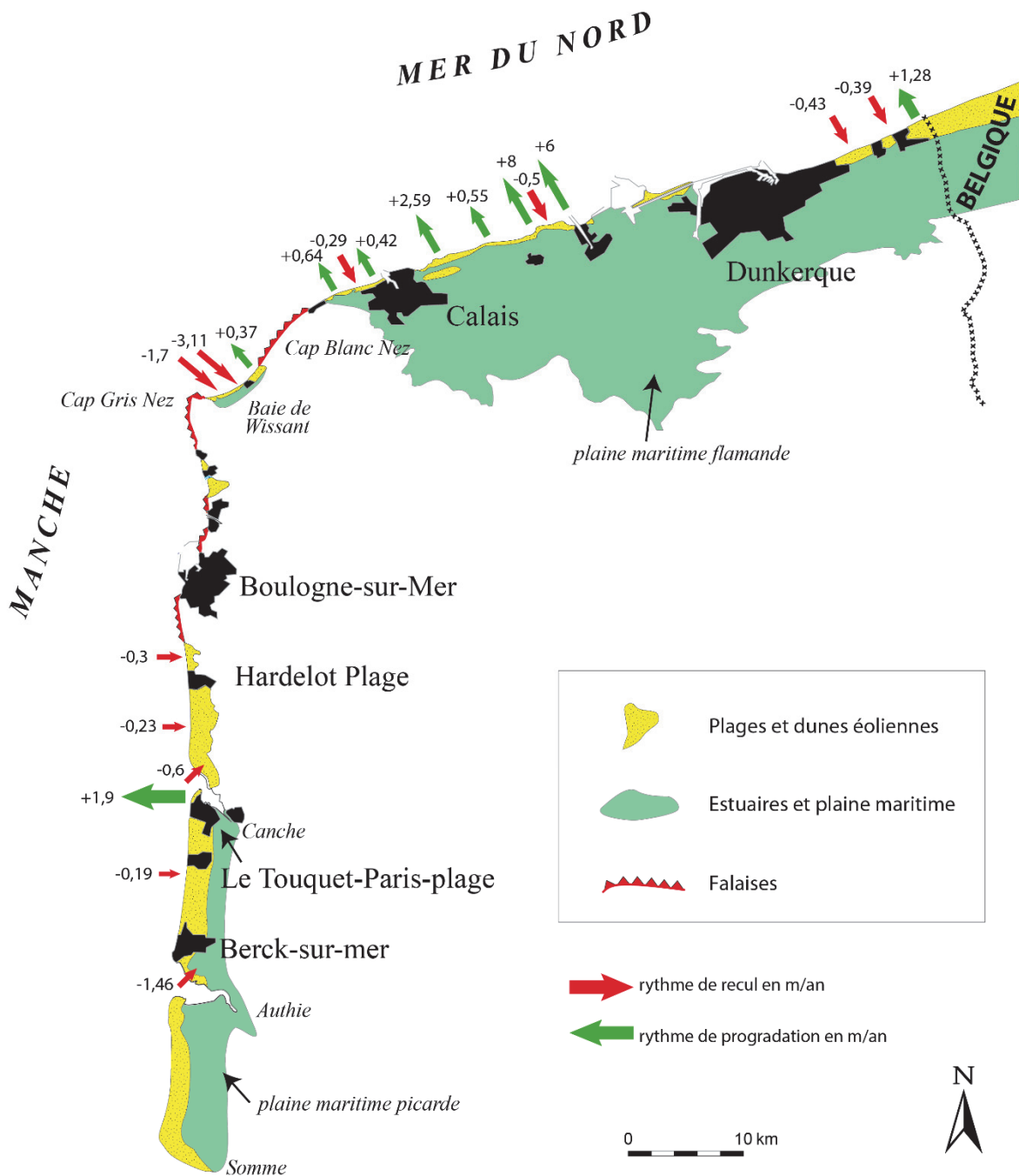


Fig. III-136: Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral de la Côte d'Opale entre 1963 et 2009.

2. Bilan général de l'évolution du trait de côte à l'échelle court terme

Pour la période temporelle plus récente, la carte de synthèse de l'évolution du trait de côte de la Côte d'Opale montre que les forts taux de recul du trait de côte constatés dans la baie de l'Authie et la baie de Wissant se sont poursuivis (Fig. III-137). L'érosion s'est même propagée au nord-est de la baie, au niveau de la dune d'Amont, où la tendance évolutive s'est inversée. Une inversion de tendance est également observée sur l'ensemble

des massifs dunaires de la façade Manche, le trait de côte a connu une progradation modérée sur cette section de littoral.

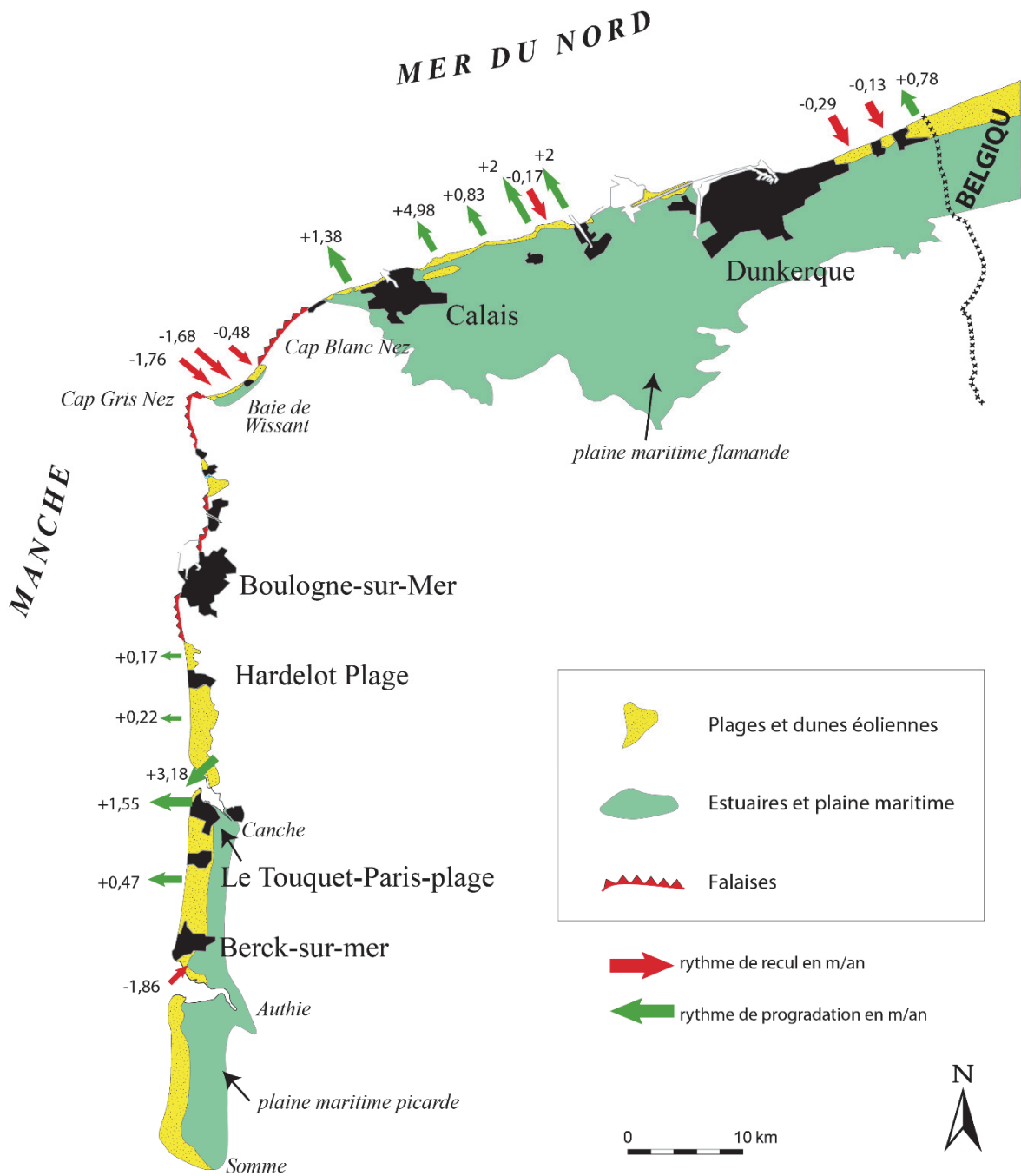


Fig. III-137: Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral de la Côte d'Opale entre 2008 et 2014

Chapitre IV

**Analyse des variations des volumes
sédimentaires du système plage-dune du
littoral de la Côte d'Opale**

I. Littoral de la baie d'Authie

Marquant la frontière littorale entre les régions Picardie et NPDC, l'estuaire de l'Authie, communément appelé baie d'Authie, présente une morphologie particulière que nous avons décrit précédemment dans le chapitre III. Pour rappel, cet estuaire de type picard est composé au sud d'une flèche sableuse (pointe de Routhiauville) qui prograde vers le nord via une accumulation sableuse dénommée poulier (Fig. IV-138, Fig. IV-139 et Fig. IV-140).

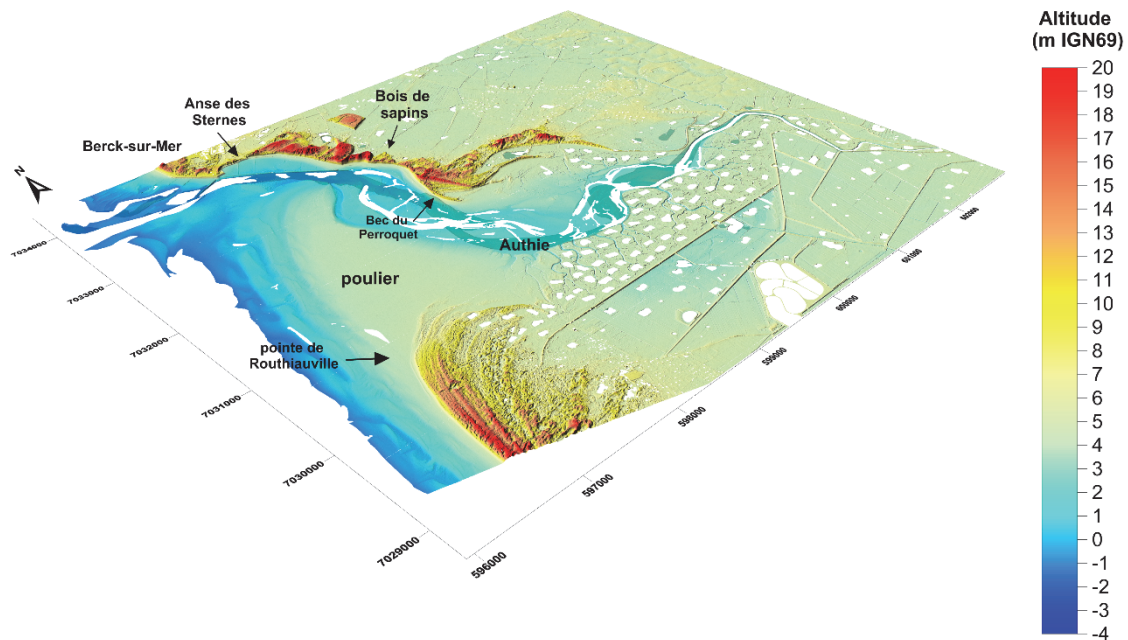


Fig. IV-138 : Modèle numérique de terrain (3D) en mai 2008 de la baie de l'Authie.

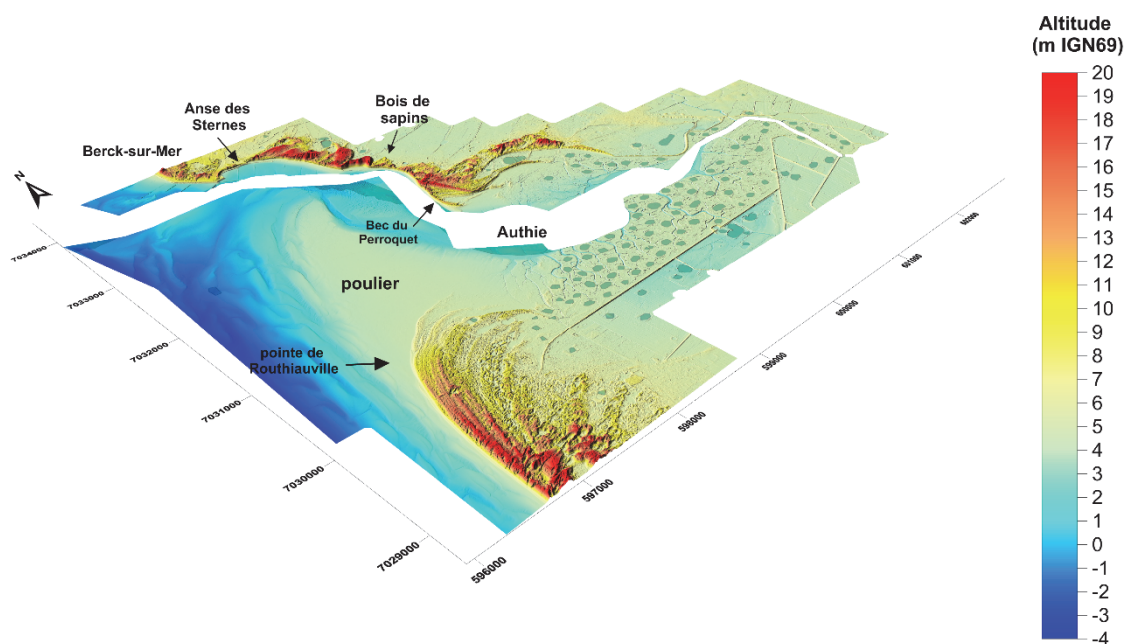


Fig. IV-139 : Modèle numérique de terrain (3D) en mars 2011 de la baie de l'Authie.

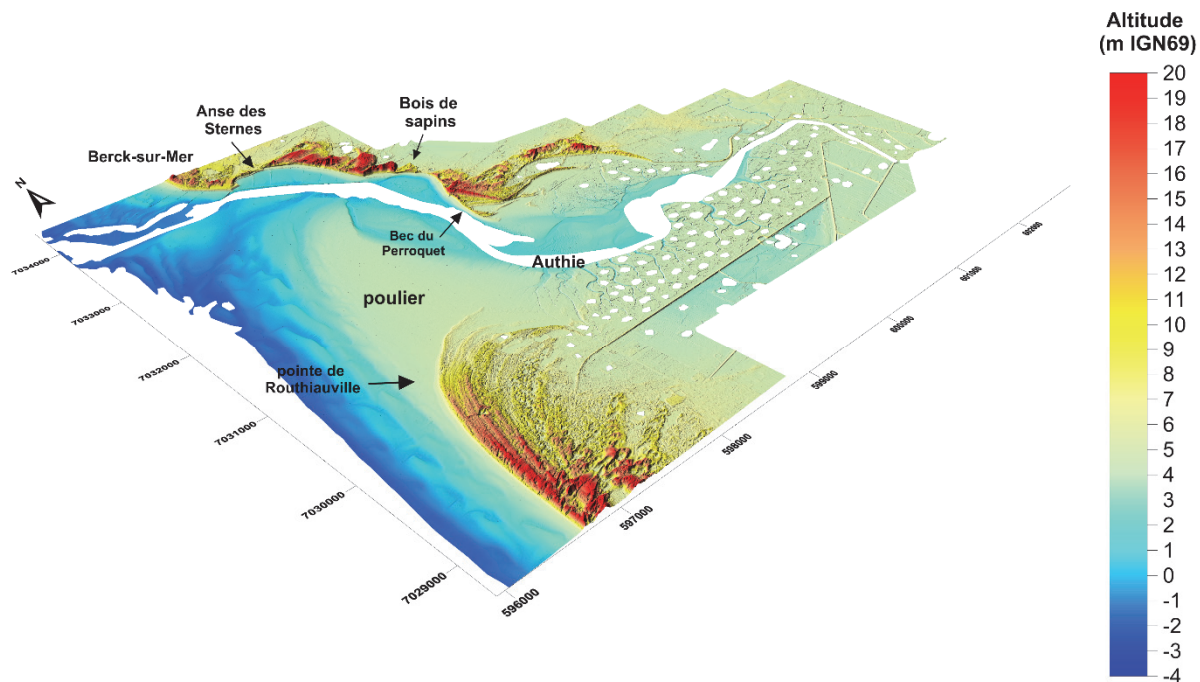


Fig. IV-140: Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 de la baie de l'Authie.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

- Rive nord de l'estuaire (musoir et contre-poulie)
 - Dunes côtières

Nous avons vu précédemment que l'évolution à court terme du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie présente de forts taux de recul, particulièrement dans le secteur du Bois de Sapins. La cartographie différentielle des altitudes entre mai 2008 et mars 2011 corrobore ces résultats (Fig. IV-141). En effet, nous pouvons observer de fortes variations négatives d'altitudes caractérisées par des couleurs allant du rouge au violet dans ce secteur, correspondant à des abaissements altitudinaux allant de -5 m à plus de -8 m. Cette forte érosion touche également le cordon dunaire du contre-poulie sur environ 600 m de son linéaire, avec comme seule exception l'extrémité de la flèche sableuse qui présente des variations positives d'attitudes dépassant +1m à +2 m. Cette accrétion de l'extrémité de la flèche sableuse poursuit la dynamique sédimentaire observée au cours du siècle dernier, à savoir une redistribution partielle des sédiments issus de l'érosion de la rive nord ayant abouti à la formation du conte-poulie. Plus au nord, l'Anse des Stermes, bien que protégée par une digue submersible, voit une majeure partie de son front dunaire être affectée par une perte sédimentaire. Bien que beaucoup moins importante que l'érosion affectant l'anse du Bois de Sapins et le Bec du Perroquet, les valeurs d'évolution d'altitudes observées peuvent atteindre tout de même -3 m au centre de l'anse. Outre ces variations négatives localisées au niveau du front dunaire, des variations d'altitude positives sont observées au sein du massif dunaire. Pouvant atteindre +2m à 3 m, ces zones d'accumulation sédimentaire sont localisées en arrière de certaines zones d'érosion, ce qui laisse suggérer un transport sédimentaire éolien dirigé

vers l'intérieur des terres, dans le sens des vents dominants de secteur ouest sur cette façade du littoral de la Côte d'Opale. C'est particulièrement le cas au niveau de la « Grande Dune », entre l'anse des Stermes et l'anse du Bois de Sapins, qui voit une importante érosion de sa base associée à un recul du front dunaire, ainsi qu'une accumulation sédimentaire au niveau de sa plate-forme sommitale et un déplacement vers l'intérieur des terres (**Fig. IV-142**), caractérisé par un revers de dune en forme de versant d'ensevelissement (**Fig. IV-143**). Avec ces fortes valeurs d'érosion observées pour cette première période d'étude, le cordon dunaire s'étendant de l'anse des Stermes jusqu'en arrière du Bec de Perroquet présente un bilan sédimentaire négatif de **-64 440 m³** (**Tab. IV-16**), significatif au vue de la superficie de calcul (-0,18 m³/m²).

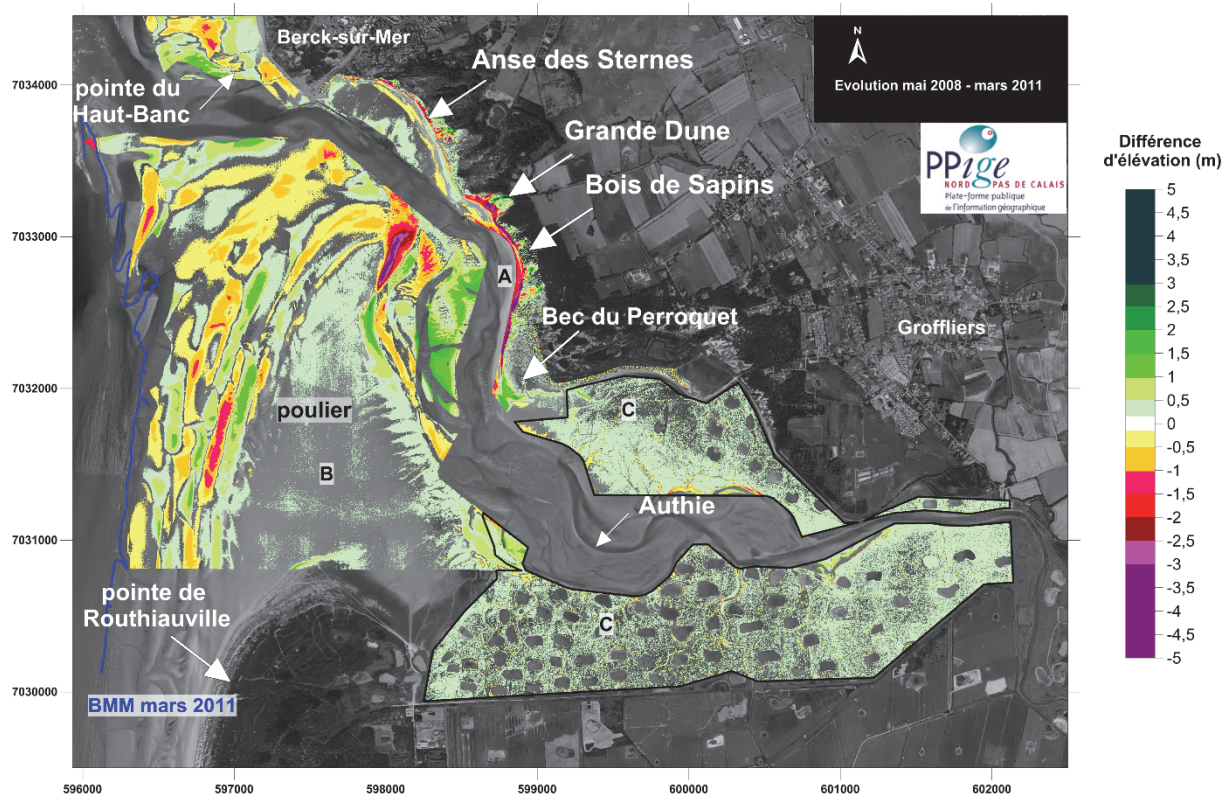


Fig. IV-141 : Variations d'altitude du littoral de la baie d'Authie entre mai 2008 et mars 2011.

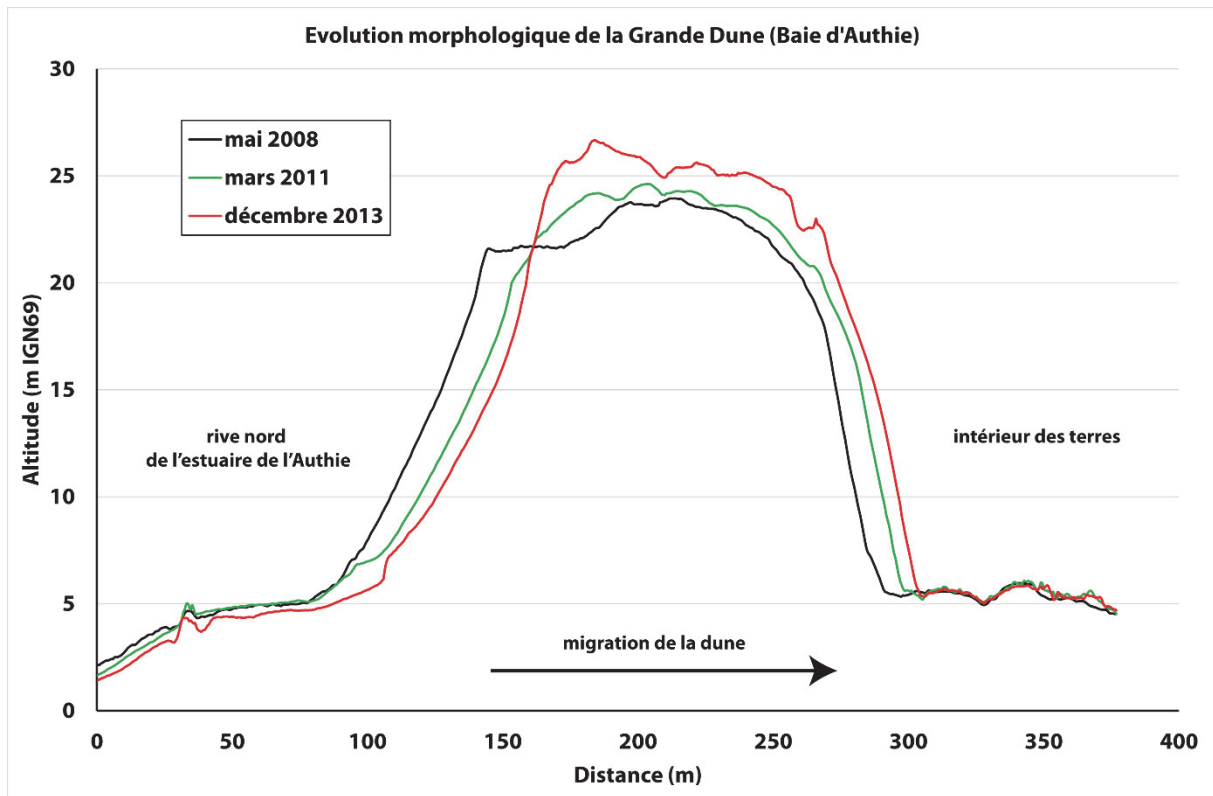


Fig. IV-142 : Evolution morphologique de mai 2008 à décembre 2013 de la Grande Dune de la baie d'Authie.



Fig. IV-143 : Vue sur le versant d'ensevelissement de la Grande Dune de la baie d'Authie. (Cliché pris en 1998 par M-H Ruz).

		Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
		2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
rive Nord Authie	dune	-64 440	-330 921	-409 748	-0,18	-0,92	-1,15
	haut de plage	-1 260	-51 235	-104 705	-0,01	-0,43	-0,79
	plage	+106 744	-37 658	-87 162	+0,17	-0,06	-0,09
	Système plage-dune	+41 045	-419 814	-601 615	+0,04	-0,38	-0,40

Tab. IV-16 : Volumes et bilans sédimentaires du littoral de la rive nord de la baie d'Authie. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

▪ Haut de plage

Le compartiment sédimentaire du haut de plage présente de faibles variations d'altitudes au sein de l'Anse des Sternes, avec des valeurs majoritairement positives inférieures à +0,4 m (**Fig. IV-141**), semblant indiquer une légère redistribution sédimentaire provenant de l'érosion du pied de dune. Au cœur de l'anse du Bois de Sapins, de fortes valeurs d'érosion comprises entre -1 et -2 m sont observées. Plus au sud en direction du Bec du Perroquet, la cartographie différentielle des altitudes entre mai 2008 et mars 2011 montre peu de variations morphologiques au niveau du compartiment sédimentaire correspondant au haut de plage. Ceci s'explique par le fait qu'en mars 2011, cette zone de la baie d'Authie correspondait au lit principal de l'Authie, ayant migré en direction du cordon dunaire, ce qui a provoqué une quasi-disparition du haut de plage par endroits et une forte érosion du cordon dunaire. A l'instar du cordon dunaire, seul le haut de plage associé à la pointe du contre-poulier connaît au contraire une accumulation sédimentaire comprise entre +1 et +2 m. Le bilan sédimentaire du haut de plage pour cette période d'étude s'étendant de mai 2008 à mars 2011 est très faiblement négatif, avec une perte en sédiments de **-1 260 m³**, soit **-0,01 m³/m²** (**Tab. IV-16**).

▪ Estran moyen

Le compartiment sédimentaire correspondant à la plage s'étend sur la rive nord de la baie d'Authie depuis la pointe du Haut-Banc à l'embouchure de l'estuaire jusqu'à la pointe du Bec de Perroquet. La partie nord de la pointe du Haut-Banc a évolué de manière faiblement positive, de l'ordre de +0,5 m tandis que la partie sud, zone où sont implantés quatre épis, a connu un abaissement altitudinal compris entre -0,5 et -1 m au sein de l'Anse des Sternes, la plage est restée relativement stable avec cependant quelques zones de faible érosion (environ -0,3 m). Face à la Grande Dune, ces valeurs d'évolutions négatives augmentent pour dépasser -1 m à partir de l'anse du Bois de Sapins, le compartiment sédimentaire correspondant à la plage ne présente aucune variation, et ce

jusqu'au Bec de Perroquet. Comme pour la variation du haut de plage décrite ci-dessus, la migration du chenal principal de l'Authie a provoqué la disparition quasi-complète du compartiment sédimentaire correspondant à la plage. Seule la partie centrale de l'Anse du Bois de Sapins présente une portion de plage en mars 2011, dans une zone qui correspondait en mai 2008 au haut de plage, ce qui témoigne de l'intensité de l'érosion engendrée par la migration du chenal fluvial. Une fois encore, seule la plage associée à la pointe du contre-poulier présente une évolution positive de son altitude, avec un exhaussement compris entre +1,5 et +2 m. L'ensemble du compartiment sédimentaire correspondant à la plage de la rive nord de l'estuaire de l'Authie a tout de même connu un gain de **+106 744 m³** (Tab. IV-16), soit +0,17 m³/m².

Pour cette première période temporelle d'étude, malgré une intense érosion du haut de plage et du massif dunaire du Bois de Sapins, l'ensemble du système plage-dune de la rive nord de la baie d'Authie est en équilibre sédimentaire, avec un gain total de **+41 045 m³** (Tab. IV-16), ce qui est négligeable au vu de la surface considérée (+0,04 m³/m²).

▪ **Poulier**

Le poulier présente une évolution morphologique contrastée pour la période d'étude allant de mai 2008 à mars 2011. En effet, il présente à l'ouest une face marine caractérisée par une succession de variations altitudinales négatives puis positives, parallèles entre-elles. Dépassant -1m et +1 m, ces variations morphologiques sont caractéristiques du mouvement des barres sableuses intertidales présentes sur les plages du littoral de la Côte d'Opale. Sur sa partie centrale, le poulier est relativement stable durant cette période, avec cependant une très légère accrétion inférieure à +0,5 m en direction de la pointe du poulier. En direction du chenal de l'Authie, la face fluviale du poulier a connu des variations morphologiques plus importantes. En effet, une première alternance entre une forte érosion allant jusqu'à -3 m et une forte accrétion atteignant +2 m est liée à la divagation des différents bras du fleuve. La partie la plus à l'est du compartiment sédimentaire correspondant au poulier ne montre qu'une forte évolution positive de son altitude, de +1 m à +2m. Cet important gain sédimentaire semble provenir directement de l'érosion qui a touché la rive opposée. Grâce à cet apport sédimentaire, le poulier de la baie d'Authie présente un gain sédimentaire de **+339 863 m³** (+0,06 m³/m²) (Tab. IV-17) entre 2008 et 2011.

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution/m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
poulier	+339 863	+29 930	+218 815	+0,06	+0,01	+0,04

Tab. IV-17 : bilans sédimentaires du poulier de la baie d'Authie. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

▪ Molières

En raison d'une trop forte hauteur d'eau dans l'estuaire au moment du survol lidar du 22 mars 2011, la variation morphologique des bancs sableux présents au sein du lit fluvial ne peut être analysée pour cette première période d'étude. Les molières (schorre) présentent quant à elles de très faibles variations d'altitude, avec un exhaussement inférieur à +0,5 m sur la rive nord et une alternance d'accumulation et d'érosion de l'ordre de -0,5 m et +0,5 m sur la rive sud. Bien que faiblement inférieur à la marge d'erreur, le bilan sédimentaire de cette zone de l'estuaire entre mai 2008 et mars 2011 montre une tendance à l'accrétion sédimentaire, avec un gain en sédiments de +446 164 m³ (+0,13 m³/m²) (**Tab. IV-18**). Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus par (**Deloffre et al., 2007**) qui ont montré que les rythmes de sédimentation pouvaient atteindre 15 cm/an sur les vasières de la rive nord de l'Authie.

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution/m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
intérieur estuaire	+ 446 164	-179 645	+ 493 992	+0,13	- 0,05	+0,13

Tab. IV-18 : bilans sédimentaires de la zone intérieure de la baie d'Authie. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

Pour cette première période d'étude, de mai 2008 à mars 2011, l'ensemble de la baie d'Authie présente un bilan légèrement positif de +827 071 m³ (**Tab. IV-19**), ce qui montre une certaine stabilité au regard de la superficie concernée, avec une variation moyenne de +0,08 m³/m². Le matériel sédimentaire issu de l'érosion du cordon dunaire de la rive nord a permis d'engraisser le poulier et la pointe du Bec du Perroquet.

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution/m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
total baie d'Authie	+827 071	-569 529	+ 111 191	+0,08	-0,05	+0,01

Tab. IV-19 : bilans sédimentaires de l'ensemble de la baie d'Authie. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

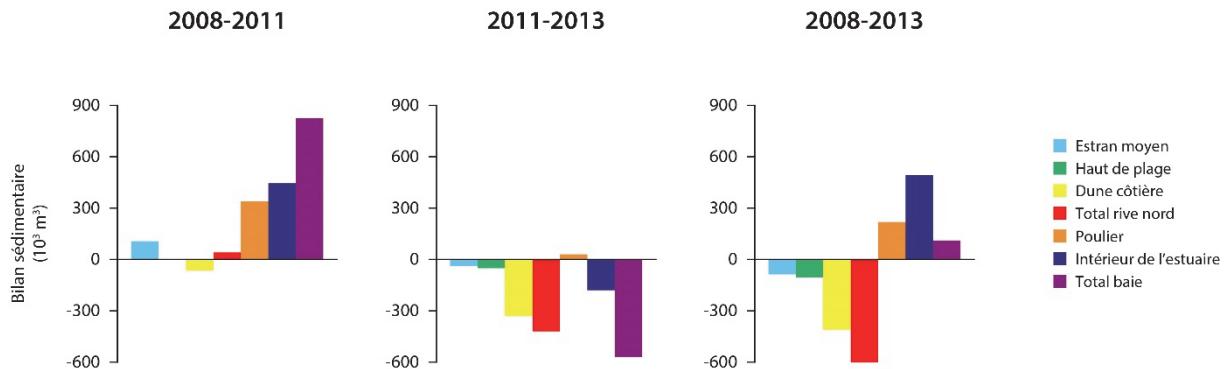


Fig. IV-144 : illustration des bilans sédimentaires de la baie d'Authie.

2. Evolution de mars 2011 à décembre 2013

- Rive nord de l'estuaire (musoir et contre-poulrier)
- Dunes côtières

La seconde période d'étude, s'étendant de mars 2011 à décembre 2013, voit la dynamique morphologique négative commencée en 2008 se poursuivre et s'aggraver fortement sur l'ensemble du linéaire côtier de la rive nord de la baie d'Authie. En effet, de fortes évolutions altitudinales négatives atteignant plus de -10 m sont observées au niveau de l'Anse du Bois de Sapins (**Fig. IV-145**). Supérieures aux valeurs décrites précédemment pour la première période d'étude, cette aggravation de l'érosion se distingue par la largeur du cordon dunaire qui en est affecté, avec une soixante de mètres en moyenne pour le cœur de l'anse. Le cordon dunaire linéaire du contre-poulrier est également fortement impacté, avec des évolutions altitudinales négatives allant de -5 m à -9 m sur une largeur moyenne d'une vingtaine de mètres, correspondant à un fort recul du front dunaire. Une fois encore, seule l'extrême pointe du Bec de Perroquet est épargnée par l'érosion et présente même une accumulation sédimentaire se traduisant par un exhaussement altitudinal pouvant atteindre +1,5 m (**Fig. IV-145**). Plus au nord, la Grande Dune continue de migrer vers l'intérieur des terres (**Fig. IV-142**), ce qui se traduit

par une baisse d'altitude au niveau du front dunaire et un exhaussement au niveau de la plate-forme sommitale (**Fig. IV-145**). Le cordon dunaire de l'Anse des Sternes est également affecté par une érosion, de moindre ampleur, sur l'ensemble de son linéaire. Pouvant atteindre jusqu'à -3 m au nord-ouest de l'anse, ces variations altitudinales négatives sont la conséquence des hauts niveaux d'eau provoqués par plusieurs tempêtes successives (Godehart, Xaver) (**Daubord et al., 2014**) qui ont frappé le littoral de la Côte d'Opale en novembre et décembre 2013 (réf fig IV-11). L'action combinée des hauts niveaux d'eau et du sapement de la dune par une nouvelle migration du chenal principal de l'Authie a provoqué une érosion considérable du cordon dunaire, avec une perte sédimentaire s'élevant à **-330 921 m³** (**Tab. IV-16**), soit **-0,92 m³/m²**.

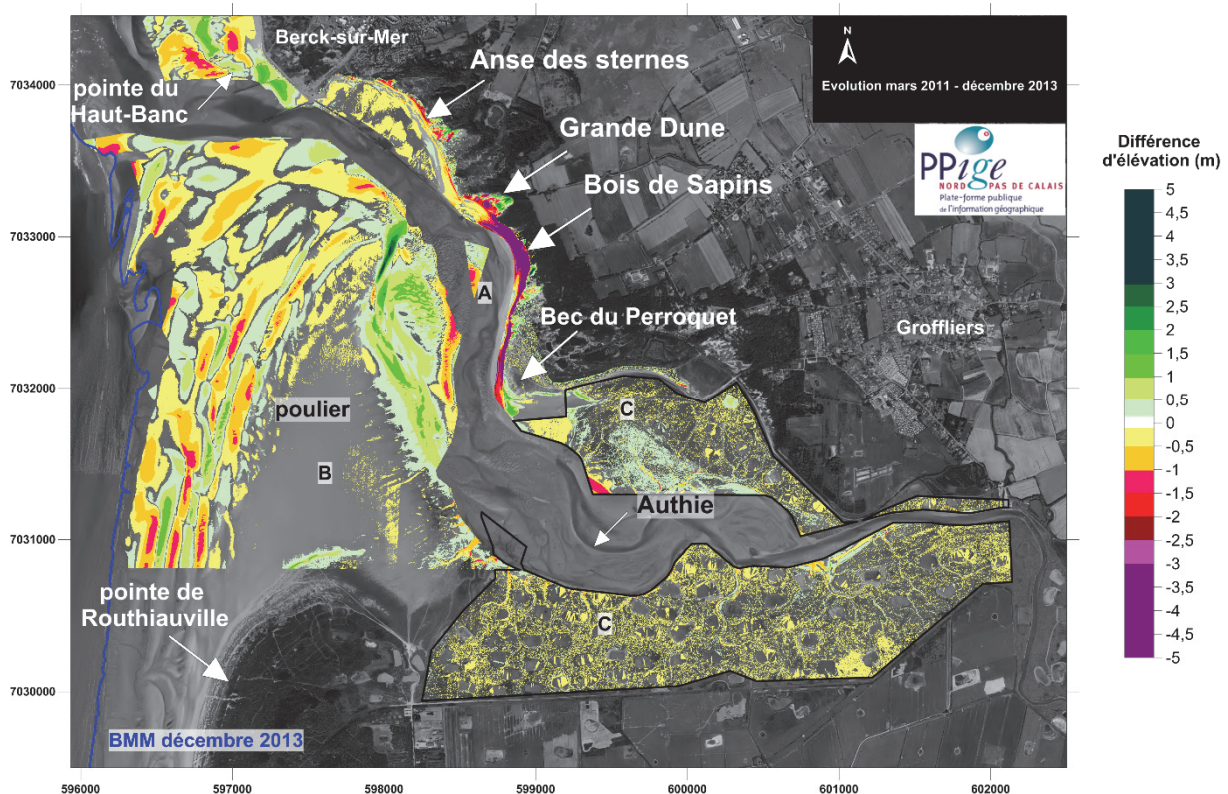


Fig. IV-145 : Variations d'altitude du littoral de la baie d'Authie entre mars 2011 et décembre 2013.

▪ Haut de plage

De mars 2011 à décembre 2013, le haut de plage de l'Anse des Sternes voit sa superficie diminuer et son altitude s'abaisser de 0,2 m à 0,6 m. Protégé de la migration du chenal de l'Authie par la digue submersible, le haut de plage de l'Anse des Sternes subit cette perte sédimentaire entre mars 2011 et décembre 2013 à causes des hauts niveaux d'eau érosifs survenus en novembre et décembre 2013, peu avant le survol LiDAR. A partir de l'Anse du Bois de Sapins, le haut de plage a subi la même intense érosion évoquée ci-dessus pour le cordon dunaire, avec des valeurs maximales de -4 m, -5 m au cœur de l'Anse. Le maigre haut de plage associé au Bec de Perroquet connaît une érosion moins forte durant cette période, avec une baisse d'altitude maximale de -2 m.

Quasiment réduit à néant sur certaines portions en mars 2011 du fait de la migration du chenal de l'Authie vers le cordon dunaire, le haut de plage présente une largeur plus grande en décembre 2013 sur la quasi-totalité du trait de côte allant du Bois de Sapins à l'extrémité du Bec de Perroquet. Ceci s'explique par le fait qu'au passage du levé LiDAR en mars 2011, le lit du fleuve était au plus près du cordon dunaire de l'Anse du Bois de Sapins alors qu'en décembre 2013, le chenal principal s'était de nouveau éloigné de la rive après avoir causé l'importante érosion que nous avons décrite ci-dessus. Le cordon dunaire ayant été sapé sur une grande largeur, il y eu migration vers l'intérieur des terres des compartiments sédimentaires correspond au haut de plage et la plage. En terme de bilan sédimentaire, l'érosion du haut de plage entre mars 2011 et décembre 2013 est donc très élevée, avec une perte de **-51 235 m³** (-0,43 m³/m²). Une association de riverains de la baie d'Authie (Berck-sur-mer, Groffliers), appelée « **Association de Défense Contre la Mer en Baie d'Authie (ADCMBA)** », a vu le jour le 15 janvier 2011 dans le but d'obtenir, dans un premier temps, la réalisation urgente de travaux, puis la mise en place d'une politique globale de préservation du cordon littoral. Pour avertir les pouvoirs publics, des membres de l'association mesurent régulièrement l'érosion du cordon dunaire de la rive nord de la baie et observent également les migrations du chenal de l'Authie sur le terrain et à l'aide de photographies aériennes. D'après leurs observations, ils affirment que la période temporelle allant de juin 2012 à novembre 2012, correspondant à une situation où le chenal a migré vers le cordon dunaire (**Fig. IV-146**), fût celle où le recul fut le plus agressif et le plus sévère.



Fig. IV-146 : Migration du chenal principal de l'Authie entre janvier 2011 et février 2014. (Clichés pris par l'Association de Défense Contre la Mer en Baie d'Authie)

▪ Estran moyen

Au niveau de la pointe du Haut-Banc, l'estran moyen a connu une variation altitudinale comprise entre $-1,5 + 1,5$ m, avec une accrétion sédimentaire entre les épis situés le plus au sud de la pointe. Au cœur de l'Anse des Sternes, l'érosion de l'estran moyen a été modérée mais unanime, avec un abaissement moyen de l'altitude compris entre 10 et 50 cm. Comme pour le haut de plage, ces valeurs d'érosion augmentent fortement lorsqu'on aborde le secteur du Bois de Sapins. Le rognage de l'estran par le lit du fleuve a provoqué des baisses d'altitude pouvant dépasser -3 m. En descendant en direction du Bec du Perroquet, peu de variations morphologiques sont observables en raison de l'absence d'estran dans ce secteur en mars 2011, du fait de la présence du lit du fleuve. Par contre, nous pouvons observer que les phénomènes érosifs n'ont pas épargné la pointe du Bec du Perroquet, des différences d'élévations négatives atteignant $-1,5$ à -2 m sont observées.

Seule l'extrême pointe a continué d'accumuler des sédiments, avec un exhaussement altitudinal pouvant dépasser +1,5 m. Le bilan total pour cette période temporelle s'élève à **-37 658 m³**, ce qui est très modéré (-0,06 m³/m²) au regard des pertes sédimentaires du haut de plage et du cordon dunaire.

- **Poulier**

Le différentiel altitudinal entre mars 2011 et décembre 2013 montre à nouveau une alternance de variations négatives et positives sur la face maritime du poulier, correspondant aux migrations des barres intertidales présentes dans ce secteur. Du côté fluviale, le poulier a connu un exhaussement pouvant dépasser 1 m sur une large zone grâce à un nouvel apport sédimentaire issu de l'érosion de la rive nord de l'estuaire. Malgré ce gain, le bilan sédimentaire du poulier pour cette période temporelle est stable, avec un gain non significatif de **+29 930 m³** (+0,01 m³/m²).

- **Molières**

Comme pour la première période d'étude, les molières de l'estuaire de l'Authie ont de nouveau peu évolué entre mars 2011 et décembre 2013. Les variations altitudinales sont toujours inférieures à 0,5 m, mais majoritairement négatives cette fois-ci. Les hauts niveaux d'eau de l'automne-hiver 2013 semblent avoir joué un rôle érosif sur les sédiments fins accumulés dans ces molières, aboutissant à un bilan sédimentaire faiblement négatif de **-179 645 m³** (-0,05 m³/m²).

3. Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan

- **Dunes côtières**

A l'exception de la pointe du Bec du Perroquet, le cordon dunaire de la rive nord de la baie d'Authie a connu de fortes variations sédimentaires associées à un recul du trait de côte. Affectant principalement le cordon dunaire du Bois de Sapins, durant l'intervalle temporel de mars 2011 à décembre 2013, cette érosion se traduit par un bilan sédimentaire négatif très prononcé, avec la perte totale de **-409 748 m³** pour l'ensemble du cordon dunaire, soit un taux moyen de -1,15 m³/m² (**Tab. IV-16**).

- **Haut de plage**

Modéré au sein de l'Anse des Sternes, l'abaissement altitudinal du haut de plage a suivi également une forte évolution érosive au sein de l'anse du Bois de Sapins. Seule l'extrême pointe du Bec du Perroquet a gagné en sédiments, par l'action des phénomènes érosifs se produisant plus au nord et une redistribution par les courants tidaux. Grâce à un meilleur recouvrement des données topographiques des années 2008 et 2013, la perte sédimentaire sur le haut de plage peut être estimée à **-104 705 m³** entre ces deux dates, soit tout de même -0,79 m³/m² (**Tab. IV-16**).

- **Estran moyen**

L'estran moyen suit exactement la même tendance que le haut de plage, avec une érosion extrême au cœur de l'Anse du Bois de Sapins du fait de la migration du chenal de l'Authie vers la dune. L'abaissement topographique au sein de l'Anse des Sternes est également très modéré, avec des valeurs maximales ne dépassant pas 0,5 m. A l'extrême nord-ouest du site, au niveau de la pointe du Haut-Banc, une alternance de dépôts sableux et de zones d'érosion de faibles amplitudes ont été observés, avec tout de même une tendance à l'engraissement sédimentaire entre les épis situés à cet endroit. Le bilan sédimentaire global de l'estran moyen est tout de même légèrement négatif sur l'ensemble de la période d'étude, avec une perte sédimentaire s'élevant à **-87 162 m³** (-0,09 m³/m²).

▪ **Poulier**

S'étendant sur une large superficie, environ 5,4 km², le poulier de la baie d'Authie est marqué par des variations morphologiques types des estrans à barres et bâches intertidales sur sa face maritime. Une faible érosion semble de tout de même prédominer à l'extrême pointe, face à la pointe du Haut-Banc. La partie centrale, la plus vaste, qui émerge lors de la pleine mer, montre un très faible exhaussement de sa surface, inférieur à 0,3 m. Par contre, nous avons pu constater un net apport sédimentaire sur la face fluviale du poulier, grâce à l'apport des sédiments issu de l'érosion de la rive nord de l'estuaire. Le poulier tend donc à se développer vers l'est de la baie, en direction de la rive nord, ce qui renforce la problématique de l'érosion de cette dernière par le déplacement du lit de l'Authie. Avec un gain de **+218 815 m³** de sédiments, le bilan sédimentaire du poulier n'est que très faiblement positif au regard de sa superficie.

▪ **Molières**

Marquées par un léger engraissement sédimentaire correspondant à des dépôts fins entre 2008 et 2011, les molières de la baie d'Authie ont ensuite subi une légère érosion par l'action de hauts niveaux d'eau lors de l'automne-hiver 2013. Présentant également un meilleur recoupement entre les données topographiques des années 2008 et 2013, le différentiel altimétrique entre ces deux dates permet de mettre en évidence une importante accumulation de sédiments au sud du Bec de Perroquet, dans le lit du fleuve Authie. De nature sableuse, ces accumulations sous forme de bancs traduisent un transport sédimentaire du nord vers le sud de la baie des sédiments issus de l'érosion de la rive nord de l'estuaire. Cette zone interne de la baie présente un bilan sédimentaire positif de **+493 992 m³** (+0,13 m³/m²) pour la période temporelle mai 2008-décembre 2013.

▪ **Evolution globale de la baie d'Authie**

Entre mai 2008 et mars 2011, malgré une érosion du haut de plage et du cordon dunaire de la rive nord de la baie, le bilan sédimentaire global à l'échelle de l'estuaire était légèrement positif, avec un gain en sédiments de **+827 071 m³** (+0,08 m³/m²). À l'inverse, la période temporelle suivante, entre mars 2011 et décembre 2013, a vu une

faible perte globale en sédiments de $-569\,529\text{ m}^3$ ($-0,05\text{ m}^3/\text{m}^2$), avec une érosion considérable de la rive nord. L'ensemble de la période d'étude, le bilan sédimentaire de la baie d'Authie est relativement stable, avec un gain de $+111\,191\text{ m}^3$ (Tab. IV-16), non significatif au vu de la surface considérée ($+0,01\text{ m}^3/\text{m}^2$).

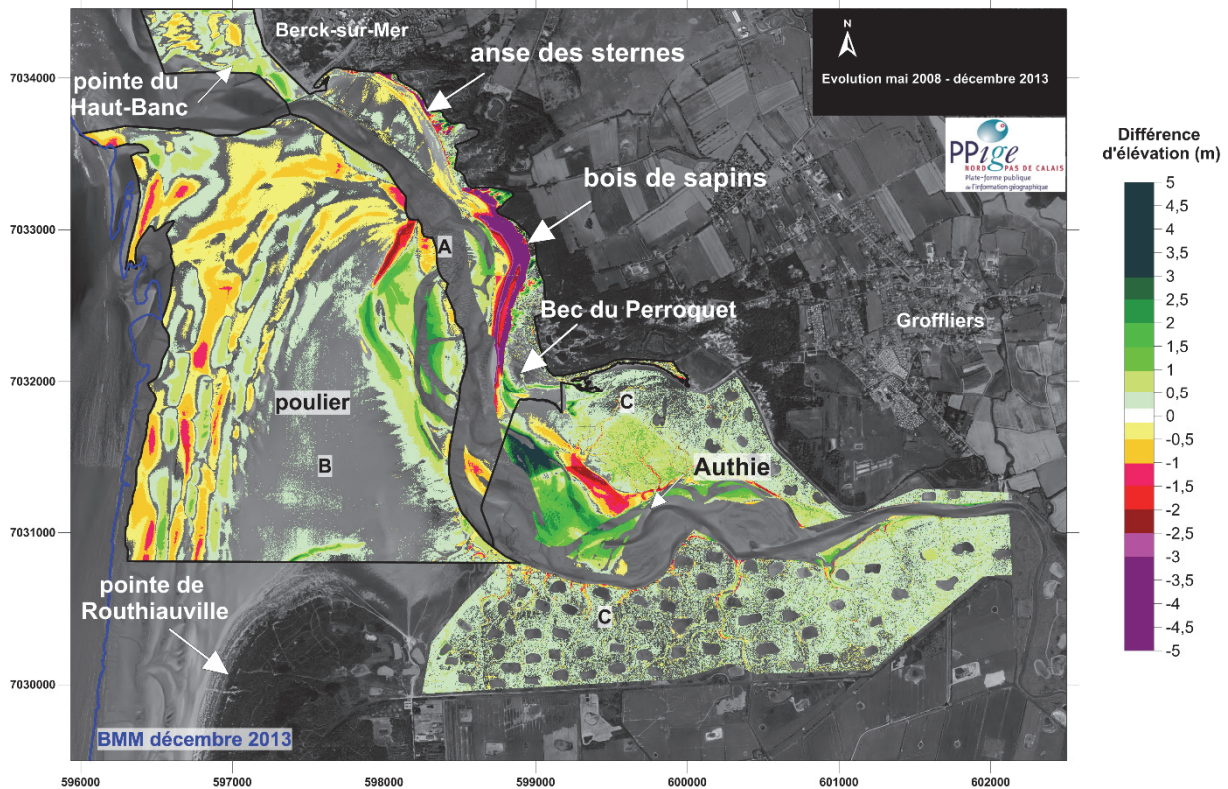


Fig. IV-147 : Variations d'altitude du littoral de la baie d'Authie entre mai 2008 et décembre 2013.

4. Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires

a. Dunes

Afin d'essayer d'établir d'éventuelles relations entre les évolutions du trait de côte et le bilan sédimentaire de la zone littorale, les valeurs de déplacement de la ligne de côte mesurées sur l'ensemble des radiales entre les différentes dates de levés topographiques LiDAR ont été comparées aux variations de volume par mètre linéaire de côte ($\text{m}^3.\text{m}^{-1}$) mesurées sur chacune de ces radiales entre les mêmes dates (Fig. IV-148). Les résultats montrent que le volume des dunes côtières tend à diminuer lorsque le trait de côte recule et que les plus importantes pertes de sédiments au sein des dunes ($> 200\text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) correspondent à des valeurs élevées de recul du trait de côte ($> 20\text{ m}$) (Fig. IV-148). On observe cependant une certaine variabilité dans les résultats, des variations de volume relativement importantes (-100 à $-200\text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) pouvant être associées à des valeurs de recul modestes ($< 8\text{ m}$) alors que des valeurs élevées de recul ($> 20\text{ m}$) peuvent correspondre à des pertes modérées ($< 80\text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). Cette variabilité s'explique par les variations de hauteurs des dunes entre les différents secteurs de la baie, un même recul du trait de côte induisant de plus fortes pertes de volumes dans

des dunes côtières élevées (e.g., Anse des Sternes) que dans des dunes de plus faible hauteur (e.g., Bois de Sapins). Une stabilité du volume dunaire associée à un recul du trait de côte suggère que les dunes peuvent gagner du sédiment par développement vertical même lorsque le trait de côte recule. Les mesures montrant une avancée du trait de côte correspondent au contraire essentiellement à une augmentation du volume dunaire, ce qui révèle que l'avancée de la ligne de rivage s'effectue par développement des dunes côtières vers le large (Bec du Perroquet).

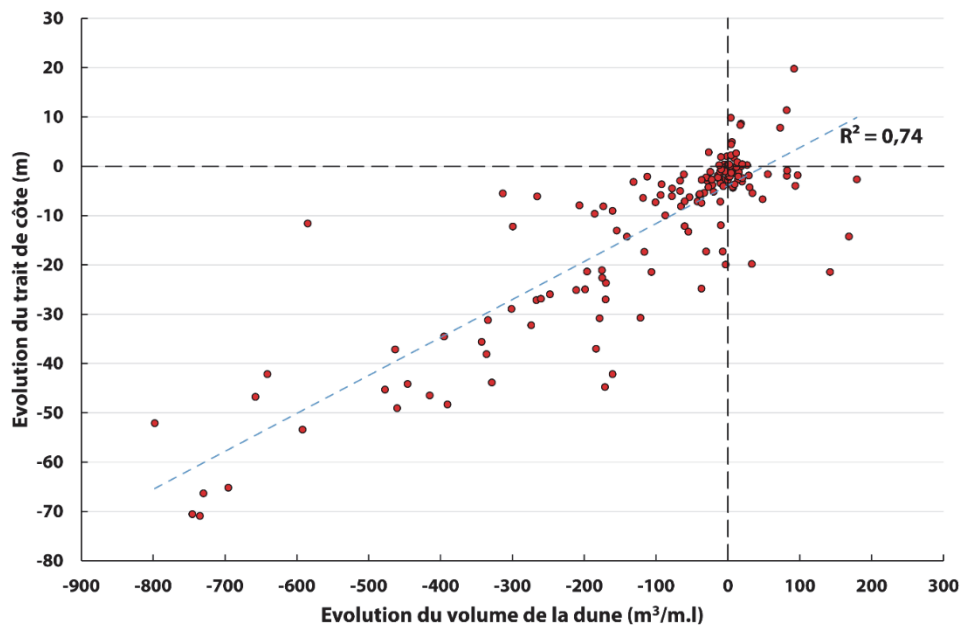


Fig. IV-148 : Evolution du trait de côte et des volumes des dunes côtières de mai 2008 à décembre 2013 sur la rive nord de la baie de l'Authie.

b. Haut de plage

L'évolution conjointe entre le trait de côte et les volumes du haut de plage montre également une relation linéaire, mais de plus faible corrélation (**Fig. IV-149**). Comme pour la dune, une majorité de points montrent donc une évolution conjointe entre le recul du trait de côte et une perte sédimentaire sur le haut de plage. Cela tient au fait, comme nous l'avons vu lors de la description des évolutions des différents bilans sédimentaires de la rive nord de la baie de l'Authie entre mai 2008 et janvier 2014, qu'une large perte sédimentaire au sein du cordon dunaire était généralement accompagnée d'une érosion similaire de la berge attenante au cordon dunaire, du fait principalement d'un rognage généralisé par une migration du lit du fleuve Authie en direction du massif dunaire. D'autres points caractérisent une situation croisée avec un recul du trait de côte en association avec un gain sédimentaire sur le haut de plage. Cette situation peut s'expliquer par un maintien du haut de plage et un recul plus classique du linéaire côtier par différentes attaques de hauts niveaux d'eau, avec une redistribution du matériel érodé sur le haut de plage.

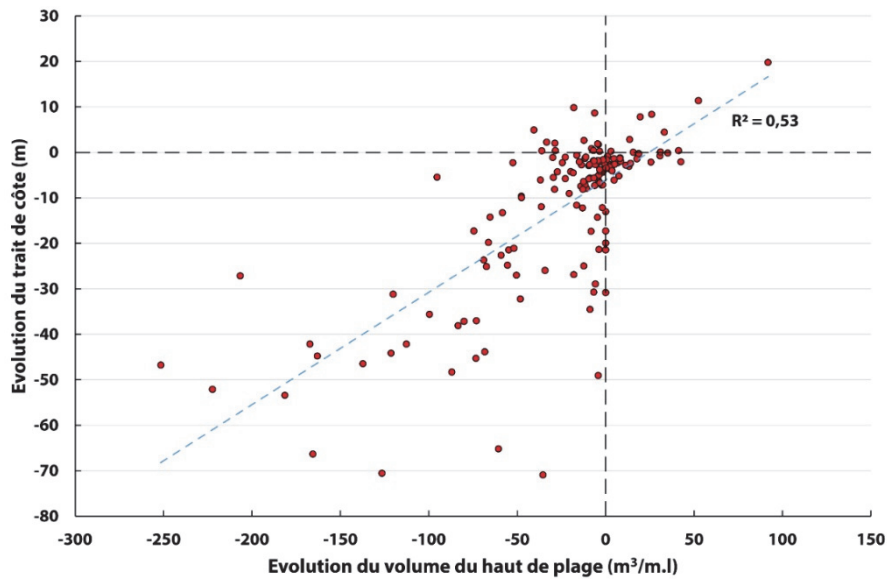


Fig. IV-149 : Evolution du trait de côte et des volumes du haut de plage de mai 2008 à décembre 2013 sur la rive nord de la Baie d'Authie.

Du fait de cette dynamique sédimentaire particulière liée aux migrations du lit de l'Authie, la relation entre l'évolution du trait de côte entre mai 2008 et décembre 2013 et le stock initial de sédiments sur le haut de plage ne montre aucun seuil sédimentaire permettant la stabilité du linéaire côtier (**Fig. IV-150**). En effet, si une majorité des points présentant un recul du trait de côte sont associés à des volumes de haut de plage inférieur à $100 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{l}$, ceci est également le cas de quatre transects de mesures ayant un volume de haut de plage supérieur à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{l}$. Sur la rive nord de l'estuaire de l'Authie, un stock sédimentaire relativement important sur le haut de plage ne prémunit donc pas le cordon dunaire associé au risque d'érosion.

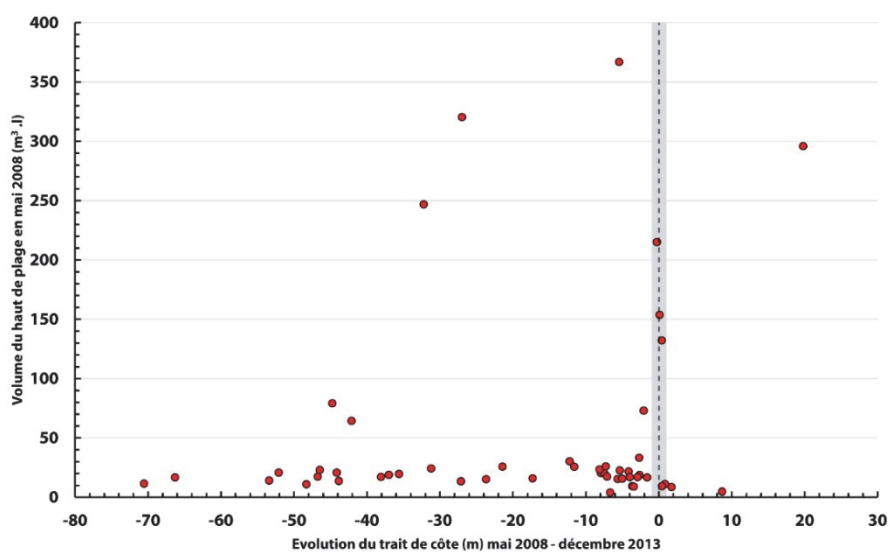


Fig. IV-150 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 du littoral de la rive nord de la baie de l'Authie en fonction du volume initial (2008) du haut de plage.

II. Littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage

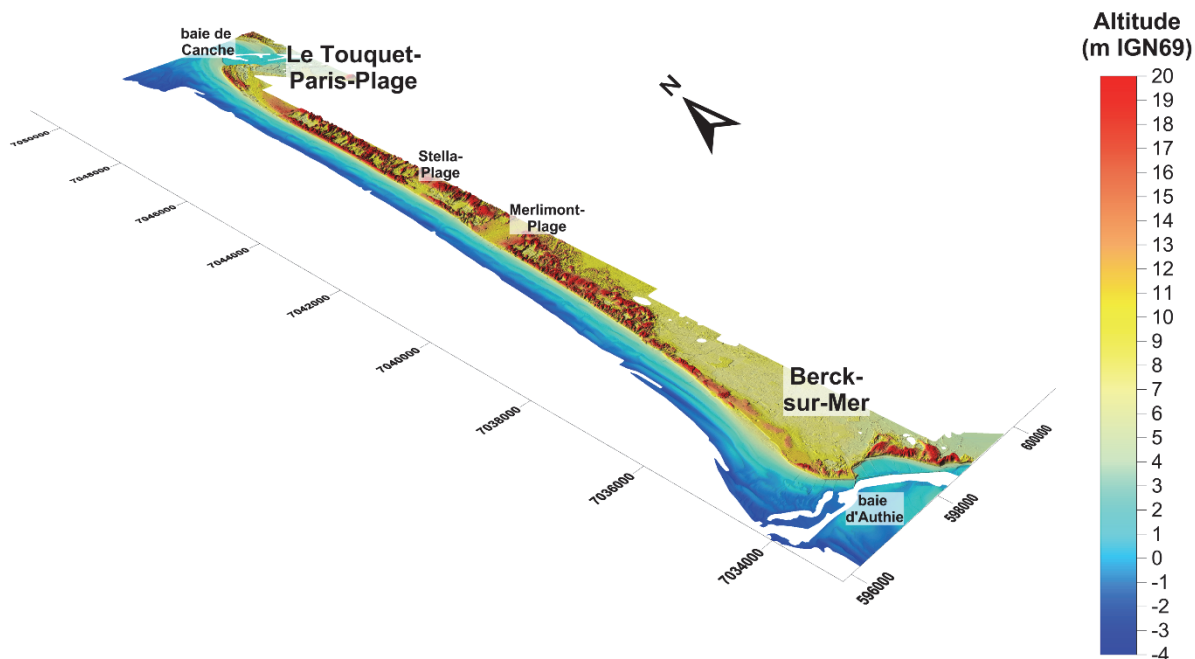


Fig. IV-151 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 du littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

Au sud de Merlimont-Plage, en direction de Berck-sur-Mer, le cordon dunaire a connu un engraissement sédimentaire sur l'ensemble de son front dunaire (**Fig. IV-153**). Cette accumulation sédimentaire se traduit par des évolutions altitudinales positives souvent comprises entre +0,5 et +1m, mais pouvant dépasser +1m sur certaines portions de front dunaire. La portion la plus méridionale du massif dunaire, au nord du front de mer de la ville de Berck, présente des évolutions d'altitudes positives encore plus élevées au niveau du front dunaire, atteignant +1m, +2m voire plus de +3m (**Fig. IV-153**). Sur l'ensemble du secteur d'étude, cette accumulation sédimentaire localisée au niveau du pied de dune s'accompagne également de plus fortes variations altitudinales localisées plus au sein du massif dunaire, de manière perpendiculaire ou oblique par rapport au trait de côte. Dans le cas de variations altitudinales positives, il s'agit de comblements de siffles-vents, très nombreux sur cette portion du littoral de la Côte d'Opale. Des variations d'altitude négatives sont également observées, pouvant atteindre -2 à -3m, traduisant le phénomène inverse de création ou approfondissement de siffles-vent déjà existant. La plupart de ces zones d'érosion sont accompagnées vers l'intérieur de zones d'accrétion de même ampleur en termes de variation altitudinale, témoignant du transport éolien du sable par les vents dominants d'ouest vers l'arrière de la dune (**Fig. IV-153**). Pour la période d'étude allant de mai 2008 à mars 2011, l'ensemble du cordon dunaire allant de Merlimont-Plage à

Berck-sur-Mer a gagné une quantité de **+218 095 m³** de sédiments (+0,34 m³/m²) (Tab. IV-20).

	Bilan sédimentaire (m3)			Evolution/m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
dune	+218 095	+251 252	+467 521	+0,34	+0,39	+0,72
haut de plage	+142 410	+229	+149 674	+0,39	0,00	+0,41
plage	+470 425	-3 958	+521 233	+0,13	0,00	+0,15
total	+830 929	+247 523	+1 138 428	+0,18	+0,05	+0,25

Tab. IV-20: bilans sédimentaires du littoral allant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

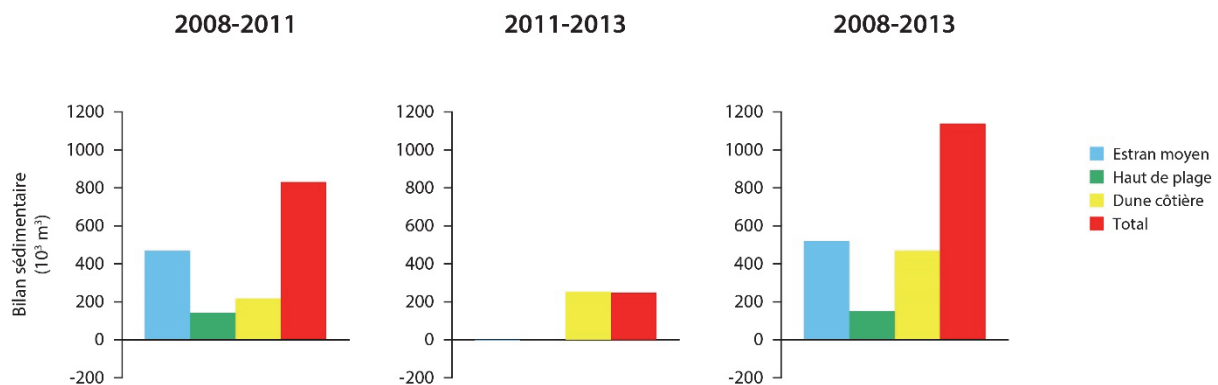


Fig. IV-152: illustration des bilans sédimentaires du littoral allant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage.

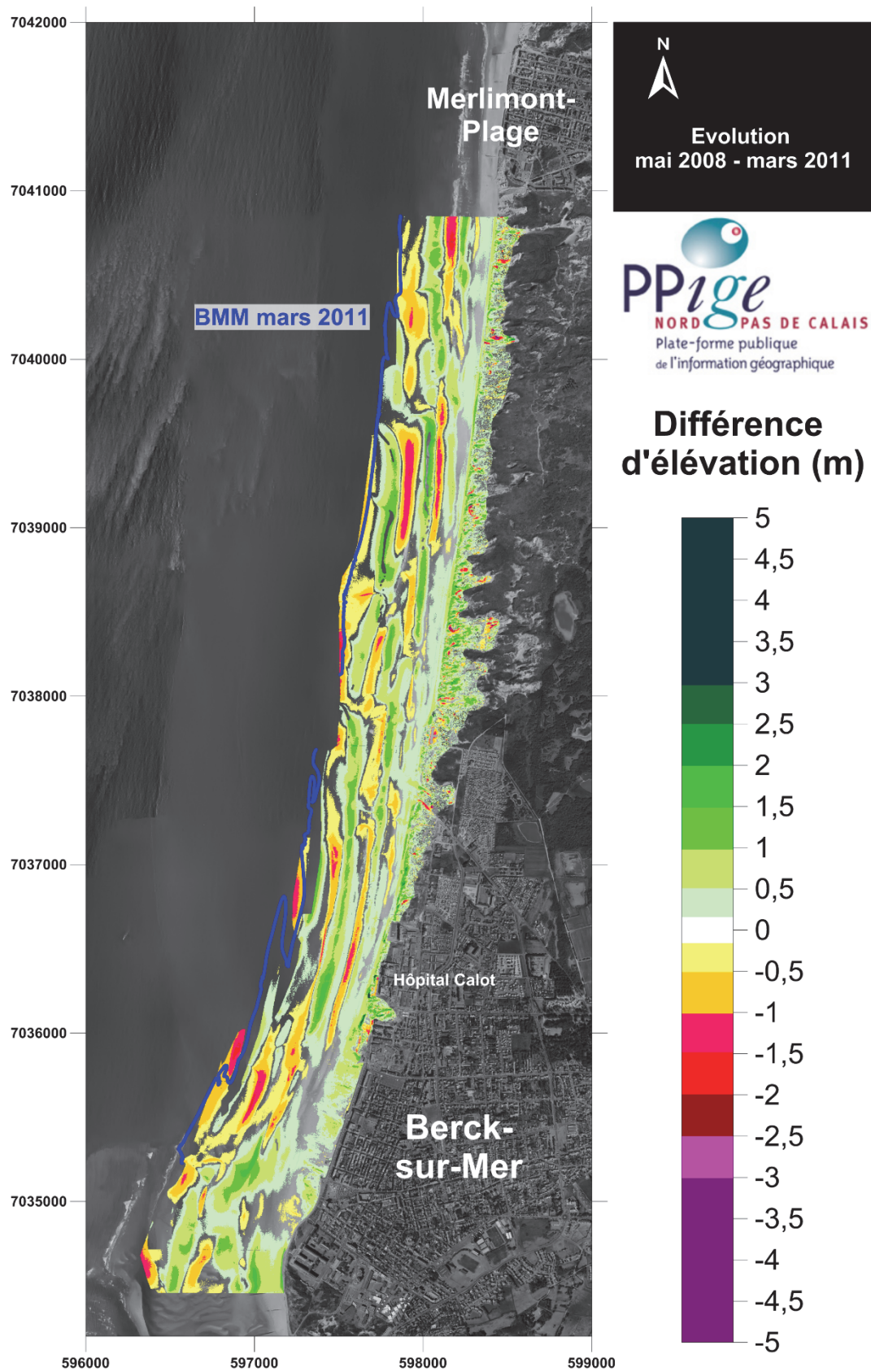


Fig. IV-153 : Variations d'altitude du littoral allant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage entre mai 2008 et mars 2011.

Pour la portion de littoral s'étendant de Merlimont-Plage au Touquet-Paris-Plage, la cartographie différentielle des altitudes entre mai 2008 et mars 2011 montre tout d'abord un net engraissement du cordon bordier du massif dunaire situé à la pointe du Touquet, avec des valeurs d'évolution d'altitude positives atteignant +1,5 m à +2 m (**Fig. IV-155**). Cette accumulation sédimentaire n'est pas surprenante dans cette zone correspondante au poulcier de l'estuaire de la Canche, qui capte les sédiments de la dérive littorale dirigée vers le nord de long de la façade ouest du littoral de la Côte d'Opale. Après une interruption de près de 1,7 km correspondante à la station balnéaire du Touquet-Paris-Plage, le cordon dunaire reprend vers le sud en direction de Stella-Plage. Le premier tronçon d'une longueur de 1,2 km présente également une accumulation sédimentaire au niveau du front dunaire, avec des valeurs d'évolutions d'altitudes comprises entre +1 et +1,5 m. Le cordon dunaire présente ensuite sur 400 m de son linéaire des évolutions d'altitudes négatives atteignant -1 m au niveau du front dunaire, l'arrière du cordon étant caractérisé par une faible évolution positive inférieure à +0,5m. Au sud de cette zone à faible érosion et jusqu'à Stella-Plage, le cordon dunaire est de nouveau caractérisé par des élévations de la surface du sol assez fortes, pouvant être comprises entre +1,5 et +2m par endroits. Certaines de ces évolutions les plus marquées correspondent à de petites zones perpendiculaires au trait de côte au sein du cordon dunaire, et sont dues à des comblements sableux de siffles-vent. A proximité de la station balnéaire de Stella-Plage, une zone d'environ 2000 m² présente de fortes variations d'altitudes négatives, jusqu'à -3m, adossée à une zone qui elle présente au contraire une forte augmentation des altitudes, jusqu'à +3m. Ce transfert sédimentaire orienté vers l'intérieur correspond au creusement et la migration vers les terres d'une dune de forme parabolique. Plus au sud, entre Stella-Plage et Merlimont-Plage, le front dunaire est aussi caractérisé par un engraissement sableux. Le massif dunaire situé au plus près de Merlimont-Plage est caractérisé par une faible densité du couvert végétal, ce qui permet au sable d'alimenter l'arrière de la dune, sur une distance d'environ 400m. Ces déplacements sableux transversaux sont caractérisés par des successions d'évolutions positives et négatives, souvent de formes allongées, qui correspondent au comblement ou au creusement de dépressions sableuses (**Fig. IV-155**). L'ensemble du cordon dunaire allant de la pointe du Touquet-Paris-Plage jusqu'à Merlimont-Plage a enregistré un gain sédimentaire de **+183 634 m³** (+0,49 m³/m²) (**Tab. IV-21**) pendant la période d'étude allant de mai 2008 à mars 2011.

	Bilan sédimentaire (m3)			Evolution/m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
dune	+183 634	+228 356	+404 830	+0,49	+0,59	+1,08
haut de plage	+130 957	-28 633	+125 280	+0,37	-0,07	+0,35
estran moyen	+370 929	-278 833	+127 497	+0,09	-0,06	+0,03
total	+685 521	-79 110	+657 606	+0,14	-0,02	+0,13

Tab. IV-21: bilans sédimentaires du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Merlimont-Plage. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

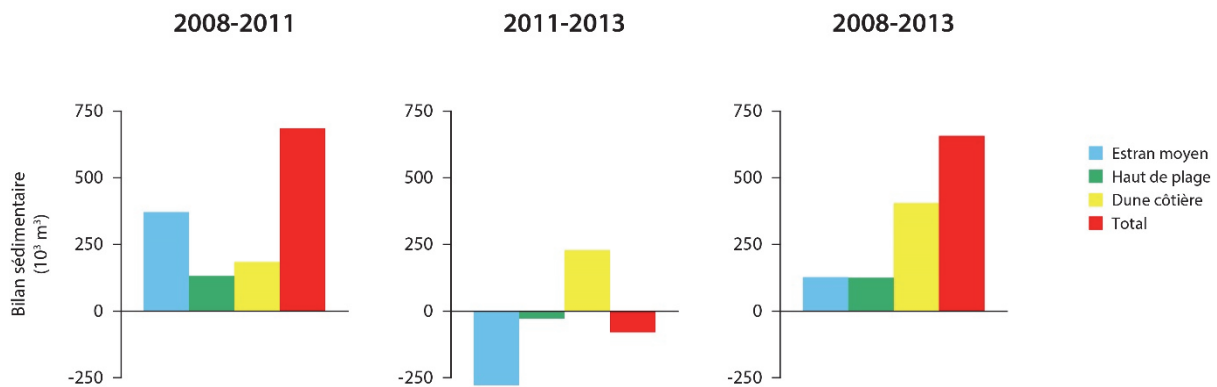


Fig. IV-154: illustration des bilans sédimentaires du littoral allant de Merlimont-Plage au Touquet-Paris-Plage.

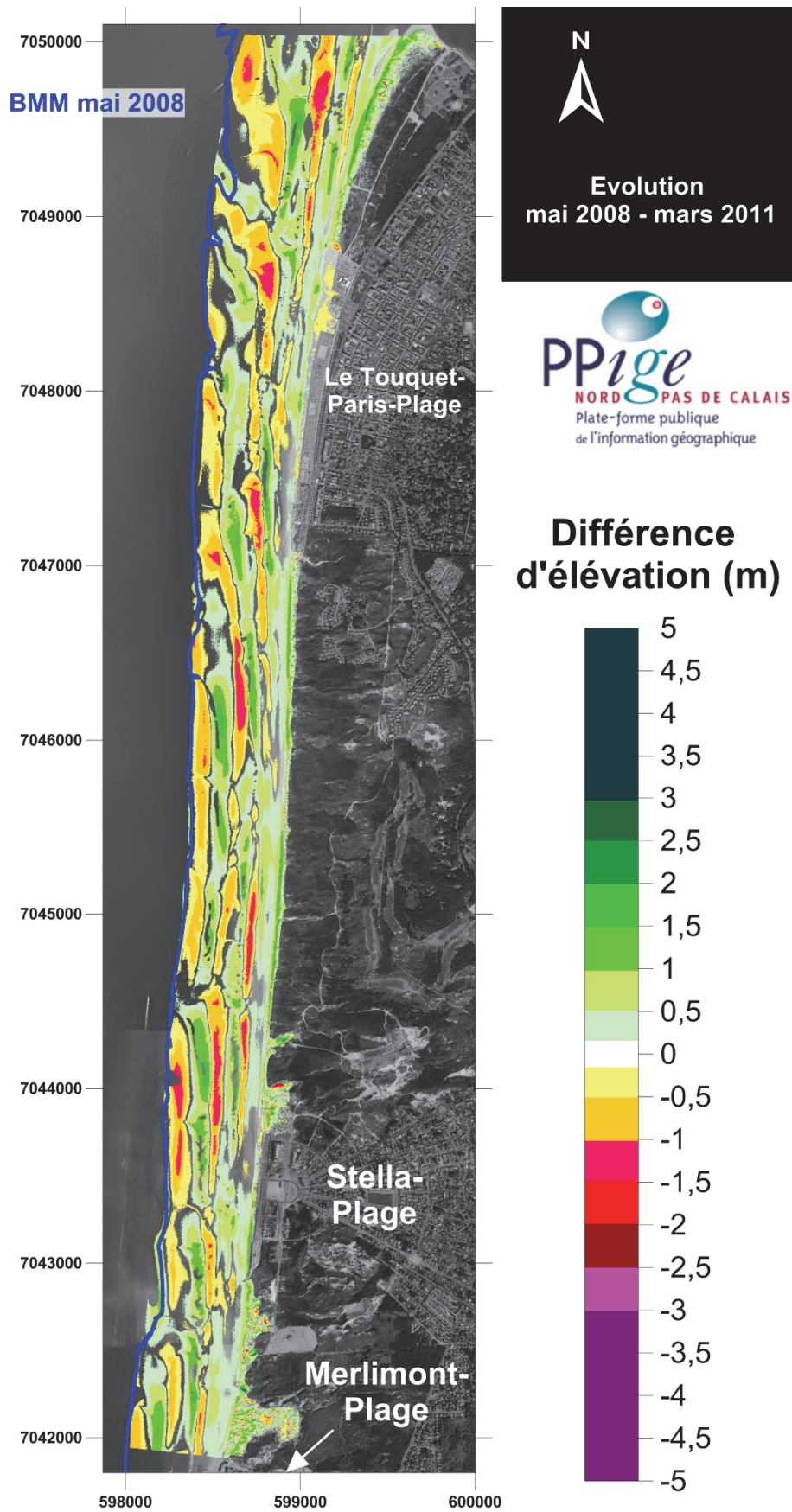


Fig. IV-155 : Variations d'altitude du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Merlimont-Plage entre mai 2008 et mars 2011.

▪ Haut de plage

Le haut de plage de la portion de littoral allant de Berck-sur-mer à Merlimont-Plage connaît dans l'ensemble une hausse d'altitude comprise entre +0,3 et +1m (**Fig. IV-153**). Le haut de plage s'élargit considérablement au niveau du front de mer de Berck-sur-Mer pour atteindre jusqu'à 200 m de large. Cette accrétion généralisée du haut de plage pendant cette période de trois ans se traduit par un gain sédimentaire conséquent de **+142 410 m³** (+0,39 m³/m²) (**Tab. IV-20**).

Toujours entre mai 2008 et mars 2011, l'évolution de la morphologie du haut de plage montre un net engraissement sédimentaire au niveau de la pointe du Touquet-Paris-Plage, avec des variations d'altitudes positives comprises majoritairement entre +0,5 et +1m. Cette évolution altitudinale est en lien avec l'accrétion observée au niveau du front dunaire, témoignant ainsi de la nette progradation du trait de côte de ce secteur du littoral. Face au front de mer de la station balnéaire du Touquet-Paris-Plage, le haut de plage s'élargit pour atteindre une largeur de 100 à 150m. La moitié supérieure du haut de plage présente des évolutions altitudinales légèrement négatives, comprises entre -0,15 et -0,5m, tandis que la moitié inférieure présente au contraire de faibles évolutions positives de son altitude. Ces variations morphologiques sont difficiles à interpréter en raison des activités anthropiques liées au tourisme qui peuvent perturber la dynamique sédimentaire naturelle de ce site. Entre le Touquet-Paris-Plage et Stella-Plage, le haut de plage associé au massif dunaire présente une élévation altitudinale comprise entre +0,5 et +1m sur la quasi-totalité de son linéaire. Entre Stella-plage et Merlimont-plage, la même dynamique est observée mais avec des valeurs d'élévation plus faibles, inférieures à +0,5m. Le haut de plage présente un bilan sédimentaire de **+130 957 m³** (**Tab. IV-21**), soit un taux d'accrétion de +0,37 m³/m².

▪ Estran moyen

Au niveau du compartiment de l'estran moyen, de fortes variations altitudinales successives dépassant -1,5 m et +1,5 m, avec un agencement parallèle au trait de côte, sont observées (**Fig. IV-153** et **Fig. IV-155**). Ces variations morphologiques correspondent à la migration des barres sableuses et des bâches sur l'estran et montrent que le système barres-bâches est particulièrement bien développé sur cette portion du littoral régional. Cette dynamique intertidale est associée à un gain sédimentaire de **+470 425 m³** inférieur à la marge d'erreur (+0,13 m³/m²) (**Tab. IV-20**) pour la portion d'estran s'étendant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage, ce qui suggère tout de même une accrétion durant ces trois années. Ce taux d'accrétion est plus faible pour l'estran s'étendant plus au nord entre Merlimont-Plage et le Touquet-Paris-Plage, avec un gain de **+370 929 m³**, soit +0,09 m³/m².

2. Evolution de mars 2011 à décembre 2013

▪ Dunes côtières

Entre Berck-sur-Mer et Merlimont-Plage, le cordon dunaire bordier est de nouveau caractérisé par une accrétion généralisée au niveau de la première crête dunaire et par de nombreuses variations morphologiques intra-dunaires liées à la dynamique des siffles-vents (**Fig. IV-156**). Une particularité se dégage à l'extrême sud du massif dunaire, au niveau de Berck-sur-Mer, avec un net engraissement général des dunes qui protègent des assauts de la mer les habitations situées en arrière. Face à l'hôpital Calot (**Fig. IV-156**), la dune présente de fortes variations positives du côté de la plage, atteignant jusqu'à +3m, et présente de fortes variations négatives du côté de l'hôpital qui atteignent -3 m. Cette apparente translation de sable orientée vers l'estran semble suggérer une action anthropique visant à protéger l'établissement hospitalier d'un envahissement par le sable. En termes de bilan sédimentaire, la période temporelle allant de mars 2011 à décembre 2013 a vu le cordon dunaire bordier s'étendant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage accumuler **+251 252 m³** (**Tab. IV-20**), soit **+0,39 m³/m²**.

La cartographie différentielle des altitudes entre mars 2011 et décembre 2013 montre que le cordon dunaire de la pointe du Touquet a continué de s'élever, avec des gains d'altitude supérieurs à +1m sur l'ensemble de la crête dunaire (**Fig. IV-157**). Plus au sud, en direction de Stella-Plage, l'ensemble du front dunaire est affecté par un sapement de sa base qui provoque une entaille et un recul du trait de côte. Les valeurs d'évolutions altitudinales correspondantes atteignent de -0,6 m jusqu'à -1,3 m selon les secteurs. Le levé LiDAR le plus récent ayant été réalisé le 6 décembre 2013, il correspond à un état post-tempête du littoral ouest de la Côte d'Opale. En effet, dans la nuit du 5 au 6 décembre 2013, la tempête Xaver a touché les côtes de la région NPDC, provoquant un haut niveau d'eau compris entre les périodes de retour de 10 et 20 ans (**Daubord et al., 2014**). En dépit de cette érosion du pied de dune par ce haut niveau d'eau, du sable a continué de s'accumuler au niveau de la crête du cordon dunaire bordier sur cette période d'étude allant de mars 2011 à décembre 2013, avec des élévations d'altitudes observées dépassant +1 à +2m (**Fig. IV-157**). L'attaque du pied de dune par les vagues semble avoir causé moins de dégâts pour la dernière portion de massif dunaire avant Merlimont-Plage, car les différentiels d'altitudes n'excèdent pas -0,7 m (**Fig. IV-157**). Les plus fortes variations morphologiques sont observées au sein de la dune, avec le creusement de certains siffles-vents pouvant atteindre jusqu'à -3 m et au contraire des accumulations sableuses plus en arrière de la dune, pouvant atteindre jusqu'à +2,7 m. Au total, malgré un sapement basal qui a affecté une grande partie de son linéaire, le cordon dunaire bordier allant de la pointe du Touquet à Merlimont-Plage a enregistré un gain sédimentaire de **+228 356 m³** (**+0,59 m³/m²**) (**Tab. IV-21**).

▪ Haut de plage

Une grande partie de l'effet érosif des vagues de tempête associées à un haut niveau a été amorti par le haut de plage. En effet, entre Merlimont-Plage et Berck-sur-mer, l'érosion se concentre sur le haut de plage et au contact du front dunaire, ne dépassant jamais les -1 m d'évolution altitudinale négative. Contrairement à l'ensemble du secteur d'étude, le haut de plage du secteur nord de Berck-sur-Mer connaît une légère accrétion comprise entre +0,2 et +0,5 m. Au niveau du front de mer de la station balnéaire, l'évolution morphologique est faible et contrastée, présentant à la fois des zones d'accrétion et des zones d'érosion. Au total, le compartiment correspondant au haut de plage présente un bilan sédimentaire stable malgré tout, avec un gain superficiel de **+229 m³** (+0,00 m³/m²).

Plus au nord, en direction du Touquet-Paris-Plage, le haut de plage continue de présenter une évolution négative de son altitude, avec une accentuation de l'érosion en remontant vers la dune. Le haut de plage associée au front de mer de Stella-Plage a été moins impacté par l'érosion en comparaison avec les secteurs adjacents. Au niveau du front de mer du Touquet-Paris-Plage, le haut de plage est caractérisé par une évolution négative de son altitude sur sa moitié inférieure, vers le large, comprise entre -0,3 et -0,7 m tandis que la moitié supérieure est caractérisée par une légère accrétion d'une trentaine de centimètres agrémentée de formes d'accumulations régulières plus importantes, laissant une formation d'origine anthropique. Le haut de plage associé à la pointe du Touquet présente quant à lui une évolution contrastée, avec une hausse d'altitude d'environ +0,5m pour le tiers supérieur septentrional et une baisse d'altitude d'une trentaine de centimètres pour les deux tiers restants. Le bilan sédimentaire du haut de plage s'étendant de Merlimont-Plage à la pointe du Touquet est plus significatif qu'au sud, avec une perte sédimentaire de **-28 633 m³** (-0,07 m³/m²).

▪ Estran moyen

Plus bas sur l'estran, la dynamique morphologique est toujours dominée par la migration des barres sableuses intertidales face à la pointe du Touquet, avec des différentiels d'altitudes importants (-1,5 à +1,5 m). Plus au sud, entre le Touquet-Paris-Plage et Merlimont-Plage, l'érosion semble prédominer légèrement, ayant pour conséquence un lissage des barres sableuses intertidales typique d'une morphologie d'estran post-tempête. La perte sédimentaire de estran moyen présente le même taux d'érosion moyen que le haut de plage, avec **-278 833 m³** soit -0,06 m³/m² (**Tab. IV-21**). Au sud de Merlimont, la tendance moins érosive observée pour le haut de plage se vérifie à nouveau pour l'estran moyen, avec une perte insignifiante de sédiments de -3 958 m³ (-0,00 m³/m²) (**Tab. IV-20**).

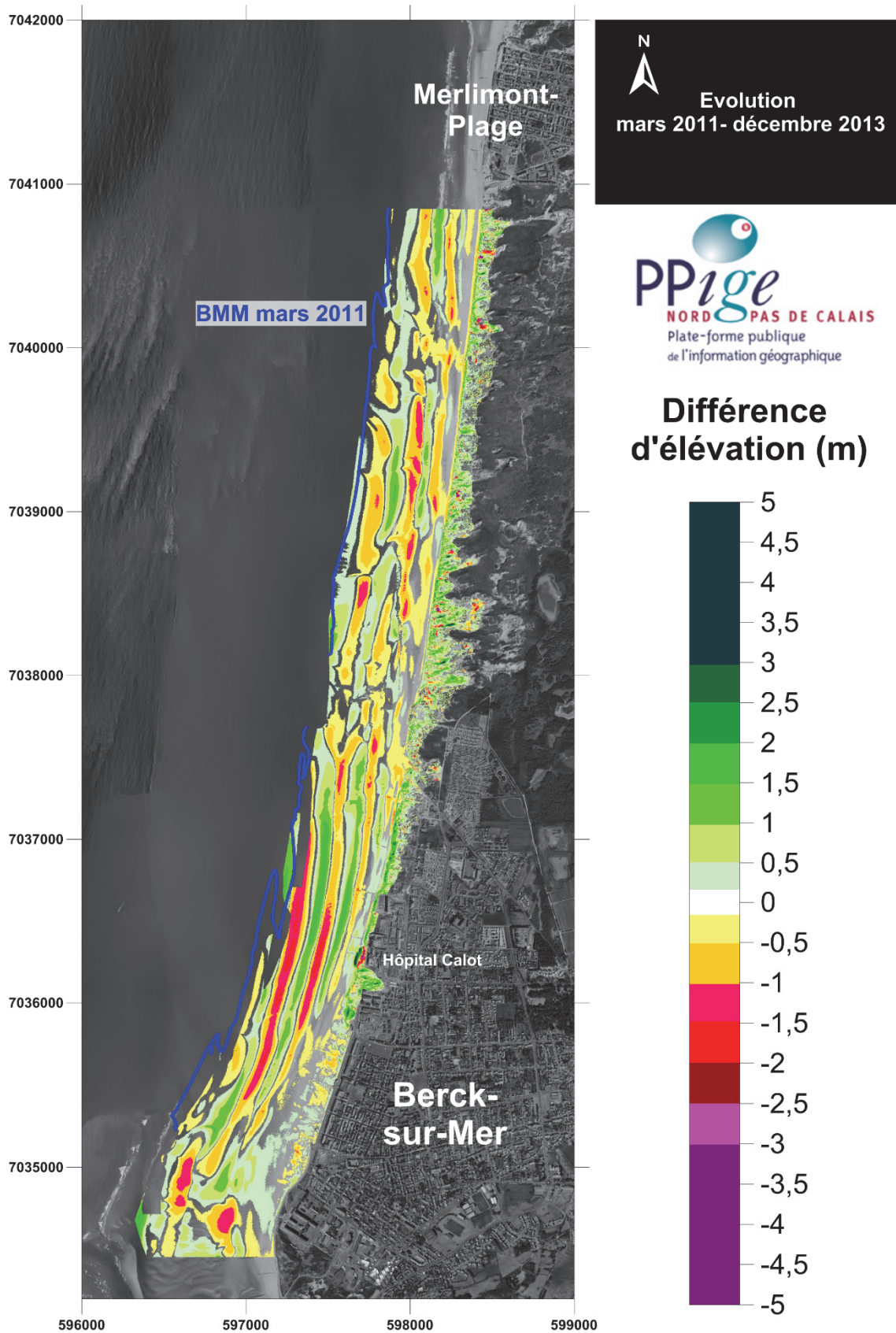


Fig. IV-156 : Variations d'altitude du littoral allant de Merlimont-Plage à Berck-sur-Mer entre mars 2011 et décembre 2013.

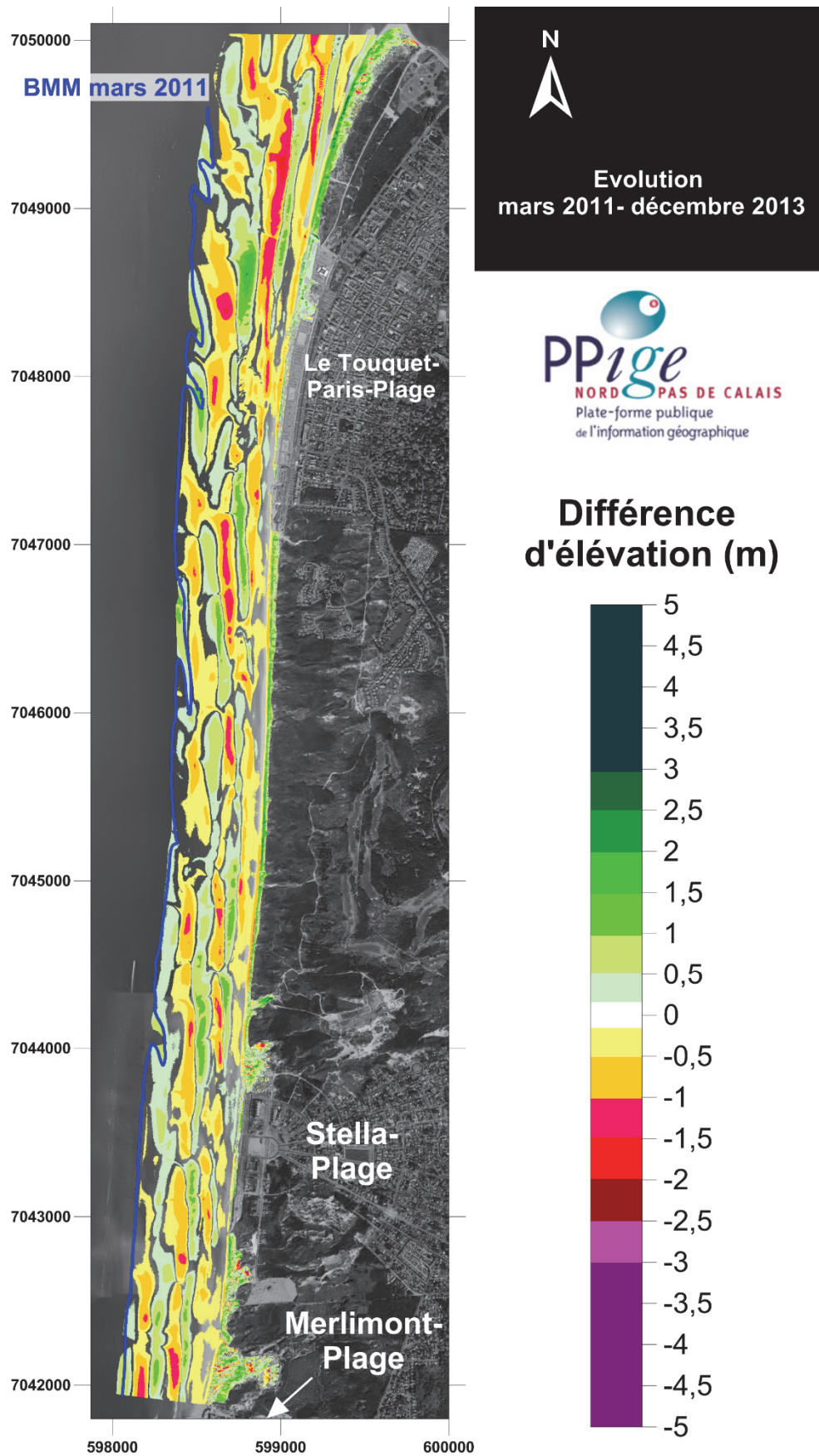


Fig. IV-157 : Variations d'altitude du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Merlimont-Plage entre mars 2011 et décembre 2013.

3. Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan

▪ Dunes côtières

Sur l'ensemble de la période d'étude, de mai 2008 à décembre 2013, le cordon dunaire bordier s'étendant sur une quinzaine de kilomètres de la pointe du Touquet jusqu'à Berck-sur-Mer montre un très fort taux d'accumulation sédimentaire. Entre la pointe du Touquet et Merlimont-Plage, cette hausse du stock sableux dunaire atteint **+404 830 m³** (**Tab. IV-21**), soit $+1,08 \text{ m}^3/\text{m}^2$, provoquant de fortes évolutions positives d'altitudes au niveau du front dunaire traduisant une progradation du trait de côte. Cette évolution positive est remarquable au niveau de la pointe du Touquet, avec des différentiels d'altitude pouvant atteindre $+4 \text{ m}$ (**Fig. IV-159**). Entre Merlimont-Plage et Berck-sur-Mer, le bilan sédimentaire du cordon dunaire s'élève à **+467 521 m³** (**Tab. IV-20**), soit $+0,72 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Outre une élévation d'altitude de la crête du front dunaire, cette portion de littoral montre via de fortes variations altitudinales localisées (**Fig. IV-158**) que ces dunes dites picardes sont soumises à l'action des vents dominants d'ouest qui provoquent la création de nombreux siffles-vents, dunes paraboliques et le transport du sable vers l'arrière de la dune.

▪ Haut de Plage

Malgré une forte érosion subie lors de la période d'étude la plus récente, le haut de plage présente également un bilan sédimentaire nettement positif sur la totalité du linéaire côtier concerné. Entre la pointe du Touquet et Merlimont-Plage ce bilan s'élève à **+125 280 m³** ($+0,35 \text{ m}^3/\text{m}^2$), tandis que plus au sud, de Merlimont-Plage à Berck-sur-Mer il totalise **+149 674 m³** ($+0,41 \text{ m}^3/\text{m}^2$).

▪ Estran moyen

Du fait d'un fort marnage, l'ensemble de l'estran moyen est dominé par la dynamique des barres sableuses intertidales qui provoque des évolutions d'altitudes positives et négatives successives de mai 2008 à décembre 2013, parallèles au trait de côte et très marquées ($-1,5$ à $1,5 \text{ m}$, **Fig. IV-158**, **Fig. IV-159**). Pour les deux différents secteurs, cette dynamique du système barre-bâche s'accompagne d'un gain sédimentaire, significatif de Merlimont-Plage à Berck-sur-Mer, avec **+521 233 m³** ($+0,15 \text{ m}^3/\text{m}^2$) (**Tab. IV-20**). Il est cependant beaucoup moins marqué entre la pointe du Touquet et Merlimont-Plage, avec un léger gain de **+127 497 m³** ($+0,03 \text{ m}^3/\text{m}^2$) (**Tab. IV-21**)

Au total l'ensemble du système estran-dune totalise un net engraissement sédimentaire de **+1 138 428 m³** ($+0,25 \text{ m}^3/\text{m}^2$) au sud de Merlimont-Plage et **+657 606 m³** ($0,13 \text{ m}^3/\text{m}^2$) au nord.

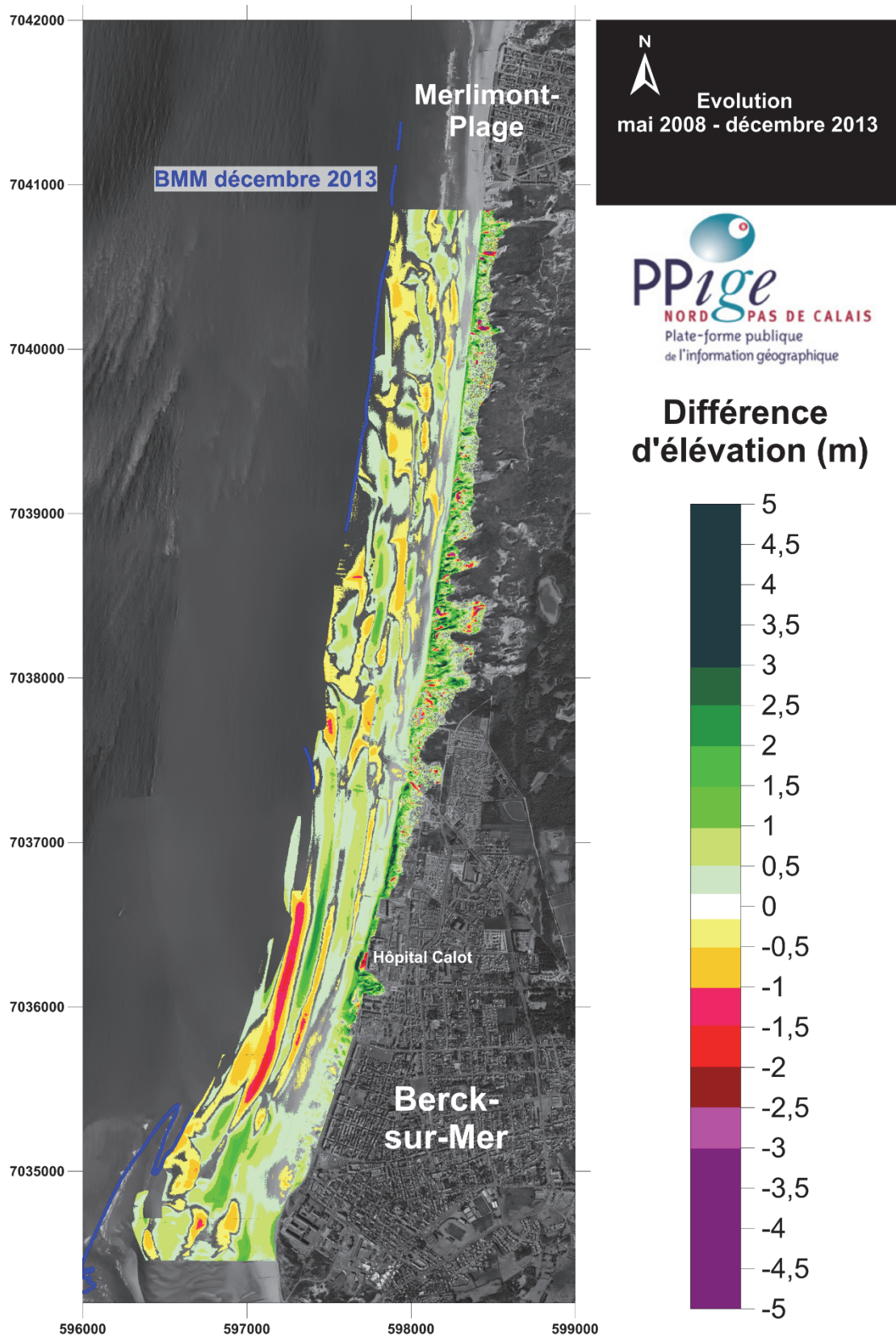


Fig. IV-158 : Variations d'altitude du littoral allant de Merlimont-Plage à Berck-sur-Mer entre mai 2008 et décembre 2013.

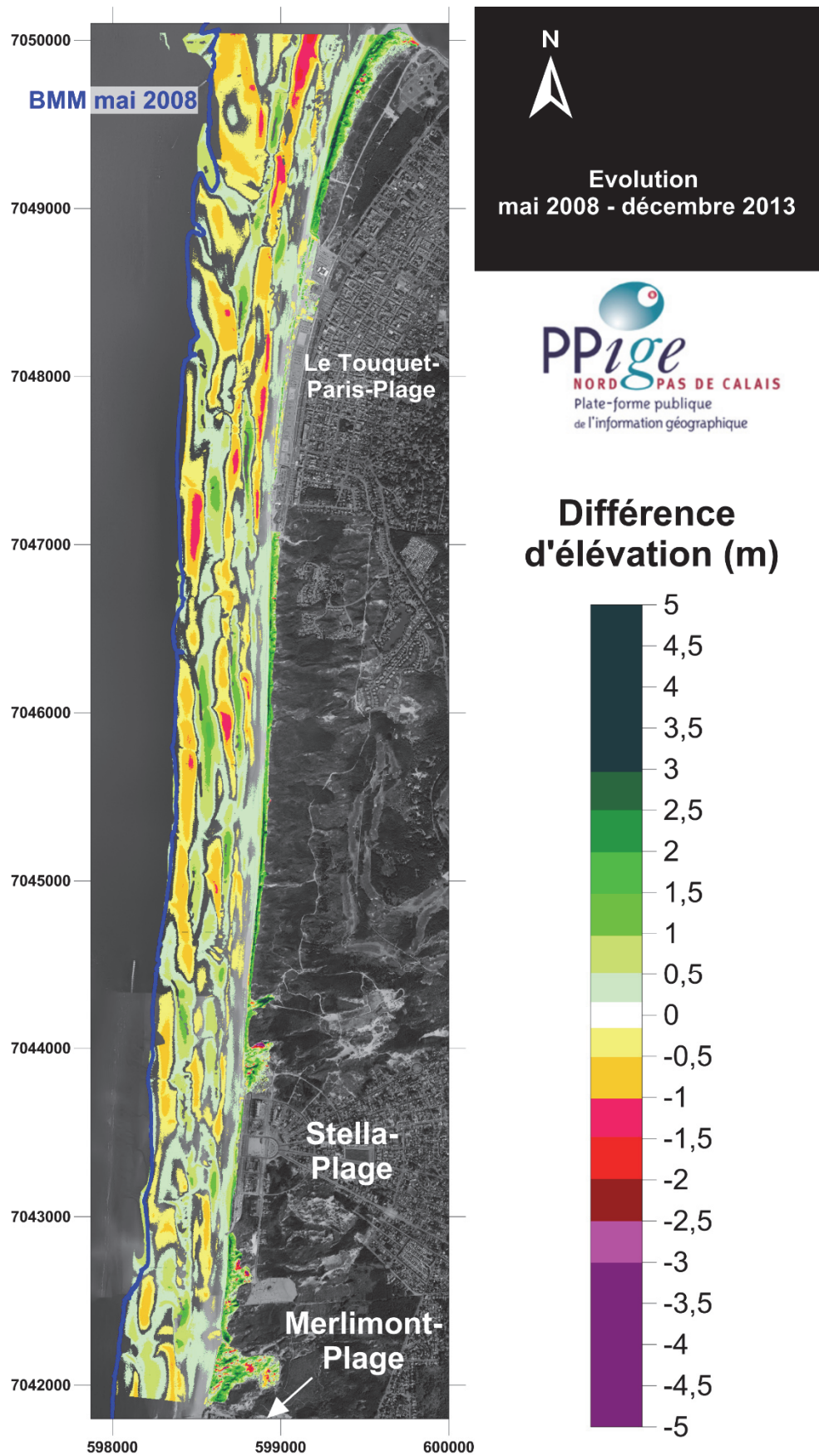


Fig. IV-159 : Variations d'altitude du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Stella-Plage entre mai 2008 et décembre 2013.

4. Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires

a. Dunes côtières

Contrairement aux massifs dunaires de la rive nord de la baie d'Authie, le cordon dunaire s'étendant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage ne montre pas de corrélation entre les évolutions de volume et les évolutions du trait de côte (**Fig. IV-160**). En effet, que le linéaire côtier soit en progradation ou en phase de recul, le cordon dunaire montre quasi-exclusivement un gain sédimentaire. Ces mesures le long de transects rejoignent nos observations faites à partir des bilans sédimentaires globaux de ce secteur du littoral, où nous avons pu constater un net engraissement sédimentaire généralisé, avec un gain en sédiments particulièrement élevé au sein du cordon dunaire, et ce malgré quelques sapements localisés du front dunaire lors de la période temporelle mars 2011-décembre 2013.

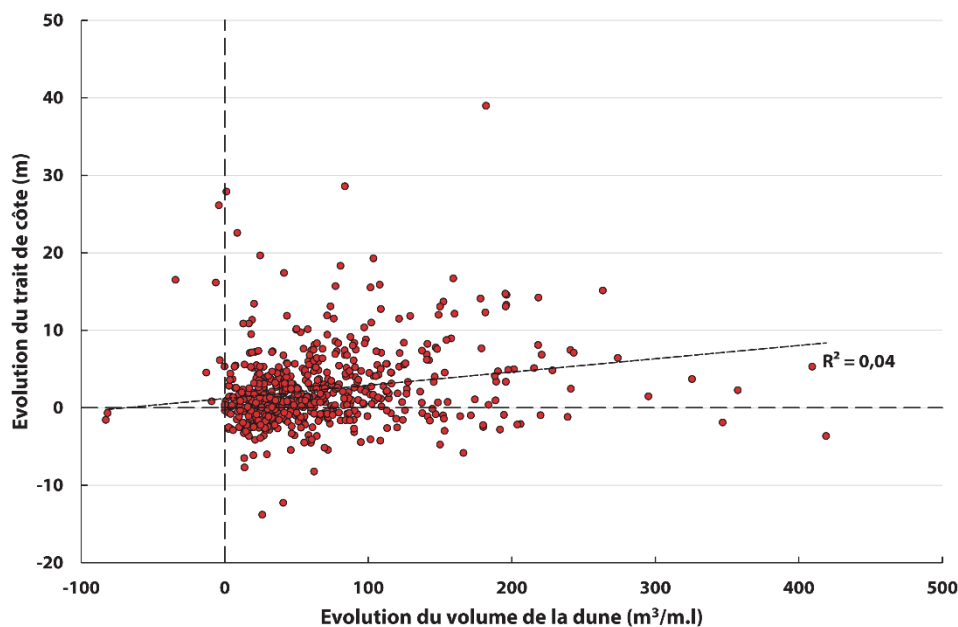


Fig. IV-160 : Evolution du trait de côte et des volumes des dunes côtières de mai 2008 à décembre 2013 sur le littoral s'étendant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.

b. Haut de plage

La variabilité morphologique du haut de plage, et donc de son volume, est très grande, marquée par des phases de dépôts et d'érosion. L'évolution du trait de côte peut difficilement être liée à ces évolutions morphologiques du haut de plage, comme le montre clairement la figure **IV-161**.

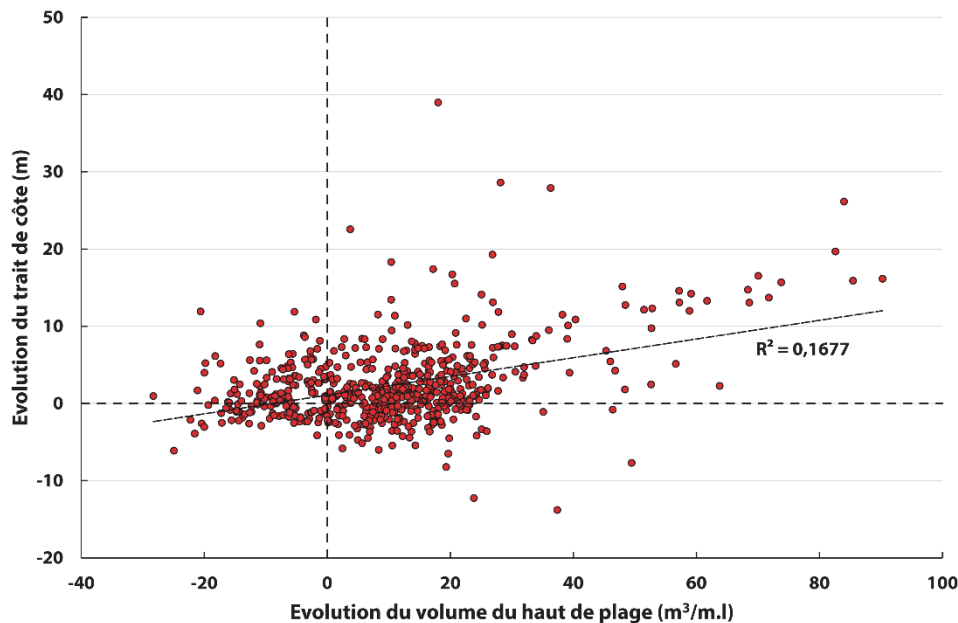


Fig. IV-161 : Evolution du trait de côte et des volumes du haut de plage de mai 2008 à décembre 2013 sur le littoral s'étendant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.

La figure IV-162 présente la relation entre l'évolution du trait de côte du cordon dunaire allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer entre mai 2008 à décembre 2013 et le stock sédimentaire du haut de plage initial de mai 2008. On observe une tendance à la progradation du trait de côte en fonction de la quantité de sable à l'origine sur le haut de plage. Toutefois, une majorité des points est comprise entre 7 et 30 m³.m⁻¹ de volume de haut de plage initial, pour lesquels on observe à la fois des évolutions positives et négatives du trait de côte entre mai 2008 et décembre 2013. Au-delà de ce volume de 30 m³, les évolutions de trait de côte ne sont plus que positives. Bien que minoritaires, ces points indiqueraient que cette valeur de 30 m³ fait office de seuil sédimentaire permettant au cordon dunaire de connaître une certaine stabilité voire une progradation de son linéaire.

La figure IV-163 montre quant à elle la relation entre le volume et la largeur du haut de plage en mai 2008 pour le littoral allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer. Malgré une dispersion des points correspondants aux volumes de haut de plage les plus élevés, la régression linéaire montre qu'il existe une relation correcte entre ces deux paramètres ($r^2=0,65$). Selon cette relation linéaire, le seuil sédimentaire de 30 m³.m⁻¹ précédemment établi correspond à une largeur de haut de plage d'environ 36 m.

Ce lien existant entre la morphologie du haut de plage (largeur et volume) et l'évolution du trait de côte est également illustré par la figure IV-164. Ces trois différents profils topographiques du cordon dunaire situé entre Berck-sur-Mer et Merlimont-Plage sont affectés de trois évolutions du trait de côte différentes. Entre mai 2008 et décembre 2013, le profil bleu a connu un recul d'environ 5 m, le profil topographique orange est resté stable tandis que le profil de couleur grise a connu une progradation du trait de côte

d'environ 8 m. En recalant ces trois différentes coupes topographiques initiales de mai 2008 par rapport au niveau des PMM correspondant à la limite inférieure du haut de plage (**Fig. IV-164**), nous pouvons voir que le front dunaire du profil ayant connu un recul du trait de côte est situé le plus en avant vers le large, tandis qu'inversement, le profil topographique associé à une évolution positive du linéaire côtier est celui qui était situé le plus en arrière, avec la plus grande largeur de haut de plage.

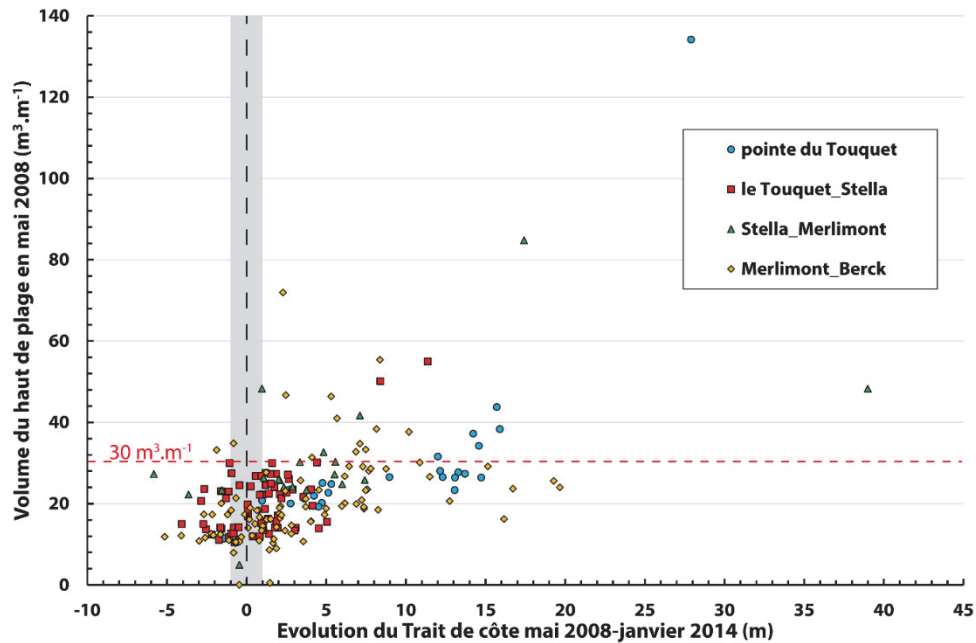


Fig. IV-162: Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 du littoral allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 4,26 m IGN 69 pour les volumes.

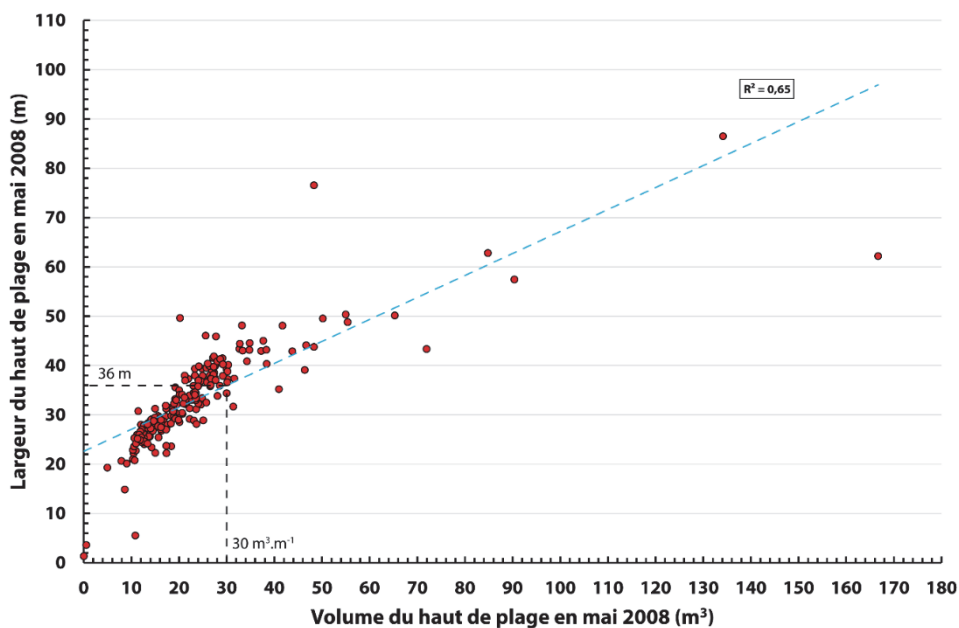


Fig. IV-163 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer en mai 2008.

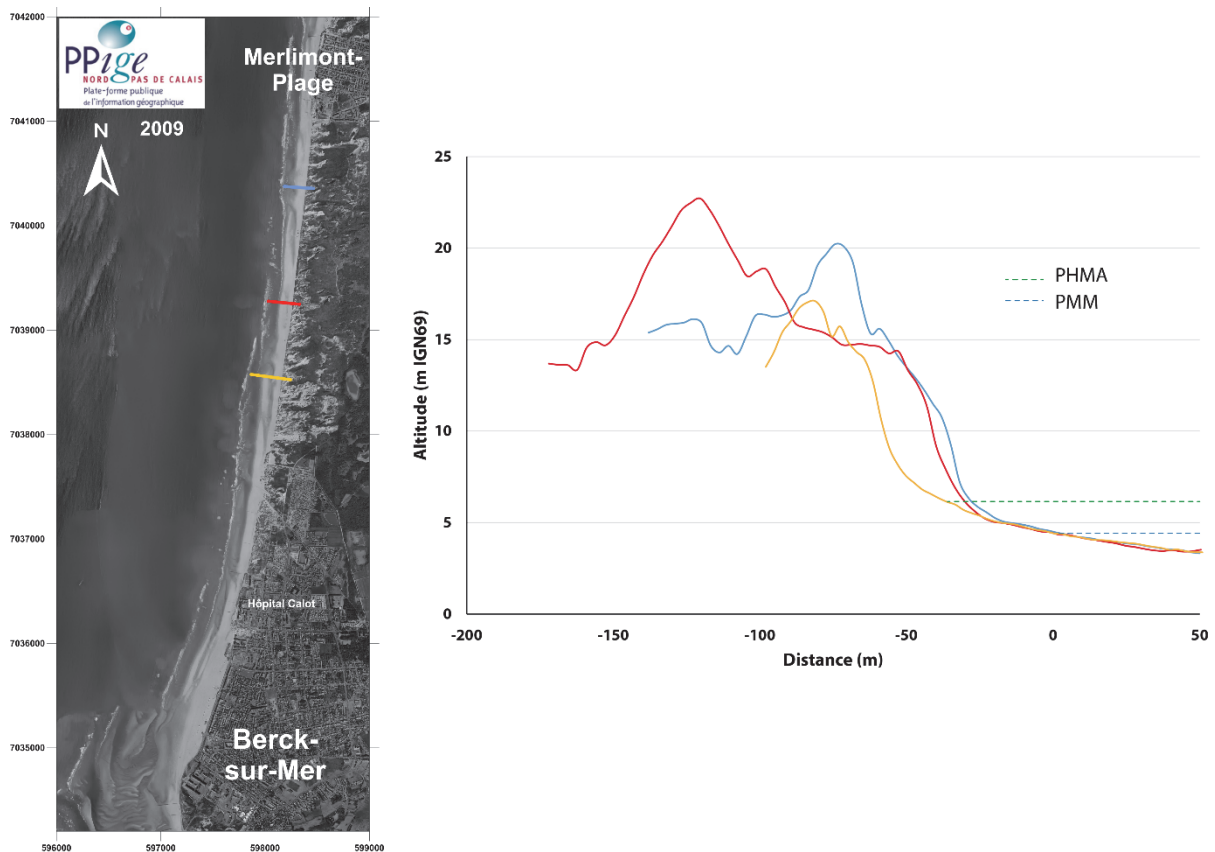


Fig. IV-164: Profils topographiques, issus des données LiDAR de mai 2008, du massif dunaire de Merlimont illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.

III. Littoral de la baie de Canche

Comme l'estuaire de l'Authie, la baie de Canche présente une morphologie typique des estuaires dits picards, avec un poulier qui migre vers le nord depuis la rive sud et un musoir sur la rive opposée, qui a vu également le développement d'un contre-poulier. Dominée par la marée, cette embouchure montre également la présence de nombreux chenaux méandriformes et évasés. L'accumulation de sédiments forme de nombreuses barres tidales et de méandres (**Fig. IV- 165**, **Fig. IV- 166** et **Fig. IV-167**).

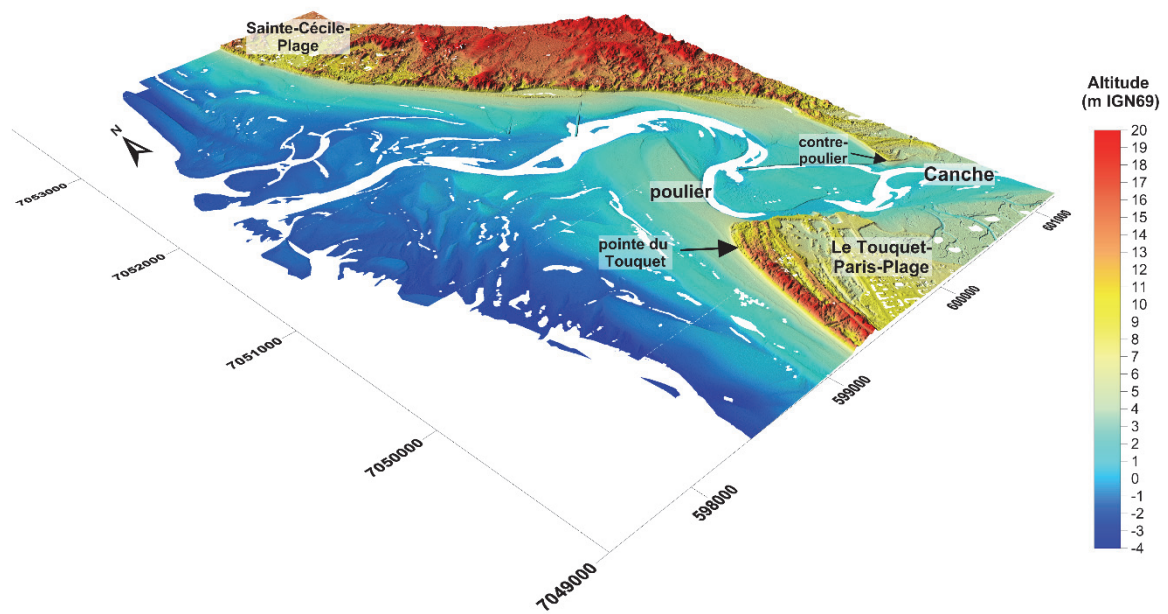


Fig. IV- 165 : Modèle numérique de terrain (3D) en mai 2008 du littoral de la baie de Canche.

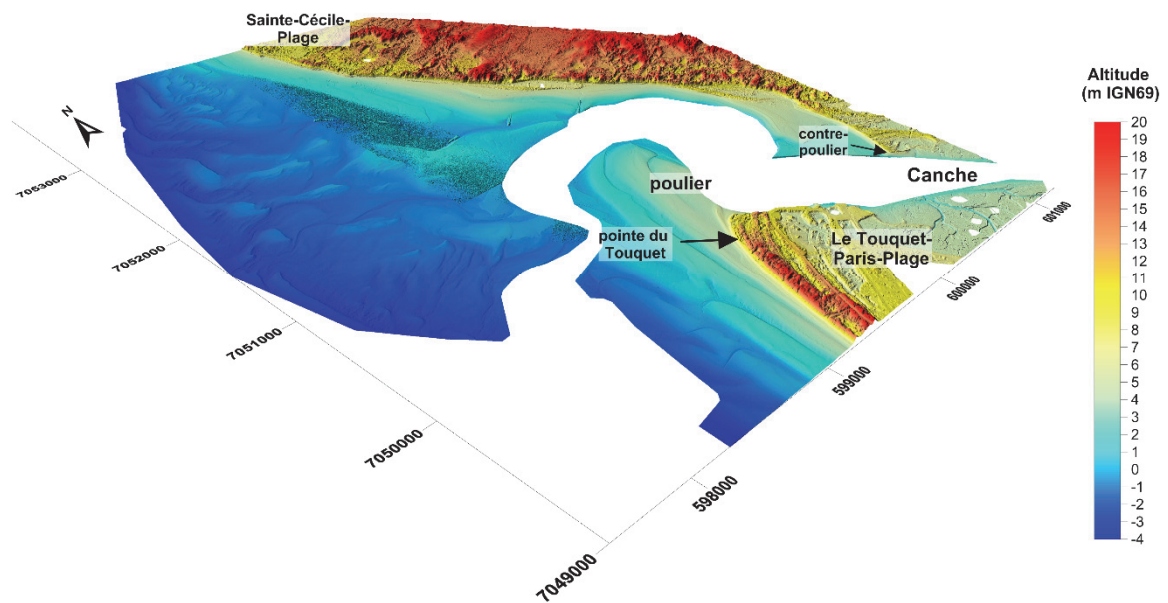


Fig. IV- 166 : Modèle numérique de terrain (3D) en mars 2011 du littoral de la baie de Canche.

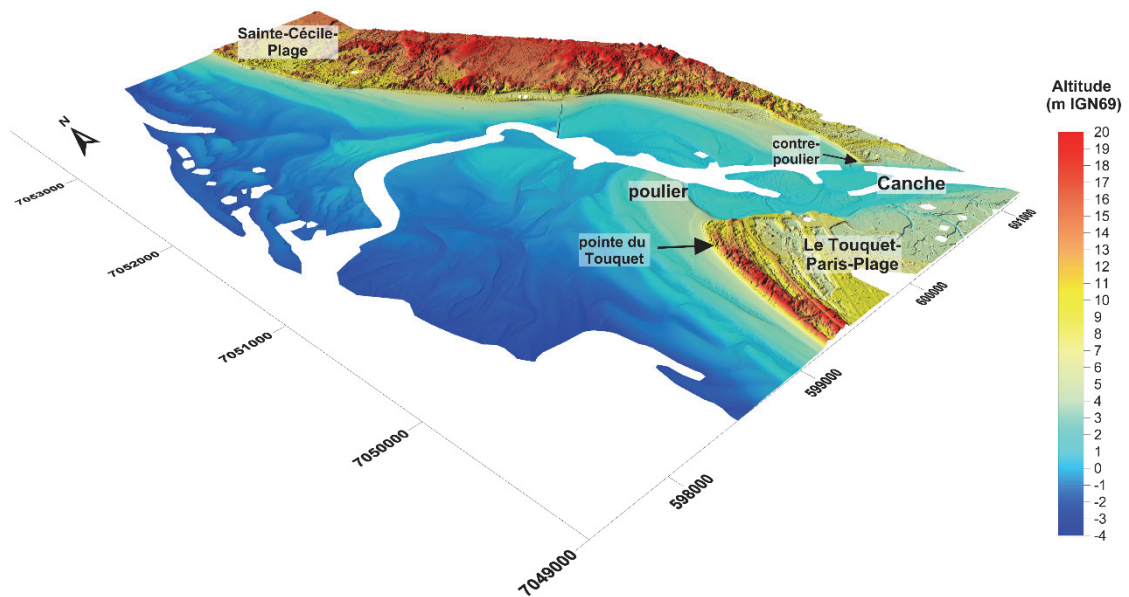


Fig. IV-167 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 du littoral de la baie de Canche.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

Entre mai 2008 et mars 2011, les dunes côtières de la rive nord de la baie de Canche montrent dans l'ensemble peu de variations altitudinales (**Fig. IV-169**). Deux secteurs situés au sud de la pointe de Lornel face aux deux épis et plus au sud au cœur de la baie montrent tout de même un net gain sédimentaire au niveau du cordon dunaire, avec une hausse d'altitude dépassant +1 m. Le contre-poulier a été affecté également par de fortes variations altitudinales, négatives par contre, pouvant dépasser les -3 m au niveau du front dunaire, ce qui suggère un recul du trait de côte sur les 200 m de linéaire côtier affecté par cette érosion. Au total, le bilan sédimentaire des dunes côtières de l'estuaire de la Canche suggère un engraissement sédimentaire, avec un gain de **+24 152 m³** (+0,12 m³/m²) (**Tab. IV-22**).

		Bilan sédimentaire (m3)			Evolution/m ²		
		2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
rive Nord	dune	+24 152	-17 415	-4 383	+0,12	-0,06	-0,02
	haut de plage	+5 655	+9 820	+75 456	+0,02	+0,04	+0,24
	plage	+141 528	+676 483	+631 788	+0,06	+0,27	+0,25
	total	+171 334	+668 889	+702 861	+0,06	+0,22	+0,23

Tab. IV-22 : bilans sédimentaires de la rive nord de la baie de Canche. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

▪ Haut de plage

Durant cette période d'étude, le haut de plage présente des variations morphologiques plus marquées que le cordon dunaire. Cinq secteurs se distinguent, montrant une alternance entre accumulation sédimentaire et érosion. Au nord de la baie, face aux enrochements du camping « les Dunes », le haut de plage a connu un fort démaigrissement sédimentaire, avec une perte altitudinale dépassant les -1 m. Plus au sud, à partir de la pointe du Lornel, le haut de plage a au contraire accumulé des sédiments sur une longueur de linéaire côtier d'environ 1400 m, avec des hausses d'altitudes comprises entre +0,5 m et +1 m. S'en suit une nouvelle zone d'érosion au cœur de la baie, avec des abaissments de plus de 2 m. La forme incurvée de cette zone d'érosion suggère un rognage du haut de plage par un déplacement d'un méandre du fleuve Canche vers la dune. Entre cette zone d'érosion et le cordon dunaire, le haut de plage a gagné des sédiments, avec un net engraissement au contact du cordon dunaire, en direction du sud. L'érosion observée au niveau du front dunaire du contre-poulrier a également affecté le haut de plage, avec un abaissement du niveau de la plage compris entre 0,5 et 1 m, voire dépassant les 1 m.

Cette alternance d'évolutions positives et négatives de l'altitude du haut de plage produit un bilan sédimentaire stable pour cette période temporelle allant de mai 2008 à mars 2011, avec un gain sédimentaire très faible de **+5 655 m³**, soit **+0,02 m³/m²** (**Tab. IV-22**).

▪ Estran moyen

Entre mai 2008 et mars 2011, l'évolution de l'estran moyen montre de fortes variations morphologiques, dépassant 1 m sur de nombreuses zones. Ces variations morphologiques montrent le déplacement de nombreuses barres tidales ainsi que la présence de nombreux chenaux secondaires méandriformes. L'évolution morphologique suit également les variations décrites pour le compartiment du haut de plage. En effet, au nord de l'embouchure, au droit du camping « les Dunes », les variations altitudinales sont très majoritairement négatives tandis qu'au droit de la pointe de Lornel l'accrétion sédimentaire prédomine. Plus au sud, l'évolution de l'estran moyen est similaire une nouvelle fois à l'évolution du haut de plage, avec érosion en forme de croissant, marquant le déplacement d'un méandre du fleuve Canche. Devant le contre-poulrier, l'estran montre un faible abaissement altitudinal dans le prolongement de l'érosion observée pour le haut de plage et le cordon dunaire, mais une large d'accrétion pouvant dépasser + 1 m prédomine en direction du lit de la Canche.

Pour cette première période temporelle, le bilan sédimentaire de l'estran de la baie de Canche est faiblement positif, avec un gain de **+141 528 m³**, soit **+0,06 m³/m²** (**Tab. IV-22**).

▪ **Poulier**

Le poulier de l'estuaire de la Canche, de moindre envergure qu'en baie d'Authie, montre un engraissement sédimentaire dans le prolongement de la pointe du Touquet, avec une hausse d'altitude moyenne comprise entre +0,5 et 1 m. Outre cette légère accrétion, le poulier montre une alternance de variations altitudinales négatives et positives comprises entre -1,5 m et +1,5 parallèles au trait de côte qui caractérisent le mouvement des barres sableuses sur l'estran. Plus au nord, au-delà du lit de la Canche, les variations morphologiques sont de même amplitude mais de formes plus aléatoires, traduisant une dynamique des barres sableuses d'embouchure. Pour cette première période temporelle d'étude, le poulier de la baie de Canche a gagné **+321 950 m³**, soit **+0,18 m³/m²** (**Tab. IV-23**).

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
poulier	+321 950	-788 077	-411 540	+0,18	-0,38	-0,18

Tab. IV-23: bilans sédimentaires du poulier de la baie de Canche. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

Malgré quelques zones ayant connu une perte de sédiments, l'ensemble de la baie de Canche a gagné **+ 493 284 m³** entre 2008 et 2011, soit **+0,11 m³/m²** (**Tab. IV-24**).

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
total baie de Canche	+493 284	-119 188	+291 322	+0,11	-0,02	+0,05

Tab. IV-24: bilans sédimentaires de la baie de Canche. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

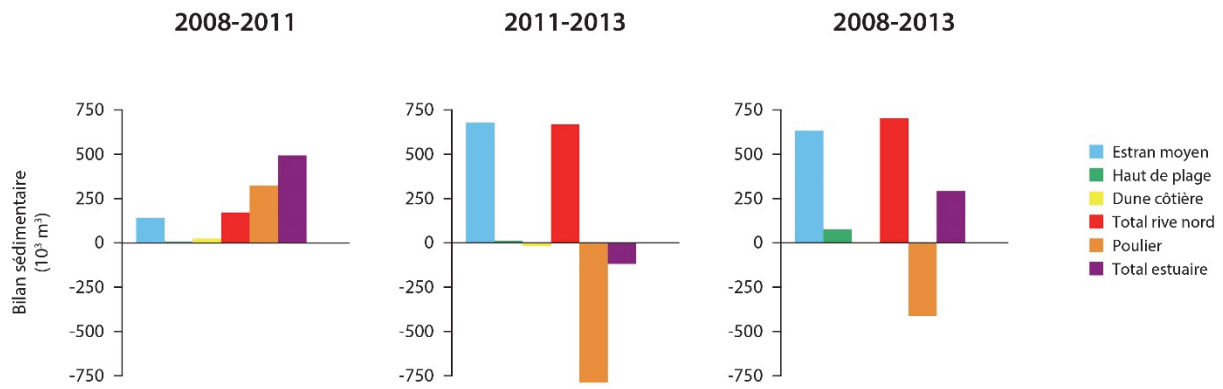


Fig. IV-168: Evolution des bilans sédimentaires de la baie de Canche entre mai 2008 et décembre 2013.

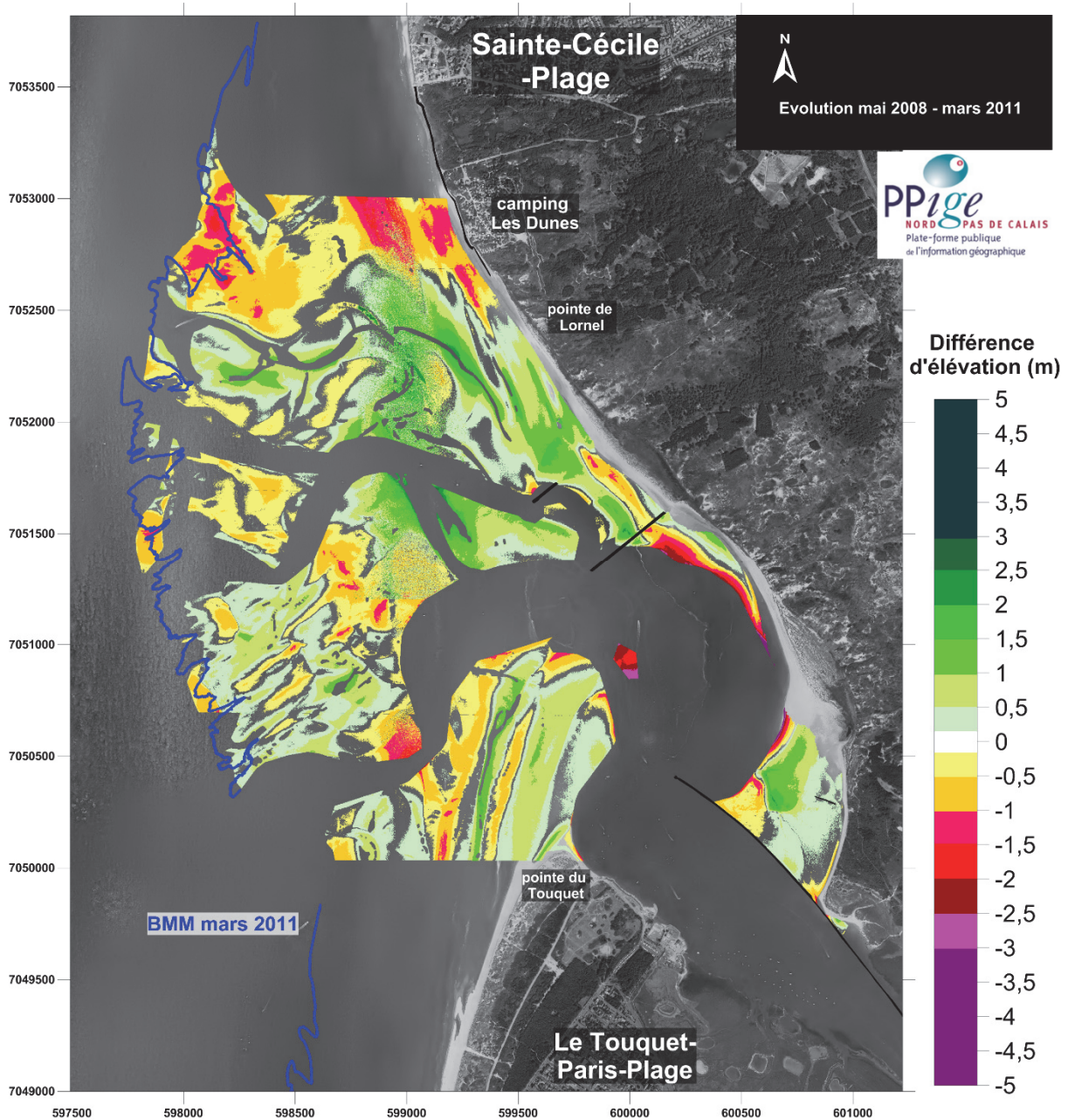


Fig. IV-169: Variations d'altitude du littoral de la baie de Canche entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à décembre 2013

▪ Dunes côtières

De mars 2011 à décembre 2013, les dunes côtières de la rive nord de la baie de Canche ont continué d'accumuler des sédiments entre la pointe de Lornel et le second épi situé plus au sud, avec des hausses d'altitudes comprises entre +0,5 m et +1 m (**Fig. IV-170**). Par contre, au sud de cet épi, le cordon dunaire a connu une forte érosion sur un linéaire de 600 m, avec des valeurs d'évolution d'altitudes négatives pouvant dépasser -7 m, ce qui correspond à un recul du front dunaire. Au sud de cette zone, le cordon dunaire a de nouveau connu un engraissement sédimentaire, avec des élévations du front dunaire atteignant plus de 0,5 m (**Fig. IV-170**). Durant cette période temporelle, le contre-poulier de la baie de Canche a de nouveau connu une sévère érosion de son front dunaire, sur une longueur de 300 m du linéaire côtier, avec des régressions d'élévation dépassant les -3 m. durant cette seconde période d'étude, entre mars 2011 et décembre 2013, l'érosion semble dominer en termes de bilan sédimentaires, avec légère perte de **-17 415 m³**, soit **-0,06 m³/m²** (**Tab. IV-22**).

▪ Haut de plage

Nous avons observé que le haut de plage de la rive nord de la baie de Canche avait connu une évolution contrastée entre zones d'accumulation et zones d'érosion entre mai 2008 et mars 2011. Durant la seconde période temporelle, de mars 2011 à décembre 2013, nous pouvons observer que cette évolution s'est poursuivie, avec un engraissement sédimentaire du haut de plage face à la pointe de Lornel, jusqu'au second épi situé plus au sud (**Fig. IV-170**). Plus au sud, en lien avec l'érosion du front dunaire décrite précédemment, le haut de plage a également connu un important démaigrissement sédimentaire, avec un abaissement d'altitude pouvant dépasser -2 m. En poursuivant vers le sud de l'estuaire, le haut de plage a connu une évolution contrastée sur une portion du linéaire côtier, avec une abaissement de la plage compris entre -0,5 m et -1 m au plus près du lit de la Canche, et au contraire un exhaussement du niveau altitudinal de +0,5 à +1 m au plus près du cordon dunaire (**Fig. IV-170**). Pour finir, le haut de plage a évolué de manière similaire au cordon dunaire du contre-poulier, avec une érosion comprise entre -0,5 m et -1,5 m.

Le bilan sédimentaire total du haut de plage pour cette période d'étude allant de mars 2011 à décembre 2013 est stable, avec un gain sédimentaire non significatif de **+9 820 m³** (+0,04 m³/m²) (**Tab. IV-22**).

▪ Estran moyen

Au niveau du compartiment sédimentaire correspondant à l'estran moyen, l'estran faisant face aux enrochements du camping « les Dunes » a connu un léger engraissement sédimentaire, là où de l'érosion était observée durant la première période temporelle.

Cette accumulation s'étend jusqu'à la pointe de Lornel, avec des hausses d'altitude plus élevées, pouvant dépasser +1,5 m (**Fig. IV-170**). Plus bas sur l'estran, en direction du large, les variations morphologiques sont à nouveau caractéristiques des déplacements des nombreux bancs sableux tidaux présents dans ce secteur. L'accrétion semble tout de même prédominer. En direction du sud de l'estuaire, une zone d'érosion de l'estran moyen, localisée au sud de l'épi, montre des abaissements du niveau de sable allant jusqu'à plus de -1,5 m, en lien avec l'évolution observée sur le haut de plage. Toujours en direction du sud, une forte accrétion de forme incurvée suggère que le méandre du lit principal de la Canche a de nouveau migré, mais cette fois-ci vers le large (**Fig. IV-170**). L'estran moyen faisant face au contre-poulier a quant à lui gagné des sédiments dans l'ensemble.

Le bilan sédimentaire pour cette période temporelle montre un fort gain en sédiments de l'estran moyen, avec **+676 483 m³**, soit **+0,27 m³/m²** (**Tab. IV-22**).

▪ Poulier

Le poulier de la baie de Canche montre clairement une prédominance de l'érosion durant cette période d'étude. En effet, les valeurs de l'évolution de l'altitude entre les deux dates montrent de fortes valeurs négatives, pouvant dépasser -3 m, caractérisant un rognage de la pointe du poulier (**Fig. IV-170**). Au niveau des bancs sableux tidaux, l'érosion prédomine également, avec des valeurs d'évolution supérieures à -1,5 m. Avec une perte de **-788 077 m³** (**-0,38 m³/m²**) (**Tab. IV-23**), le bilan sédimentaire du poulier confirme les variations observées sur le MNT différentiel.

Sur l'ensemble de la baie de Canche, le bilan sédimentaire est resté plus stable, malgré une légère perte de **-119 188 m³** (**-0,02 m³/m²**) (**Tab. IV-24**). L'importante érosion du poulier a donc contribué à alimenter les bancs sableux de l'embouchure situés directement plus au nord.

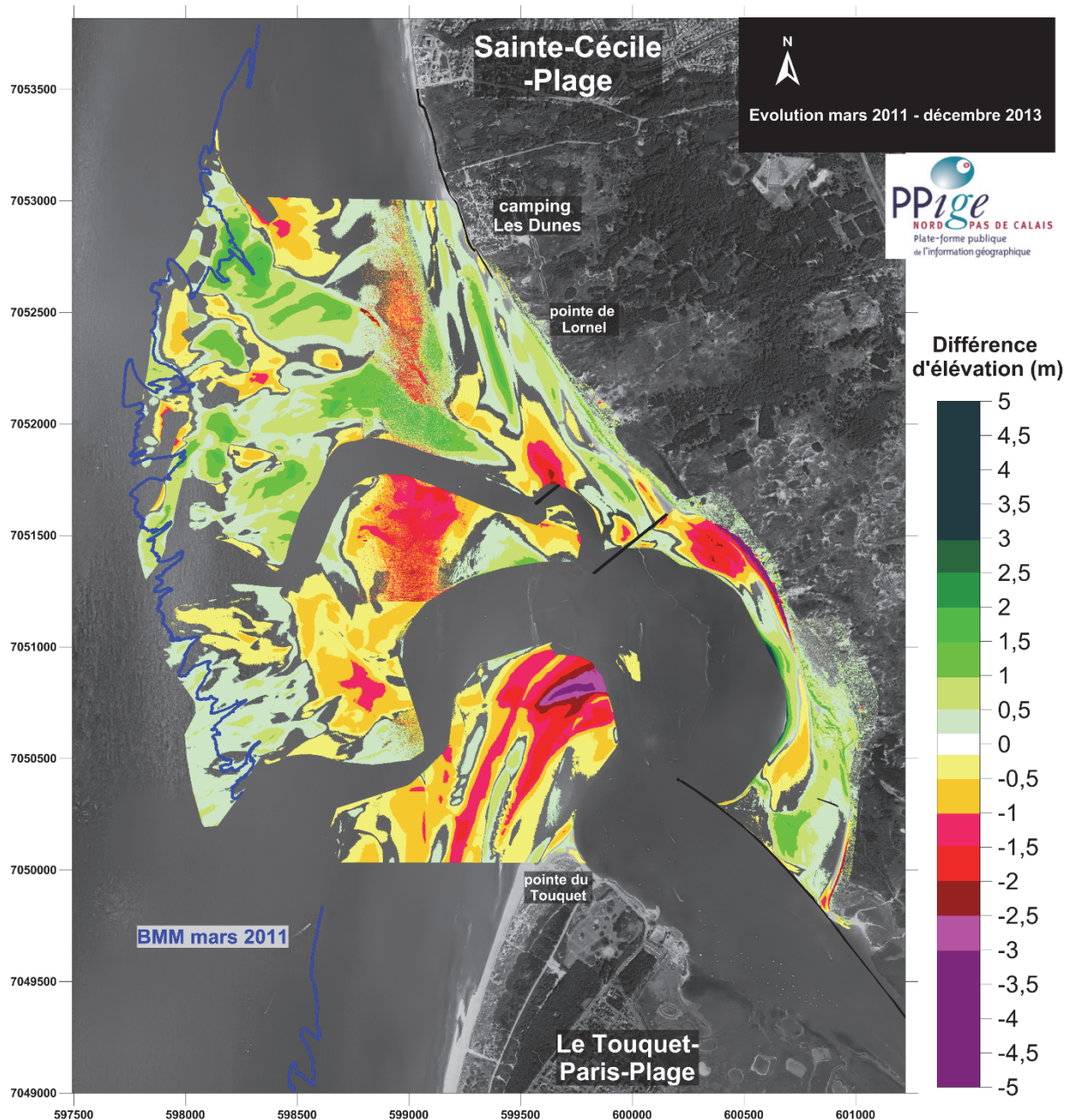


Fig. IV-170: Variations d'altitude du littoral de la baie de Canche entre mars 2011 et décembre 2013.

3. Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan

▪ Dunes côtières

Le bilan de l'évolution morphologique du cordon dunaire de la rive nord de la baie de Canche est très stable en termes de budget sédimentaire, une perte insignifiante de -4383 m³ (-0,02 m³/m²). Cette stabilité est la résultante d'évolutions contrastées au sein de l'estuaire, avec certaines portions du cordon dunaire qui ont eu tendance à accumuler des sédiments et permettre une progradation du trait de côte, et d'autres zones, comme le contre-poulier, qui ont connu au contraire une forte érosion de leur front dunaire (Fig. IV-171).

▪ Haut de plage

Entre mai 2008 et décembre 2013, nous avons constaté une évolution très contrastée du haut de plage de la rive nord de la baie de Canche, avec une alternance de zones en accumulation et de zones érosives. Cette érosion est notamment localisée au pied des enrochements du camping « les Dunes », où la plage a tout de même connu un affaissement de plus de 1,5 m entre mai 2008 et décembre 2013 (**Fig. IV-171**). Installés pour endiguer le problème d'érosion et protéger le camping, les enrochements ont donc tendance à accentuer la perte de sable sur l'estran. Deux autres zones de l'estuaire ont connu de mêmes variations négatives, l'une en lien avec l'érosion du contre-poulier et l'autre au cœur de l'estuaire, liée à la migration du lit fluvial (**Fig. IV-171**). Grâce aux autres zones qui ont accumulé des sédiments, le bilan sédimentaire pour l'ensemble de la période temporelle est largement positif, avec un gain de **75 456 m³** (+0,24 m³/m²) (**Tab. IV-22**).

▪ Estran moyen

L'évolution de l'estran moyen montre les mêmes tendances que pour le haut de plage. Au nord de l'estuaire, face au camping, l'estran est caractérisé par de l'érosion, tandis que directement plus au sud, face à la pointe de Lornel, une large zone a enregistré un net gain sédimentaire (**Fig. IV-171**). Au cœur de la baie, l'évolution morphologique de l'estran est directement reliée au mouvement du lit de la Canche, qui provoque et érosion et dépôts de sédiments selon ses déplacements (**Fig. IV-171**). Le bilan sédimentaire de l'estran moyen est nettement positif, grâce à un gain de **+631 788 m³** (+0,25 m³/m²) (**Tab. IV-22**).

▪ Poulier

Le gain sédimentaire observé au nord de l'estuaire, sur l'estran faisant face à la pointe de Lornel, est issu de l'érosion du poulier durant la période temporelle 2011-2013. Du fait de cette érosion, l'évolution globale du poulier présente donc majoritairement une perte sédimentaire, avec notamment un rognage de sa pointe (**Fig. IV-171**). La partie attenante à la pointe du Touquet est tout de même caractérisée par une accrétion générale, avec une hausse d'altitude moyenne de 0,4 m. la perte sédimentaire du poulier s'élève à -411 540 m³, soit -0,18 m³/m² (**Tab. IV-23**).

Pour l'ensemble de la baie de la baie de Canche et de la période d'étude, de mai 2008 et décembre 2013, le bilan sédimentaire est relativement équilibré avec un gain léger de **+291 322 m³**, soit +0,05 m³/m² (**Tab. IV-24**), ce qui suggère que l'estuaire a plutôt tendance à accumuler des sédiments.

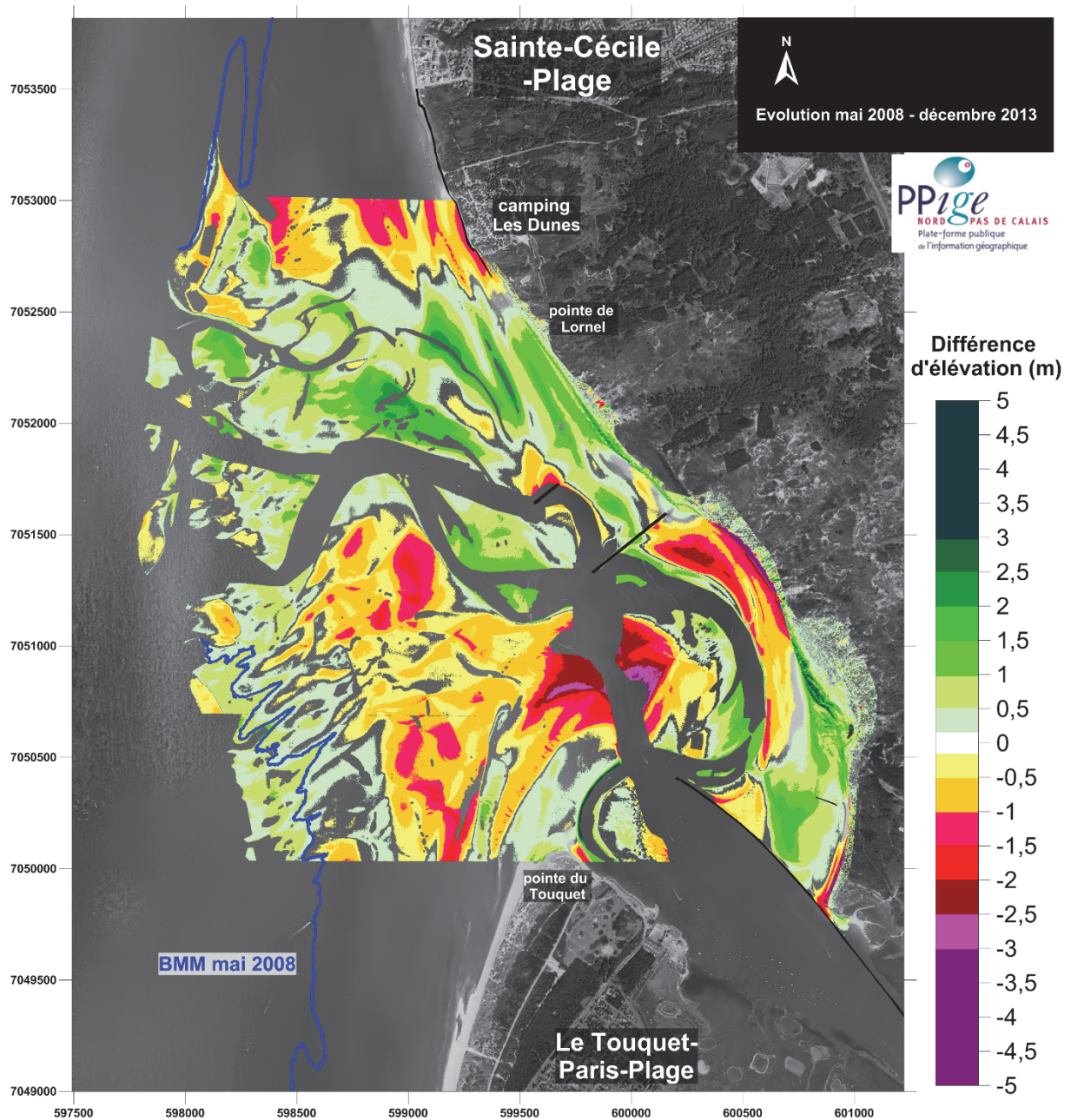


Fig. IV-171: Variations d'altitude du littoral de la baie de Canche entre mai 2008 et décembre 2013.

IV. Littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-plage

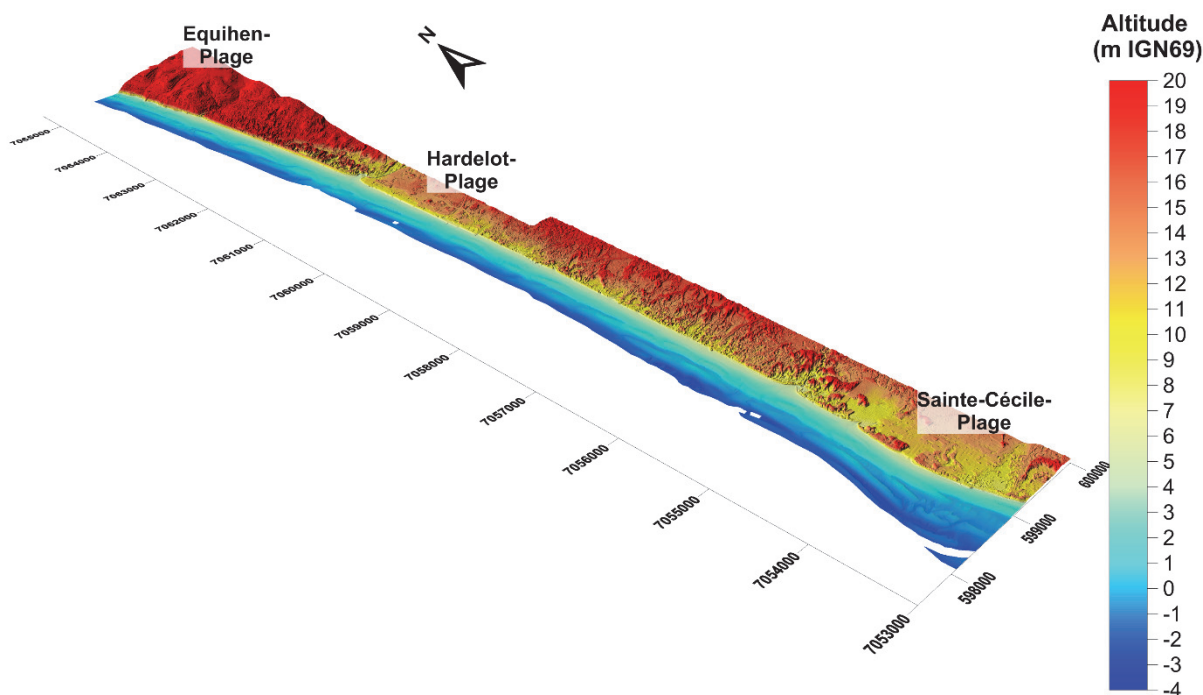


Fig. IV-172 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 du littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-plage.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

La cartographie différentielle des altitudes entre mai 2008 et mars 2011 montre de très faibles évolutions au sein du cordon dunaire (Fig. IV-174). Au nord d'Hardelot-Plage, le front dunaire présente de faibles variations négatives de son altitude, pouvant atteindre -0,5 m. Entre Hardelot-Plage et Sainte-Cécile-Plage, le front dunaire ne montre aucune variation morphologique significative. Entre mai 2008 et mars 2011, le bilan sédimentaire du cordon est non significatif, avec une très légère perte de sédiments de -14 005 m³ (-0,02 m³/m²) (Tab. IV-25).

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
	2008-2011	2011-2013	2008-2013	2008-2011	2011-2013	2008-2013
dune	-14 005	+99 664	+91 491	-0,02	+0,13	+0,12
haut de plage	+65 556	-20 573	+58 218	+0,09	-0,03	+0,08
Estran moyen	+355 353	-130 664	+212 313	+0,07	-0,03	+0,04
total	+406 905	-51 572	+362 023	+0,06	-0,01	+0,06

Tab. IV-25: bilans sédimentaires du littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-Plage. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

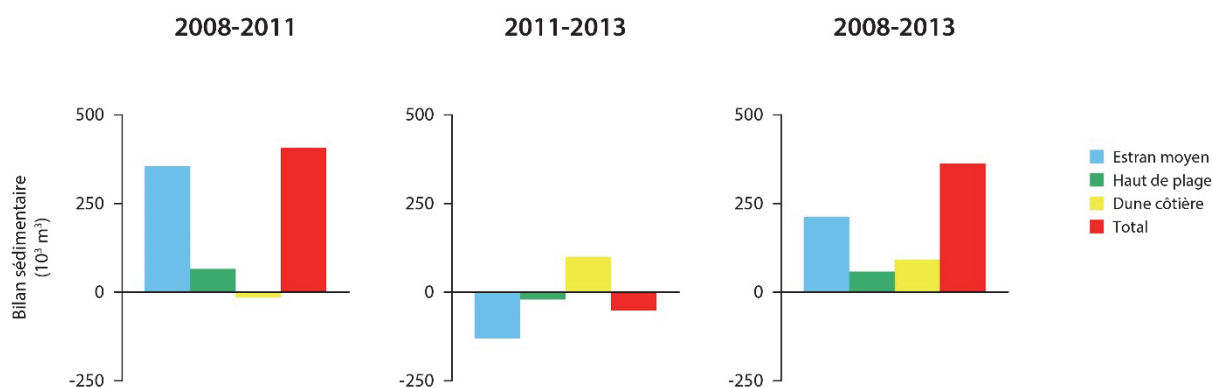


Fig. IV-173: illustration des bilans sédimentaires du littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-plage.

▪ Haut de plage

Le haut de plage voit son altitude augmenter d'une trentaine de centimètres sur certaines portions de son linéaire au nord d'Hardelot-Plage et baisser d'une vingtaine de centimètres au débouché du ruisseau de la Becque. Au sud d'Hardelot, le haut de plage est très stable, ne présentant que très peu de variations morphologiques. Les seules différences d'altitudes observées se situent au débouché du ruisseau Creuvé au nord de Sainte-Cécile, avec un abaissement d'environ 0,5 m, et au droit du camping de Sainte-Cécile, avec un abaissement pouvant atteindre -1m. Malgré ces variations altitudinales négatives, le haut de plage allant du nord d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile a connu une accumulation non significative de **+65 556 m³** (+0,09 m³/m²), suggérant tout un engraissement sédimentaire de ce compartiment (**Tab. IV-25**).

▪ Estran moyen

L'estran moyen présente quant à lui de fortes variations altitudinales parallèles entre elles et au trait de côte. Ces variations morphologiques marquées, pouvant dépasser -1m et +1 m sont dues au mouvement des barres et des bâches intertidales. Le bilan sédimentaire résultant de cette dynamique sableuse intertidale est légèrement positif, avec un gain sableux de **+355 353 m³** (+0,07 m³/m²) (**Tab. IV-25**).

L'ensemble du système estran-dune totalise un gain de **+406 905 m³** de sédiments (+0,06 m³/m²), montrant que le bilan sédimentaire de cette portion de littoral de la région NPDC est resté stable durant cette première période d'étude allant de mai 2008 à mars 2011.

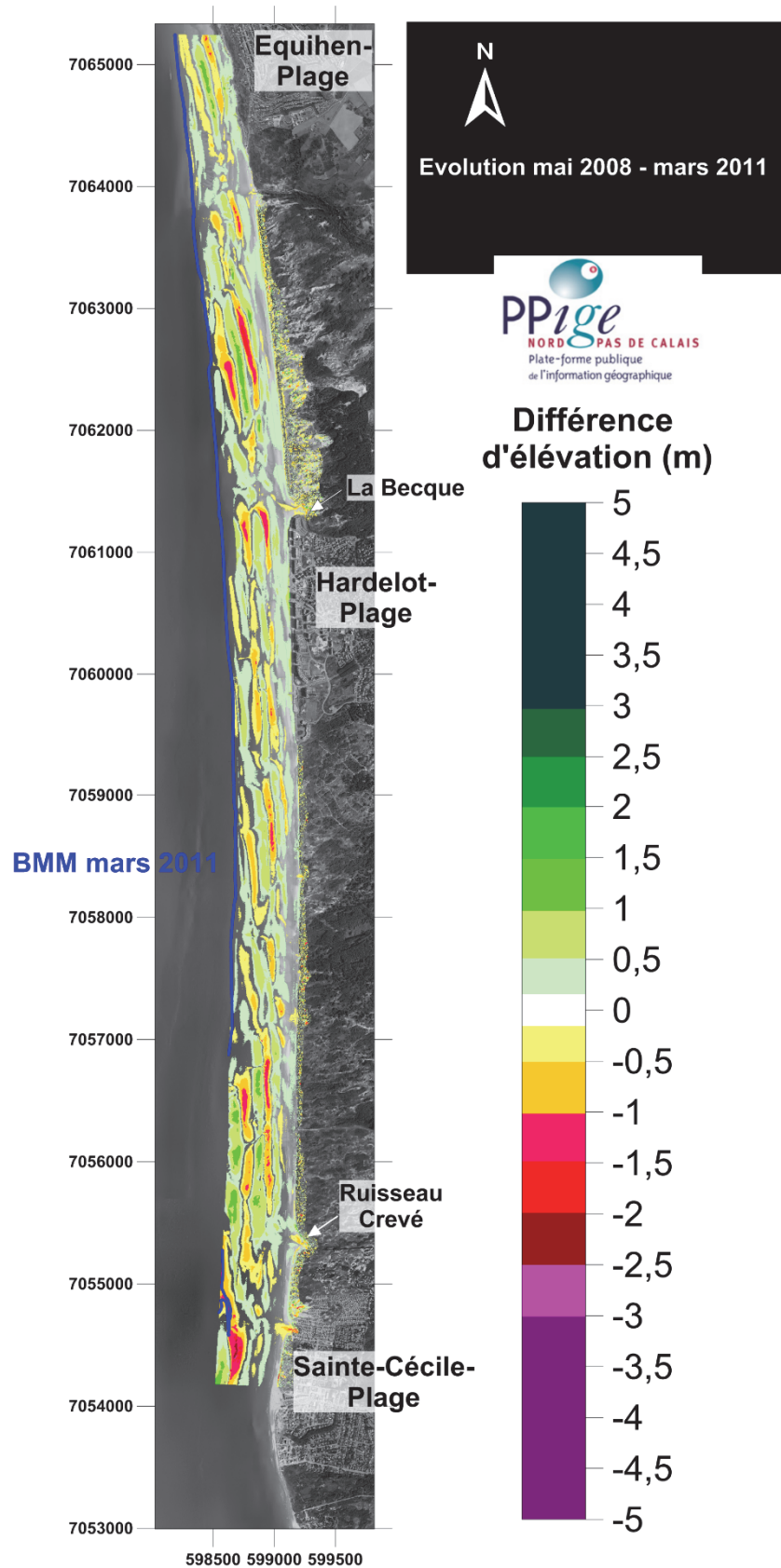


Fig. IV-174 : Variations d'altitude du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à décembre 2013

▪ Dunes côtières

La cartographie différentielle des altitudes entre mars 2011 et décembre 2013 montre un engraissement généralisé du front dunaire au nord d'Hardelot-Plage, avec des évolutions positives d'altitudes dépassant +1 m voire +2 m (**Fig. IV-175**). Plus à l'intérieur de la dune, de nombreuses zones à forte érosion apparaissent, correspondant au creusement de siffles-vents déjà existants. Le cordon dunaire présente également une forte érosion localisée à l'embouchure du ruisseau de la Becque, juste au nord de la station balnéaire. Les variations d'altitudes observées à cet endroit peuvent atteindre -3m. Au sud d'Hardelot-Plage, en direction de Sainte-Cécile-Plage, la morphologie du cordon dunaire a très peu évolué entre mars 2011 et décembre 2013. En effet, les différences d'altitude observées (**Fig. IV-175**) sont très faibles et ne montrent aucune tendance générale. Seule la dune située au débouché du ruisseau Creuvé, au nord de Sainte-Cécile-Plage, a subi une forte érosion dans sa partie nord, avec des baisses d'altitude dépassant les -2m, tandis que la dune située au sud de l'embouchure a connu un engraissement sédimentaire, avec des élévations d'altitude de +1,5m (**Fig. IV-175**). Face à la station balnéaire de Sainte-Cécile, le cordon dunaire a subi une importante érosion associée aux différents hauts niveaux d'eau survenus au mois de novembre et décembre 2013 lors de plusieurs tempêtes, avec des évolutions négatives d'altitudes pouvant atteindre -1,5m. Malgré cette érosion du cordon dunaire protégeant Sainte-Cécile-Plage, l'ensemble du cordon dunaire s'étendant du nord d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage présente un bilan sédimentaire positif pour cette période d'étude allant de mars 2011 à décembre 2013, avec un gain de 99 664 m³ (+0,13 m³/m²) (**Tab. IV-25**).

▪ Haut de plage

Le haut de plage montre quant à lui un abaissement quasi généralisé de son altitude d'une vingtaine de centimètres, ce qui aboutit à une perte sédimentaire de **-20 573 m³** (-0,03 m³/m²) entre mars 2011 et décembre 2013. Cette légère érosion du haut de plage couplée à un engraissement majoritaire du cordon dunaire bordier semble suggérer que le haut de plage a amorti l'effet érosif des hauts niveaux provoqués par les différentes tempêtes hivernales de 2013 (Godehart, Xaver...).

▪ Estran moyen

Comme pour la première période d'étude, la plage présente de fortes variations morphologiques liées à la dynamique des barres sableuses intertidales (**Fig. IV-175**). Certains secteurs présentent tout de même une légère érosion en lien avec le haut de plage. Le bilan sédimentaire résultant de cette dynamique morphologique est légèrement déficitaire, avec une perte de **-130 664 m³** (-0,03 m³/m²) (**Tab. IV-25**).

Au total, le bilan sédimentaire du système estran-dune est resté relativement stable durant cette seconde période temporelle, avec une légère perte de $-51\ 572\ \text{m}^3$ ($-0,01\ \text{m}^3/\text{m}^2$)

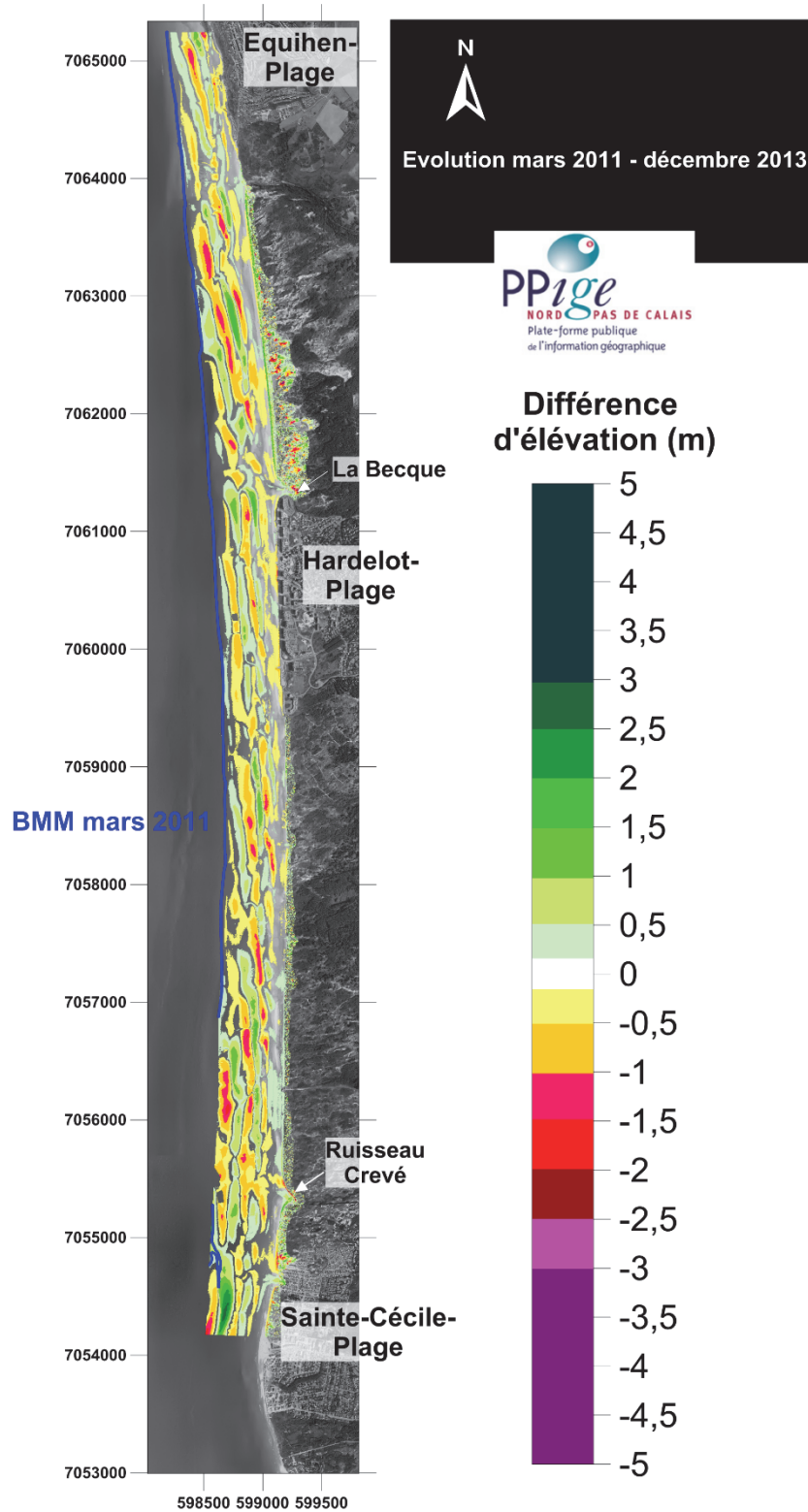


Fig. IV-175 : Variations d'altitude du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage entre mars 2011 et décembre 2013.

3. Evolution de mai 2008 à décembre 2013 : bilan

▪ Dunes côtières

Le bilan de l'évolution morphologique du cordon dunaire allant d'Equihen-Plage à Sainte-Cécile-Plage montre un engraissement sédimentaire de **+91 491 m³** (+0,12 m³/m²) (**Tab. IV-25**) qui s'est quasi exclusivement déroulé entre mars 2011 et décembre 2013. Cet engraissement sédimentaire a principalement eu lieu au nord d'Hardelot-Plage alors que le cordon dunaire situé plus au sud, en direction de Sainte-Cécile-Plage est resté lui très stable dans l'ensemble (**Fig. IV-176**). Seul le front dunaire protégeant une partie du linéaire côtier de cette station balnéaire a souffert de l'érosion provoquée par les tempêtes hivernales de 2013 (**Fig. IV-176**).

▪ Haut de plage

Le haut de plage a évolué de manière contrastée, avec une accumulation sédimentaire lors de la première période d'étude puis une érosion moins prononcée en termes de volume lors de la seconde. Le bilan sédimentaire résultant de cette évolution est plutôt positif, avec un gain sédimentaire non significatif de **+58 218 m³** (+0,08 m³/m²) suggérant tout de même un engraissement sédimentaire (**Tab. IV-25**).

▪ Estran moyen

Bien que dominée par une évolution morphologique liée à la dynamique des barres et bâches intertidales, la plage allant d'Equihen-Plage à Sainte-Cécile-Plage a connu la même évolution morphologique que le haut de plage au cours de ces cinq années d'étude, pour atteindre un bilan sédimentaire positif mais non significatif de **+212 313 m³** (+0,04 m³/m²) (**Tab. IV-25**), pouvant permettre d'affirmer que l'estran moyen est resté plutôt stable.

Hormis une accrétion significative localisée au sein du cordon dunaire bordier, l'ensemble du système estran-dune du littoral allant de Equihen-Plage à Sainte-Cécile-Plage est caractérisé par une stabilité sédimentaire entre mai 2008 et décembre 2013, avec un gain sédimentaire non significatif de **+362 023 m³** (+0,06 m³/m²) (**Tab. IV-25**).

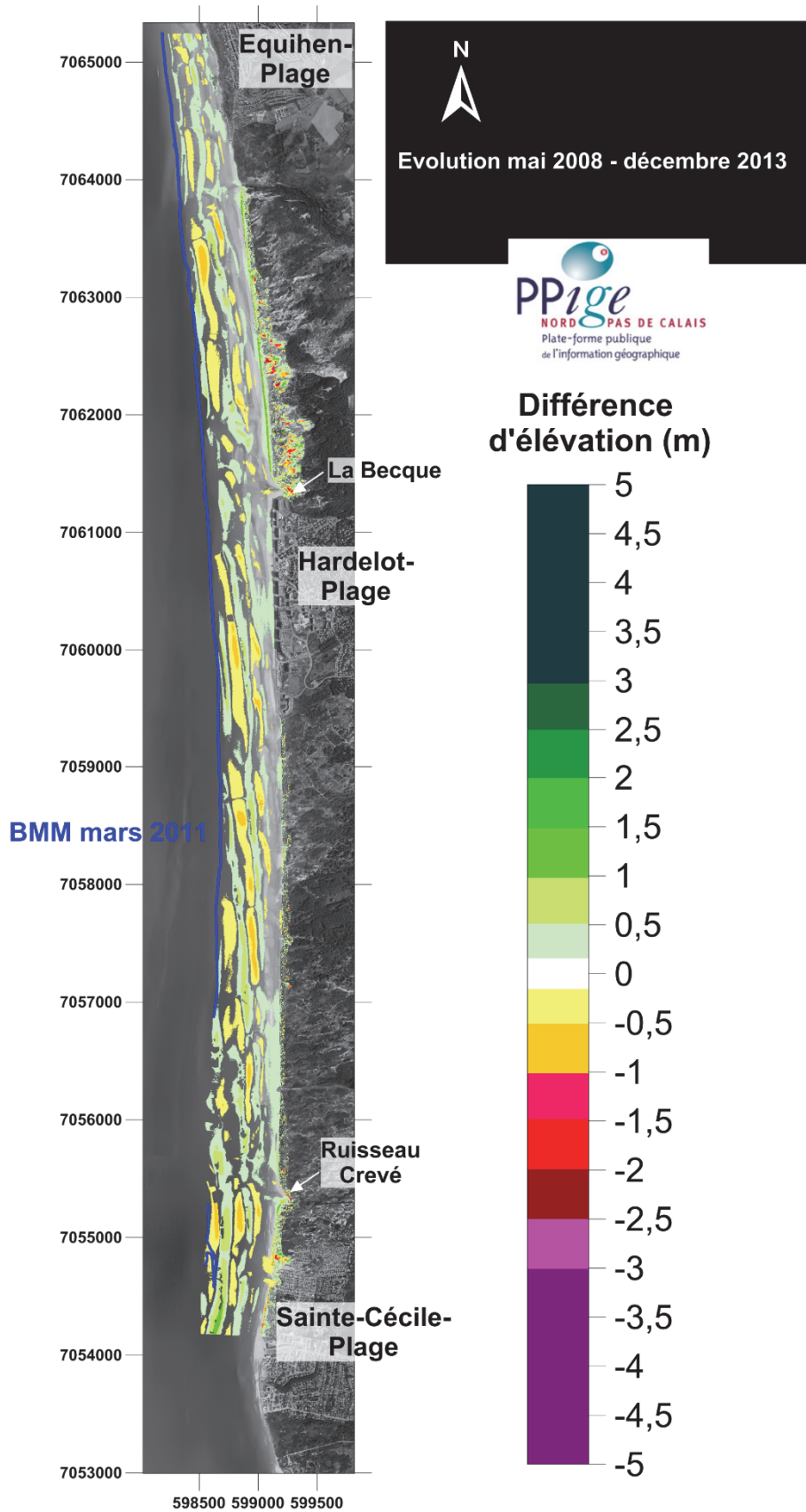


Fig. IV-176 : Variations d'altitude du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage entre mai 2008 et décembre 2013.

4. Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires

La figure IV-177 présente la relation entre l'évolution du trait de côte du cordon dunaire allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage entre mai 2008 à décembre 2013 et le stock sédimentaire du haut de plage initial de mai 2008. Aucune relation nette n'est observée, la quasi-totalité des points montre une faible évolution du trait de côte, avec une majorité de points compris dans la marge d'erreur. Seul un point présente une évolution de trait de côte significativement négative, avec un volume de haut de plage maximal d'environ $40 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Au-delà de ce volume, les évolutions de trait de côte sont très stables. Un volume initial de $40 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ sur le haut de plage, correspondant à une largeur de ce compartiment d'environ 50 m (Fig. IV-178), semble être suffisant pour que le cordon dunaire résiste à l'érosion marine.

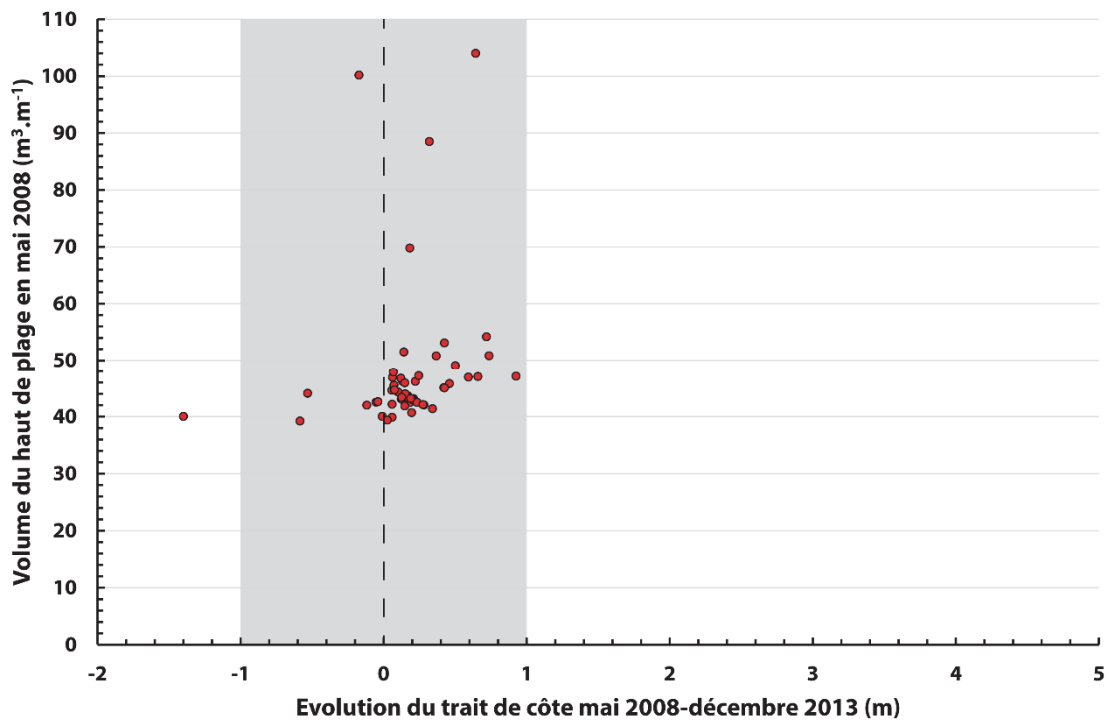


Fig. IV-177 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 du littoral allant de Equihen-Plage à Hardelot- Plage en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0,805 m IGN 69 pour les volumes.

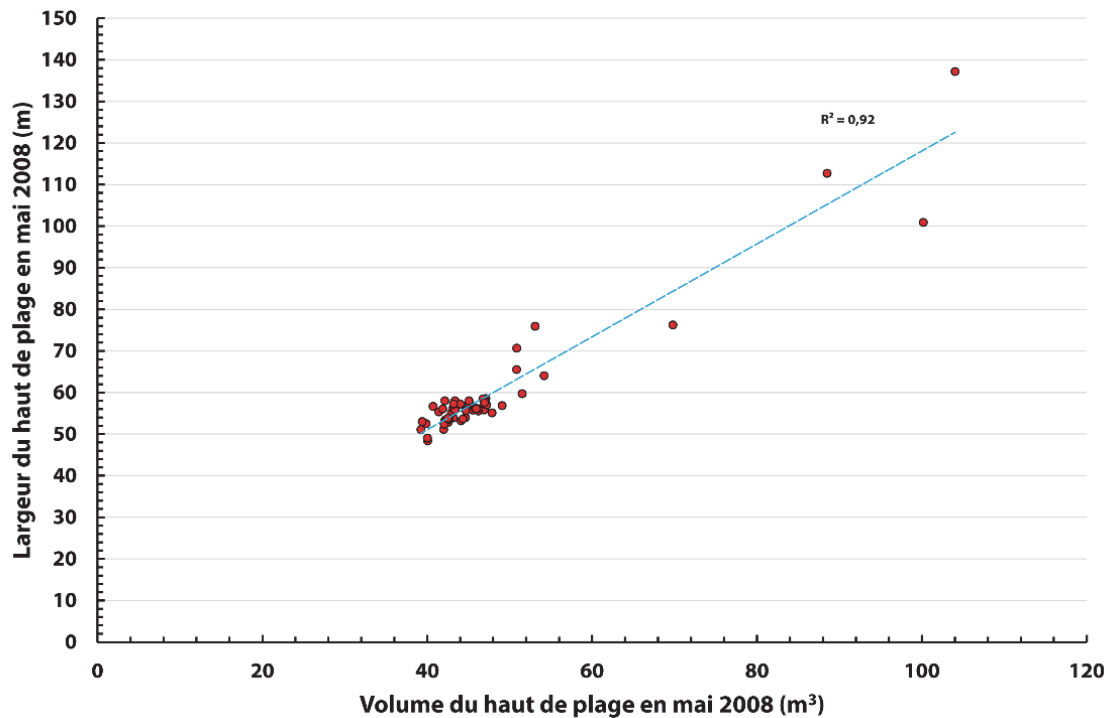


Fig. IV-178 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral allant de Equihen-Plage à Hardelot- Plage en mai 2008.

Au sud Hardelot-Plage, la relation entre l'évolution du trait de côte et le stock sédimentaire du haut de plage en mai 2008 ne montre aucune relation également (**Fig. IV-179**). Par contre, il ne semble pas y avoir de seuil sédimentaire permettant au trait de côte de rester stable ou d'évoluer de manière positive. En effet, pour un volume initial du haut de plage compris entre 50 et 150 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, le trait de côte évolue à la fois de manière positive et négative tandis que les volumes initiaux de haut de plage les plus importants sont associés à des évolutions négatives du trait de côte. Cette situation complexe peut peut-être s'expliquer par la saturation en eau du sable sur le haut de plage due à la résurgence des eaux de la nappe phréatique, ce phénomène étant particulièrement localisé dans ce secteur du littoral de la Côte d'Opale (**Chaaban et al., 2011**). Ces auteurs ont évoqué l'influence de cette saturation en eau de la plage sur l'évolution sur les phénomènes d'érosion. En effet, cette saturation limiterait l'envol des sables par le vent et limiterait donc les possibilités de développement des dunes côtières. Cette limitation des apports sableux éoliens diminuerait également les possibilités de reconstruction post-tempête du haut de plage et du front dunaire, ceci étant un mode de reconstruction du haut de plage commun (**Maspataud et Ruz, 2011**). La saturation en eau du haut de plage favoriserait également l'action de la nappe de retrait du jet de rive, ce qui favoriserait un transport sédimentaire vers le bas de plage.

Il y a donc ici dans ce secteur de la façade Manche du littoral de la Côte d'Opale des conditions particulières qui favoriseraient l'érosion et un moindre développement des

dunes côtières, ce qui pourrait peut-être expliquer que le trait de côte peut reculer par endroits et ce même avec un large haut de plage.

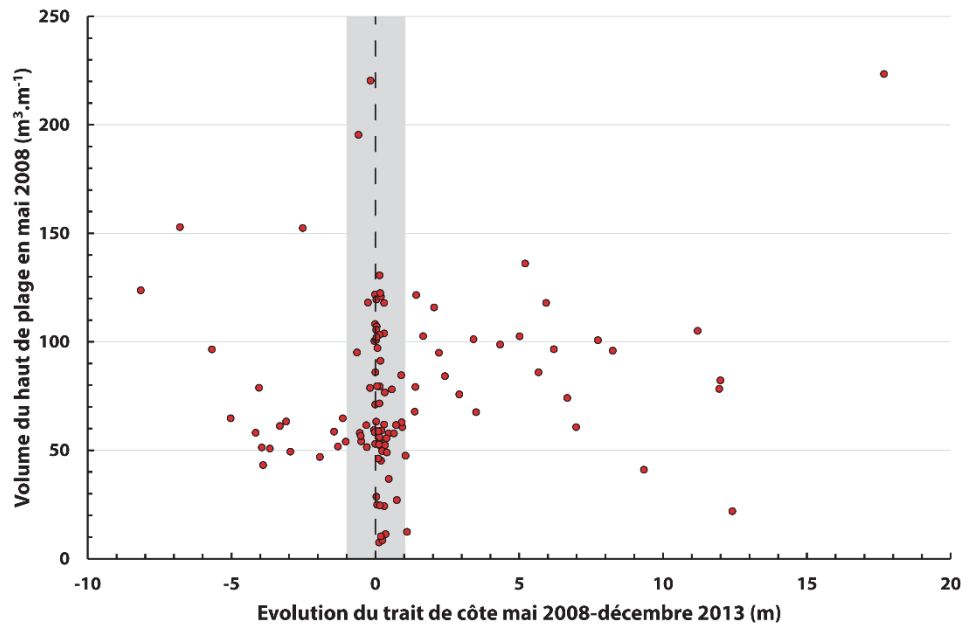


Fig. IV-179 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0,805 m IGN 69 pour les volumes.

V. Littoral de la baie de Wissant

Nous avons vu dans le chapitre précédent, traitant de l'évolution du trait de côte de la région NPDC, que le site de la baie de Wissant (**Fig. IV-180**) est caractérisé par un recul de son linéaire côtier lié à l'érosion de ses différents massifs dunaires, que ce soit à long terme comme à court terme. Seront maintenant analysés les liens entre l'évolution du trait de côte et le bilan sédimentaire de ce site.

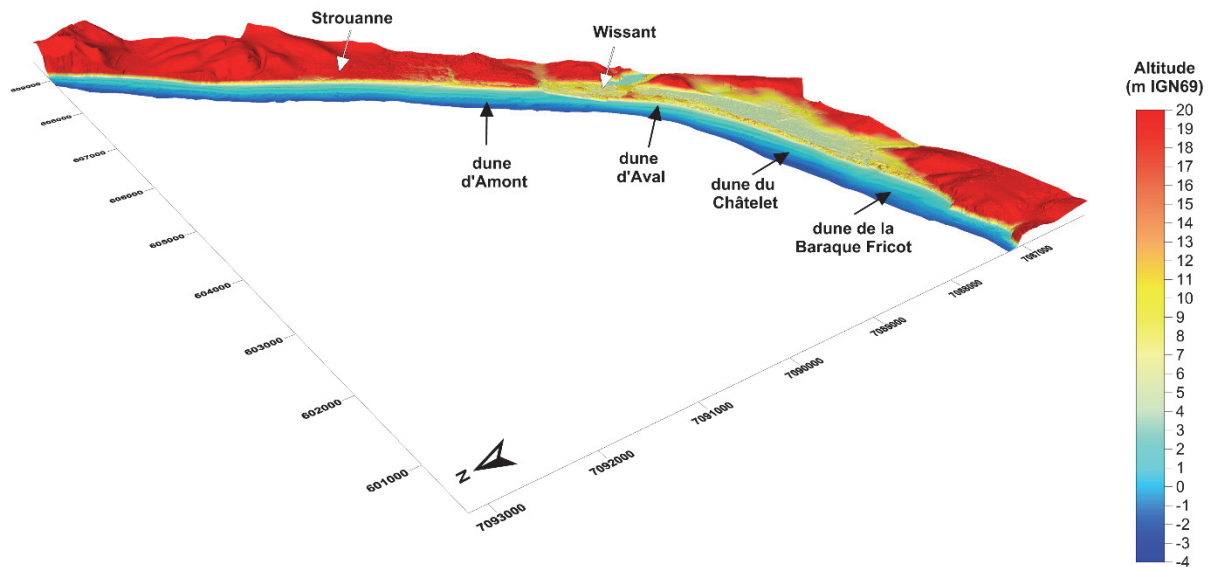


Fig. IV-180: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral de la baie de Wissant.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

La cartographie des différences altimétriques entre mai 2008 et mars 2011 montre plusieurs zones à forte érosion au niveau du cordon dunaire bordier (**Fig. IV-188**). À l'ouest de la baie, la dune de la Baraque Fricot est touchée par l'érosion dans sa partie est, à proximité de l'embouchure du ruisseau du Châtelet. Les valeurs de recul observées dans cette zone atteignent et dépassent même -1,5 m. En dépit de ceci, le bilan sédimentaire de la dune bordière de la Baraque Fricot est de **+7 262 m³** (+0,14 m³/m²) (**Tab. IV-26**), ce qui est non significatif au vu de la marge d'erreur mais suggère tout de même un engraissement sédimentaire.

Légèrement plus à l'est, de l'autre côté de l'embouchure du ruisseau du Châtelet, la dune du Châtelet présente une forte encoche d'érosion sur plus de 700 m du linéaire côtier, avec des baisses d'altitudes pouvant atteindre -6 m au droit du chemin d'accès à la plage. Le reste, majoritaire, du cordon dunaire du Châtelet présente plutôt un léger engraissement sédimentaire ne dépassant pas +1 m d'élévation (**Fig. IV-188**). Bien que touchant une superficie réduite de la dune du Châtelet, la forte érosion décrite plus haut

provoque un faible bilan sédimentaire négatif de **-4 993 m³**, soit **-0,06 m³/m²** (**Tab. IV-27**).

En remontant vers le nord-est de la baie, en direction du village de Wissant, la dune d'Aval présente également une zone marquée par un fort abaissement altitudinal correspondant à un recul du front dunaire (**Fig. IV-188**). Située au plus proche de la digue de Wissant et au droit d'un lotissement, le recul du front dunaire correspond à des différentiels altitudinaux négatifs pouvant dépasser -6 m. La perte en sédiments liée à ce recul est de **-16 947 m³** (**-0,45 m³/m²**) (**Tab. IV-28**) pour la période allant de mai 2008 à mars 2011.

De l'autre côté du village de Wissant, au nord-est, la dune d'Amont est également affectée par de l'érosion sur le premier tiers de son linéaire, du côté de la digue de Wissant. Le retrait du front dunaire à cet endroit est responsable des évolutions négatives d'altitude allant de -1 m à -4 m. Par contre, le reste du cordon dunaire bordier connaît plutôt un engraissement sédimentaire, avec des gains d'altitude de +1m. Au total, cet engraissement sédimentaire prend le pas sur la zone en érosion, le bilan sédimentaire pour l'ensemble de la dune d'Amont étant de **+13 383 m³**, soit **+0,35m³/m²** (**Tab. IV-29**).

		Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
dune de la Baraque Fricot	dune	+7 262	+1 722	-20 603	-10 941	+0,14	+0,03	-0,38	-0,21
	haut de plage	+1 260	-4 230	-749	-1 666	+0,28	-0,37	-0,29	-0,37
	plage	+25 477	-18 046	+8 271	+12 409	+0,17	-0,13	+0,05	+0,08
	total	+33 999	-20 554	-13 081	-199	+0,16	-0,10	-0,06	0,00

Tab. IV-26: bilans sédimentaires de la dune de la Baraque Fricot. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

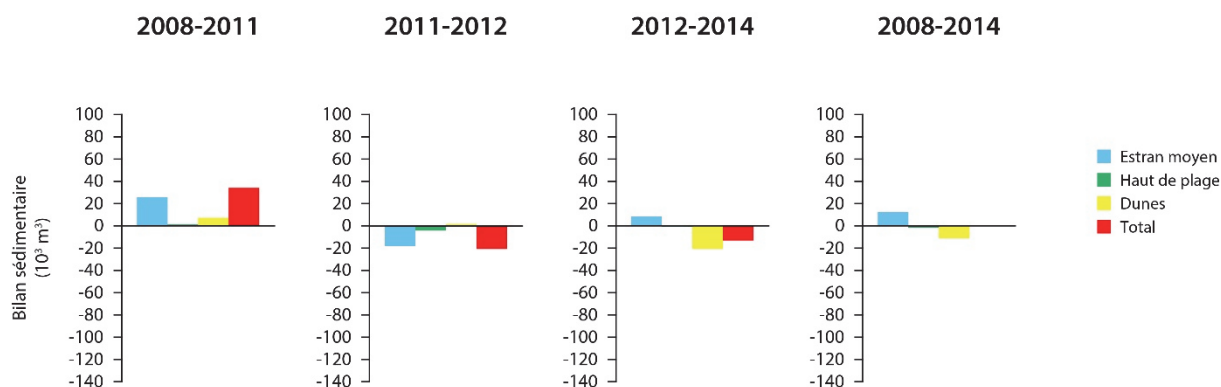


Fig. IV-181: illustration des bilans sédimentaires de la dune de la Baraque Fricot.

		Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
dune du Châtelet	dune	-4 993	+3 856	-51 782	-55 218	-0,06	+0,05	-0,63	-0,62
	haut de plage	+3 934	-2 171	-3 390	+15	+0,33	-0,11	-0,22	0,00
	plage	+26 952	-32 896	-3 632	-8 873	+0,06	-0,07	-0,01	-0,02
	total	+25 894	-31 212	-58 804	-64 076	+0,05	-0,06	-0,11	-0,12

Tab. IV-27: bilans sédimentaires de la dune du Châtelet. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

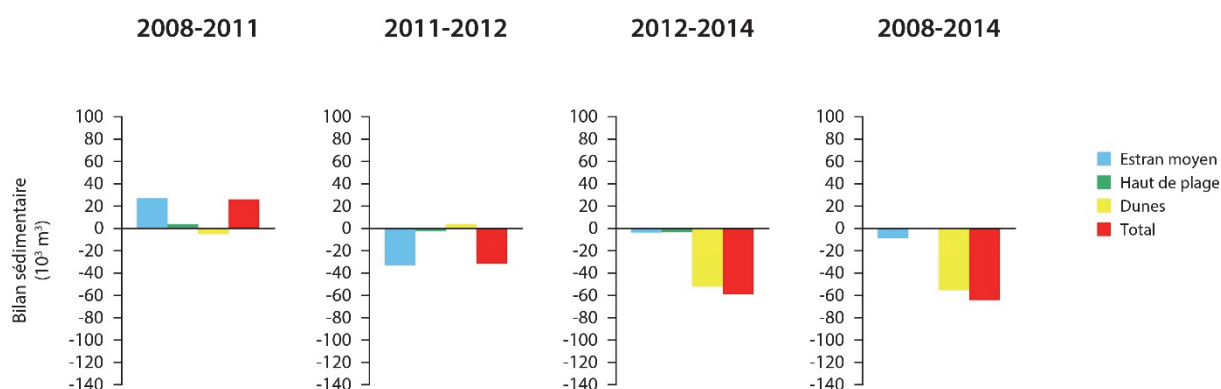


Fig. IV-182: illustration des bilans sédimentaires de la dune du Châtelet.

		Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
Dune d'Aval	dune	-16 947	+1 238	-63 671	-80 107	-0,45	+0,03	-1,74	-2,14
	haut de plage	+1 378	-2 176	-6 802	-5 648	+0,13	-0,17	-0,56	-0,54
	plage	-5 727	-19 842	-16 007	-40 806	-0,03	-0,09	-0,08	-0,19
	total	-21 296	-20 779	-86 480	-126 561	-0,08	-0,08	-0,33	-0,49

Tab. IV-28: bilans sédimentaires de la dune d'Aval. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

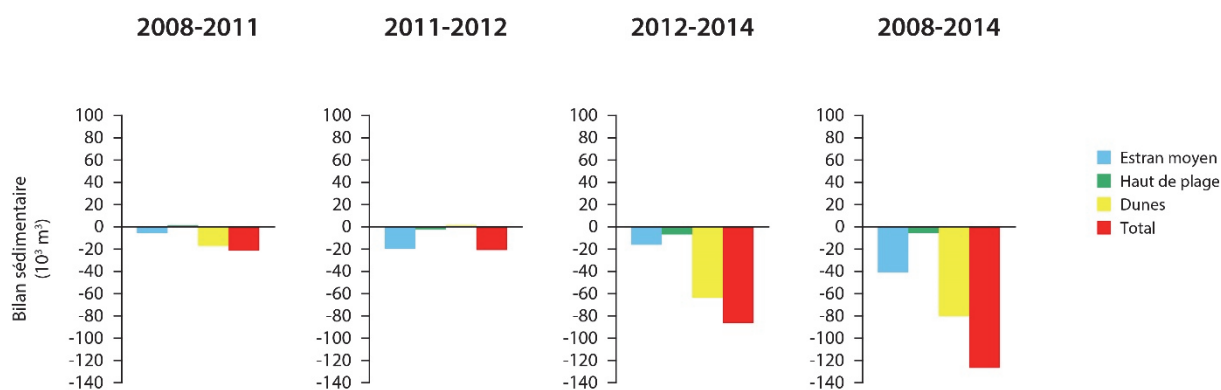


Fig. IV-183: illustration des bilans sédimentaires de la dune d'Aval.

		Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
dune d'Amont	dune	+13 383	+19 928	-33 557	-899	+0,17	+0,24	-0,39	-0,01
	haut de plage	+13 384	+6 345	-13 728	+9 811	+0,41	+0,16	-0,32	+0,30
	plage	+18 402	-17 340	+5 533	+3 627	+0,04	-0,04	+0,01	+0,01
	total	+45 169	+8 932	-41 753	+12 539	+0,08	+0,02	-0,08	+0,02

Tab. IV-29: bilans sédimentaires de la dune d'Amont. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

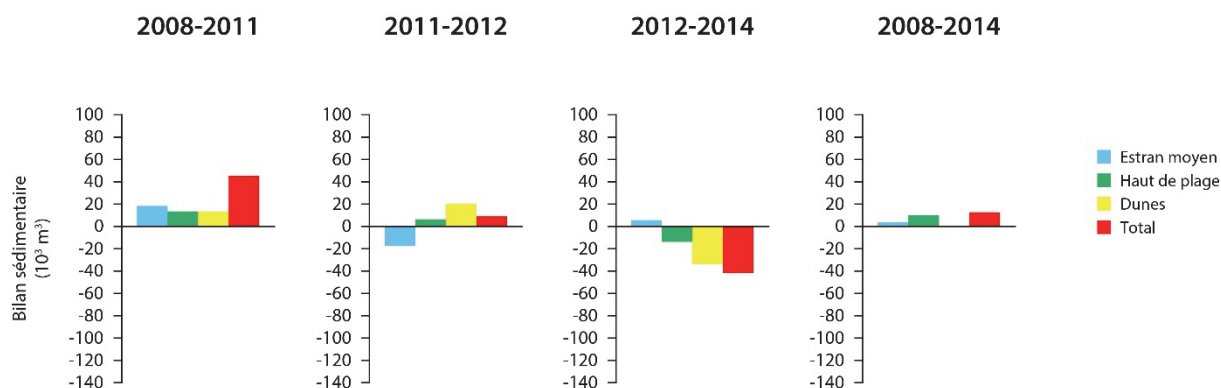


Fig. IV-184: illustration des bilans sédimentaires de la dune d'Amont.

▪ Haut de plage

En mai 2008, la largeur du haut de plage associé aux massifs dunaires de la Baraque Fricot, du Châtelet et d'Aval est faible, d'une quinzaine de mètres au maximum et inexistante sur certaines portions de la dune du Châtelet. Le haut de plage associé à la dune de la Baraque Fricot est caractérisé par une élévation d'altitude généralisée comprise entre +0,15 et +0,7 m entre mai 2008 et mars 2011. Il en résulte un gain sédimentaire nettement positif de **+1 260 m³** (+0,28 m³/m²) (Tab. IV-26).

Du côté de la dune du Châtelet, le haut de plage présente des variations d'altitude négatives de l'ordre de -0,5 m à l'ouest du site, aucune variation au centre en raison d'une absence de haut de plage en mai 2008 et des variations positives pouvant dépasser +0,5 m à l'est du site. Majoritaires, ces variations morphologiques positives produisent un bilan sédimentaire nettement positif de **+3 934 m³** (+0,33 m³/m²) (Tab. IV-27).

On assiste au même phénomène sur le haut de plage associé à la dune d'Aval, avec des variations morphologiques positives à l'ouest du cordon dunaire, aucune variation au centre au niveau du maximum d'érosion de la dune, et des variations d'altitude négatives à l'est du site. Le bilan sédimentaire du haut de plage associé à la dune d'Aval est également positif mais de moindre ampleur, avec un gain de **+1 378 m³** (+0,13 m³/m²) (Tab. IV-28).

Le haut de plage associé à la dune d'amont est quant à lui très nettement caractérisé par de l'accrétion sédimentaire, se traduisant par des hausses d'altitude comprises entre +0,5

m et +1 m. Cette évolution morphologique produit un bilan sédimentaire fortement positif de **+13 384 m³** (+0,41 m³/m²) pour le haut de plage lié à la dune d'Amont (**Tab. IV-29**).

▪ **Estran moyen**

Le sud-ouest de la baie de Wissant, de la dune de la Baraque Fricot à la dune d'Aval, présente une plage intertidale ayant subi peu de modifications de son altitude entre mai 2008 et mars 2011. Les variations altitudinales sont comprises entre -0,5 et +0,5 m. Les variations morphologiques dues à la migration des barres intertidales sont peu visibles dans ce secteur, la morphologie de la plage étant plus plane, avec notamment des bancs de tourbes affleurant face aux dunes du Châtelet et d'Aval. Hormis pour l'estran faisant face à la dune de la Baraque Fricot, les bilans sédimentaires de la plage calculés ne sont pas significatifs pour cette partie de la baie, surtout lorsque ramenés à des unités de surface :

- +25 477 m³ (+0,17 m³/m²) (**Tab. IV-26**) pour l'estran de la Baraque Fricot
- +26 952 m³ (+0,06 m³/m²) (**Tab. IV-27**) pour l'estran du Châtelet
- -5 727 m³ (-0,03 m³/m²) (**Tab. IV-28**) pour l'estran de la dune d'Aval

Face à la digue de Wissant et en direction du nord-est de la baie, les variations d'altitudes liées à la migration du système barre-bâche deviennent plus prononcées (**Fig. IV-188**). C'est surtout le cas face à la dune d'Amont, où les variations d'élévation peuvent dépasser -1 m ou +1 m. En termes de bilan sédimentaire, la plage de Wissant a gagné **+28 809 m³** (+0,17 m³/m²) (**Tab. IV-30**). En face de la dune d'Amont, l'estran moyen enregistre également un bilan sédimentaire positif, mais non significatif, de **+18 402 m³** (+0,04 m³/m²) (**Tab. IV-29**). Plus au nord-est, la plage qui s'étend de Strouanne jusqu'aux falaises crayeuses du cap Blanc-Nez a enregistré un gain sédimentaire non significatif mais non négligeable de **+69 199 m³** (+0,11 m³/m²) (**Tab. IV-31**).

	Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
Plage de Wissant	+28 809	-20 041	-1 786	+6 779	+0,17	-0,12	-0,01	+0,04

Tab. IV-30 : bilans sédimentaires de la plage de Wissant. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

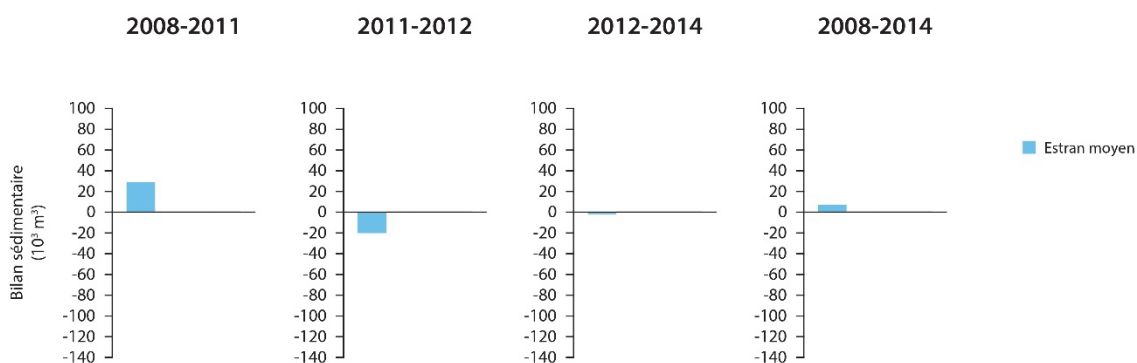


Fig. IV-185: illustration des bilans sédimentaires de la plage de Wissant.

	Bilan sédimentaire (m3)				Evolution/m ²			
	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
Plage de Strouanne	+69 199	+11 257	+13 080	+93 486	+0,11	+0,02	+0,02	+0,15

Tab. IV-31: bilans sédimentaires de la plage de Strouanne. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.



Fig. IV-186: illustration des bilans sédimentaires de la plage de Strouanne.

Pour cette première période temporelle d'étude, l'ensemble de la baie de Wissant a connu une légère accrétion sédimentaire, de +181 773 m³ (+0,08 m³/m²) (Tab. IV-32). Cette accrétion est principalement localisée sur l'estran mais également sur le haut de plage, qui présente un taux d'accrétion moyen de +0,33 m³/m² (+19 956 m³) (Tab. IV-32). Au niveau des cordons dunaires, l'alternance de secteurs en accrétion et en érosion aboutit un bilan sédimentaire stable, malgré une légère perte de -1 295 m³ (Tab. IV-32).

		Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
Baie de Wissant	dune	-1 295	+26 743	-169 612	-147 165	-0,00	+0,10	-0,66	-0,57
	haut de plage	+19 956	-2 231	-24 670	+2 512	+0,33	-0,03	-0,34	+0,04
	plage	+163 112	-96 907	+5 459	+66 622	+0,08	-0,05	0,00	+0,03
	total	+181 773	-72 396	-188 823	-78 031	+0,08	-0,03	-0,12	-0,05

Tab. IV-32: bilans sédimentaires de l'ensemble de la baie de Wissant. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

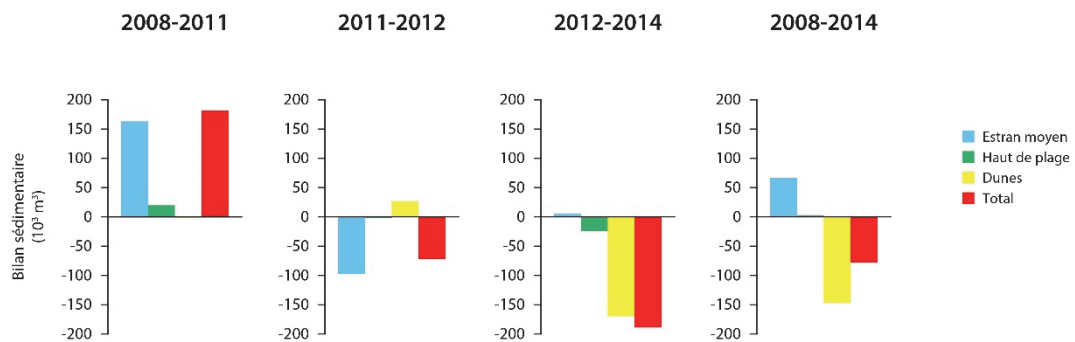


Fig. IV-187: illustration des bilans sédimentaires de l'ensemble de la baie de Wissant.

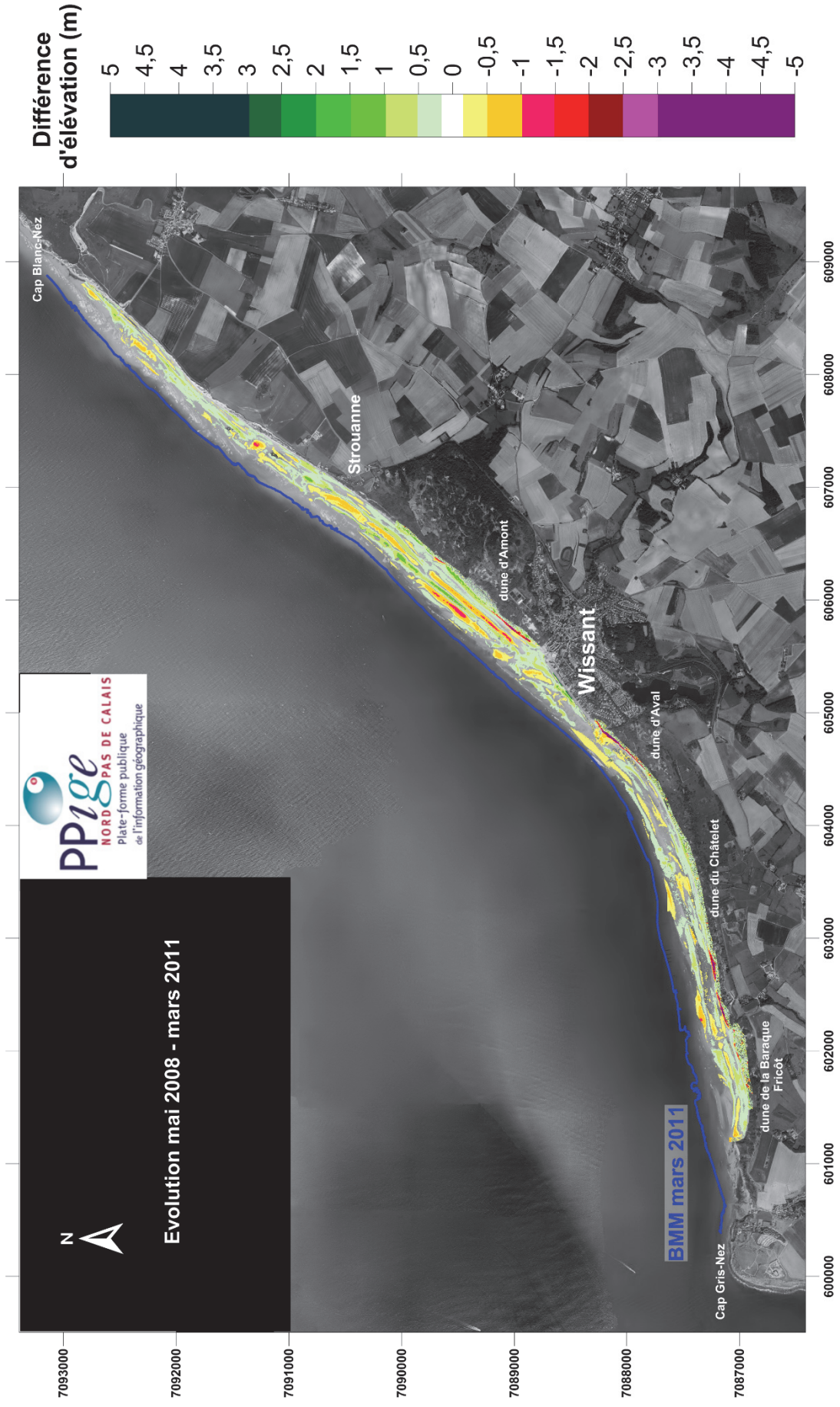


Fig. IV-188 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à novembre 2012

▪ Dunes côtières

Durant la courte période temporelle s'écoulant de mars 2011 à novembre 2012, le littoral de la baie de Wissant présente quasiment les mêmes évolutions que pour la période d'étude précédente. Le front dunaire de la Baraque Fricot montre une légère élévation de son altitude, inférieure à +0,5 m. L'extrémité orientale de la dune est à nouveau touchée par une forte érosion caractérisée par une perte d'altitude de -1 à -6 m, à proximité de l'embouchure du ruisseau du Châtelet (**Fig. IV-189**). Malgré cela, le cordon dunaire bordier totalise un très léger gain sédimentaire **+1 722 m³** (+0,03 m³/m²) (**Tab. IV-26**).

La dune du Châtelet est de nouveau affectée par un recul de son front dunaire dans sa partie occidentale, sur environ 800 m de longueur du linéaire côtier. De moindre ampleur, cet érosion provoque tout de même des pertes d'altitude de plus de -2 m. Plus à l'est, le reste du cordon dunaire bordier, majoritaire, connaît une hausse d'altitude moyenne de l'ordre de +0,5 m (**Fig. IV-189**). Le bilan sédimentaire de la dune est équilibré, avec un gain non significatif de **+3 856 m³** (+0,05 m³/m²).

Durant cette courte période temporelle d'étude, de mars 2011 à novembre 2012, la dune d'Aval connaît à nouveau un grave recul de son front dunaire sur plus de 10 m au droit du lotissement (**Fig. IV-189**). Les différences altitudinales engendrées peuvent dépasser les -10 m à cet endroit, correspondant à l'altitude de la crête dunaire de la dune d'Aval. Une plus faible érosion touche également le front dunaire plus à l'ouest, en direction de la dune du Châtelet. Au total, la dune d'Aval gagne tout de même **+1 238 m³** (+0,03 m³/m²) de sédiments entre mars 2011 et novembre 2012 (**Tab. IV-28**).

Malgré un sapement de sa base qui continue dans sa partie occidentale, la dune d'Amont continue d'emmagasiner du sable durant cette période d'étude. L'accroissement altitudinal observé dans la partie orientale de la dune (**Fig. IV-189**) provoque un gain sédimentaire conséquent de **+19 928 m³**, soit +0,25 m³/m² (**Tab. IV-29**).

▪ Haut de plage

Pour la Baraque Fricot, le haut de plage a évolué de manière inverse à la première période d'étude, en effet, l'ensemble de son linéaire est affectée par un abaissement de l'ordre de -0,5 m (**Fig. IV-189**), ce qui aboutit à un bilan sédimentaire négatif de **-4 230 m³** (-0,37 m³/m²) (**Tab. IV-26**).

Hormis sur une longueur de 300 m de linéaire côtier à l'est de la dune du Châtelet, le haut de plage associé à la dune s'est rétréci et abaissé sur l'ensemble de son linéaire (**Fig. IV-189**), provoquant une perte de sédiments de **-2 171 m³** (-0,11 m³/m²) (**Tab. IV-27**).

L'érosion affecte également l'ensemble du haut de plage attenant à la dune d'Aval (**Fig. IV-189**), avec une perte de **-2 176 m³** (+0,17 m³/m²) (**Tab. IV-28**).

Pour cette période d'étude, seul le haut de plage associé à la dune d'Amont a de nouveau connu un engraissement sédimentaire de **+6 345 m³** (+0,16 m³/m²) (**Tab. IV-29**). Toutefois cette accrétion ne concerne que la moitié orientale du haut de plage, des valeurs de baisse du niveau de sable sont observées dans la partie occidentale (**Fig. IV-189**).

▪ Estran moyen

A l'instar de l'évolution morphologique érosive constatée sur le haut de plage associé au massif dunaire de la Baraque Fricot, l'estran moyen a connu une perte sédimentaire de **-18 046 m³** (-0,13 m³/m²) (**Tab. IV-26**).

Cette perte sédimentaire sur l'estran a affecté également le secteur du Châtelet, avec une perte en sédiments de **-32 896 m³** (-0,07 m³/m²) (**Tab. IV-27**), de moindre ampleur au vue de la surface considérée, les variations morphologiques observées étant dues aux migrations des barres intertidales (**Fig. IV-189**).

Plus à l'est, la tendance faiblement érosive sur la plage intertidale se poursuit face à la dune d'Aval (**Fig. IV-189**). Le taux d'érosion moyen est très légèrement supérieur, de **-0,09 m³/m²**, correspondant à une perte en sédiments de **-19 842 m³** (**Tab. IV-28**).

La plage de Wissant présente également des variations morphologiques caractéristiques des mouvements de barres intertidales. Entre la digue et la dune d'Amont, face à l'embouchure du ruisseau d'Herlen, une légère diminution d'altitude prédomine (**Fig. IV-189**). La plage perd **-20 041 m³** (-0,12 m³/m²) de sédiments durant cette période.

L'estran moyen faisant face à la dune d'Amont est de nouveau caractérisé par de plus fortes variations altitudinales parallèles au trait de côte, correspondant au mouvement des barres sableuses intertidales, particulièrement bien développées dans ce secteur (**Fig. IV-189**). En termes de bilan sédimentaire, l'estran est assez stable entre mars 2001 et novembre 2012, avec une très légère perte de **-17 340 m³** de sédiments (-0,04 m³/m²).

Le secteur le plus au nord-est de la baie de Wissant, la plage allant de Strouanne au Cap Blanc-Nez enregistre à nouveau un léger gain sédimentaire, mais non significatif de **+11 257 m³** (+0,02 m³/m²) (**Tab. IV-31**).

Entre mars 2011 et novembre 2012, le bilan sédimentaire de la baie de Wissant est resté stable, l'évolution volumique totale montre une perte de **-72 396 m³**, soit une perte moyenne de **-0,03 m³/m²** (**Tab. IV-32**).

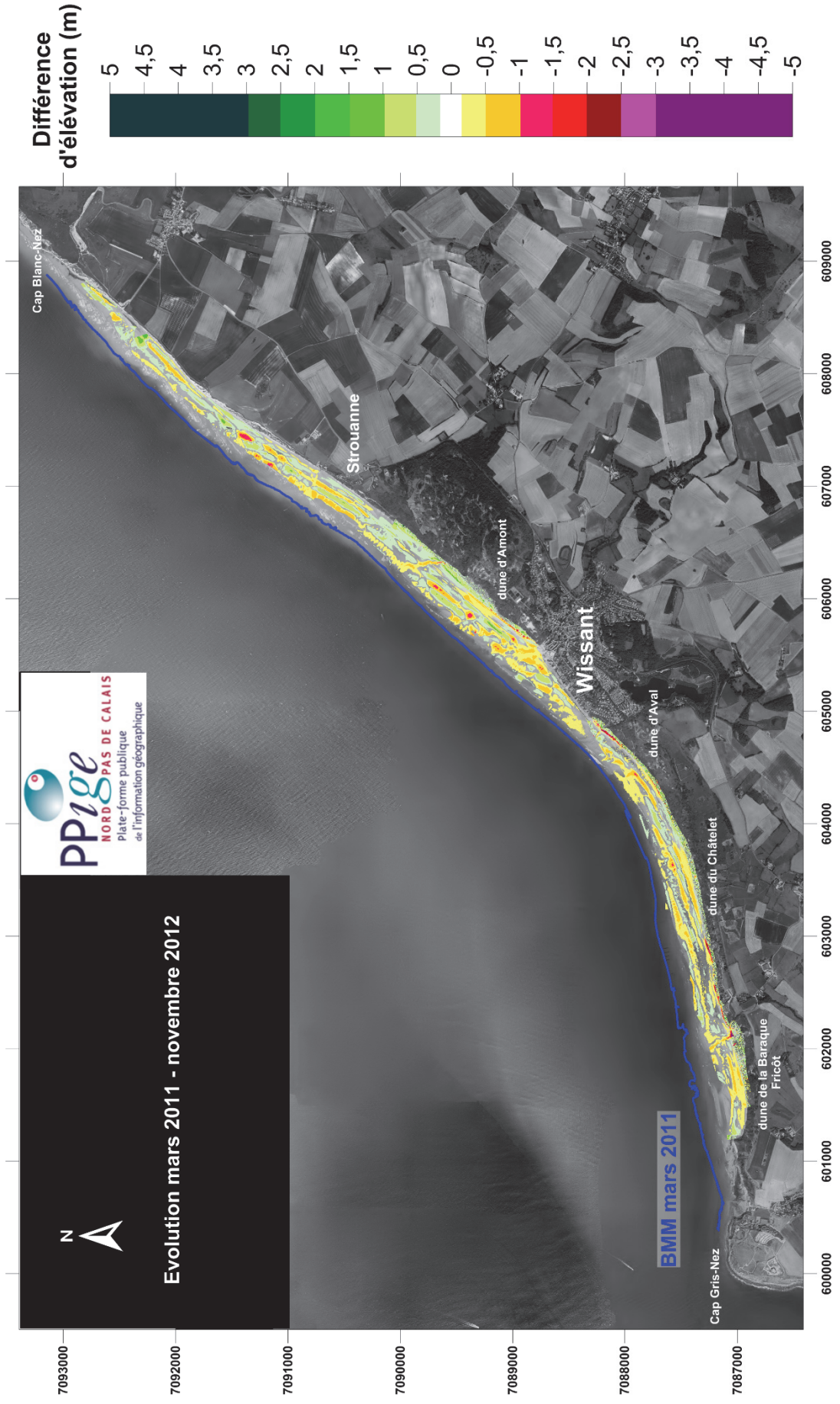


Fig. IV-189 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre mars 2011 et novembre 2012.

3. Evolution de novembre 2012 à janvier 2014

▪ Dunes côtières

La figure IV-190 représente la cartographie différentielle des altitudes entre novembre 2012 et janvier 2014. Le survol LiDAR de janvier 2014 faisant suite à plusieurs coups de vents et tempêtes s'étant abattu sur la baie de Wissant en novembre et décembre 2013, cette cartographie présente donc l'impact de ces tempêtes sur la morphologie de la baie de Wissant. Sans surprise, les différents secteurs en érosion des massifs dunaires de la baie ont vu une accentuation du retrait de leur front dunaire.

Le pourtour de l'embouchure du ruisseau du Châtelet a été durement affecté sur une longueur d'environ 1500 m de linéaire côtier, avec des valeurs d'érosion atteignant les -6 m. Le bilan sédimentaire de la dune de la Baraque Fricot est de **-20 603 m³**, soit **-0,38 m³/m²** de moyenne (**Tab. IV-26**).

Outre la forte érosion au droit du parking d'accès à la plage du Châtelet, qui menace maintenant directement les trois habitations situées en arrière du cordon dunaire, c'est l'ensemble du front dunaire de la dune du Châtelet qui est touchée par l'érosion durant cette courte période temporelle d'étude. La perte en sédiments est assez élevée, **-51 782 m³**, soit **-0,63 m³/m²** (**Tab. IV-27**).

En poursuivant vers le nord-est en direction de la digue de Wissant, le constat est le même, le front dunaire de la dune d'Aval a reculé sur l'ensemble de son linéaire. Au droit du lotissement, des valeurs différentielles supérieures à -10 m sont observées, correspondant à un recul du front dunaire de presque 30 m. La crête dunaire atteint à présent le bord extérieur du parking dit des « oyats », à 75 m des premières maisons du lotissement situé en arrière de la dune. La perte en sédiments de la dune d'Aval est là aussi considérable, **-61 671 m³**, soit **-1,74 m³/m²** (**Tab. IV-28**).

Jusqu'à présent, la dune d'Amont présentait un bilan sédimentaire positif en dépit d'une partie de son linéaire en érosion. Cette fois, l'érosion du front dunaire s'étend vers l'est sur la portion qui présentait auparavant de l'accrétion sédimentaire. La résultante est que la dune d'Amont présente pour la première fois un bilan sédimentaire négatif, de **-33 557 m³**, soit **-0,39 m³/m²** (**Tab. IV-29**).

▪ Haut de plage

Quasi-inexistant en novembre, le compartiment du haut de plage de la Baraque Fricot a également subi une érosion, avec une perte sédimentaire de **-749 m³**, soit **-0,29 m³/m²** en moyenne sur l'ensemble de la surface considéré pour le calcul (**Tab. IV-26**).

A l'instar de la dune de la Baraque Fricot, le haut de plage associé aux dunes du Châtelet et d'Aval a été unanimement soumis à un démaigrissement sédimentaire sous l'action des hauts niveaux d'eau survenus lors des différentes tempêtes de l'automne-hiver 2013. Les bilans sédimentaires associées à ces phénomènes érosifs sont respectivement de **-3 390**

m^3 (-0,22 m^3/m^2) (**Tab. IV-27**) pour le secteur du Châtelet et **-6 802** m^3 (-0,56 m^3/m^2) (**Tab. IV-28**) pour le secteur de la dune d'Aval.

L'érosion a affecté également le haut de plage de la dune d'Amont, avec une perte en sédiments de **-13 728** m^3 (-0,32 m^3/m^2) (**Tab. IV-29**).

▪ **Estran moyen**

Sur l'estran, les variations altitudinales observées pour cette dernière période temporelle sont toujours caractéristiques des mouvements des barres sableuses intertidales sur l'estran (**Fig. IV-190**). Avec un gain de **+8 271** m^3 , non significatif au vu de l'évolution moyenne par mètre carré (+0,05 m^3/m^2) (**Tab. IV-26**), le bilan sédimentaire de l'estran associé à la dune de la Baraque Fricot suggère un léger engraissement sédimentaire qui pourrait être la résultante d'une redistribution partielle des sédiments issus de l'érosion du haut de plage et du cordon dunaire.

Face à la dune du Châtelet, le bilan sédimentaire de l'estran est stable, marqué par une très légère perte sédimentaire de **-3 632** m^3 (-0,01 m^3/m^2). Le mouvement des barres intertidales est particulièrement bien marqué pour cette dernière période d'étude.

En direction de Wissant, face à la dune d'Aval, l'érosion de l'estran devient prédominante, avec un abaissement généralisé du niveau de la plage de plus de 0,5 m au plus près de la digue de Wissant. Bien que non significatif, le bilan sédimentaire de **-16 007** m^3 (-0,08 m^3/m^2) (**Tab. IV-28**) confirme ces observations. Ce constat suggère une redistribution sédimentaire transversale vers les petits fonds et/ou longitudinale, probablement vers le nord-est dans le sens de la dérive littorale.

A proximité immédiate, la plage de Wissant présente quant à elle un bilan sédimentaire équilibré, avec une perte sédimentaire insignifiante de **-1 786** m^3 (-0,01 m^3/m^2) (**Tab. IV-30**).

Malgré une variation morphologique classique liée à la dynamique des barres intertidales, la plage du secteur de la dune d'Amont semble bénéficier d'une partie du matériel sédimentaire provenant de l'érosion du haut de plage et de la dune, avec un gain sédimentaire de **+5 533** m^3 (+0,01 m^3/m^2) (**Tab. IV-29**).

C'est également le cas de la plage de Strouanne qui présente à nouveau un bilan sédimentaire positif, de **+13 080** m^3 (+0,02 m^3/m^2) (**Tab. IV-31**), ce qui pourrait suggérer que ces secteurs de plage situés au nord-est de la baie de Wissant peuvent bénéficier d'apports sableux venants de l'ouest, avec un transit des produits de l'érosion des dunes vers l'est sous l'effet de la dérive littorale.

Pour cette période temporelle allant de novembre 2012 à janvier 2014, les effets des différentes tempêtes de novembre et décembre 2013 ont eu pour effet négatif de provoquer l'érosion de la quasi-totalité des massifs dunaires et des hauts de plage de la baie de

Wissant, avec des bilans sédimentaires respectifs s'élevant à **-169 612** m³ (-0,66 m³/m²) et **-24 670** m³ (-0,34 m³/m²).

Le bilan sédimentaire de l'ensemble de l'estran est quant à lui très stable, avec un gain négligeable de **+5 459** m³ (+0,00 m³/m²), essentiellement observé au nord-est de la baie, montrant qu'une partie des sédiments est restée au sein du système plage-dune.

Le bilan sédimentaire global de la baie de Wissant accuse une nette perte de **-188 823** m³ (-0,12 m³/m²) (**Tab. IV-32**) entre novembre 2012 et janvier 2014. Les dunes côtières cumulent une perte sédimentaire de **-169 612** m³ (-0,66 m³/m²) (**Tab. IV-32**).

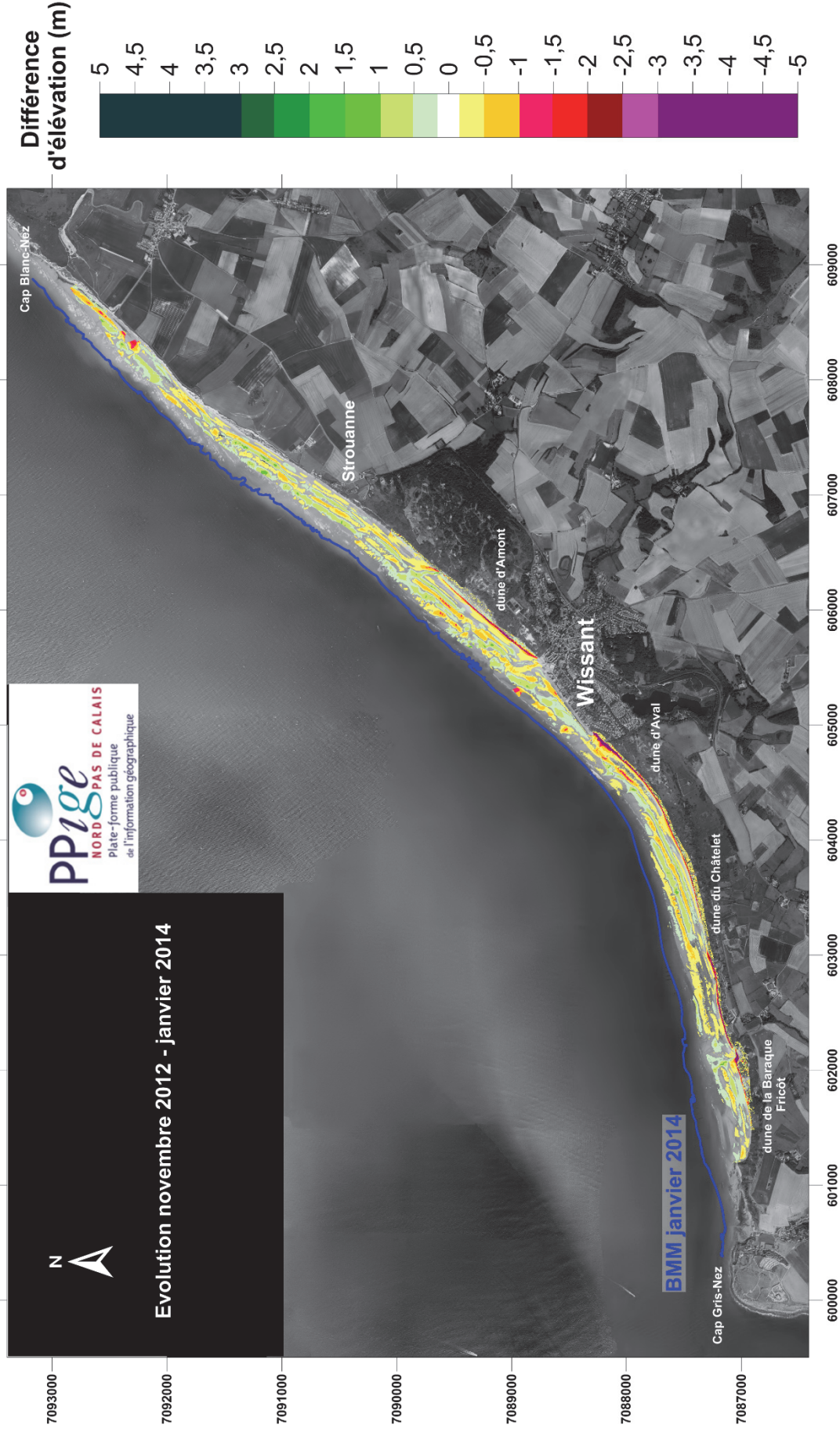


Fig. IV-190 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre novembre 2012 et janvier 2014.

4. Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan

Le bilan sédimentaire global de la baie de Wissant de mai 2008 à janvier 2014 est faiblement négatif, en deçà de la marge d'erreur, avec une perte sédimentaire de **-78 031 m³** (-0,05 m³/m²) (**Tab. IV-32**). Si on l'on regarde à présent cette évolution à l'échelle des différents compartiments sédimentaires, on obtient des variations morphologiques très significatives pour les massifs dunaires. En effet, la baie de Wissant a connu une perte de sédiments de **-147 165 m³** (-0,57 m³/m²) au niveau du cordon dunaire bordier entre mai 2008 et janvier 2014(**Tab. IV-32**), avec dans le détail :

- **-10 941 m³** (-0,21 m³/m²) pour la dune de la Baraque Fricot (**Tab. IV-26**)
- **-55 218 m³** (-0,62 m³/m²) pour la dune du Châtelet (**Tab. IV-27**)
- **-80 107 m³** (-2,14 m³/m²) pour la dune d'Aval (**Tab. IV-28**)
- **-899 m³** (-0,01 m³/m²) pour la dune d'Amont (**Tab. IV-29**)

Grâce à ses gains sédimentaires enregistrés entre mai 2008 et novembre 2012, la dune d'Amont est le seul cordon dunaire bordier à présenter un bilan sédimentaire négatif non significatif. Bien que ce soit la dune du Châtelet qui totalise la plus grosse perte sédimentaire entre mai 2008 et janvier 2014, si l'on considère les pertes sédimentaires moyennées par rapport aux superficies initiales des cordons dunaires bordiers, on voit que c'est la dune d'Aval qui présente le plus fort taux d'érosion avec -2,14 m³/m².

En ce qui concerne le haut de plage, la baie de Wissant totalise un bilan sédimentaire positif non significatif de **+2 512 m³** (+0,04 m³/m²) (**Tab. IV-32**), avec dans le détail :

- **-1 666 m³** (-0,37 m³/m²) pour le haut de plage de la dune de la Baraque Fricot (**Tab. IV-26**)
- **+15 m³** (+0,00 m³/m²) pour le haut de plage de la dune du Châtelet (**Tab. IV-27**)
- **-5 648 m³** (-0,54 m³/m²) pour le haut de plage de la dune d'Aval (**Tab. IV-28**)
- **+9 811 m³** (+0,74 m³/m²) pour le haut de plage de la dune d'Amont (**Tab. IV-29**)

Proportionnellement aux superficies initiales de mai 2008, seul le haut de plage de la dune d'Amont présente un engraissement sédimentaire significatif, tandis qu'à l'inverse, de l'autre côté de la digue de Wissant, le haut de plage de la dune d'Aval est clairement en déficit sédimentaire.

La plage de l'ensemble de la baie de Wissant présente également un bilan sédimentaire positif non significatif au vu de la marge d'erreur : **+66 622 m³** (+0,03 m³/m²) (**Tab. IV-32**) avec dans le détail:

- **+12 409 m³** (+0,08 m³/m²) pour la plage de la dune de la Baraque Fricot (**Tab. IV-26**)
- **-8 873 m³** (-0,02 m³/m²) pour la plage de la dune du Châtelet (**Tab. IV-27**)

- **-40 806** m³ (-0,19 m³/m²) pour la plage de la dune d'Aval (**Tab. IV-28**)
- **+3 627** m³ (+0,01 m³/m²) pour la plage de la dune d'Amont (**Tab. IV-29**)
- **+6 779** m³ (+0,04 m³/m²) pour la plage de Wissant (**Tab. IV-30**)
- **+93 486** m³ (+0,15 m³/m²) pour la plage de Strouanne (**Tab. IV-31**)

L'estran moyen associé à la dune d'Aval est le seul à être en net déficit sédimentaire sur l'ensemble de la période de mai 2008 à janvier 2014, confirmant que ce secteur de la baie connaît un sérieux problème d'érosion généralisé à l'ensemble du système plage-dune. A l'inverse, l'accrétion constante au fil des années (**Tab. IV-31**) constatée sur la plage de Strouanne provoque un net gain sédimentaire dans cette partie la plus orientale de la baie, suggérant une fuite sédimentaire vers le nord-est du stock sédimentaire issu de l'érosion des différents massifs dunaires.

Au total, de mai 2008 à janvier 2014, le bilan sédimentaire de la baie de Wissant est faiblement négatif, avec une perte totale de **-78 031** m³ (-0,05 m³/m²) (**Tab. IV-32**) de sédiments. Cette perte est principalement localisée au niveau des cordons dunaires de la baie, qui totalisent un démaigrissement sédimentaire de **-147 165** m³, soit en moyenne -0,57 m³/m² (**Tab. IV-32**).

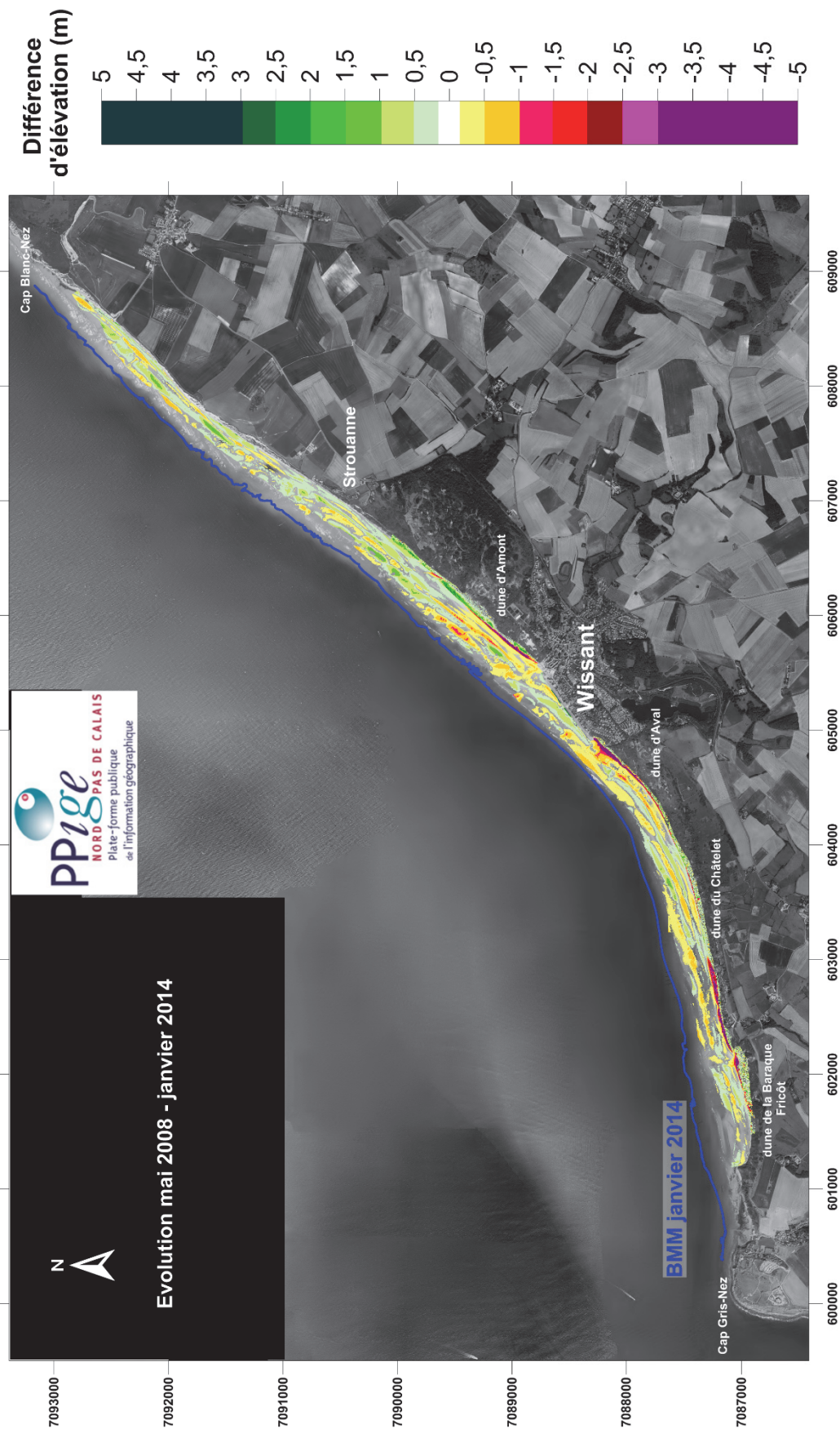


Fig. IV-191 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre mai 2008 et janvier 2014.

5. Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires

a. Dunes

Les volumes sédimentaires des différents cordons dunaires de la baie de Wissant ont été calculés de manière transversale sur les transects ayant permis le calcul de l'évolution du trait de côte. La figure **IV-192** montre l'évolution conjointe du volume de la dune et l'évolution du trait de côte entre mai 2008 et janvier 2014. Comme sur la rive nord de la baie de l'Authie, cette évolution conjointe montre une relation linéaire entre les deux paramètres, avec un coefficient de corrélation r^2 de 0,45. Bien que moyenne, cette relation linéaire est un résultat cohérent : quand le trait de côte avance, c'est la dune qui se développe et inversement, quand le trait de côte recule, on a alors une perte de volume pour la dune.

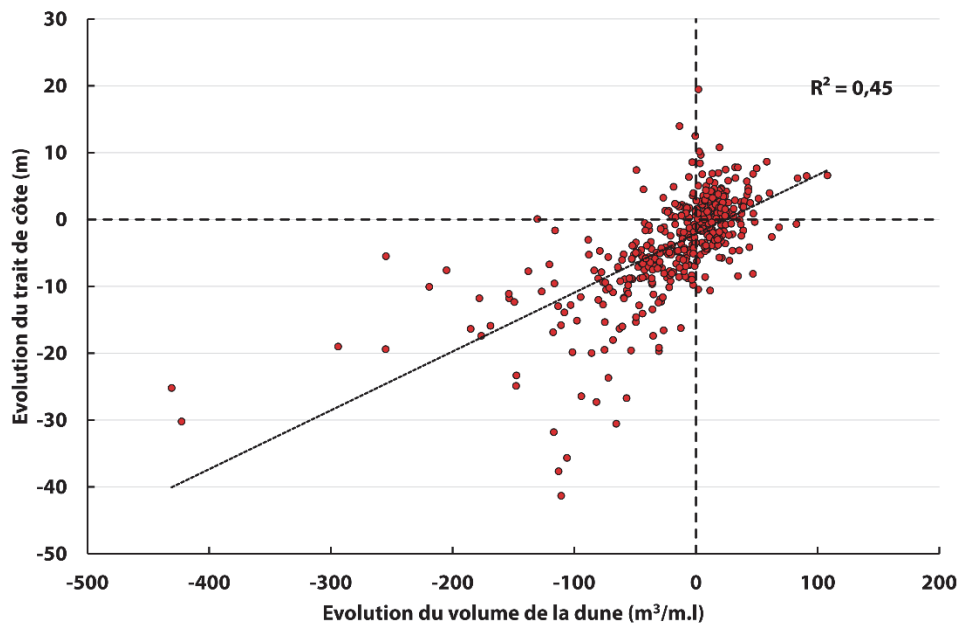


Fig. IV-192 : Evolution du trait de côte et des volumes des dunes de mai 2008 à janvier 2014 en Baie de Wissant.

b. Haut de plage

Contrairement aux volumes dunaires, la comparaison des valeurs de déplacement du trait de côte avec les variations de volumes en haut de plage ne montrent pas de relation entre ces deux variables (**Fig. IV-193**). L'éparpillement des données est dû au fait que la morphologie, et donc le volume, du haut de plage est caractérisé par une variabilité nettement plus élevée que celle des dunes littorales, car il est atteint beaucoup plus souvent par les vagues même lors de marées de faibles coefficients ou de faibles surcotes. Bien qu'un certain nombre de mesures montre une diminution du volume du haut de plage lors du recul du trait de côte, ou encore une augmentation du volume du haut de plage associée à une avancée du trait de côte, on peut aussi

observer une augmentation du volume du haut de plage alors que le trait de côte a reculé de plusieurs mètres, voire de plusieurs dizaines de mètres, ce dernier cas de figure pouvant s'expliquer par une reconstitution du haut de plage suite à une phase d'érosion de la dune et du haut de plage. On peut à l'inverse observer de fortes diminutions de volume sur le haut de plage ($> 10 \text{ m}^3 / \text{m.l}$), alors que le trait de côte a progressé vers la mer. Cette évolution qui peut correspondre à une érosion du haut de plage suite à une phase de progradation des dunes côtières vers la mer a essentiellement été observée dans le secteur de la Dune d'Amont. Le bilan sédimentaire du haut de plage entre deux dates de mesure de position du trait de côte ne constitue donc pas un indicateur de la tendance évolutive du trait de côte.

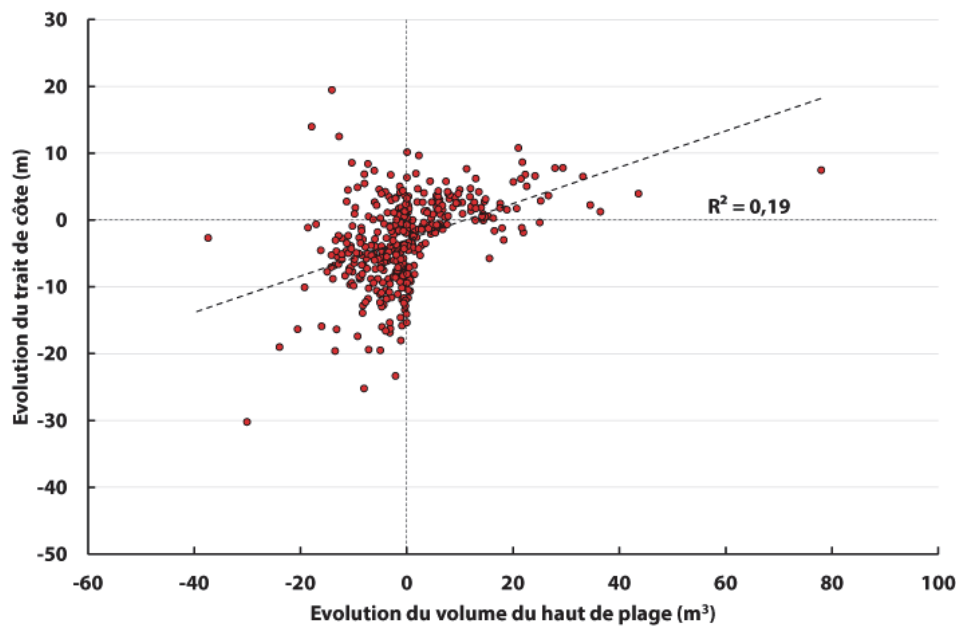


Fig. IV-193 : Evolution du trait de côte et des volumes des hauts de plage de mai 2008 à janvier 2014 en Baie de Wissant.

Par contre, en reliant l'évolution du trait de côte entre mai 2008 et janvier 2014 avec le stock sédimentaire du haut de plage initial en mai 2008 (**Fig. IV-194**), nous pouvons d'abord observer que les reculs les plus forts sont associés aux stocks sédimentaires nuls, c'est à dire là où le haut de plage était inexistant en 2008 (secteur de la dune du Châtelet : reculs d'environ 20 à 40 m). A l'inverse, aux stocks sédimentaires les plus importants sont associées des avancées du trait de côte, donc de l'accrétion (secteur de la dune d'Amont : stocks sédimentaires jusqu'à $150 \text{ m}^3 / \text{m}$ linéaire). On observe un seuil, à environ $12 \text{ m}^3 / \text{m}$ linéaire, à partir duquel le stock sédimentaire semble être suffisant pour que se produise une avancée, ou du moins une stabilité du trait de côte, sur l'échelle de temps étudiée (6 ans, de 2008 à 2014). En dessous de ce seuil, on observe majoritairement de l'érosion, même si de l'accrétion peut également se produire dans certains cas.

Il existe une très bonne relation entre le volume et la largeur du haut de plage en mai 2008 (**Fig. IV-195**). En se basant sur l'équation de la droite de régression linéaire, le

seuil sédimentaire de $12 \text{ m}^3/\text{m.l}$ précédemment établi correspond à une largeur de haut de plage d'environ 21 m.

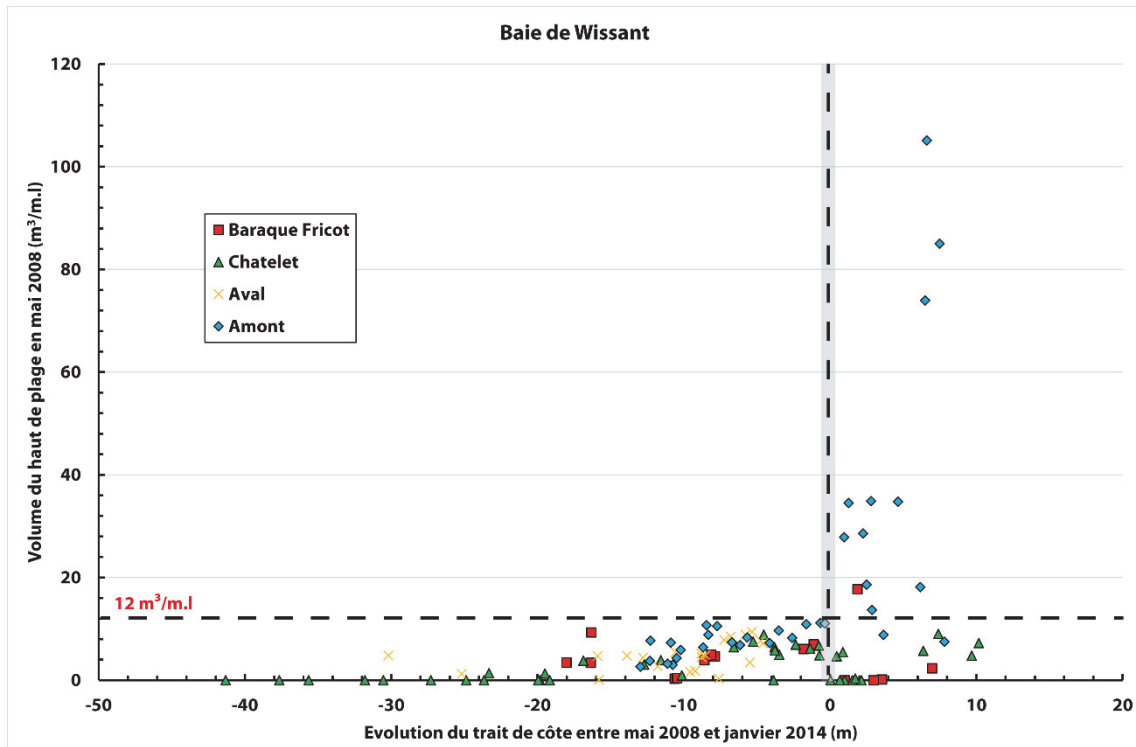


Fig. IV-194 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral de la baie de Wissant en fonction du volume initial (2008) du haut de plage.

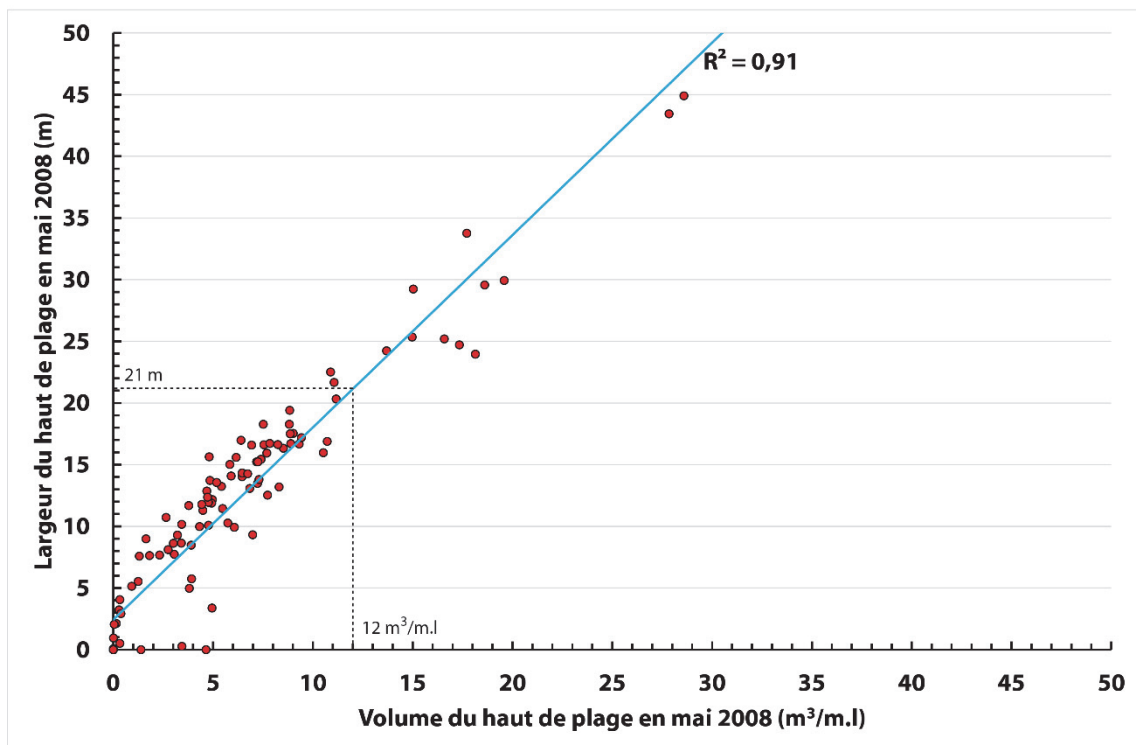


Fig. IV-195 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral de la baie de Wissant en mai 2008. Le Plancher est à 0,988 m IGN 69 pour les volumes.

La comparaison de profils de topographiques transversaux du haut de plage et du cordon dunaire dans les différents secteurs de la baie montre clairement que le pied de dune peut facilement être atteint par la mer dans plusieurs secteurs lors de marées de fort coefficient (**Fig. IV-196**). C'est notamment le cas dans les secteurs de la Baraque Fricot et de la Dune d'Aval où le pied de dune se situe à une altitude inférieure à celle du niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA), ce qui signifie que lors de surcotes le front dunaire peut vraisemblablement être atteint par les vagues à pleine mer, même lors de marées de plus faibles coefficients. Dans le secteur de la Dune du Châtelet, l'altitude du pied de dune est bien inférieure au niveau des PHMA et est même inférieure au niveau des pleines mers moyennes (PMM) (**Fig. IV-196**). Lors des tempêtes, le front dunaire dans ce secteur doit donc être couramment touché par les vagues à marée haute, et ce d'autant plus que le niveau de sable sur la plage y est bas et que la dissipation de l'énergie des vagues incidentes y est conséquemment moins forte. Ceci s'observe également tout particulièrement face à la Dune d'Aval où le niveau de sable y est particulièrement bas. A l'inverse, le cordon bordier est très nettement en retrait dans le secteur de la Dune d'Amont, le front dunaire étant situé à une distance de plus de 20 m par rapport au niveau des PMM (**Fig. IV-196**) et l'érosion de la dune ne peut se produire que lors de hauts niveaux d'eau exceptionnels. C'est aussi dans ce secteur que le niveau de sable sur la plage est le plus élevé et que le haut de plage est le plus large, ce qui ne peut que favoriser la dissipation de l'énergie de la houle avant qu'elle ne puisse atteindre le cordon dunaire. De larges hauts de plage peuvent en outre permettre la progradation du rivage par l'intermédiaire de la formation de dunes embryonnaires qui peuvent ensuite soit se développer pour former une nouvelle dune bordière, soit être érodées lors de tempêtes lors desquelles de hauts niveaux d'eau sont atteints. Même lorsque des dunes embryonnaires ne sont qu'éphémères, car détruites lors d'un ou plusieurs événements successifs de forte énergie, elles jouent néanmoins un rôle de protection du rivage et peuvent permettre une avancée du trait de côte puis un recul jusqu'à sa position antérieure. Un important volume de sable sur le haut de plage, et donc un large haut de plage, permettrait donc aux dunes côtières d'être plus résilientes face aux événements météo-marins extrêmes associés à de hauts niveaux d'eau.

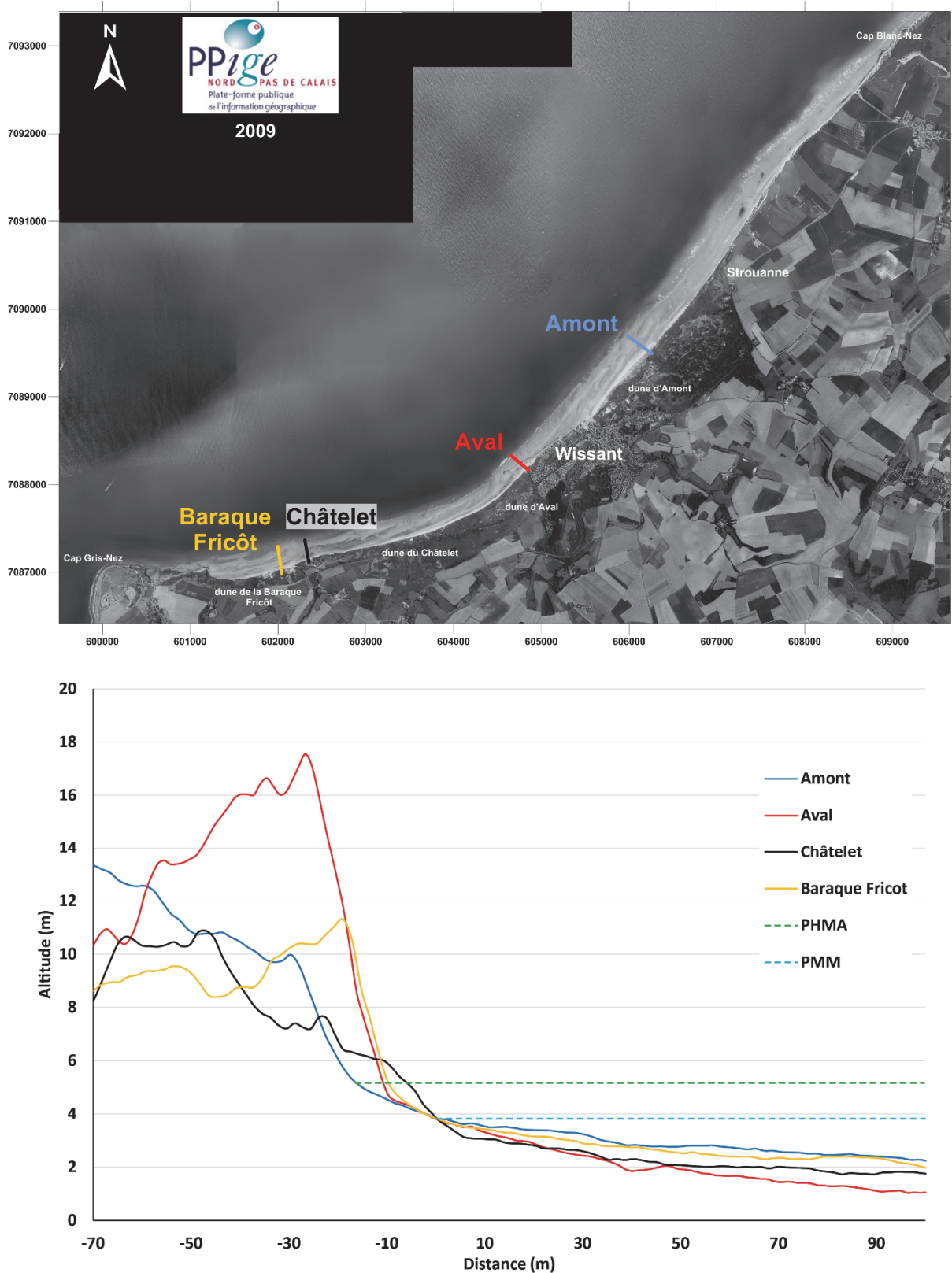


Fig. IV-196: Profils topographiques des massifs dunaires de la baie de Wissant illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.

VI. Littoral de Sangatte à Calais

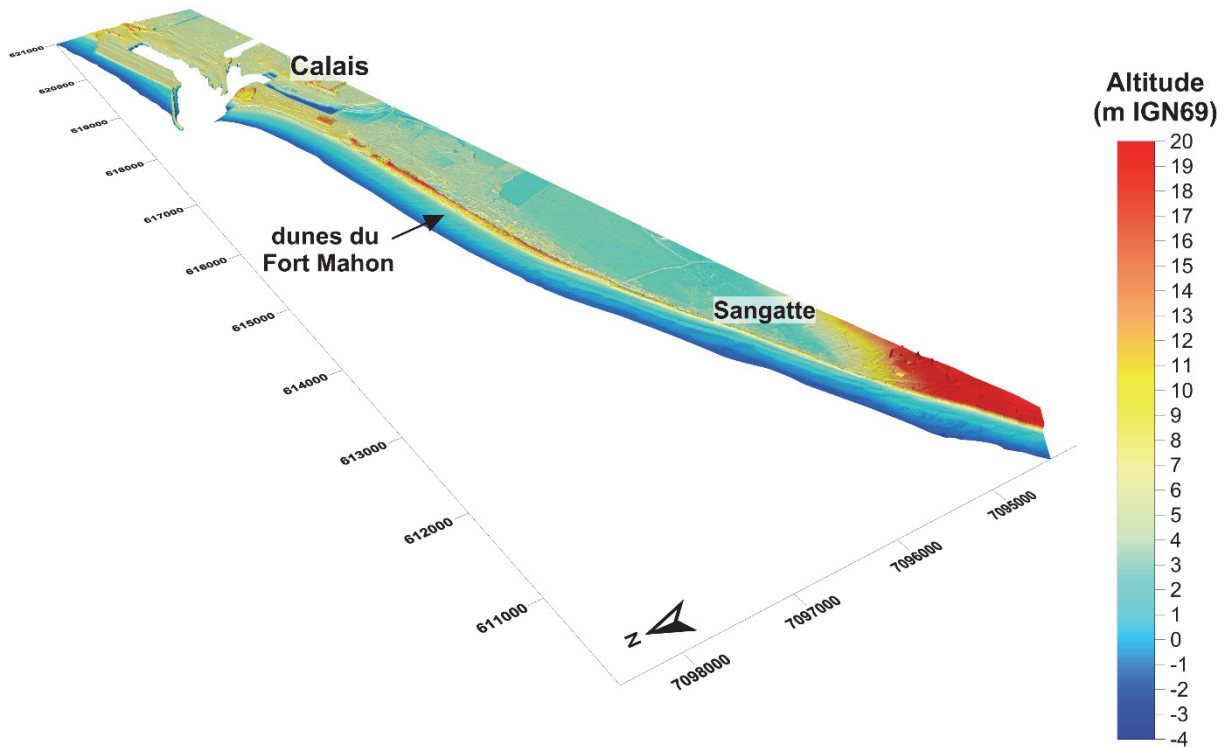


Fig. IV-197: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral allant de Sangatte à Calais.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

Le cordon dunaire bordier des dunes du Fort Mahon, s'étendant de Sangatte à Calais, a connu un engraissement significatif au niveau du front dunaire entre mai 2008 et mars 2011, et ce sur l'ensemble de son linéaire. En effet, le bilan sédimentaire est de **+95 918 m³** (Tab. IV-33), soit $+0,48 \text{ m}^3/\text{m}^2$, ce qui correspond à des gains d'altitude pouvant dépasser 1,5 m par endroits (Fig. IV-199).

▪ Haut de plage

Le haut de plage associé à la digue de Sangatte est peu large, une quinzaine de mètres (Fig. IV-199), mais présente majoritairement des évolutions d'altitude positives inférieures à 1 m. Au-delà de la digue, vers l'est, le haut de plage s'élargit au contact du massif dunaire et présente des évolutions d'altitudes positives pouvant dépasser 1 m en pied de dune. Le bilan sédimentaire du haut de plage est de **+85 700 m³** ($+0,29 \text{ m}^3/\text{m}^2$) (Tab. IV-33), ce qui est suffisant pour être considéré comme une accrétion significative.

▪ Estran moyen

La cartographie différentielle des altitudes entre mai 2008 et mars 2011 (**Fig. IV-199**) du littoral allant de Sangatte à Calais montre une forte dynamique du système barre-bâches au niveau de la plage intertidale, pouvant dépasser +1m ou -1m. Cette mobilité des barres s'exprime essentiellement dans la moitié ouest du site d'étude, du côté de Sangatte, alors que la moitié est du site, du côté de Calais, présente de moindres variations et une plus grande stabilité. Le bilan sédimentaire de la plage intertidale présente un gain en sédiments de **+71 505 m³** (**Tab. IV-33**), soit +0,02 m³/m², ce qui est inférieur à la marge d'erreur (+/-0,15 m³/m²). La plage du littoral de Sangatte à Calais peut donc être considérée comme stable d'un point de vue sédimentaire pour cette première période temporelle d'étude.

Pour cette première période temporelle considérée, entre mai 2008 et 2011, l'ensemble du système plage-dune du littoral allant de Sangatte à Calais présente un gain en sédiment de **+253 123 m³** (+0,07 m³/m²), ce qui compte tenu de la marge d'erreur, traduit une stabilité ou une tendance à une faible accumulation sédimentaire pour cette cellule sédimentaire.

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
	2008-2011	2011-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2014	2008-2014
dune	+95 918	+43 498	+136 008	+0,48	+0,20	+0,69
haut de plage	+85 700	+15 142	+106 474	+0,29	+0,05	+0,36
Estran moyen	+71 505	+121 510	+235 141	+0,02	+0,05	+0,09
total	+253 123	+180 150	+477 624	+0,07	+0,06	+0,15

Tab. IV-33: Bilans sédimentaires du littoral allant de Sangatte à Calais. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

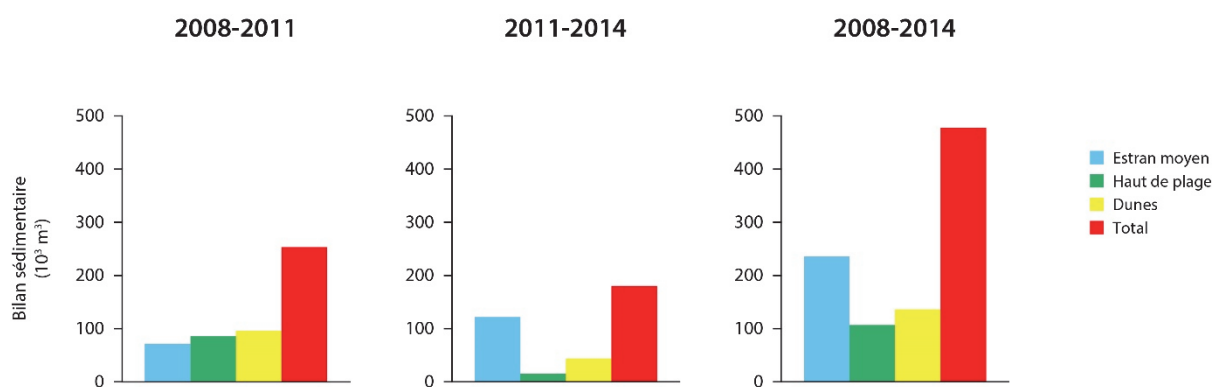


Fig. IV-198: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires du littoral allant de Sangatte à Calais.

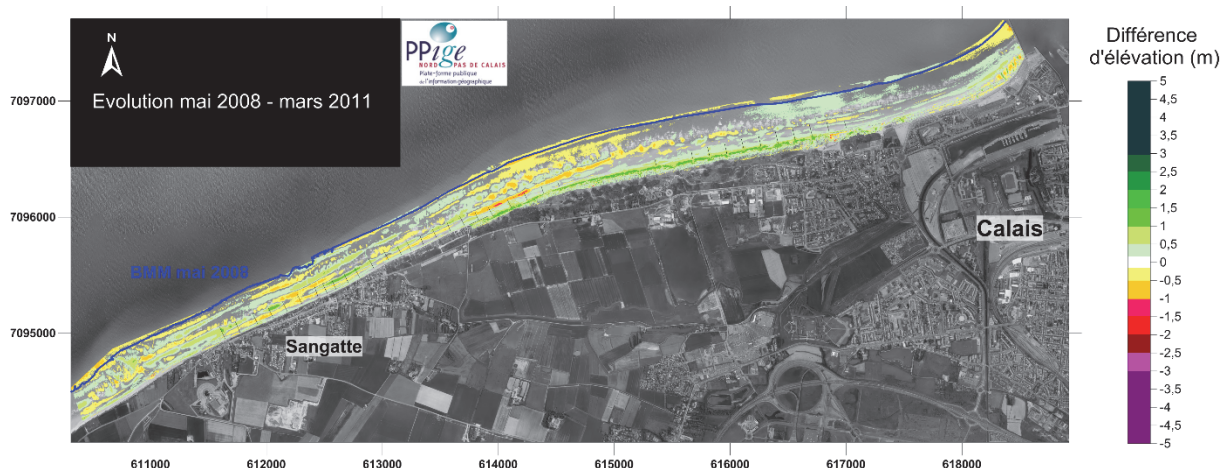


Fig. IV-199: Variations d'altitude du littoral allant de Sangatte à Calais entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à janvier 2014

▪ Dunes côtières

Pour la période d'étude temporelle comprise entre mars 2011 et janvier 2014, le cordon dunaire de Sangatte présente une nouvelle accumulation sédimentaire de $+43\,498\text{ m}^3$ ($+0,2\text{ m}^3/\text{m}^2$) (Tab. IV-33). Bien que significative, cette accrétion est moins importante que pour la période d'étude précédente du fait de l'érosion du front dunaire dans sa partie située la plus à l'ouest, au plus proche de la digue de Sangatte (Fig. IV-200). Cette érosion du front dunaire a été provoquée par les hauts niveaux d'eau associés aux tempêtes de l'hiver 2013 (Godehart, Xaver).

▪ Haut de plage

Le haut de plage présente également une érosion majoritaire dans la partie ouest du site, face à la digue de Sangatte et face au cordon dunaire érodé, avec des variations négatives inférieures à -1 m . Plus à l'est, les variations morphologiques du haut de plage suivent la même tendance à l'accrétion que le pied de dune, avec des valeurs cependant plus faibles, inférieures à $+0,5\text{ m}$ dans l'ensemble. Le haut de plage présente de nouveau des variations d'altitudes négatives dans la partie la plus à l'est du site, correspondant à la plage de Calais. Du fait de secteurs en érosion et d'autres ayant connu au contraire une accrétion sédimentaire, le haut de plage présente un bilan sédimentaire stable pour la période temporelle allant de mars 2011 à janvier 2014 de $+15\,142\text{ m}^3$ ($+0,05\text{ m}^3/\text{m}^2$) (Tab. IV-33).

▪ Estran moyen

L'estran moyen présente quant à lui une tendance nette à l'érosion à l'extrême ouest du site, face aux falaises calcaires précédant le village de Sangatte. Face à la digue, les variations morphologiques s'équilibrent et montrent l'influence de la migration du système barres-bâches, avec des valeurs pouvant dépasser $+1\text{ m}$ et -1 m . Ces variations morphologiques des barres et des bâches sont cependant moins marquées face au cordon

dunaire présentant de l'accrétion sédimentaire. Ces variations morphologiques sont dues à la présence de mégarides sur l'estran, visible sur le MNT de janvier 2014 (**Fig. IV-201**), dont la polarité indique un transport sédimentaire vers l'E- N-E. L'estran présente à nouveau un système à barres et bâches plus classique au niveau de Calais. La plage intertidale est restée stable en ne gagnant que **+121 510 m³** (+0,05 m³/m²) (**Tab. IV-33**).

Au total, le système plage-dune du littoral allant de Sangatte à Calais a enregistré un gain sédimentaire de **+180 150 m³**, soit + 0,06 m³/m² de mars 2011 à janvier 2014, traduisant un équilibre sédimentaire à l'échelle de cette cellule malgré les différences d'évolution évoquées ci-dessus. Les secteurs en érosion, situé à l'ouest du site, semblent avoir alimenté en sédiments les secteurs situés dans le sens de la dérive littorale, vers l'est.

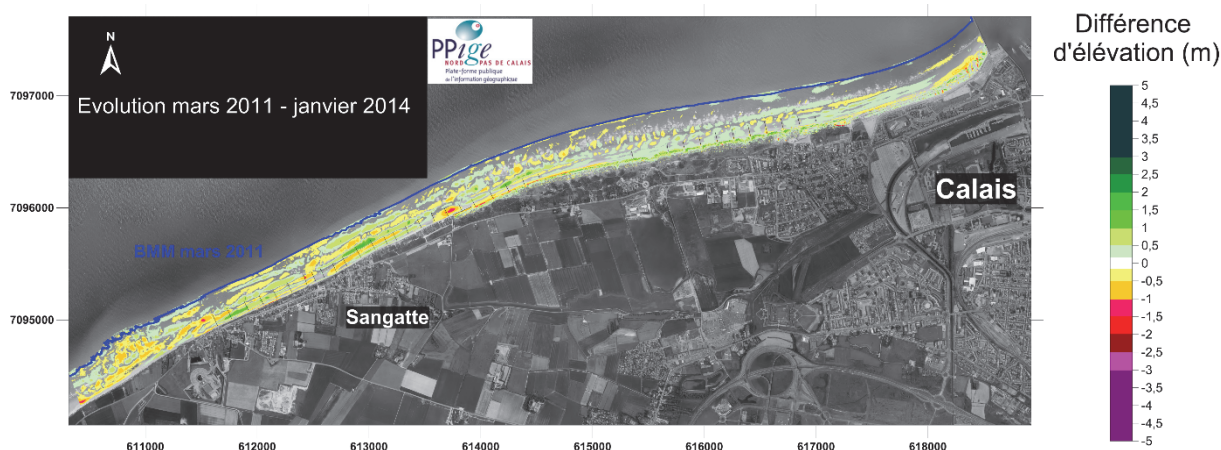


Fig. IV-200: Variations d'altitude du littoral allant de Sangatte à Calais entre mars 2011 et janvier 2014.

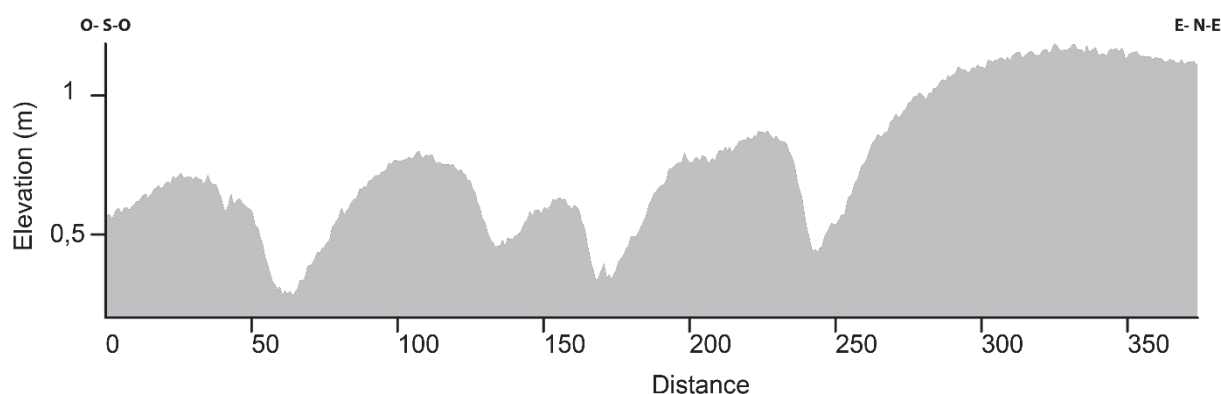


Fig. IV-201 : Coupe topographique longitudinale en travers de l'estran de Sangatte réalisée à partir du MNT de janvier 2014 montrant la présence de mégarides.

3. Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan

Le bilan sédimentaire du système plage-dune du littoral allant de Sangatte à Calais pour l'ensemble de la période d'étude, entre mai 2008 et janvier 2014, est de **+477 624 m³** (+0,15 m³/m²) (**Tab. IV-33**). Cette accrétion sédimentaire de ce site est

essentiellement due à un engraissement massif de l'ensemble du cordon dunaire bordier, de **+136 008 m³** (+0,69 m³/m²), et ce en dépit des conditions érosives de l'hiver 2013. Le haut de plage présente également un bilan sédimentaire nettement positif, de **+106 474 m³** (+0,36 m³/m²). L'estran présente un bilan sédimentaire positif plus stable, en deçà de la marge d'erreur, de **+235 141 m³** (+0,09 m³/m²), mais suggérant tout de même une accrétion du stock sédimentaire du système barre-bâches.

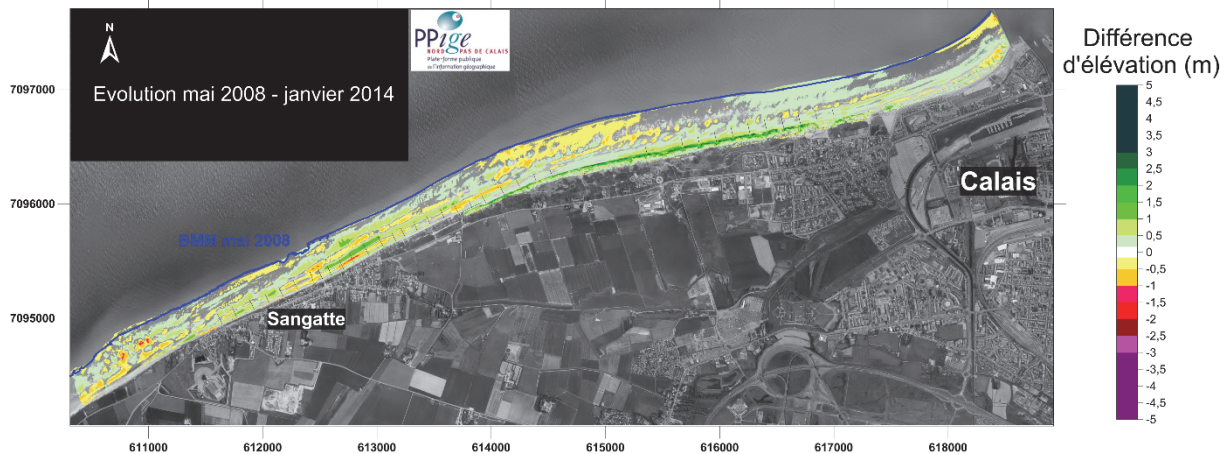


Fig. IV-202: Variations d'altitude du littoral allant de Sangatte à Calais entre mai 2008 et janvier 2014.

4. Lien entre l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires

La figure IV-203 présente la relation entre l'évolution du trait de côte du cordon dunaire allant de Sangatte à Calais de mai 2008 à janvier 2014 et le stock sédimentaire du haut de plage initial de mai 2008. Aucune relation nette n'est observée. Du fait d'un développement du cordon dunaire bordier, l'évolution du trait de côte est très majoritairement positive. Seul trois points isolés montrent un recul du trait de côte très localisé et très faible. Cette stabilité ou cette forte progradation du linéaire côtier situé entre Sangatte et Calais a été permise par le fait qu'en fait qu'en mai 2008, le haut de plage initial présentait toujours au moins une dizaine de m³/m.l.

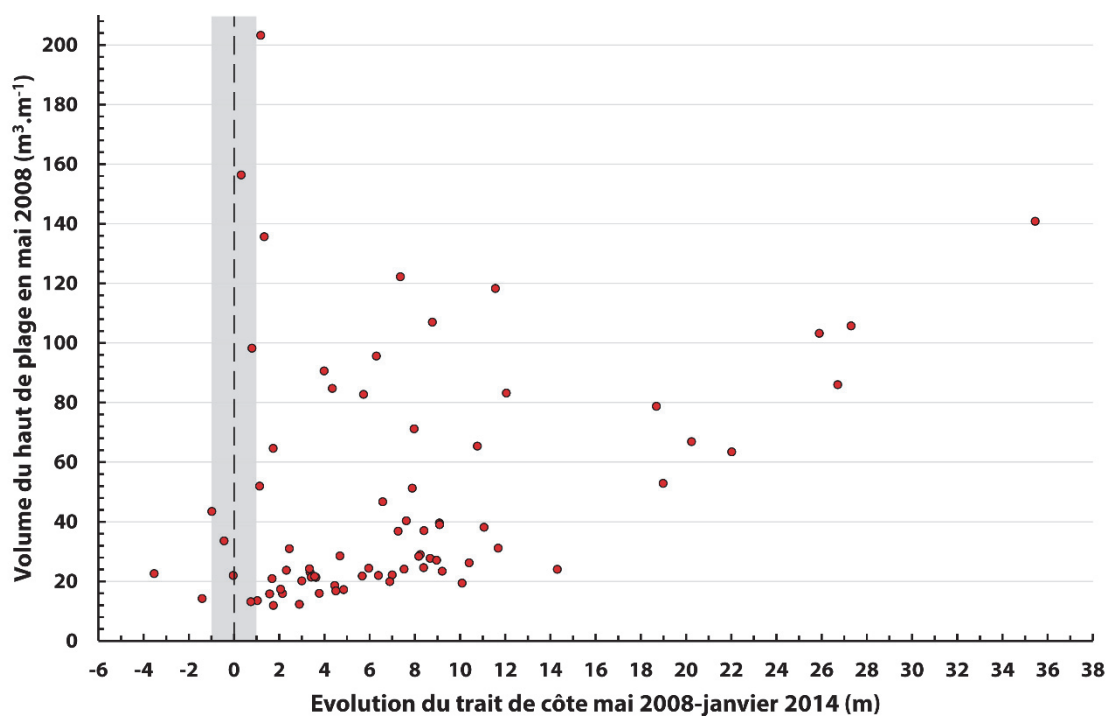


Fig. IV-203 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral allant de Sangatte à Calais en fonction du volume initial (2008) du haut de plage.

VII. Littoral de Calais au Platier d'Oye

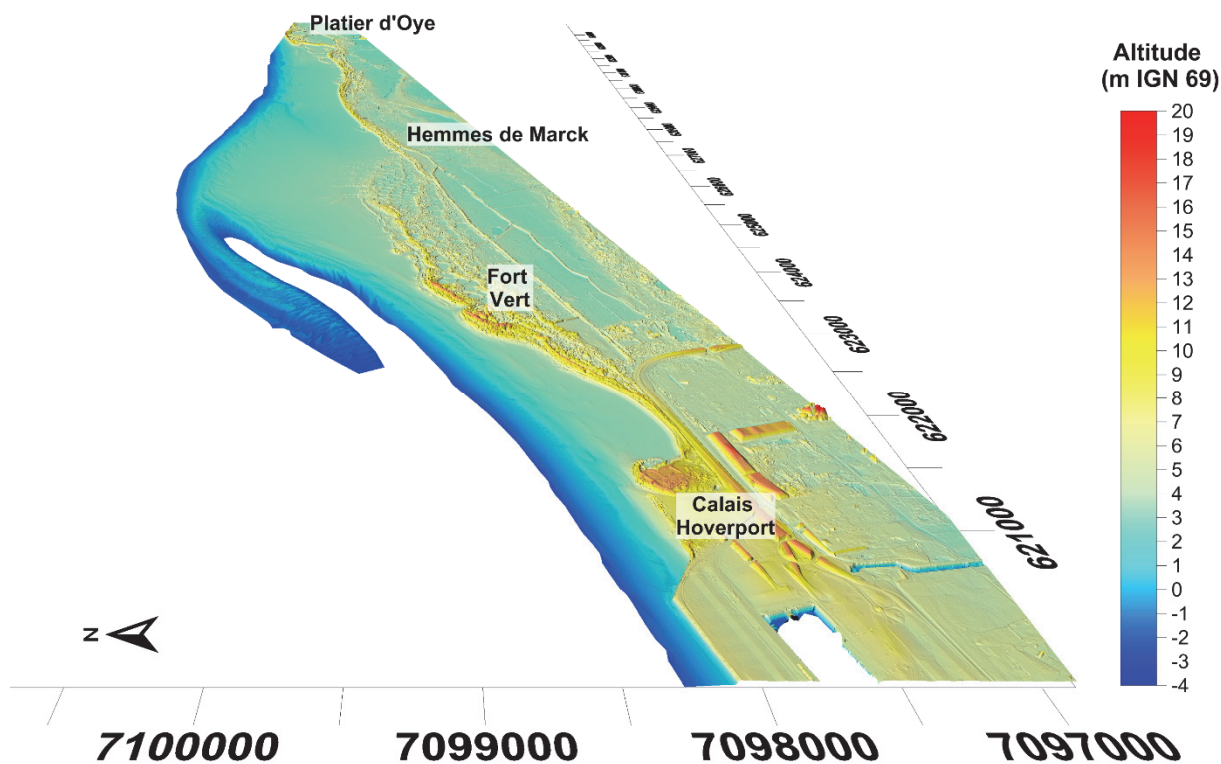


Fig. IV-204: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral allant de Calais au Platier d'Oye.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Haut de plage

Nous avons vu dans le chapitre précédant traitant de l'évolution du trait de côte du littoral de la Côte d'Opale que ce site allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck présente une morphologie singulière. En effet, une large plate-forme sablo-vaseuse s'étend sur près de 1 km de large face au cordon dunaire du Fort Vert et des Hemmes de Marck (**Fig. IV-204**), du fait de l'accolement à la côte d'un banc subtidal (**Héquette et Aernouts, 2010**). En termes de largeur, le haut de plage s'étend jusqu'à plus de 800 m au niveau de la plate-forme sablo-vaseuse, alors qu'il ne s'étend que sur environ 90 m face aux dunes du Fort-Vert, ce qui reste largement supérieur aux largeurs de haut de plage rencontrées sur les autres sites du littoral de la région. Entre mai 2008 et mars 2011, le haut de plage présente très peu de variations morphologiques sur quasiment l'ensemble de ce site d'étude (**Fig. IV-206**). Par contre, au plus près du cordon dunaire bordier, le haut de plage présente des variations d'altitudes positives, particulièrement au niveau du Fort Vert (**Fig. IV-206**). Ces variations positives pouvant dépasser 1,5 m montrent, de par leur forme, l'engraissement sédimentaire des dunes en îlots (nebkhas) et embryonnaires décrites dans le chapitre précédant. A l'extrémité est du site, on observe également des évolutions positives en forme de croissant, traduisant l'accroissement d'une dune isolée qui ferme une anse appelée « anse de l'abri côtier » où sédimentent des particules fines. Malgré sa grande superficie initiale, le haut de plage présente un bilan sédimentaire positif de **+56 302 m³** (**Tab. IV-34**), soit **+0,24 m³/m²**, ce qui traduit une accumulation sédimentaire significative.

▪ Dunes côtières

Le cordon dunaire bordier présente également des évolutions altitudinales positives, sur l'ensemble de son linéaire mais plus particulièrement au niveau du Fort Vert. En effet, à l'instar du haut de plage, ce secteur a vu des accroissements assez conséquents, pouvant dépasser +1,5 m. Cela se traduit par un gain sédimentaire de **+124 870 m³** en un peu moins de trois années, soit **+0,40 m³/m²** (**Tab. IV-34**) si l'on rapporte ce volume à la superficie dunaire initiale. Avec une moyenne de **+0,24 m³/m²** (**+53 302 m³**), l'accrétion sédimentaire est moins importante pour le cordon dunaire faisant face aux Hemmes de Marck. Au total, l'ensemble du cordon dunaire s'étendant de l'Hoverport jusqu'au Platier a enregistré un gain en sédiments de **+181 172 m³**, soit **+0,33 m³/m²** (**Tab. IV-34**).

▪ Estran moyen

L'estran associé aux dunes du Fort Vert présente des variations altitudinales négatives de l'ordre de -0,5 m à -1m. Plus au centre du site, la plage associée à la plate-forme sablo-vaseuse présente de faibles évolutions positives, inférieures à +1 m. En se déplaçant vers l'est, le bord externe de la plate-forme, vers la mer, présente une

alternance de variations positives puis négatives correspondant au système barre-bâches. Sur cette plate-forme et contrairement au reste du littoral régional, le système barre-bâche est oblique par rapport au trait de côte (**Aubry, 2010**). Une importante migration sédimentaire oblique apparaît face aux Hemmes de Marck, indiquant la migration d'un chenal de vidange de la plate-forme (**Fig. IV-206**). A la suite du débouché de ce chenal vers la mer, vers l'est, le système barre-bâche redevient parallèle à la côte. Le budget sédimentaire de l'ensemble de la plage que nous venons de décrire est de +746 613 m³ (+0,08 m³/m²) (**Tab. IV-34**), ce qui est traduit une stabilité au vue de la marge d'erreur mais suggère tout de même que l'estran a connu une légère accrétion durant cette période.

L'ensemble du système plage-dune totalise un gain sédimentaire de +1 399 307 m³ (**Tab. IV-34**), soit +0,11 m³/m², ce qui est légèrement inférieur à la marge d'erreur de +/- 0,15 m³/m² mais suffisant pour permettre d'affirmer que l'ensemble du site connaît un engraissement sédimentaire entre mai 2008 et mars 2011.

	Bilan sédimentaire (m3)			Evolution/m ²		
	2008-2011	2011-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2014	2008-2014
dunes Fort Vert	+124 870	+81 129	+198 665	+0,40	+0,25	+0,64
dunes Hemmes	+56 302	+9 523	+61 468	+0,24	+0,04	+0,26
total dunes	+181 172	+90 651	+260 133	+0,33	+0,15	+0,48
haut de plage	+471 522	-35 103	+497 862	+0,12	-0,01	+0,13
plage	+746 613	-215 615	+919 396	+0,08	-0,03	+0,10
total	+1 399 307	-160 066	+1 677 392	+0,11	-0,01	+0,12

Tab. IV-34 : Bilans sédimentaires du littoral allant de Calais au Platier d'Oye. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

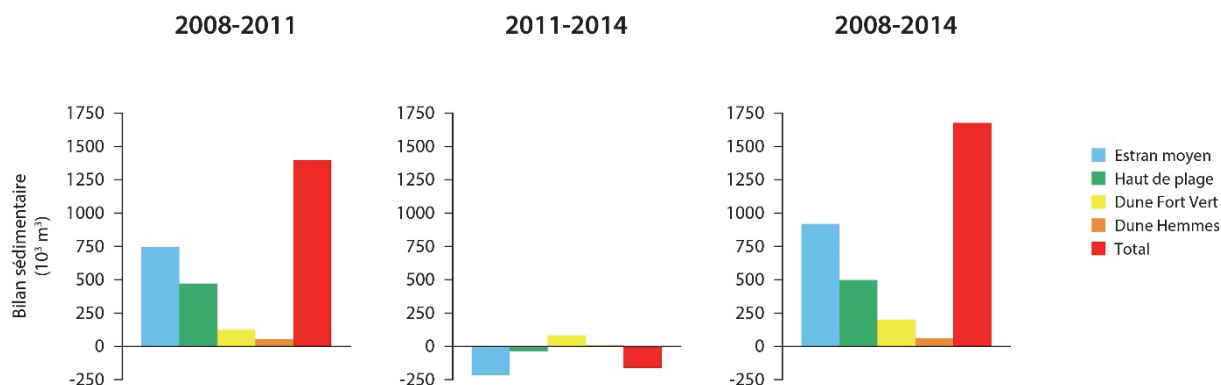


Fig. IV-205: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires du littoral allant de Calais au Platier d'Oye.

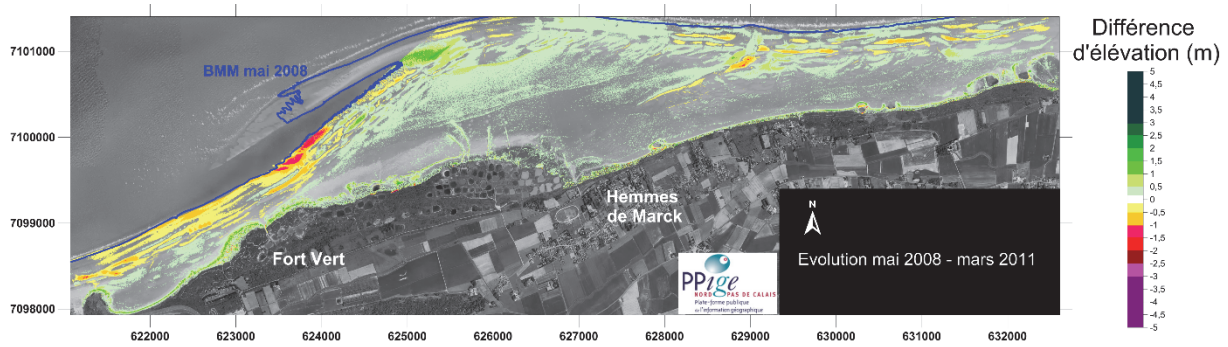


Fig. IV-206 : Variations d'altitude du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à janvier 2014

▪ Dunes côtières

Pour la période temporelle de mars 2011 à janvier 2014, le cordon dunaire bordier présente à nouveau un bilan sédimentaire positif mais cette fois beaucoup plus faible : **+90 651 m³**, soit **+0,15 m³/m²** (**Tab. IV-34**), ce qui est supérieur à la marge d'erreur de la période d'étude considérée ($\pm 0,1 \text{ m}^3/\text{m}^2$). Cette légère accumulation sédimentaire se situe essentiellement au niveau du Fort Vert, qui voit son cordon dunaire croître à nouveau de plus de 1 m d'altitude par endroits et gagner **+81 129 m³** de sédiments (**+0,25 m³/m²**) (**Tab. IV-34**), et ce malgré quelques zones ponctuelles montrant à contrario de fortes variations négatives, jusqu'à -2 m, témoignant cette fois-ci de l'érosion de dunes face aux hauts niveaux d'eau (**Fig. IV-207**). Au niveau des Hemmes de Marck, les dommages sur le cordon dunaire suites aux tempêtes de l'hiver 2013 sont plus conséquents. En effet, des différentiels d'altitudes négatifs atteignant les -1,5 m sont observés de manière continue sur une portion de 2 km du linéaire dunaire. Malgré tout, le bilan sédimentaire reste stable durant cette période, avec un gain non significatifs en sédiments de **+9 523 m³** (**+0,04 m³/m²**) (**Tab. IV-34**).

▪ Haut de plage

Dans cette zone des Hemmes de Marck, le matériel sédimentaire issu de l'érosion de la dune s'est déposé à proximité immédiate, sur le haut de plage, induisant une élévation d'altitude uniforme d'une trentaine de centimètres. De manière plus globale, le haut de plage présente très peu de variations significatives de son altitude au niveau des Hemmes de Marck et de la plate-forme. Par contre, à l'ouest du site, le haut de plage moins large du Fort Vert présente des variations plus significatives de sa morphologie. Au plus près du cordon dunaire, de l'accumulation sédimentaire est toujours observée, témoignant de l'accroissement de certaines dunes en îlots et embryonnaires. De mars 2011 à janvier, le haut de plage a vu une perte très faible en sédiments de **-35 103 m³** (**-0,01 m³/m²**) (**Tab. IV-34**), produite par un sapement dû aux différents hauts niveaux d'eau de novembre et décembre 2013 ayant affecté le littoral de la Côte d'Opale.

▪ Estran moyen

L'estran moyen présente les mêmes variations morphologiques que pour la période d'étude précédente. La partie ouest du site, face au Fort Vert, voit un abaissement généralisée de la plage compris entre -0,2 et -1m d'altitude. La plage la plus large, sur la plate-forme, voit un rééquilibrage entre les zones en accrétion et celles en érosion, le système barre-bâche est plus marqué que pendant la période temporelle 2008-2011. Sur la plate-forme, bien que légère (inférieure à +1 m), l'accrétion semble prédominer. Plus à l'est, face aux Hemmes de Marck, on observe de nouveau une migration vers l'est du chenal de vidange de la plate-forme ainsi que la dynamique des barres sableuses du système barre-bâche. L'ensemble de l'estran moyen a vu une perte sédimentaire non significative de **-215 615 m³** (-0,03 m³/m²) (**Tab. IV-34**), principalement causée par une forte érosion sur la partie occidentale du site, face aux dunes du Fort Vert.

Cela se traduit par un bilan sédimentaire de l'ensemble du système plage-dune à l'équilibre, avec une perte non significative de -160 066 m³ (-0,01 m³/m²) (**Tab. IV-34**).

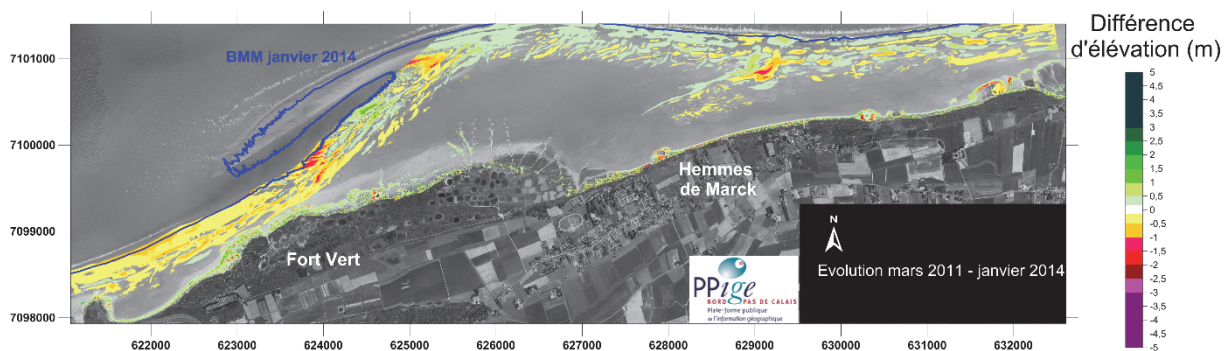


Fig. IV-207 : Variations d'altitude du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mars 2011 et janvier 2014.

3. Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan

▪ Dunes côtières

Le bilan de l'évolution sédimentaire du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck pour la période temporelle allant de mai 2008 à janvier 2014 montre une forte accumulation sédimentaire du cordon dunaire bordier, , qui se traduit par un bilan sédimentaire positif très conséquent de **+260 133 m³**, soit +0,48 m³/m². (**Tab. IV-34**). Cette forte accumulation sédimentaire est essentiellement localisée dans le secteur du Fort Vert (**Fig. IV-208**), avec un taux d'accrétion moyen de +0,64 m³/m² correspondant à un gain de **+198 665 m³**. Cette évolution volumique conforte les fortes avancées du trait de côte de ce secteur décrites dans le chapitre précédant. Avec un gain de **+61 468 m³** (+0,26 m³/m²) (**Tab. IV-34**), l'accrétion mesurée pour le cordon dunaire des Hemmes de Marck est plus modeste.

▪ Haut de plage

Bien que stable sur la majeure partie de sa superficie, le haut de plage a également connu un gain sédimentaire de **+497 862 m³** (**Tab. IV-34**), soit **+0,13 m³/m²** si l'on rapporte cette évolution sédimentaire à la superficie initiale du haut de plage en mai 2008, ce qui est légèrement inférieur à la marge d'erreur mais suggère un engraissement sédimentaire. Une fois encore, le secteur du Fort Vert est le plus concerné par cet apport sédimentaire, avec le développement et l'accroissement de dunes en îlots isolés et de dunes embryonnaires qui ont tout de même subi quelques dommages à la suite de l'hiver 2013 (**Fig. IV-208**).

▪ Estran moyen

Cet afflux sédimentaire semble directement provenir de l'estran, car celui-ci présente un abaissement généralisé de son altitude face aux dunes du Fort Vert, pouvant dépasser -1 m par endroits (**Fig. IV-208**). A l'arrière de cette portion d'estran, en direction du nord, une meilleure emprise commune entre les levés LiDAR de mai 2008 et janvier 2014 permet de constater une forte accumulation sédimentaire sur le banc accolé à la côte. Les hausses d'altitude entre ces deux dates peuvent dépasser 1,5 m. Plus à l'est, la plate-forme est caractérisée par une légère accrétion, mais la dynamique morphologique est surtout marquée par la migration des barres sableuses intertidales. Au total, le compartiment sédimentaire correspondant à l'estran moyen a gagné **+919 396 m³** (**+0,1 m³/m²**) de sédiments (**Tab. IV-34**), ce qui légèrement inférieur à la marge d'erreur (**+/- 0,15 m³/m²**) mais comme pour le haut de plage, ce bilan suggère un léger engraissement sédimentaire.

L'ensemble du système estran-dune totalise également un bilan sédimentaire légèrement en deçà de la marge d'erreur, avec un gain sédimentaire de **+1 677 392 m³** (**+0,13 m³/m²**) (**Tab. IV-34**) qui montre que cette portion du littoral de la Côte d'Opale continue de connaître une tendance à l'engraissement sédimentaire, tendance observée depuis plus de cinquante ans sur ce site.

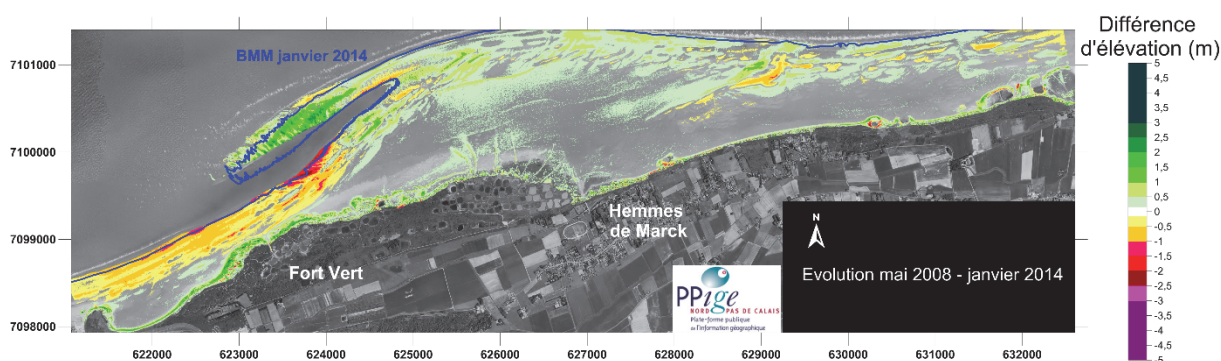


Fig. IV-208 : Variations d'altitude du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mai 2008 et janvier 2014.

VIII. Littoral du Platier d'Oye

Située à l'est de la plate-forme supratidale des Hemmes de Marck, le Platier d'Oye présente également un littoral à la morphologie singulière. En effet, comme nous l'avons vu dans le précédent chapitre traitant de l'évolution du trait de côte, ce site présente deux flèches sableuses qui s'étendent latéralement à ses extrémités ouest et est (**Fig. IV-209**). La création et la progression de ces deux flèches a eu pour effet de créer deux anses à l'ouest et à l'est du site qui ne sont envahies par la mer qu'aux marées de vives eaux de fort coefficient. A l'ouest, l'anse dite de « l'abri côtier » a vu le développement de barres sableuses incurvées avec cordon dunaire dans le prolongement de la flèche. A l'est du site, l'anse est constituée d'un schorre parsemé nombreuses mares de chasse.

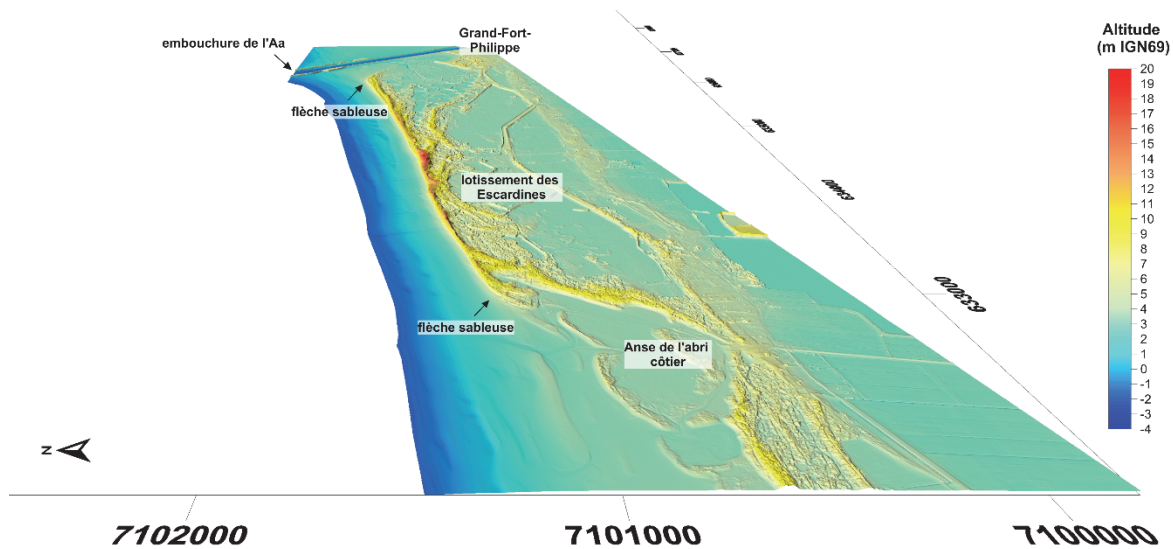


Fig. IV-209: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du Platier d'Oye.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

La cartographie différentielle des altitudes entre mai 2008 et mars 2011 (**Fig. IV-210**) montre que l'ensemble du cordon dunaire bordier a vu son altitude s'élever. Des valeurs de progression altitudinale supérieures à 1,5 m sont observées au niveau du pied de dune, suggérant une reconstitution de celui-ci par rapport à des événements érosifs passés. Les valeurs maximales sont observées au niveau des deux flèches sableuses, particulièrement à l'est du site, ce qui montre la poursuite de leur développement. Sans surprise, le bilan sédimentaire du cordon dunaire est largement positif pour cette période d'étude courant de mai 2008 à mars 2011, avec un gain de **+93 162 m³** de sédiments, soit **+0,39 m³/m²** (**Tab. IV-35**).

▪ Haut de plage

Le haut de plage présente la même tendance à l'accrétion sédimentaire, des valeurs différentielles d'altitude positives inférieures à +1m sont observées sur la quasi-totalité de sa surface. Seules les anses à sédimentation plutôt fine restent assez stables, à l'exception des barres sableuses barrant l'anse de l'abri côtier qui voient leur altitude s'élever jusqu'à +1 m. Le bilan sédimentaire du haut de plage est également positif, à savoir **+80 374 m³** (+0,20 m³/m²) (**Tab. IV-35**).

▪ **Estran moyen**

Les variations altitudinales observées au niveau de la plage reflètent la dynamique des barres intertidales. Cette dynamique est plus marquée à l'est du site où la plage est plus large du fait du blocage par les jetées de l'Aa de la dérive littorale orientée vers l'est. L'érosion semble tout de même prédominer, ce qui est confirmé par un bilan sédimentaire négatif de -27 481 m³ (-0,02 m³/m²). Au vu de la marge d'erreur, le très faible taux moyen d'érosion traduit plutôt une stabilité sédimentaire pour l'estran durant cette période d'étude.

L'ensemble du système plage-dune présente un bilan sédimentaire de +146 055 m³ (+0,08 m³/m²) (**Tab. IV-35**), inférieur à la marge d'erreur. La faible perte sédimentaire mesurée sur l'estran semble suggérer un transfert sédimentaire orienté du bas de plage vers le haut de plage durant cette période d'étude.

	Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
	2008-2011	2011-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2014	2008-2014
dune	+93 162	+36 678	+127 382	+0,39	+0,14	+0,53
haut de plage	+80 374	+4 292	+89 497	+0,20	+0,01	+0,22
Estran moyen	-27 481	-65 113	-98 392	-0,02	-0,05	-0,08
total	+146 055	-24 143	+118 487	+0,08	-0,01	+0,06

Tab. IV-35: bilans sédimentaires du Platier d'Oye. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

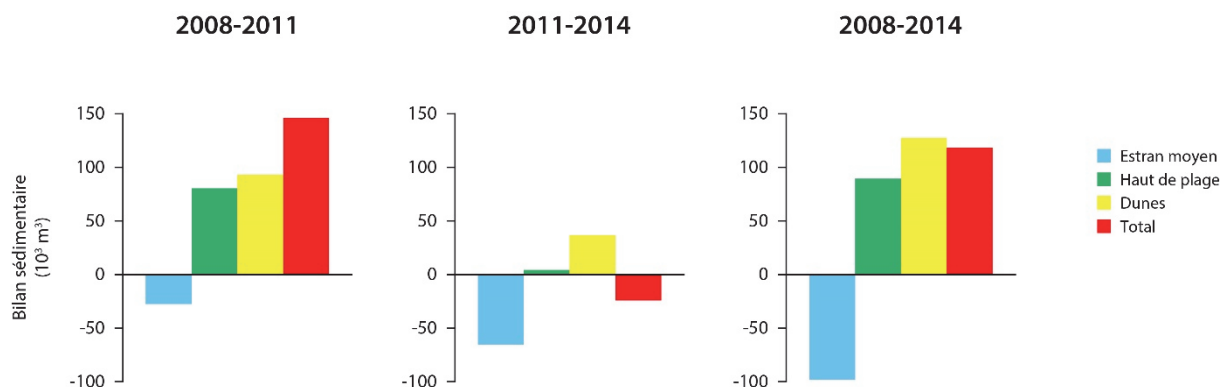


Fig. IV-210: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires du Platier d'Oye.

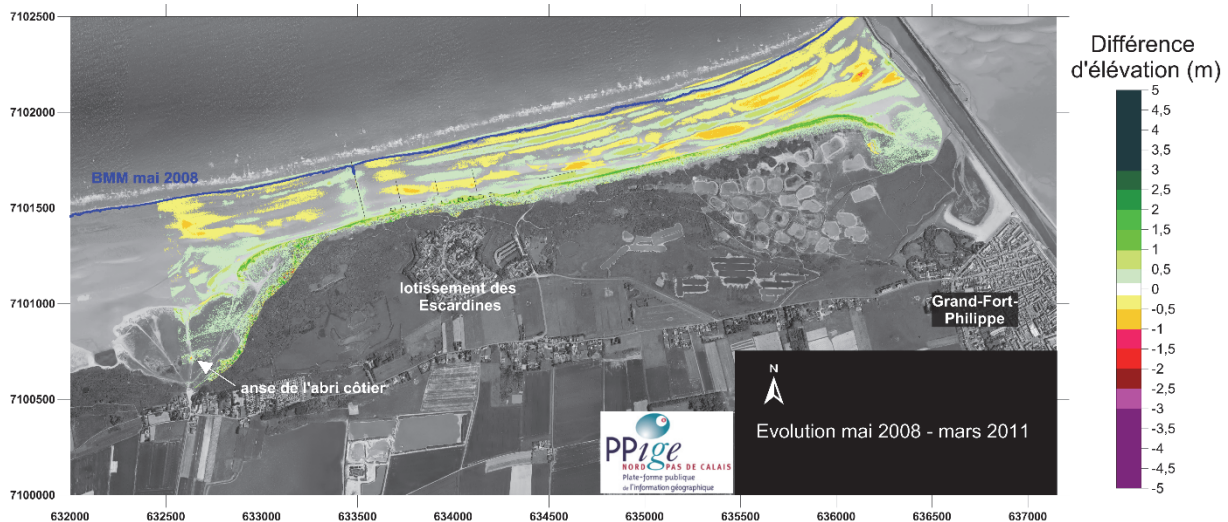


Fig. IV-211: Variations d'altitude du littoral du Platier d'Oye entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à janvier 2014

▪ Dunes côtières

La cartographie différentielle altitudinale entre mars 2011 et janvier 2014 (**Fig. IV-212**) montre une baisse d'élévation de l'ordre de -0,5 m sur la quasi-totalité du front dunaire. Cette baisse d'élévation correspond au sapement du pied de dune par plusieurs hauts niveaux d'eau supérieurs à la période de retour décennale survenus au mois de novembre et décembre 2013. Le cordon dunaire bordier présente trois zones particulièrement touchées par cette érosion, avec des valeurs d'évolution altitudinale négatives pouvant dépasser les -2 m, ce qui correspond à un recul du front dunaire. La première zone d'érosion s'étend sur environ 300 m à l'ouest du site, à proximité de la flèche sableuse où les sédiments continuent de s'accumuler sur sa partie distale. La seconde zone, d'environ 600 m de longueur, est située au droit du lotissement des Escardines. Nous avons dans le chapitre III que cette portion du cordon dunaire du Platier d'Oye connaît un problème d'érosion depuis la seconde moitié du XXème siècle. La troisième et dernière zone de forte érosion se situe 800 m plus à l'est. Il est à noter que l'espace dunaire séparant ces deux zones à forte érosion fait face au brise-lame en pieux de bois, ce qui suggère que cet aménagement s'est révélé plutôt efficace pour contrer l'action érosive des hauts niveaux d'eau sur le pied de dune. A l'extrémité est du site, la flèche sableuse continue également d'accumuler des sédiments, avec des élévations pouvant dépasser +1m par endroits. Cette accumulation sédimentaire au niveau des deux flèches a pour effet de masquer l'érosion de la quasi-totalité du linéaire dunaire en termes de bilan sédimentaire. En effet, pour cette période d'étude s'étendant de mars 2011 à janvier 2014, la dune présente à nouveau un gain significatif en sédiments de **+36 678 m³** (+0,14 m³/m²) (**Tab. IV-35**).

▪ Haut de plage

Entre mars 2011 et janvier 2014, le haut de plage est plutôt caractérisé par un léger rehaussement altitudinal sur l'ensemble de sa superficie, hormis dans le secteur central face au lotissement des Escardines, où de l'érosion est constatée au niveau des casiers en pieux de bois. En lien avec l'érosion constatée sur le front dunaire, les mesures confirment que cette zone du Platier d'Oye est la plus impactée par les phénomènes érosifs. Du côté de l'anse de l'abri côtier, les barres sableuses fermant l'anse ont subi une légère érosion sur leur face maritime mais ont continué de s'accroître verticalement. Une nouvelle barre sableuse s'est développée au droit de l'anse de l'abri côtier, dans le prolongement direct de la flèche sableuse. Au total, le haut de plage a enregistré un gain superficiel de **+4 292 m³** sur l'ensemble de sa superficie, soit **+0,01 m³/m²** (**Tab. IV-35**).

▪ Estran moyen

L'évolution de la plage est à nouveau caractérisée par la dynamique des barres sableuses intertidales durant cette période d'étude et par une perte sédimentaire non significative de **-65 113 m³** (-0,05 m³/m²).

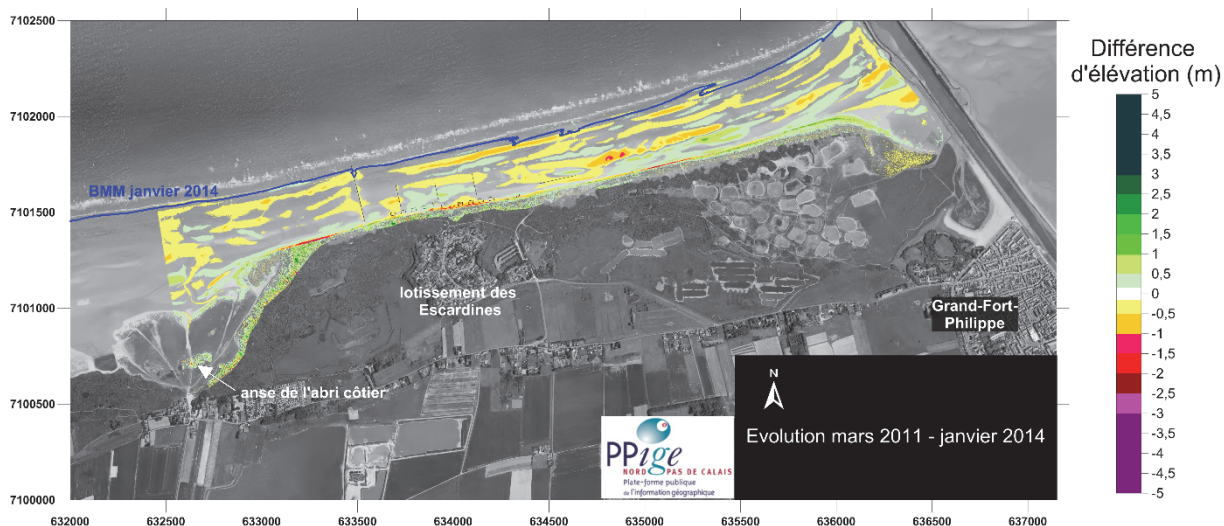


Fig. IV-212: Variations d'altitude du littoral du Platier d'Oye entre mars 2011 et janvier 2014.

3. Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan

Sur l'ensemble de la période d'étude, de mai 2008 à janvier 2014, la cellule sédimentaire correspondant au Platier d'Oye montre une stabilité sédimentaire, avec tout de même une très légère accumulation sédimentaire de **+118 487 m³** (+0,06 m³/m²) (**Tab. IV-35**). Alors que la plage voit son budget sédimentaire diminuer au fil du temps, avec une perte de **-98 392 m³** (-0,08 m³/m²), le haut de plage et le cordon dunaire bordier ont au contraire accumulé respectivement **+89 497 m³** (+0,22 m³/m²) et **+127 382 m³** (+0,53 m³/m²) (**Tab. IV-35**), ce qui laisse suggérer un transport sédimentaire de la plage vers le cordon dunaire. Pourtant, le fort taux d'accumulation sédimentaire du cordon dunaire masque le fait qu'elle se déroule de manière inégale sur le site du Platier d'Oye. En effet, l'essentiel du stockage sédimentaire a lieu aux extrémités ouest

et est du site, au sein des deux flèches sableuses (**Fig. IV-213**). Entre ces deux flèches, le cordon dunaire rectiligne protégeant le lotissement des Escardines connaît des problèmes d'érosion sur certaines portions de son front dunaire, avec des bilans sédimentaires négatifs sur la période temporelle courant de mai 2008 à janvier 2014.



Fig. IV-213: Variations d'altitude du littoral du Platier d'oye entre mai 2008 et janvier 2014.

4. Influence du stock sédimentaire du haut de plage sur l'évolution du trait de côte

La figure **IV-214** présente la relation entre l'évolution du trait de côte du cordon dunaire du Platier d'Oye de mai 2008 à janvier et le stock sédimentaire du haut de plage initial de mai 2008. Aucune relation nette n'est observée. Une grande majorité des points présente un volume initial du haut de plage compris entre 5 et 16 m³/m.l, pour lesquels on observe à la fois des avancées et des reculs du trait de côte. Au-delà de 16 m³, les évolutions de trait de côte et les volumes du haut de plage deviennent de plus en plus positives, ce qui indiquerait que cette valeur de 16 m³ fait office de seuil sédimentaire permettant au cordon dunaire de connaître une certaine stabilité voire une progradation de son linéaire.

La figure **IV-215** montre quant à elle la relation entre le volume et la largeur du haut de plage en mai 2008. La relation entre le volume et la largeur du haut de plage est très bonne ($r^2=0,95$). Selon l'équation de la droite de régression du graphique, le seuil sédimentaire de 16 m³ précédemment établi correspond à une largeur de haut de plage d'environ 24 m sur ce site du Platier d'Oye, cette largeur de haut de plage n'est atteinte qu'aux extrémités ouest et est du cordon dunaire bordier, correspondant aux flèches sableuses. Entre ces deux flèches, le linéaire du front dunaire peut donc évoluer de manière positive et négative selon les forçages météo-marins.

Cette différence morphologique entre ces deux secteurs du cordon dunaire du Platier d'Oye est illustrée par la figure **IV-216**. Le profil topographique de couleur noire correspond au cordon dunaire au niveau de la flèche sableuse orientale tandis que le profil de couleur jaune caractérise le cordon dunaire bordier dans le secteur central du Platier d'Oye, face au lotissement des Escardines. Les deux profils étant recalés par rapport au niveau des PMM, nous pouvons observer la différence de distance entre le pied de dune et les niveaux PHMA et PMM pour les deux différents profils. Ceci illustre parfaitement les différences évoquées précédemment, le profil topographique du secteur central montre une distance plus faible et une largeur de plage plus faible, ce qui le rend plus exposé aux hauts niveaux de tempêtes.

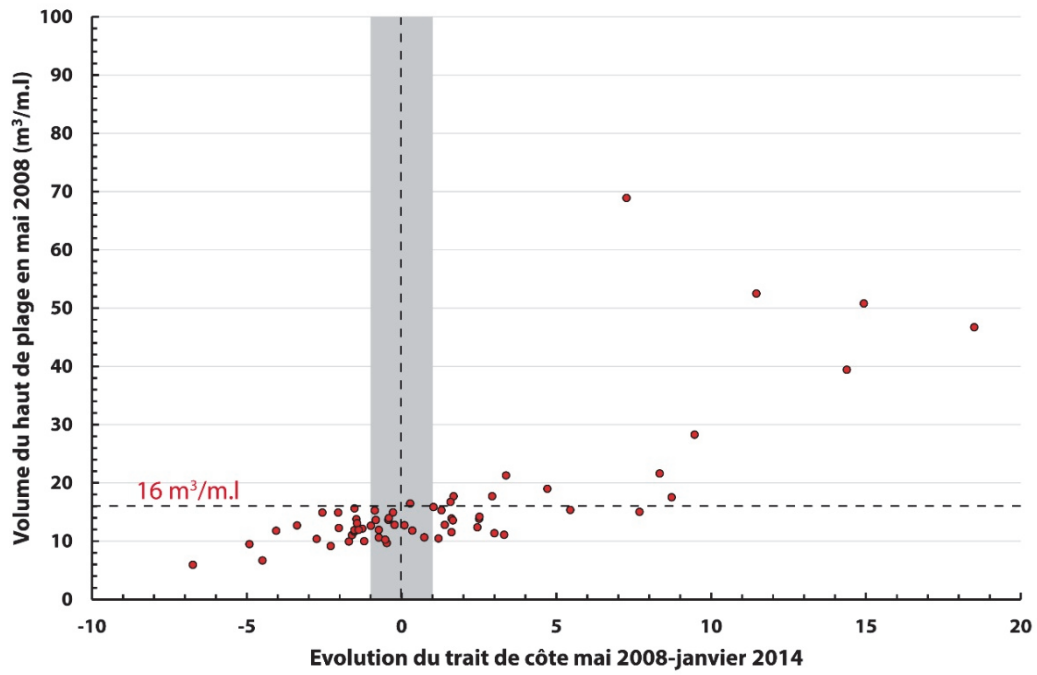


Fig. IV-214 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral du Platier d'Oye en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0,249 m IGN 69 pour les volumes.

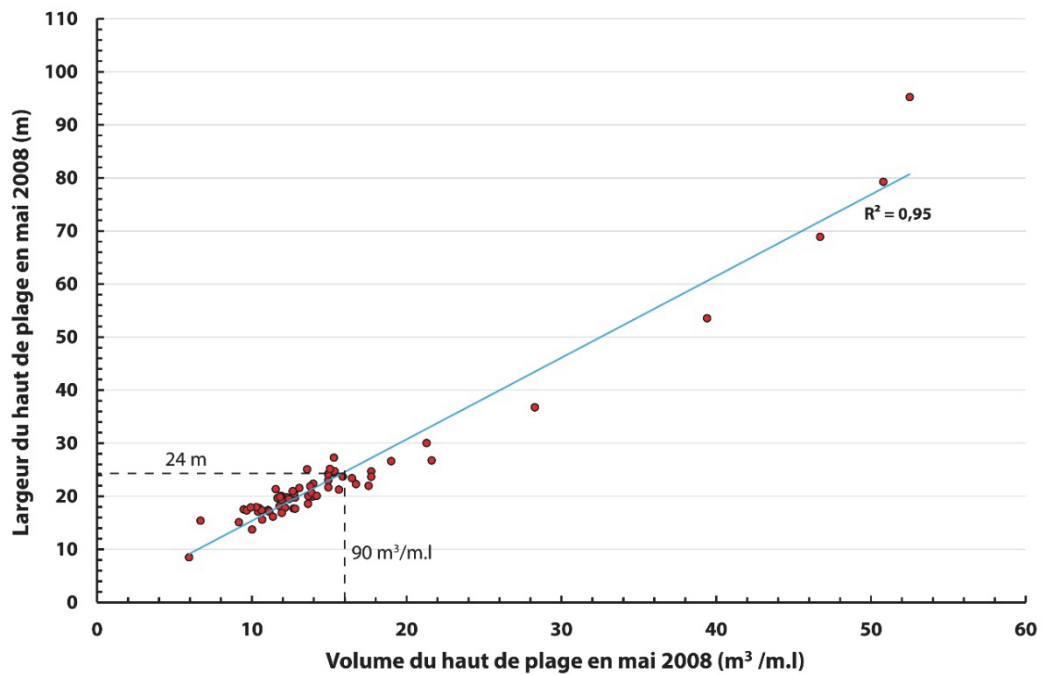


Fig. IV-215 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral du Platier d'Oye en mai 2008.

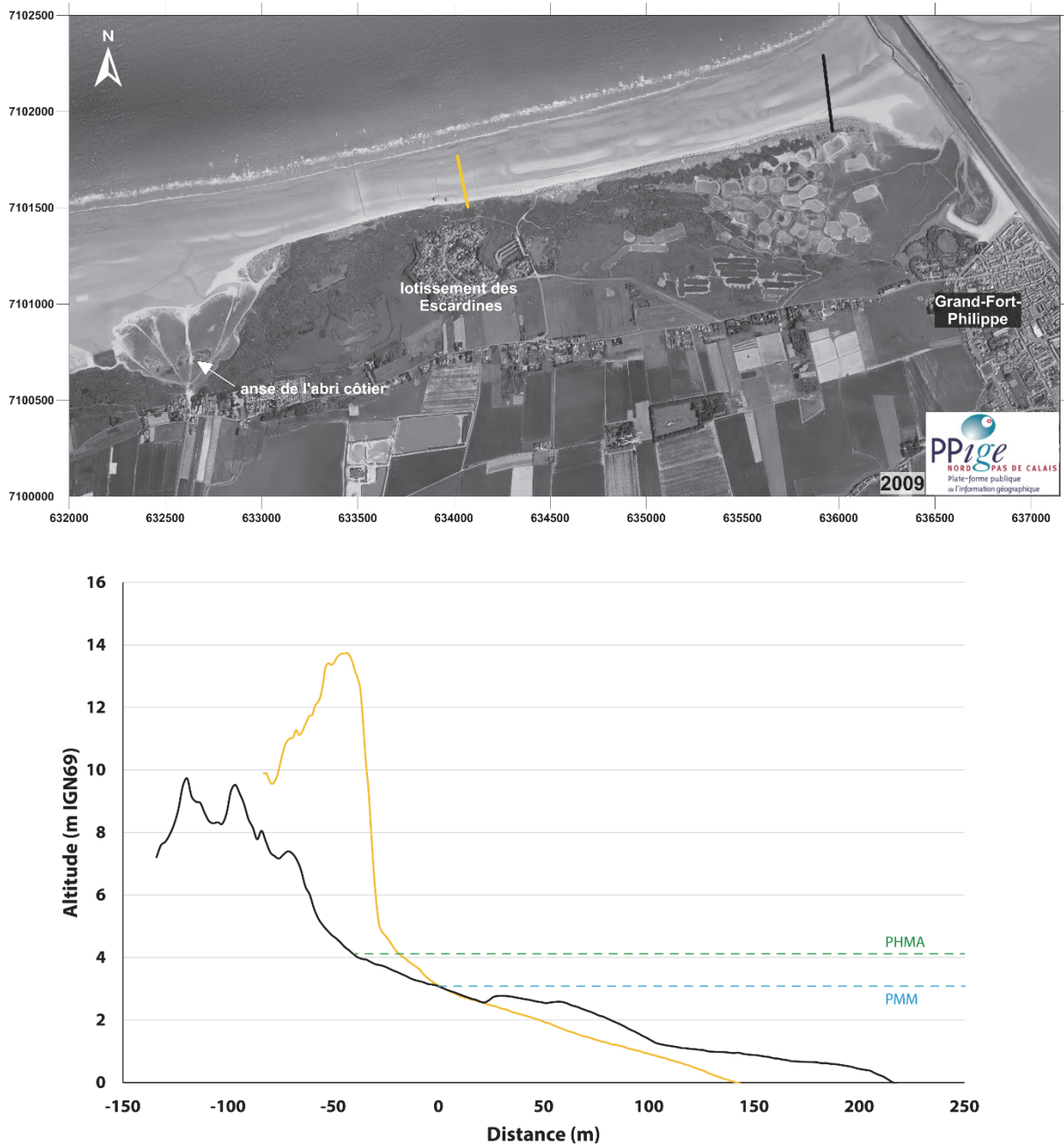


Fig. IV-216: Profils topographiques du massif dunaire du Platier d'Oye illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.

IX. Littoral allant de Dunkerque à la frontière franco-belge

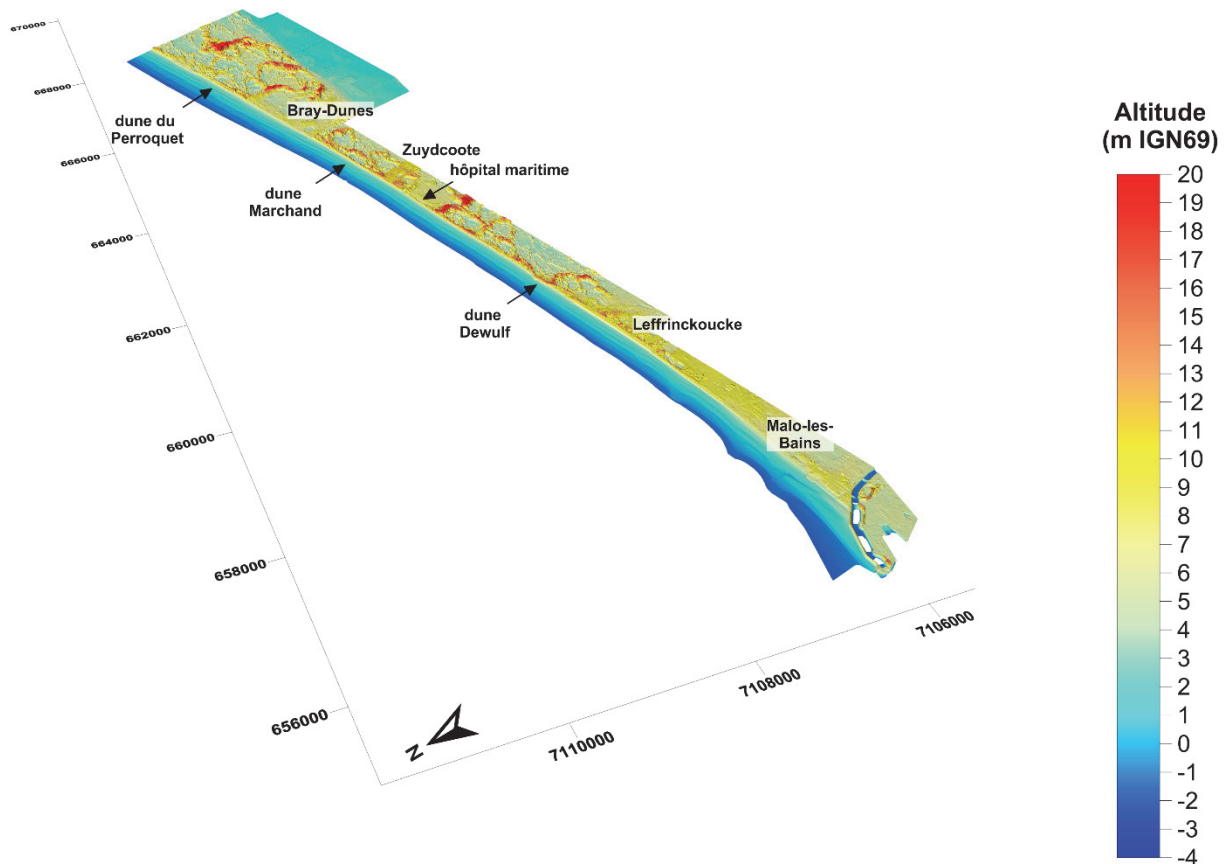


Fig. IV- 217 : Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral allant de Dunkerque à la frontière franco-belge.

1. Evolution de mai 2008 à mars 2011

▪ Dunes côtières

La cartographie différentielle entre mai 2008 et mars 2011 (Fig. IV-224) montre clairement une hausse de l'altitude sur l'ensemble du front dunaire des dunes Dewulf et Marchand. Cette hausse d'altitude continue se traduit par des bilans sédimentaires clairement positifs pour la période considérée. La dune Dewulf a gagné **+49 201 m³** de sédiments ($+0,40 \text{ m}^3/\text{m}^2$, Tab. IV-36), tandis que la dune Marchand en a capté **+32 700 m³** ($+0,47 \text{ m}^3/\text{m}^2$, Tab. IV-37). A l'instar des deux autres massifs précédemment décrits, l'ensemble du front dunaire à l'est de Bray-Dunes présente une forte accumulation sédimentaire, supérieure à 1 m en termes d'évolution d'altitude. Cependant, une zone localisée au sud-ouest de la dune présente de fortes différences d'altitudes négatives, jusqu'à -3 m (Fig. IV-225). La topographie de cette zone indique que cette érosion correspond à l'aggravation du creusement d'un siffle-vent dans la dune. Malgré cette érosion, le bilan sédimentaire du cordon dunaire bordier du Perroquet est

nettement positif, avec un gain en sédiments de $+40\,501\text{ m}^3$ ($+0,32\text{ m}^3/\text{m}^2$) (Tab. IV-38).

		Bilan sédimentaire (m^3)				Evolution m^3/m^2			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
dune Dewulf	dune	+49 201	+24 667	-36 505	+45 991	+0,40	+0,18	-0,27	+0,37
	haut de plage	+29 990	+7 636	-1 993	+26 011	+0,38	+0,10	-0,02	+0,33
	Estran moyen	+24 746	-58 514	+57 433	+25 315	+0,03	-0,07	+0,07	+0,03
	total	+103 936	-26 210	+18 935	+97 316	+0,10	-0,02	+0,02	+0,09

Tab. IV-36: bilans sédimentaires de la dune Dewulf. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

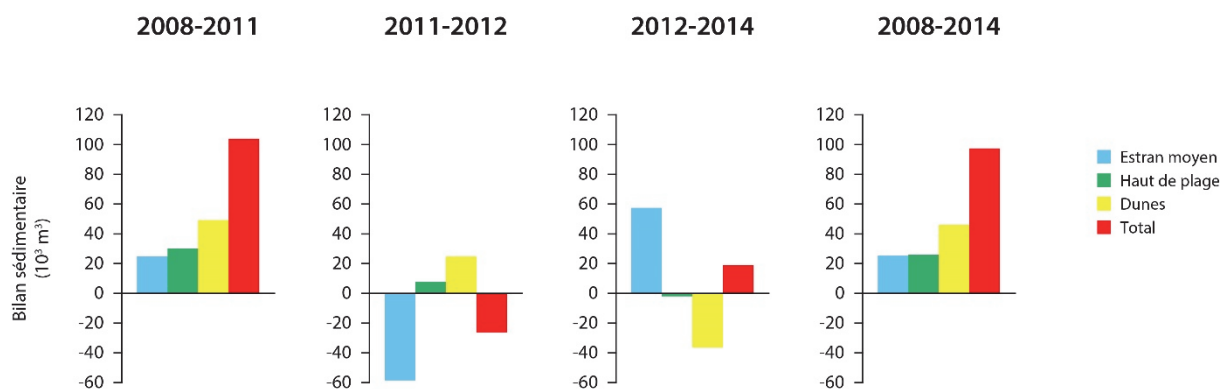


Fig. IV-218: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la dune Dewulf.

		Bilan sédimentaire (m^3)				Evolution m^3/m^2			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
dune Marchand	dune	+32 700	+17 089	-15 704	+39 606	+0,47	+0,22	-0,20	+0,58
	haut de plage	+21 625	+6 975	-5 606	+17 564	+0,36	+0,11	-0,09	+0,29
	estran moyen	+24 719	-39 143	+23 681	+8 726	+0,04	-0,07	+0,04	+0,02
	total	+79 044	-15 079	+2 371	+65 896	+0,11	-0,02	+0,00	+0,10

Tab. IV-37: bilans sédimentaires de la dune Marchand. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

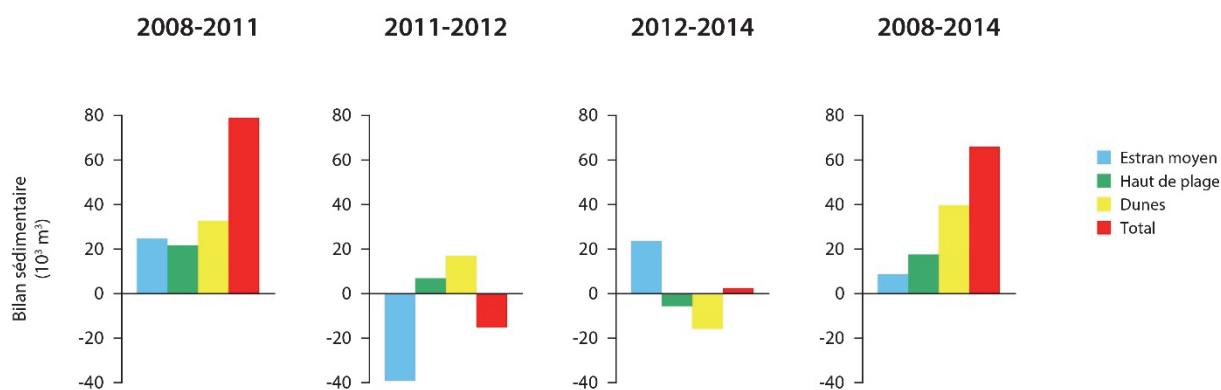


Fig. IV-219: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la dune Marchand.

		Bilan sédimentaire (m³)				Evolution m³/m²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
dune du Perroquet	dune	+40 501	+27 513	+4 019	+68 647	+0,32	+0,20	+0,03	+0,54
	haut de plage	+30 899	+7 635	+4 075	+45 722	+0,43	+0,09	+0,05	+0,63
	Estran moyen	+34 875	-32 152	+46 114	+48 793	+0,09	-0,06	+0,09	+0,09
	total	+106 274	+2 996	+54 208	+163 162	+0,18	+0,00	+0,07	+0,22

Tab. IV-38: bilans sédimentaires de la Dune du Perroquet. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

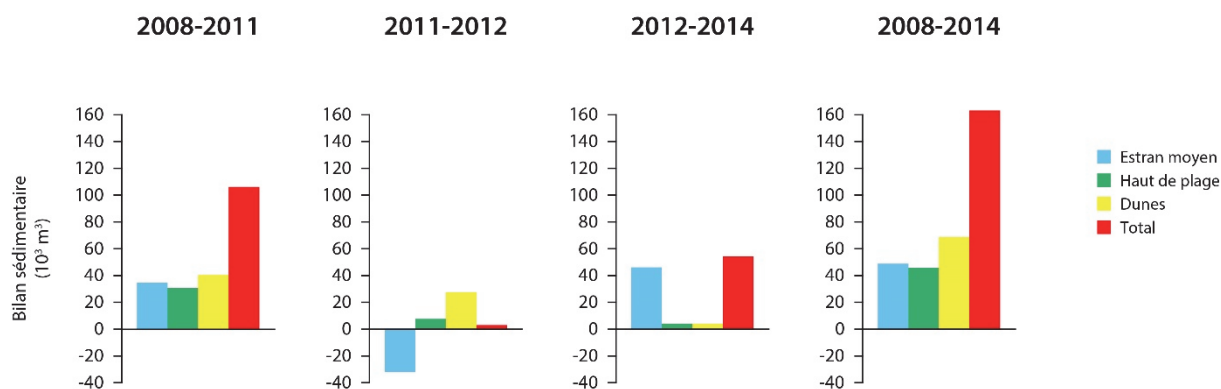


Fig. IV-220: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la dune du Perroquet.

▪ Haut de plage

A l'extrême ouest du site, le haut de plage associé au perré de Malo-les-Bains est caractérisé par une élévation quasi généralisée de sa surface, comprise entre +0,3 et +0,5 m. Ces hausses d'altitude peuvent dépasser les +1m au droit du perré, secteur où le haut de plage est plus large, atteignant une soixantaine de mètres. Cet engraissement sédimentaire plus vigoureux et cette largeur de haut de plage plus grande s'expliquent par des apports sédimentaires anthropiques. En effet, la municipalité de Dunkerque procède à des prélèvements de sable en bas de l'estran afin de créer un haut de plage

suffisamment large et plat pour accueillir les différentes activités estivales touristiques telles que des terrains de beach-volley, des jeux pour enfants ainsi que les traditionnelles cabines de plages installées pour l'été. Le bilan sédimentaire du haut de plage entre mai 2008 et mars 2011 est donc très élevé, avec un gain de **+40 379 m³** (+0,38 m³/m²) (**Tab. IV-39**).

		Bilan sédimentaire (m ³)			Evolution m ³ /m ²		
		2008-2011	2011-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2014	2008-2014
Malo-les-Bains	haut de plage	+40 379	-11 224	+24 720	+0,38	-0,06	+0,23
	Estran moyen	+165 377	+109 733	+459 614	+0,12	+0,08	+0,28
	total	+205 755	+98 508	+484 334	+0,14	+0,07	+0,28

Tab. IV-39: bilans sédimentaires de la plage de Malo-les-Bains. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

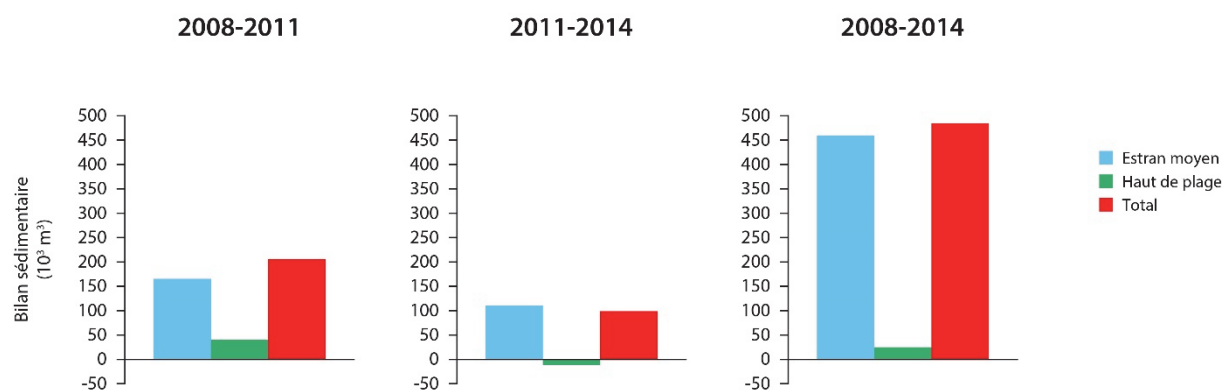


Fig. IV-221: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la plage de Malo-les-Bains.

En se déplaçant vers l'est, le haut de plage associé aux deux différentes dunes présente majoritairement une hausse d'altitude comprise entre +0,5 m et 1 m, et pouvant dépasser les 2 m dans un secteur très localisé de la partie ouest de la dune Dewulf, à proximité de la batterie de Zuydcoote (**Fig. IV-224**). Le haut de plage adossé à la dune Dewulf s'est engraisé de **+29 990 m³**, soit **+0,38 m³/m²** (**Tab. IV-36**), ce qui est pratiquement égal au taux d'accrétion mesuré pour le cordon dunaire. Le haut de plage associé à la dune Marchand a également connu un important gain en sédiments, de **+21 625 m³** (+0,37 m³/m², **Tab. IV-37**). En lien avec les accrétions constatées sur le front dunaire, le gain en sédiments des hauts de plages associées aux dunes Dewulf et Marchand montre clairement une tendance à l'engraissement de ce secteur, permettant une progradation du front dunaire.

Plus à l'est, le haut de plage montre uniquement des évolutions positives d'altitude, majoritairement comprises entre +0,15 m et +0,50 m avec des maxima ponctuels jusqu'à plus de +1m face au perré de Bray-Dunes et face au camping du Perroquet. Cela se traduit par une évolution positive conséquente de **+24 069 m³** (+0,39

m³/m², **Tab. IV-40**) au droit de Bray-Dunes et de **+30 899 m³** (+0,43 m³/m², **Tab. IV-38**) face à la dune du Perroquet.

		Bilan sédimentaire (m ³)				Evolution m ³ /m ²			
		2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
Bray-Dunes	haut de plage	+24 069	+2 114	-13 045	+13 573	+0,39	+0,03	-0,18	+0,22
	Estran moyen	+18 619	-26 450	+35 094	+26 940	+0,05	-0,07	+0,09	+0,07
	total	+42 688	-24 336	+22 049	40 513	+0,09	-0,05	+0,05	+0,09

Tab. IV-40: bilans sédimentaires de la plage de Bray-Dunes. Pour chaque période temporelle, le bilan sédimentaire est calculé en utilisant les délimitations des différents compartiments sédimentaires de l'année la plus ancienne.

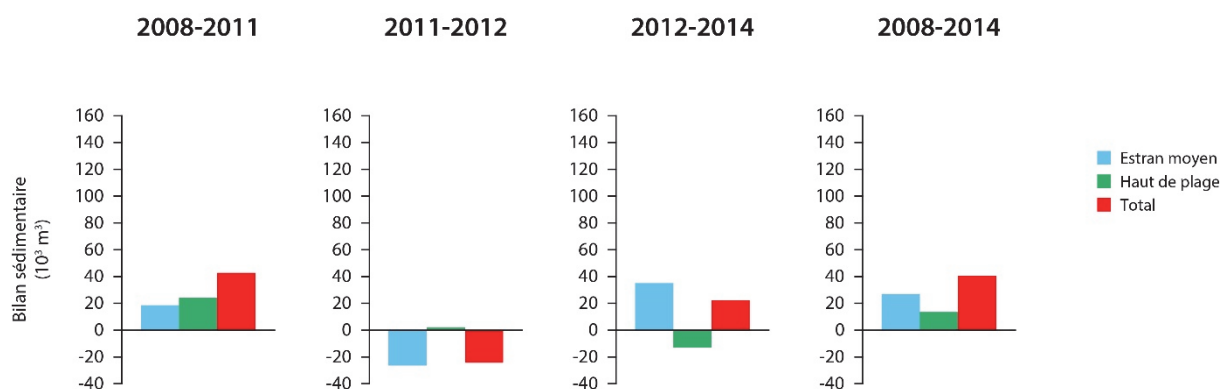


Fig. IV-222: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la plage de Bray-Dunes.

▪ Estran moyen

La cartographie différentielle des altitudes entre les mois de mai 2008 et mars 2011 montre une alternance d'érosion et d'engraissement au niveau de la plage de Malo-les-Bains, avec des valeurs comprises entre -1m et + 1m (**Fig. IV-223**), traduisant le mouvement des barres et bâches entre ces deux dates. L'estran gagne une quantité non significative de sédiments, **+165 377 m³** soit **+0,12 m³/m²** (**Tab. IV-39**), quantité qui suggère tout de même une accrétion sédimentaire.

En se déplaçant vers l'est, l'estran présente un bilan sédimentaire négatif de **+24 746 m³** (+0,03 m³/m²) face à la dune Dewulf (**Tab. IV-36**) et de **+24 719 m³** (+0,04 m³/m²) face à la dune Marchand (**Tab. IV-37**). Ces deux valeurs négatives étant inférieures à la marge d'erreur de +/- 0,15 m³/m², l'évolution sédimentaire de l'estran moyen associé à ces deux massifs dunaires entre mai 2008 et mars 2011 peut être considérée comme stable.

Plus au nord-est, l'évolution de l'altitude de la plage intertidale face à la station balnéaire de Bray-Dunes et face à la dune du Perroquet présente les mêmes variations morphologiques dues aux mouvements des barres et des bâches (**Fig. IV-225**). En termes de volumes sédimentaires, l'estran moyen de Bray-Dunes a gagné **+18 619 m³** (+0,05 m³/m²) (**Tab. IV-40**) tandis que la plage associée au massif dunaire du Perroquet a enregistré un gain de **+34 875 m³** (+0,09 m³/m²) (**Tab. IV-38**). Ces bilans sédimentaires

positifs étant compris dans la marge d'erreur, nous pouvons considérer que l'estran allant de Bray-Dunes à la frontière belge est également stable entre mai 2008 et mars 2011.

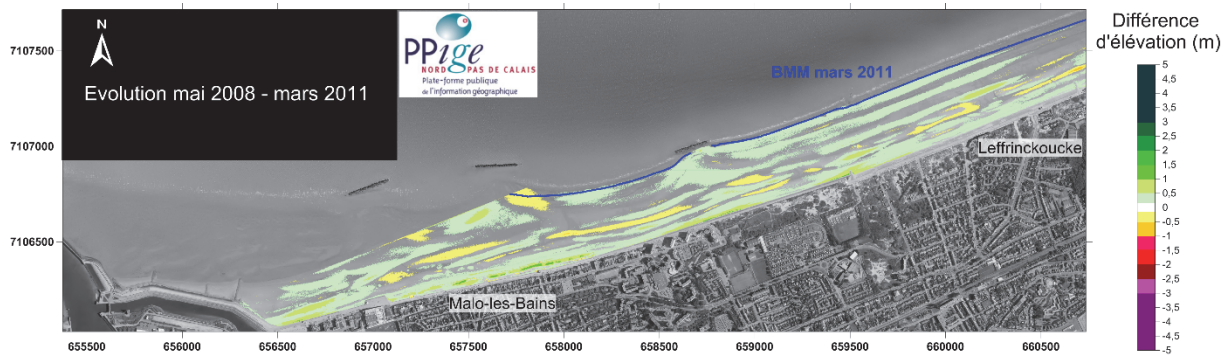


Fig. IV-223: Variations d'altitude du littoral allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke entre mai 2008 et mars 2011.

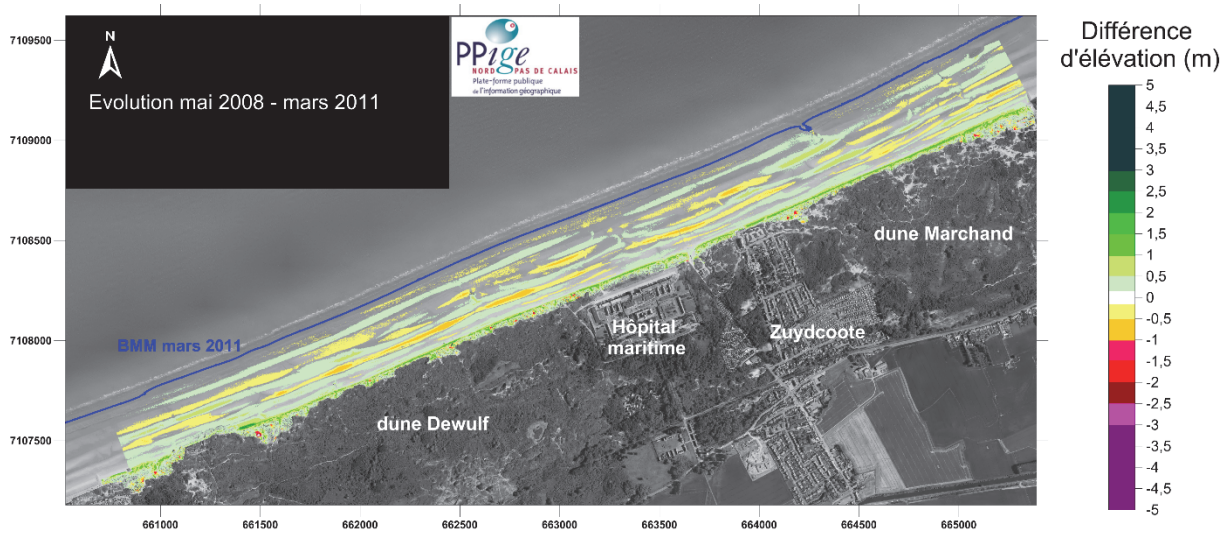


Fig. IV-224: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre mai 2008 et mars 2011.

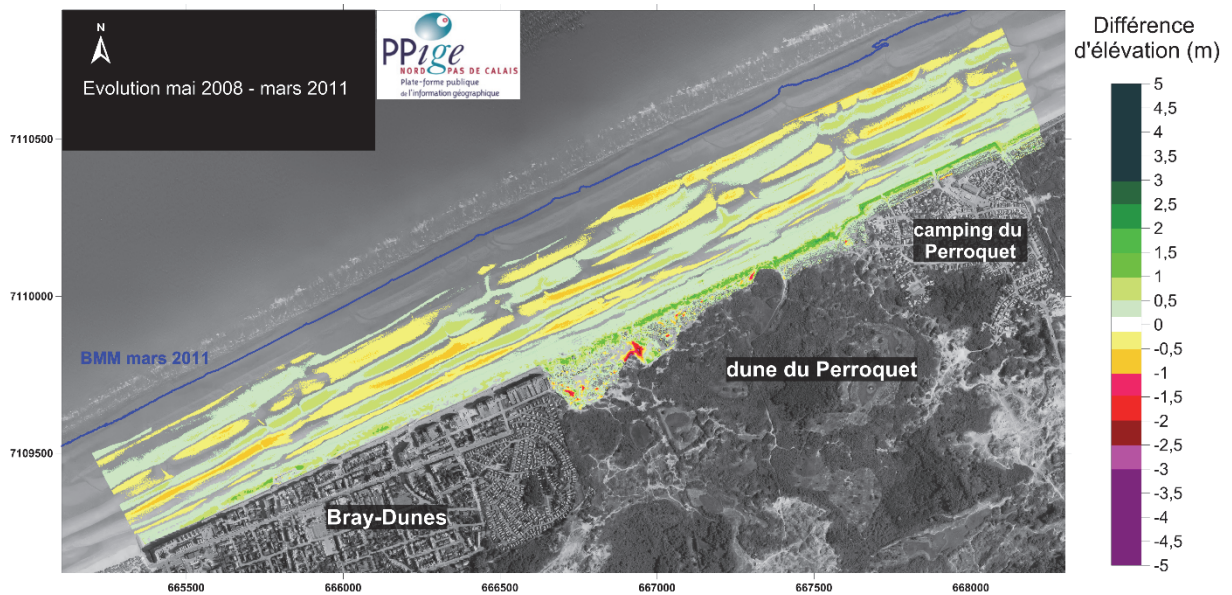


Fig. IV-225: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre mai 2008 et mars 2011.

2. Evolution de mars 2011 à novembre 2012

▪ Dunes côtières

De mars 2011 à novembre 2012, les cordons dunaires des dunes Dewulf et Marchand ont continué de connaître une accumulation de sédiments, la cartographie différentielle des altitudes entre ces deux dates montrant une élévation continue du front dunaire comprise entre +0,5 et +1m (**Fig. IV-226**). Le cordon bordier de la dune Dewulf a gagné **+24 667 m³** (+0,18 m³/m²) (**Tab. IV-36**) tandis que celui-ci de la dune Marchand en a gagné **+17 089 m³** (+0,22 m³/m²) (**Tab. IV-37**). A l'est de Bray-Dunes, le cordon dunaire bordier du Perroquet a de nouveau progradé vers le large, avec une accumulation sédimentaire de **+27 513 m³** (+0,2 m³/m²) (**Tab. IV-38**) au niveau des dunes embryonnaires (**Fig. IV-227**).

▪ Haut de plage

Le haut de plage associé à la dune Dewulf présente une légère hausse inférieure à +0,5 m dans la majorité des cas qui se traduit par un bilan sédimentaire légèrement significatif de **+7 636 m³** (+0,10 m³/m²) (**Tab. IV-36**).

Du côté de la dune Marchand, les variations morphologiques sont plutôt équilibrées, comprises entre -0,5 et +0,5m. Le bilan sédimentaire du haut de plage pour cette courte période temporelle suit la même tendance observée plus à l'ouest, avec un gain en sédiments de **+6 975 m³** (+0,11 m³/m²) (**Tab. IV-37**).

Durant cette courte période temporelle, le haut de plage associé au perré de Bray-Dunes a vu sa surface présenter une légère hausse d'altitude (**Fig. IV-227**). Le bilan sédimentaire résultant de cette évolution altitudinale est stable, avec un très léger gain de **+2 114 m³** (+0,03 m³/m²) (**Tab. IV-40**).

Face au cordon dunaire du Perroquet et en remontant en direction de la dune, le haut de plage présente une évolution morphologique positive faible mais uniforme sur l'ensemble du linéaire côtier jusqu'à la frontière belge (**Fig. IV-227**). Le gain en sédiments est plus conséquent que sur le haut de plage de Bray-Dunes, avec une accumulation de **+7 635 m³**, soit +0,09 m³/m² (**Tab. IV-38**).

▪ Estran moyen

Mis à part la dynamique des barres sableuses intertidales, l'estran associé aux dunes Dewulf et Marchand ne présente aucune variation morphologique particulière (**Fig. IV-226**). L'estran faisant face à la dune Dewulf voit une perte de sédiments non significative de **-58 514 m³** (-0,07 m³/m²) (**Tab. IV-36**) tandis que face à la dune Marchand, la perte en sédiments se chiffre à **-39 143 m³** (-0,07 m³/m²) (**Tab. IV-37**).

Ce taux d'érosion moyen similaire pour l'estran faisant face à des deux massifs dunaires semble suggérer un transfert sédimentaire orienté du bas de l'estran vers le haut de plage et le front dunaire.

Plus l'est, face à la station balnéaire de Bray-Dunes, la tendance érosive est de nouveau mesurée, l'estran enregistre un faible bilan sédimentaire négatif, certes non significatif, de **-26 450 m³** (-0,07 m³/m²) (**Tab. IV-40**). En direction de la frontière belge, face à la dune du Perroquet, l'évolution morphologique de l'estran est particulièrement bien marquée par la dynamique du système barres-bâches (**Fig. IV-227**). Cette dynamique voit l'estran perdre également un volume de **-32 152 m³** de sédiments (-0,06 m³/m²) (**Tab. IV-38**).

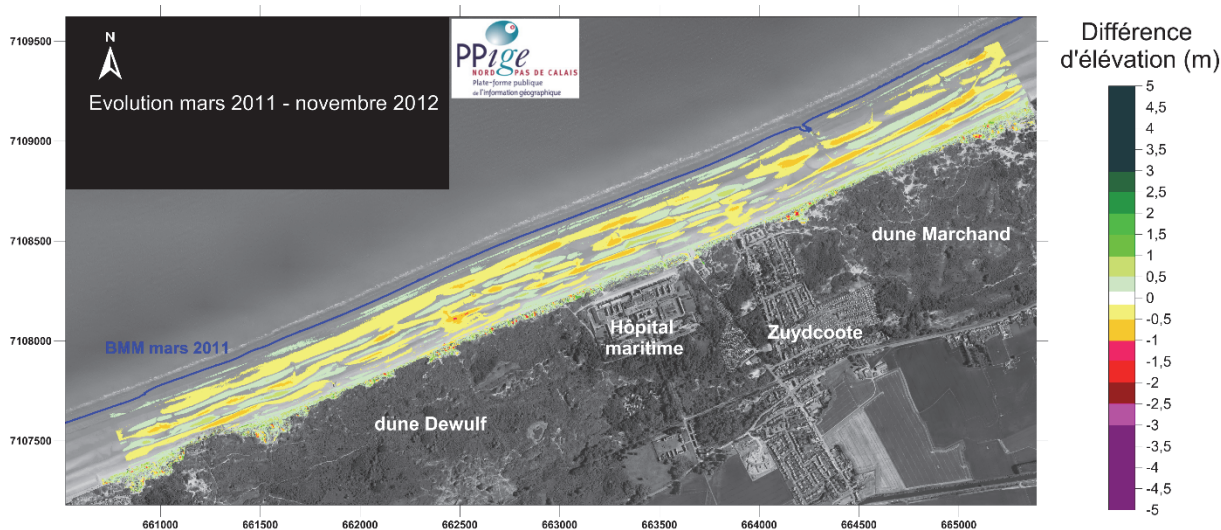


Fig. IV-226: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre mars 2011 et novembre 2012.

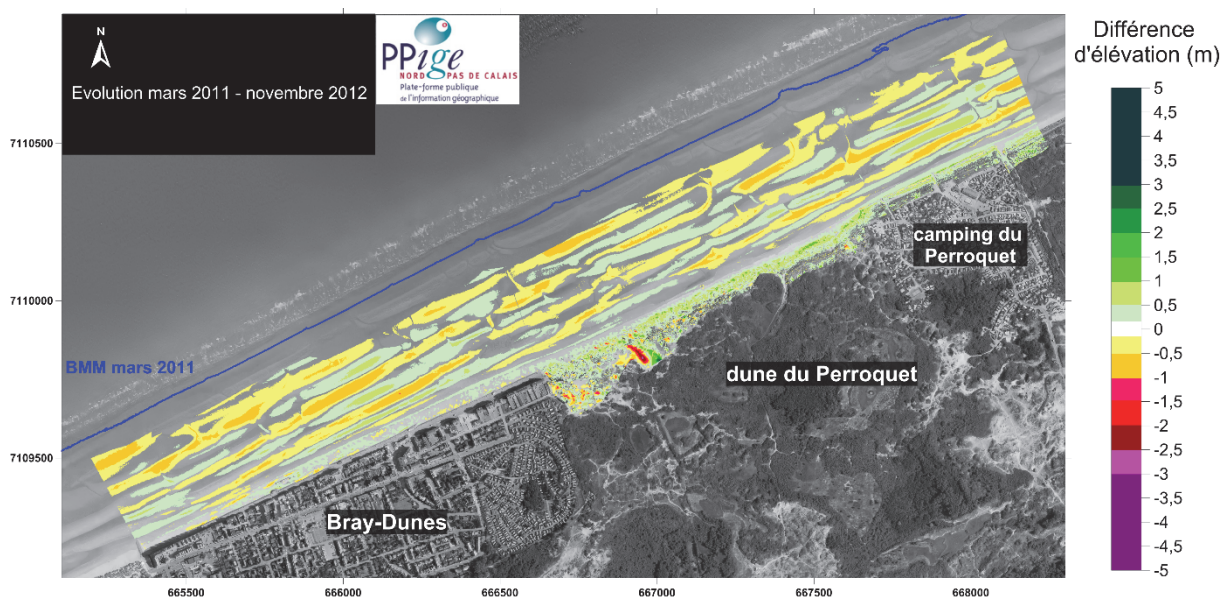


Fig. IV-227: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre mars 2011 et novembre 2012.

3. Evolution de novembre 2012 à janvier 2014

▪ Dunes côtières

Les tempêtes de l'hiver 2013 ont eu un fort impact sur les cordons dunaires de la dune Dewulf et de la Dune Marchand. Abordée dans le chapitre traitant de l'évolution récente du trait de côte, ces tempêtes, et plus particulièrement Xaver, ont provoqué un important recul du front dunaire. Ce recul est mis en évidence par la cartographie différentielle des altitudes entre novembre 2012 et janvier 2014, avec des teintes rougeâtres correspondant à de l'érosion touchant l'ensemble du linéaire côtier (**Fig. IV-229**). Les évolutions négatives observées vont de -1m à -3m, ce qui montre que le front dunaire a été taillé en falaise dunaire. Les bilans sédimentaires des deux cordons bordiers sont par conséquent nettement négatifs, avec **-36 505 m³** (-0,27 m³/m²) (**Tab. IV-36**) pour la dune Dewulf et **-15 704 m³** (-0,2 m³/m²) (**Tab. IV-37**) pour la dune Marchand.

On observe également une légère érosion du front dunaire de la dune du Perroquet, avec des valeurs d'évolutions négatives pouvant atteindre -0,5 m, correspondant à une légère entaille du pied de dune (**Fig. IV-230**). L'érosion a plus durement touché le linéaire côtier correspondant au camping du Perroquet. En effet, une bande d'érosion d'une dizaine de mètres de largeur et pouvant dépasser -1m d'évolution d'altitude négative est observée (**Fig. IV-230**), provoquant la destruction des fascines implantée par le gérant du camping pour protéger le linéaire côtier. Malgré cette érosion et contrairement aux bilans calculés pour les dunes voisines situées plus à l'ouest, le cordon bordier du Perroquet est resté stable en termes de bilan sédimentaire, avec un très léger gain de **+4 019 m³** (+0,03 m³/m²) (**Tab. IV-38**).

▪ Haut de plage

Ne disposant pas de données topographiques LiDAR de novembre 2012 pour le secteur allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke, l'évolution morphologique a été calculée entre mars 2011 et janvier 2014 pour cette zone de l'est-dunkerquois. Le haut de plage présente des différentiels d'altitude négatifs, pouvant atteindre -1m, au niveau du front de mer de Malo-les-Bains (**Fig. IV-228**). Cette érosion du haut de plage a été provoquée par les hauts niveaux d'eau survenus en novembre et décembre 2013, mais plus particulièrement à la suite de la tempête Xaver qui s'est déroulée les 5 et 6 décembre 2013. Le sapement du volume sédimentaire du haut de plage à cet endroit a empêché une submersion du perré de Malo-les-Bains. Du fait d'une largeur de haut de plage moins importante, donc d'un volume sableux moindre, une submersion a eu lieu à haute mer dans la nuit du 5 au 6 décembre 2013 dans la zone ouest du perré, endommageant les façades des restaurants. Malgré cette intense érosion, le haut de plage présente un bilan sédimentaire faiblement négatif de **-11 224 m³** (-0,06 m³/m²) (**Tab. IV-39**).

A l'instar de l'érosion observée au niveau des cordons dunaires, les hauts de plage associés aux dunes Dewulf et Marchand ont été sapés par les hauts niveaux d'eau de l'automne-

hiver 2013. La cartographie différentielle altitudinale montre en effet un abaissement homogène supérieur à 0,5 m sur l'ensemble du linéaire côtier, à proximité immédiate du pied de dune. En direction de l'estran, de larges zones montrent un l'inverse un exhaussement du niveau de sable, ce qui montre qu'une partie des sédiments issus de l'érosion des massifs dunaires est restée sur le haut de plage. En effet, en dépit de l'érosion constatée, les hauts de plages présentent des bilans sédimentaires faiblement négatifs, avec **-1 993 m³** (-0,02 m³/m²) (**Tab. IV-36**) pour le haut de plage associé à la dune Dewulf et **-5 606 m³** (-0,09 m³/m²) (**Tab. IV-37**) pour le haut de plage associé à la dune Marchand.

A l'instar de Malo-les-Bains, le haut de plage associé au perré de Bray-Dunes voit son altitude baisser d'une trentaine de centimètres sur la quasi-totalité de sa superficie. Une zone présente même une variation d'altitude négative supérieure à -1m (**Fig. IV-230**). Cette érosion du haut de plage, qui a permis d'amortir le déferlement des vagues de tempête et empêcher une submersion marine du perré de Bray-Dunes, aboutit à un bilan sédimentaire nettement négatif de **-13 045 m³**, soit -0,18 m³/m² (**Tab. IV-40**).

Comme le cordon dunaire qui lui est associé, le haut de plage faisant à la dune du Perroquet a moins subi les effets érosifs des tempêtes. Des baisses d'altitudes inférieures à 0,5 m sont observées au contact du pied de dune mais d'autres zones montrent à l'inverse un léger exhaussement du niveau de sable (**Fig. IV-230**). Cette alternance produit un bilan sédimentaire avec un gain insignifiant en sédiments de **+4 075 m³** (+0,05 m³/m²) (**Tab. IV-38**) durant cette dernière période temporelle d'étude.

▪ Estran moyen

L'évolution morphologique de la plage de Malo-les-Bains montre tout d'abord une zone à forte accrétion à l'extrême ouest du site (**Fig. IV-228**). Les élévations d'altitude atteignent les +2 m sur cette accumulation sableuse accolée à la digue des alliés et partant en biseau vers l'est. Dans le prolongement, une dépression d'une profondeur atteignant -1,2 m s'est formée. Le reste de l'estran n'est affecté que par la mobilité des barres entre ces deux dates d'étude, avec un bilan sédimentaire faiblement positif de **+109 733 m³** (+0,08 m³/m²) (**Tab. IV-38**). Ce gain sédimentaire s'explique par la zone à forte accrétion accolée à la digue des alliés décrite ci-dessus. Cette accrétion a été permise par le fait qu'un rechargement artificiel de l'estran de 300 000 m³ a été opéré en décembre 2011 par le Grand Port Maritime de Dunkerque afin de conforter l'ouvrage de la digue des alliés (**Cartier et al., 2014**). Ce rechargement était un test en vue d'un futur rechargement plus imposant, de 1 500 000 m³, qui a été réalisé de février à mars 2014

Sur l'estran associé aux massifs dunaires Dewulf et Marchand, l'alternance entre les variations d'altitude positives et négatives est moins nette et moins parallèle, traduisant un aplanissement des barres intertidales par les conditions tempétueuses (**Fig. IV-229**).

Un faible gain de +57 433 m³ de sable (+0,07 m³/m²) (**Tab. IV-36**) est calculé au niveau de la dune Dewulf et de +23 681 m³ (+0,04 m³/m²) (**Tab. IV-37**) face à la dune Marchand. Ces gains de sédiments qui compensent les pertes calculées sur le haut de plage et le cordon dunaire montrent que les sédiments issus de cette forte érosion sont restés au sein du système plage-dune.

La plage de Bray-Dunes ne présente quant à elle aucun signe apparent d'érosion, l'évolution morphologique ne traduisant uniquement que la mobilité des barres sableuses intertidales (**Fig. IV-230**). Son bilan sédimentaire est non significatif, mais avec un gain non négligeable de +35 094 m³ de sable (+0,09 m³/m²) (**Tab. IV-40**), il suggère également une redistribution sédimentaire des sédiments issus de l'érosion du haut de plage vers le bas de l'estran.

Plus à l'est, l'estran faisant face à la dune du Perroquet a également gagné des sédiments, +46 114 m³ (+0,09 m³/m²). La dune et le haut de plage de ce secteur n'ayant pas subi de perte de sable entre novembre 2012 et janvier 2014, le gain en sédiments mesuré sur l'estran peut soit s'expliquer par un apport en sédiments issus de l'érosion des dunes situées à l'ouest, via la dérive littorale orientée O-SO – E-NE, ou par un apport transversal des petits fonds vers l'estran.

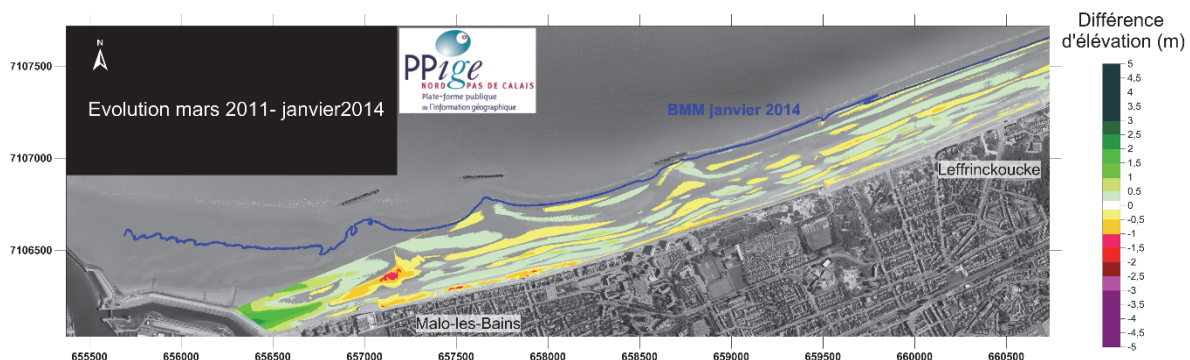


Fig. IV-228: Variations d'altitude du littoral allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke entre mars 2011 et janvier 2014.

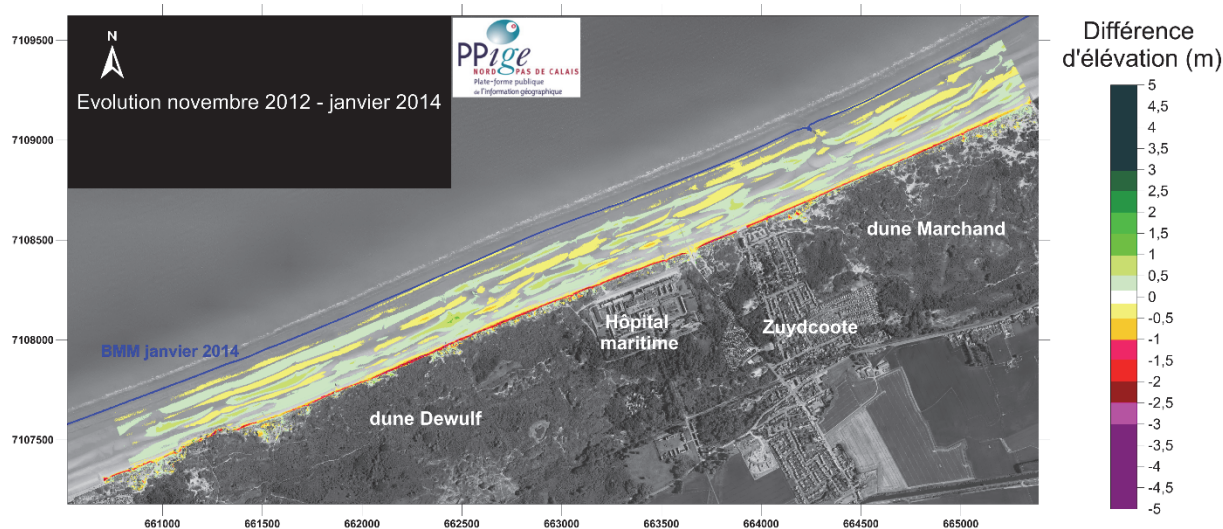


Fig. IV-229: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre novembre 2012 et janvier 2014.

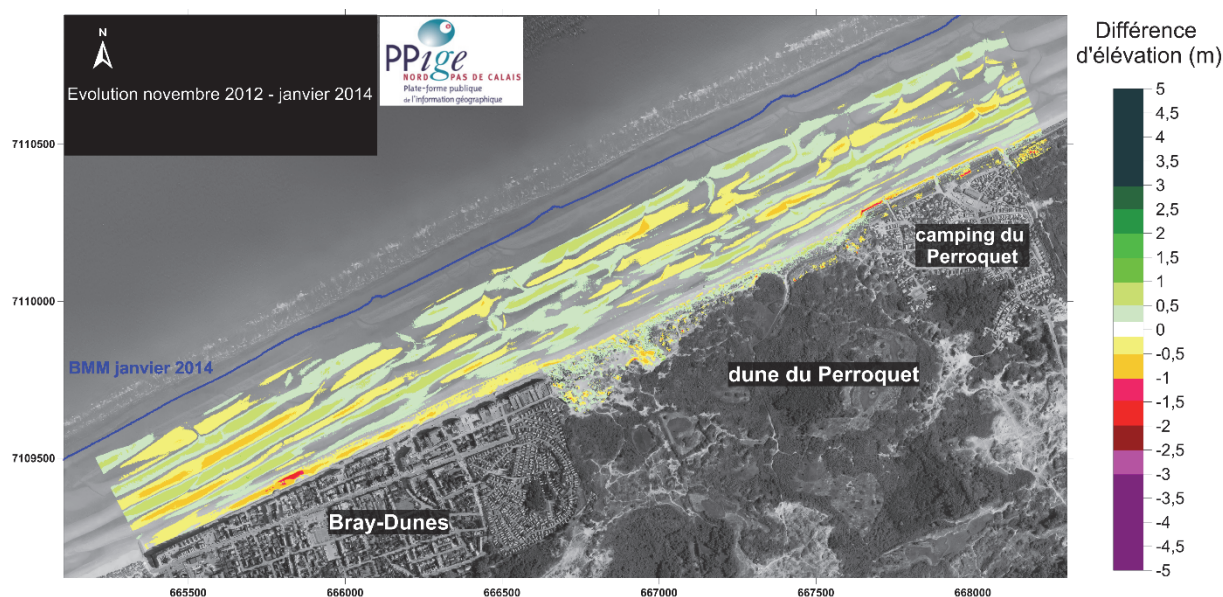


Fig. IV-230: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre novembre 2012 et janvier 2014.

4. Evolution de mai 2008 à janvier 2014 : bilan

L'évolution sédimentaire globale de mai 2008 à janvier 2014 montre un engraissement conséquent du haut de plage du front de mer de Malo-les-Bains de **+24 720 m³** (+0,23 m³/m²) (Tab. IV-39). Nous avons vu que cette évolution sédimentaire positive est principalement due à des actions anthropiques visant à maintenir un haut de plage assez large pour le développement d'activités touristiques estivales. La plage s'étendant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke a également gagné une quantité significative de **+459 614 m³** (+0,28 m³/m²) (Tab. IV-39), en partie due à un rechargement massif à l'ouest du site, en vue de protéger l'ouvrage de la digue des Alliés (Fig. IV-231).

En dépit des fortes quantités de sable perdues au niveau de leur front dunaire pendant l'hiver 2013, les dunes Dewulf et Marchand présentent tout de même des bilans sédimentaires positifs de leur cordon bordier, respectivement de **+45 991 m³** (+0,37 m³/m²) (**Tab. IV-36**) et **+39 606 m³** (+0,58 m³/m²) (**Tab. IV-37**). Toutefois ces bilans sédimentaires positifs masquent une réalité plus contrastée sur le terrain. En effet, si l'ouest de la dune Dewulf a bel et bien connu un engraissement sédimentaire, la partie centrale du front dunaire, accuse un déficit sédimentaire correspondant à un recul du trait de côte sur l'ensemble de la période d'étude (**Fig. IV-232**). C'est également le cas de la partie la plus à l'ouest de la dune Marchand, entre l'hôpital maritime et le front de mer de Zuydcoote, alors que la partie orientale, au plus près de Bray-Dunes, a quant à elle connu un net engraissement sédimentaire, avec des valeurs d'élévations dépassant +1,5 m (**Fig. IV-232**).

Les hauts de plage associés à ces deux massifs présentent un bilan sédimentaire positif sur l'ensemble de la période allant de mai 2008 à janvier 2014, malgré une érosion constatée lors la période d'étude la plus récente. Les bilans sédimentaires des différents compartiments suggèrent qu'en période favorable à l'accrétion, les sédiments sont transférés de la plage vers le haut de plage, tandis qu'une période érosive voit le haut de plage être érodé par les vagues sur la partie la plus haute mais il peut aussi gagner des sédiments issus de l'érosion et le recul du front dunaire sur certaines zones plus basses. Pour la dune Dewulf, le haut de plage totalise un gain sédimentaire **+26 011 m³** (+0,33 m³/m²) (**Tab. IV-36**) tandis que la plage totalise un gain très faible de **+25 315 m³** (+0,03 m³/m²). Au total, l'ensemble du système Dune Dewulf-plage a gagné **+97 316 m³** (+0,09 m³/m²) (**Tab. IV-36**). L'ensemble du système Dune Marchand-plage a connu globalement les mêmes tendances évolutives, avec un gain général **+65 896 m³** (+0,1 m³/m²) (**Tab. IV-37**) pour l'ensemble du système. Le haut de plage a le plus contribué à cette tendance à l'accrétion par l'accumulation de **+17 564 m³** (+0,29 m³/m²) (**Tab. IV-37**), alors que l'estran est resté plus stable en termes d'évolution volumique, avec un gain faible de **+8 726 m³** (+0,02 m³/m²) (**Tab. IV-37**).

Au droit de la station balnéaire de Bray-Dunes, le bilan sédimentaire global peut être considéré comme stable mais suggérant tout de même une tendance à l'accrétion sédimentaire, avec **+40 513 m³** (+0,09 m³/m²) de sédiments. La plage voit un gain non significatif de **+26 940 m³** (+0,07 m³/m²) tandis que le haut de plage présente lui un gain plus conséquent de **+13 573 m³** (+0,22 m³/m²) (**Tab. IV-40**).

Le dernier secteur, situé le plus au nord-est, totalise l'accrétion sédimentaire la plus significative au vue de sa superficie de tout l'est-dunkerquois. En effet, le système plage-dune a accumulé **+163 162 m³**, soit **+0,22 m³/m²** (**Tab. IV-38**). L'ensemble des différents compartiments est en accrétion sédimentaire. Le taux d'accrétion le plus faible a été mesuré sur l'estran, avec un gain modeste de **+48 793 m³** (+0,09 m³/m²) tandis que le haut de plage a accumulé **+45 722 m³** (+0,63 m³/m²) (**Tab. IV-38**). Confortant les

résultats décrits dans le chapitre IV traitant de l'évolution du trait de côte, le cordon dunaire du Perroquet présente un fort taux d'accumulation, avec un gain de **+68 647** m³, soit un taux d'accrétion moyen de +0,54 m³/m² (**Tab. IV-38**). Cette accumulation se traduit par une hausse altitudinale généralisée du front dunaire, pouvant atteindre les +2 m entre mai 2008 et janvier 2014 (**Fig. IV-233**).

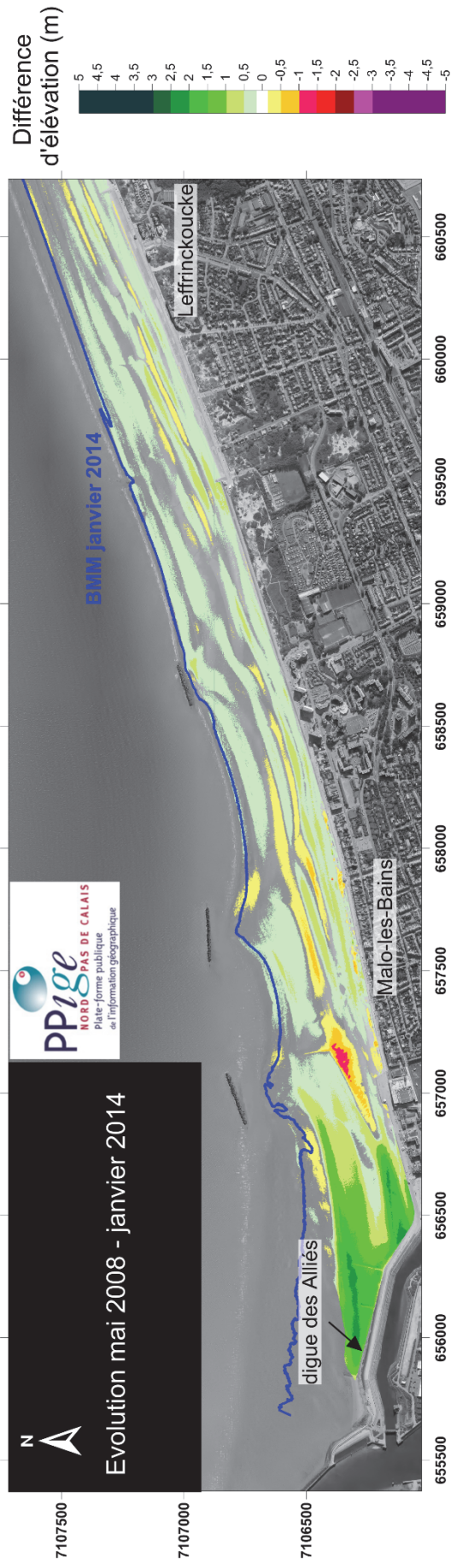


Fig. IV-231: Variations d'altitude du littoral allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke entre mai 2008 et janvier 2014.

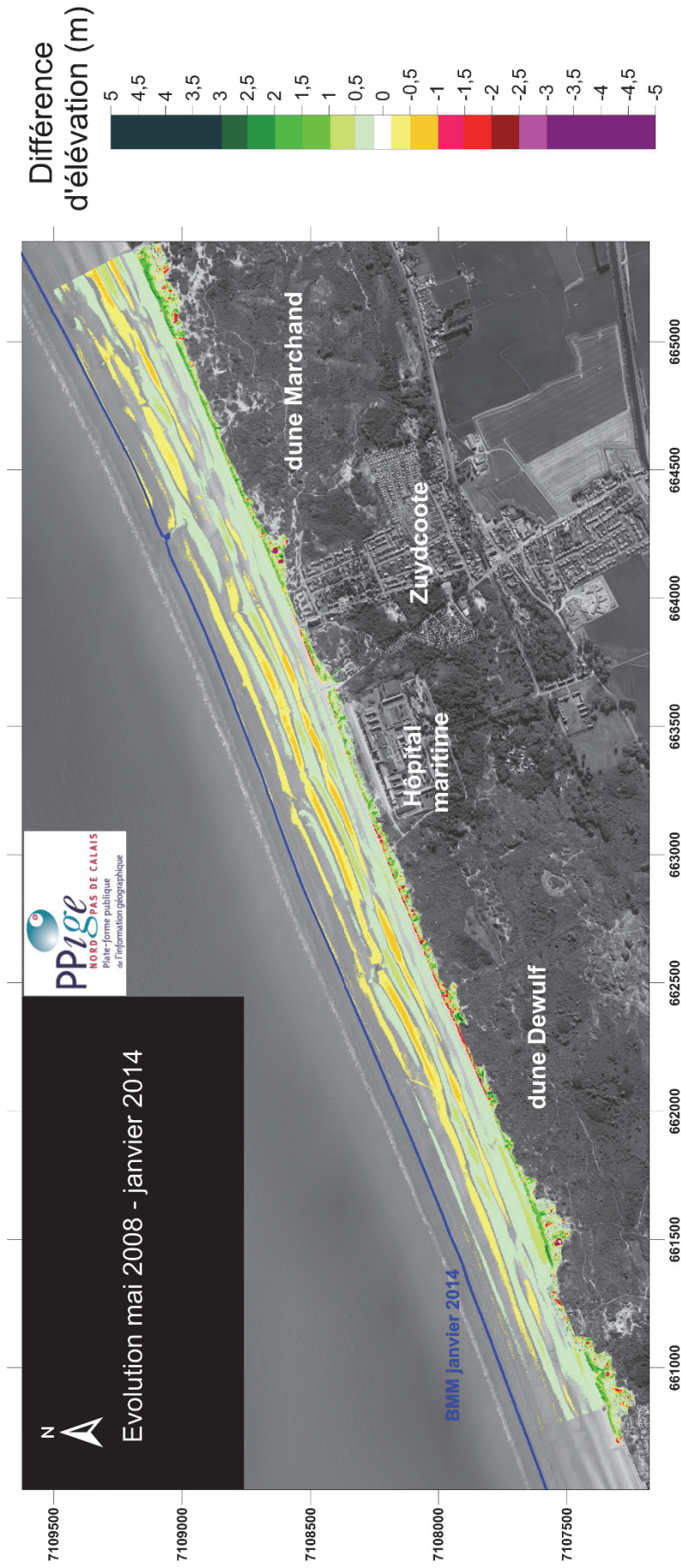


Fig. IV-232: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre mai 2008 et janvier 2014.

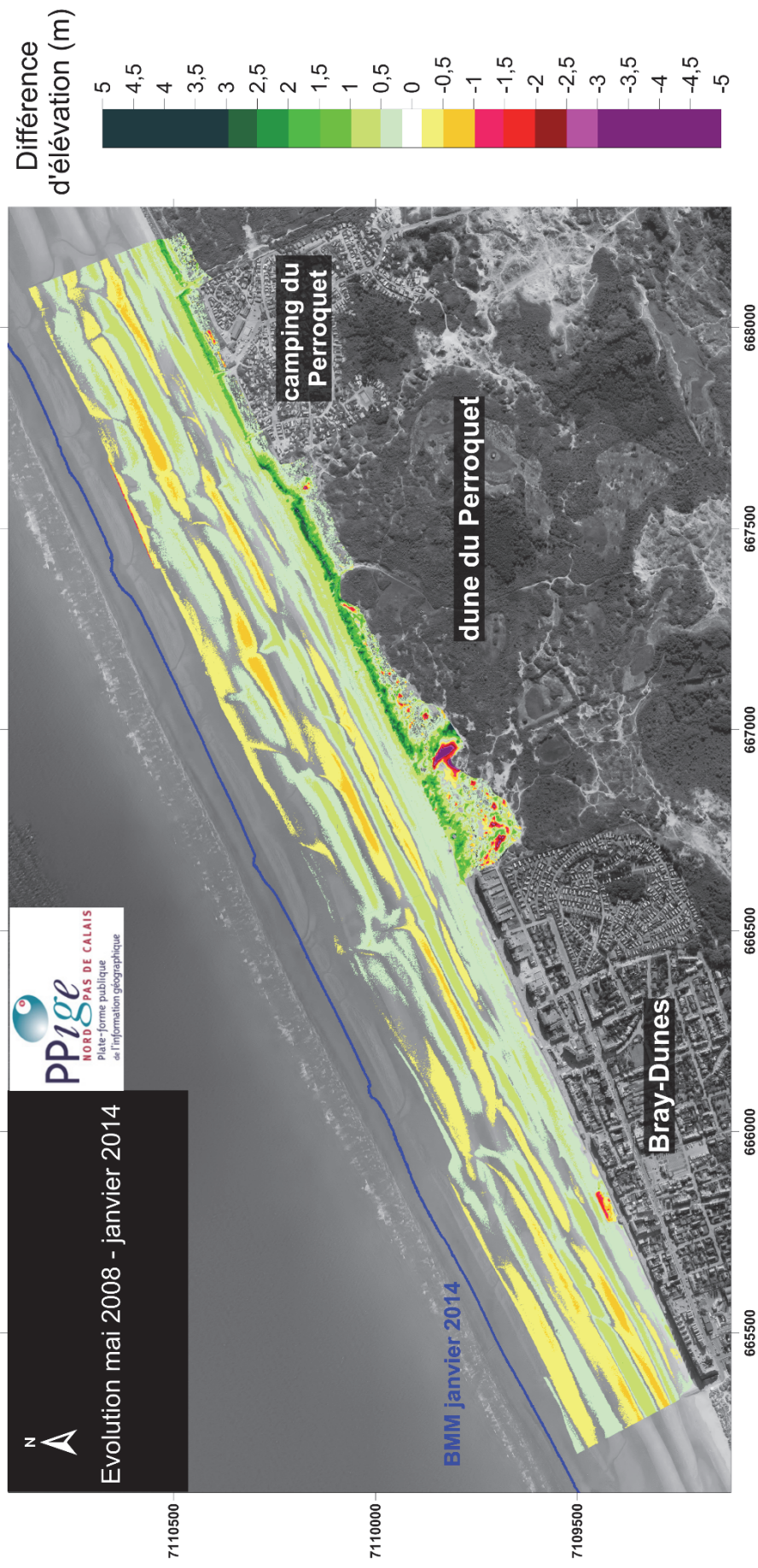


Fig. IV-233: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre mai 2008 et janvier 2014.

5. Influence du stock sédimentaire du haut de plage sur l'évolution du trait de côte

L'évolution du trait de côte entre mai 2008 et janvier reliée au volume du haut de plage initial en mai 2008 ne montre pas de relation statistique significative mais néanmoins une tendance: moins le volume initial est élevé en mai 2008 et plus il y a une tendance au recul (**Fig. IV-234**). A l'inverse, plus le volume initial du haut de plage est élevé, plus il y a une tendance à une avancée du trait de côte. Une grande majorité de points présentent un volume du haut de plage compris entre 5 et 34 m³/m.l. Pour ces volumes, les évolutions du trait de côte sont majoritairement négatives, spécialement pour les points correspondant à la dune Dewulf, mais peuvent également présenter une évolution positive. Hormis un seul point présentant une évolution négative du trait de côte, de -2,8m due à un réagencement de la forme du front dunaire, l'ensemble des points ayant un volume supérieur à 34 m³/m.l montrent une évolution positive du trait de côte, ce qui indiquerait que cette valeur de 34 m³/m.l représente un seuil à partir duquel le cordon dunaire connaîtrait soit une stabilité soit une progradation. Ces volumes de haut de plage les plus élevés ne concernent quasi exclusivement que le front dunaire de la dune du Perroquet.

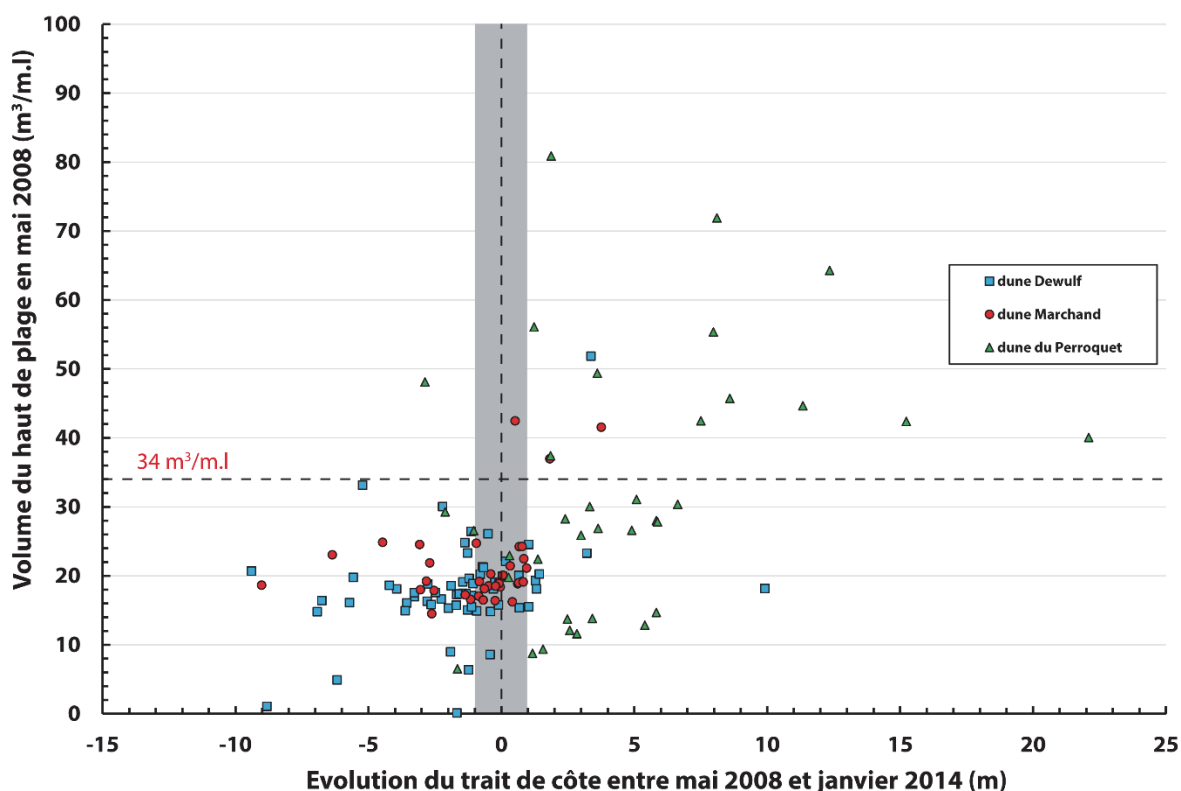


Fig. IV-234 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral de l'est-dunkerquois en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0 m IGN 69 pour les volumes (niveau des PMM).

La comparaison entre les volumes et la largeur du haut de plage en mai 2008 montre une relation linéaire moyenne ($r^2=0,7$). Cette relation permet de déterminer que le seuil sédimentaire de 34 m³/m.l correspond à une largeur d'environ 42 m.

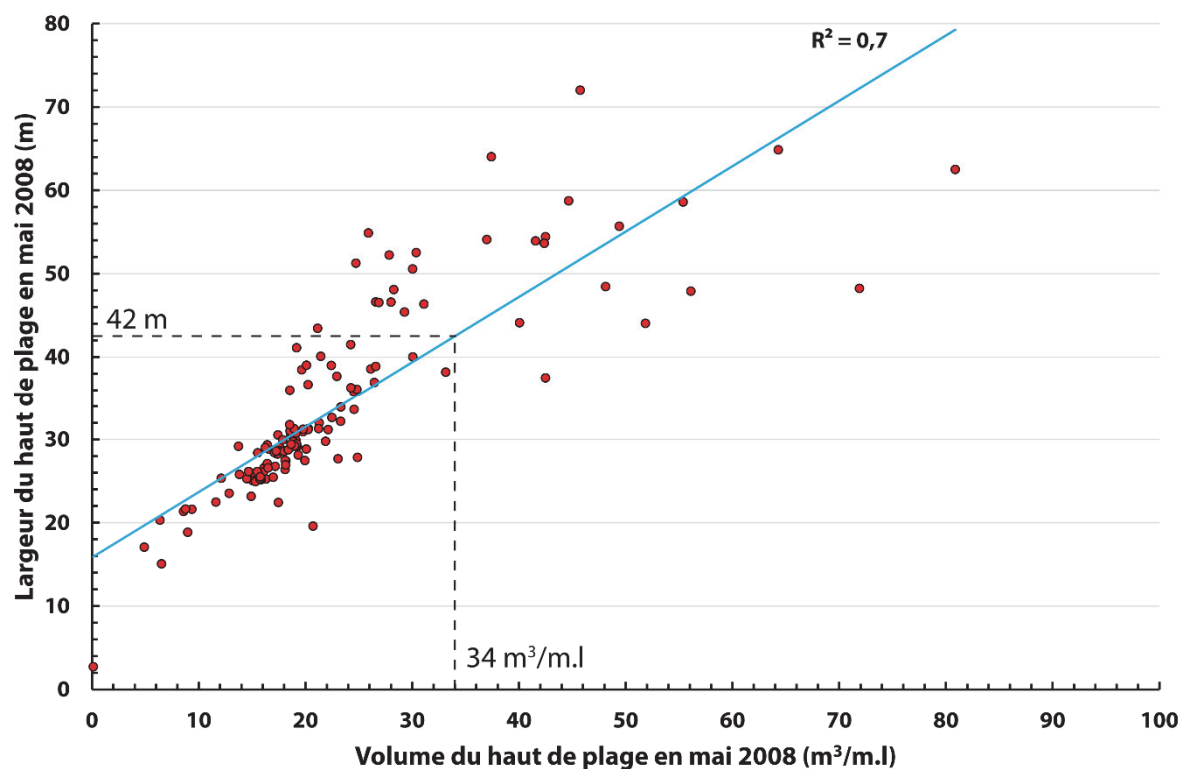


Fig. IV-235 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral de l'est-dunkerquois en mai 2008.

Comme pour les dunes de Merlimont-Plage et du Platier d'Oye, l'importance du rôle du stock sédimentaire du haut de plage sur l'évolution du trait de côte est illustrée par la superposition de plusieurs profils topographiques types de secteurs à évolution du trait de côte différente. Sur la figure IV-236, le profil « Dewulf 2 » est caractéristique d'une zone où le trait de côte a reculé entre 2008 et 2014, tandis que le profil « Dewulf 1 » est quant à lui caractéristique d'une autre zone à évolution plus stable. Les profils de la dune Marchand et de la dune du Perroquet caractérisent quant à eux une situation de progradation du trait de côte. Sur ces deux profils topographiques, la distance entre le pied de dune et les niveaux d'eau PHMA et PMM est beaucoup plus élevée que sur les profils topographiques de la dune Dewulf. Le haut de plage est donc plus large et donc plus volumineux en termes de stock sableux, avec également une pente plus douce. A l'inverse, le profil 2 de la dune Dewulf est très proche du niveau PHMA, ce qui rend son front dunaire très vulnérable aux hauts niveaux d'eau dépassant cette cote altimétrique.

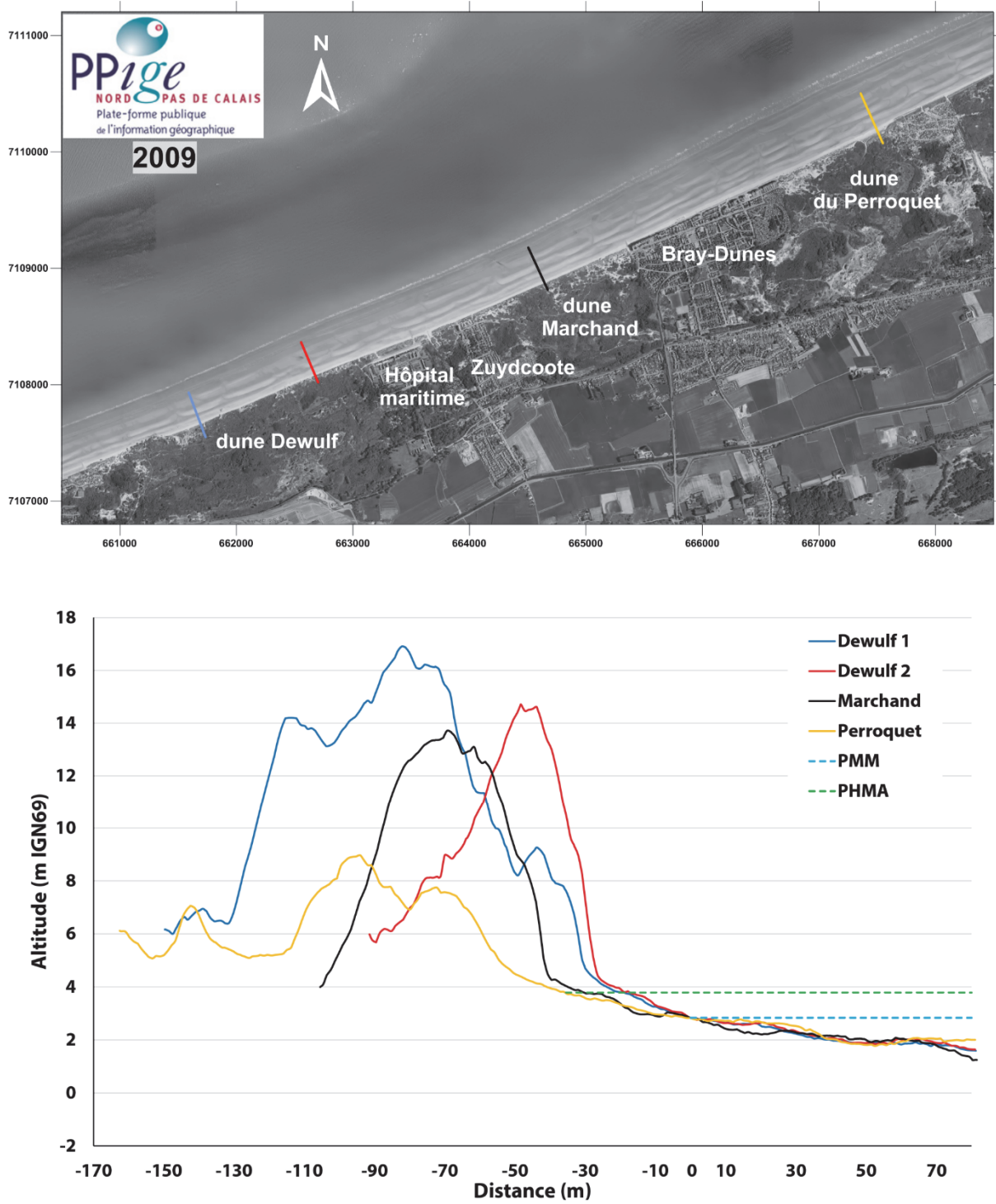


Fig. IV-236: Profils topographiques des massifs dunaires de l'est-dunkerquois illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.

Chapitre V

Détermination et cartographie des aléas d'érosion et de submersion marine sur le littoral de la Côte d'Opale

Introduction du chapitre

Aujourd'hui, l'un des problèmes scientifiques les plus critiques dans l'environnement côtier est la détermination de la réponse physique des côtes basses à l'élévation du niveau de la mer (**Douglas et al., 2000 ; Gutierrez et al., 2007 ; Fitzgerald et al., 2008**). Cependant, comme avec de nombreux risques naturels, la communication des risques liés à l'élévation du niveau de la mer reste un défi. Une partie de ce défi provient du fait que l'élévation du niveau de la mer est un processus variant lentement, et les conséquences ne sont souvent pas immédiatement observables (**Gesch, 2009**). Pour identifier précisément et délimiter les terres qui sont vulnérables à l'élévation du niveau eustatique de la mer, les processus côtiers sous-jacents et les relations entre eux doivent être bien comprises. La topographie est l'un des paramètres clé qui influent sur un grand nombre de processus impliqués dans le changement côtier, c'est pourquoi, la mise à jour, à haute résolution, des données d'élévation de haute précision sont nécessaires pour modéliser l'environnement côtier. Ces dernières années, de vastes quantités de données topographiques de haute qualité provenant du LiDAR sont devenues disponibles, et elles sont très appropriées pour une étude détaillée des processus physiques liés à l'élévation du niveau de la mer. En effet, la résolution spatiale nettement meilleure et la précision verticale des données topographiques issues du LiDAR offrent des avantages clairs pour une utilisation dans la délimitation des terres soumises à un scénario de hausse du niveau de la mer. Les données topographiques LiDAR ont été utilisées avec succès pour la modélisation des inondations dans les zones à faible relief (**Bales et al., 2007 ; Sanders, 2007**), et elles sont également bien adaptées pour améliorer l'identification des terres côtières vulnérables au risque de submersion marine (**Sallenger, 2000 ; Hardin et al., 2012**)

I. Méthodologie de calcul du run-up

Nous avons vu précédemment que le cordon dunaire peut être soumis à d'importants phénomènes d'érosion. Or sur le littoral de la Côte d'Opale, ce cordon dunaire est souvent l'unique rempart protégeant les plaines basses côtières urbanisées ou poldérisées situées à l'arrière. Ceci est particulièrement le cas en bordure de la plaine maritime flamande qui s'étend de Sangatte jusqu'aux Pays-Bas (**Fig. V-237**).

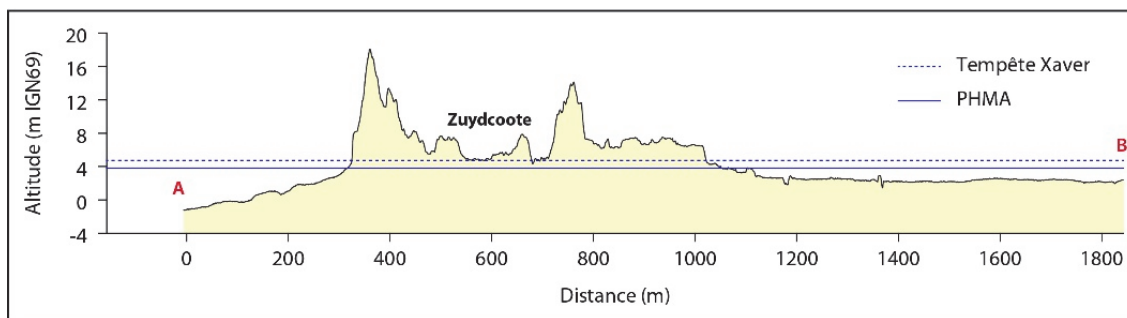


Fig. V-237 : Profil topographique du cordon dunaire et de la plaine maritime flamande au droit de la commune de Zuydcoote déterminé à partir des levés LiDAR de 2008 ; la PHMA correspond à l'altitude des plus hautes mers astronomiques (Ruz et al., 2014).

La hausse du niveau marin à l'horizon 2050 a été estimée à partir du scénario RCP6.0 du dernier rapport du GIEC (IPCC, 2014) (Fig. V-238) qui correspond à un scénario moyen en terme de concentration de gaz à effet de serre. Selon ce scénario, cette hausse sera de 7,3 mm/an d'ici 2050, soit environ + 29 cm (calcul à partir de 2010).

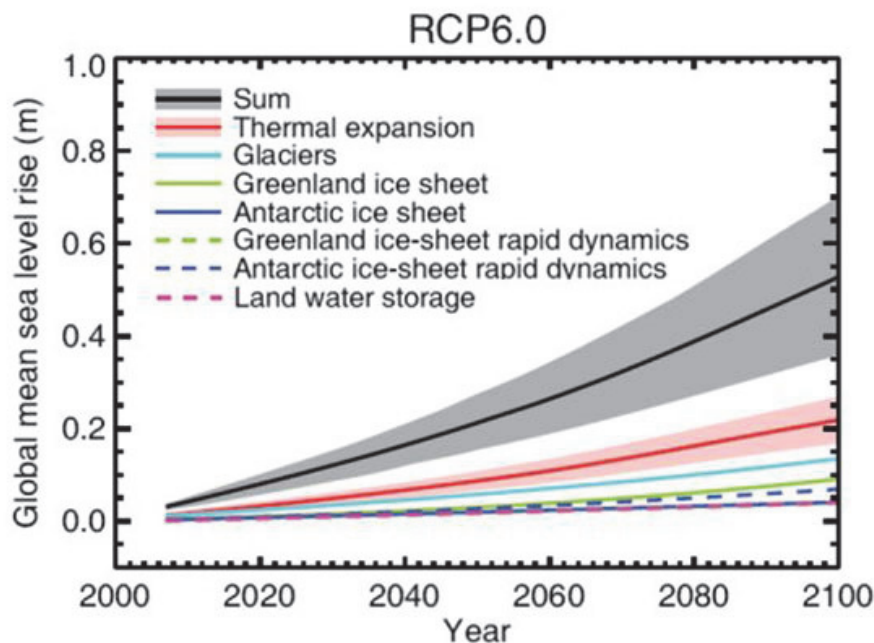


Fig. V-238 : Projection du niveau moyen global des océans pour le scénario RCP6.0, avec l'augmentation totale et les contributions individuelles (IPCC, 2014).

De plus, l'élévation du niveau d'eau à la côte sous l'effet des vagues (*wave set-up*) ainsi que le *run-up* (Fig. V-239) doivent être pris en compte afin d'obtenir une évaluation réaliste des niveaux d'eau pouvant être réellement atteints lors de tempêtes. L'équation de calcul du *run-up* choisie est celle de (Cariolet et Suanez, 2013) qui est basée sur des mesures *in situ* réalisées en milieu macrotidal (Eq.2) :

$$R_{max} = 0,67 H_o \xi_o \quad (2)$$

où R_{max} correspond à l'élévation maximale atteinte par le *run-up*, H_o est la hauteur significative de la houle au large, et $\xi_o = \tan\beta / (H_o/L_o)^{1/2}$, $\tan\beta$ étant la pente de la plage et L_o la longueur d'onde de la houle au large.

Le run-up a été calculé à partir de deux valeurs de houle au large. La première valeur correspond à des conditions de houles moyennes de tempête (rm), ce qui correspond aux 1% des valeurs les plus élevées du corrélogramme du houlographe de la bouée Vergoyer au large de Boulogne-sur-Mer ($H_o= 3,5$ m et $T= 9$ s) (Fig. V-240). La seconde valeur choisie correspond aux conditions extrêmes de tempête (re) ($H_o= 6$ m et $T= 10$ s).

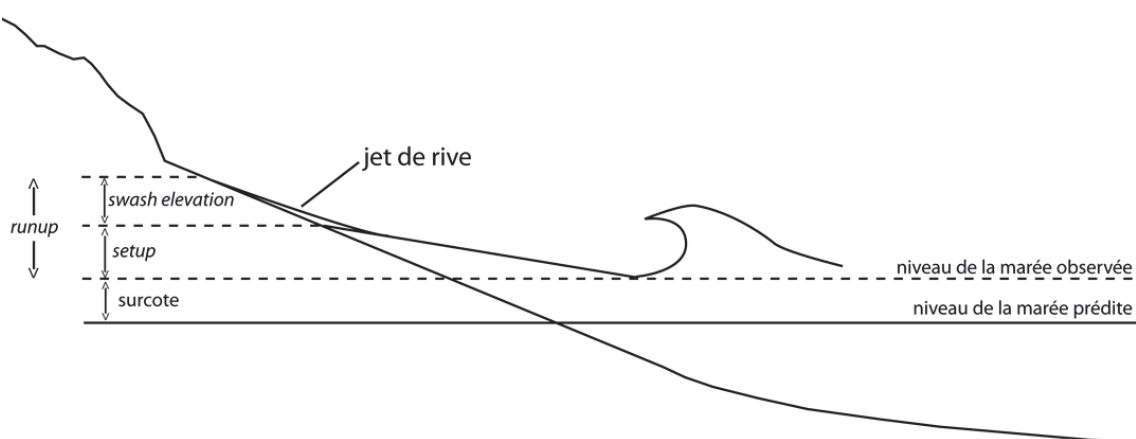


Fig. V-239 : Illustration du phénomène de run-up sur une plage (Cariolet, 2011).

Corrélogramme - Hm0/tp (%)																										
Hm0 (m)	tp (s)																									Tot
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
0.5			1.7	2.7	2.2	2.5	2.6	2.5	3.1	4.5	1.9	0.6	0.2	0.06	0.03	0.01	0.003	0.003	0.003	0.01	0.03	0.02	0.01		0.003	24.5
1			0.5	6.2	8.7	5.6	3.6	2.3	2.6	3.6	1.8	0.5	0.09	0.03	0.01	0.007	0.01	0.03	0.02	0.05	0.04	0.1	0.02	0.007	0.003	36.0
1.5				0.3	4.3	7.6	3.9	1.9	0.9	0.8	0.4	0.02	0.007	0.003												19.9
2					0.5	3.5	4.0	1.6	0.6	0.2	0.09															10.5
2.5					0.003	0.3	2.1	1.7	0.5	0.09	0.003															4.8
3						0.02	0.6	1.5	0.8	0.07																2.9
3.5							0.04	0.5	0.4	0.05																1.0
4								0.1	0.1	0.04																0.3
4.5								0.03	0.04	0.003																0.07
5									0.007	0.007																0.01
5.5									0.003	0.01																0.01
6										0.007																0.007
Tot			2.2	9.2	15.7	19.5	16.9	12.0	9.1	9.3	4.2	1.1	0.3	0.09	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.07	0.07	0.1	0.03	0.007	0.007	100.0

Fig. V-240 : Corrélogramme du houlographe de Vergoyer, situé au large de Boulogne-sur-Mer.

Pour obtenir les niveaux d'eau extrêmes à l'horizon 2050, ont ensuite été additionnées les hauteurs d'eaux correspondant à une période de retour donnée ainsi que la valeur correspondant à la hausse du niveau de la mer à l'horizon 2050 selon le scénario RCP 6.0 du GIEC.

La cartographie de l'aléa submersion sur le littoral du Nord-Pas de Calais, a été réalisée en utilisant la procédure et les différents régimes d'érosion définis par **Sallenger (2000)**:

- Si $H_r < D_b$: érosion de la plage (régime de swash) (**Fig.V-241 A**)
- Si $D_b < H_r < D_h$: érosion du front dunaire (régime de collision) (**Fig.V-241 B**)
- Si $H_r > D_h$: submersion, franchissement (**Fig.V-241 C**)

Avec H_r le niveau d'eau avec run-up, D_b le pied de dune et D_h la hauteur de la crête dunaire.

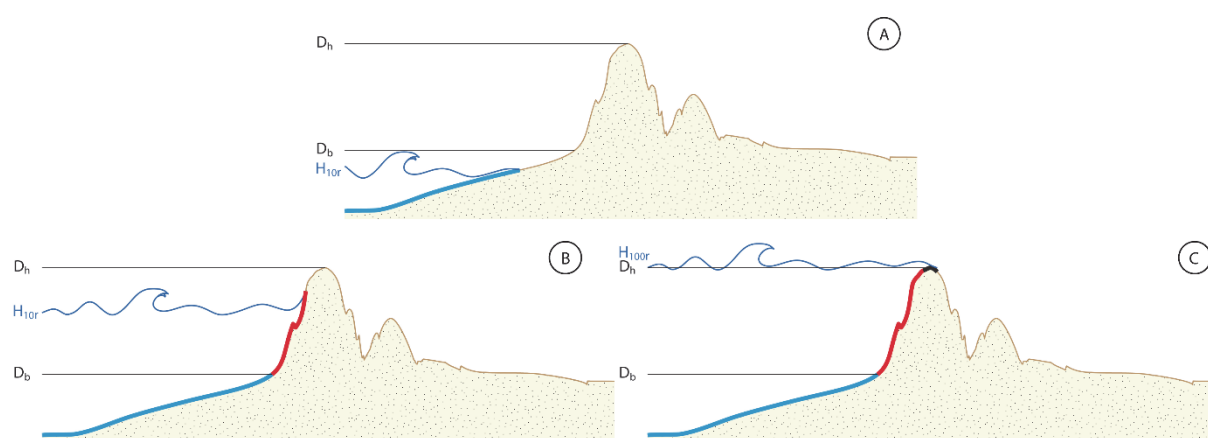


Fig.V-241 : Illustration des différents régimes d'érosion définis par (Sallenger, 2000).

II. Secteur littoral allant de Sangatte à Calais

Ce premier site d'étude est représentatif du risque que représente une submersion marine pour la plaine maritime flamande. En effet, ce site présente une partie endiguée au droit du village de Sangatte puis un cordon dunaire unique peu large protégeant la plaine maritime située en arrière sous le niveau des pleines mers moyennes. La consultation des archives des Services Maritimes de Calais et Boulogne-sur-Mer par **Deboudt (1997b)** a permis de dénombrer six cas de submersion marine dans ce secteur :

- 1607
- 27/02/1738
- 20/10/1795
- 25-28/11/1795 : submersion de 40 à 50 ha de terres agricoles
- 01/1764
- 31/01 et 01-02/02/1953 : submersion de 15 ha de terres agricoles

A chaque fois, ces submersions marines ont été occasionnées par la rupture de la digue ou du cordon dunaire, essentiellement au point de contact entre les deux, lors d'épisodes tempétueux.

Présentant une largeur moyenne de haut de plage de 24 m avec une pente ($\tan\beta$) de 0,05, nous avons obtenu un run-up de 0,71 m pour des conditions moyennes de tempête (rm) et un run-up de 1,03 m pour des conditions extrêmes de tempête (re). Le tableau **Tab. V-41** présente les hauteurs d'eau pouvant être atteintes par les vagues produisant de tels run-up lors d'événements de hauts niveaux d'eau ayant des périodes de retour de 10 et 100 ans.

Niveau d'eau	m IGN69
H_{10rm}	5,48
$H_{10rm\ 2050}$	5,77
H_{10re}	5,80
$H_{10re\ 2050}$	6,09
H_{100rm}	5,75
$H_{100rm\ 2050}$	6,04
H_{100re}	6,07
$H_{100re\ 2050}$	6,36

Tab. V-41 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral de allant de Sangatte à Calais pour des valeurs de run-up de 0,71 m et 1,03 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.

A partir de ces différents niveaux d'eau, les différentes cartographies de l'aléa submersion obtenues pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais ne montrent aucune submersion marine par franchissement de l'ouvrage de défense ou rupture du cordon dunaire. En effet, même pour les scénarii présentant un niveau d'eau extrême à période de retour centennale actuel (H_{100re} , **Fig. V-242**) et à l'horizon 2050 ($H_{100re\ 2050}$, **Fig. V-243**), la couleur rouge représentant un régime de collision (érosion du front dunaire) est présente sur l'ensemble du linéaire côtier. Ce régime d'érosion est particulièrement prononcé sur la première moitié du linéaire du cordon dunaire, au plus proche de Sangatte, et au droit du village de Sangatte où le niveau d'eau extrême centennal atteint pratiquement le sommet de la digue de protection du village.

L'équation de calcul du run-up choisie pour effectuer notre cartographie étant élaborée pour des estrans sableux, elle n'est pas adéquate pour quantifier précisément le run-up sur des ouvrages rigides de protection pour lesquels d'autres calculs sont requis (**Shankar et Jayaratne, 2003 ; Hughes, 2004 ; Hsu et al., 2012**). De plus, en cartographiant le risque de submersion marine pour le front de mer de Dunkerque avec un niveau d'eau extrême à période de retour centennale (H_{100re} , **Fig. a-259**) sur la topographie de mars

2011, il est observé une submersion du perré de Malo-les-bains au niveau du Kursaal. Or, un événement réel de cette ampleur s'est déroulé lors de la tempête Xaver, dans la nuit du 5 au 6 décembre 2013. La submersion qui s'est déroulée cette nuit-là a inondé une zone plus grande que celle cartographiée par nos soins, ce qui semble suggérer que notre équation de calcul du run-up pourrait sous-estimer le risque de submersion au niveau des ouvrages de protection.

La bonne tenue de cette digue apparaît donc essentielle pour protéger le village de Sangatte d'une éventuelle submersion marine. A l'est du site, un autre secteur proche de la plage de Calais peut également présenter un risque accru de submersion marine (**Fig. V-242** et **Fig. V-243**). En effet, sur cette zone le cordon dunaire pourtant haut et large s'interrompt pour laisser la place à un parking et un accès à la plage. De plus, le régime de collision caractérise également le perré promenade de la plage de Calais.

Allant d'une largeur minimale de 50 m à une largeur maximale de 200 m, la morphologie actuelle du cordon dunaire ainsi que l'évolution positive du trait de côte permettent à l'heure actuelle de bien protéger les villes de Sangatte et Calais. Cependant, nous avons vu qu'à long terme, cette portion de littoral a pu connaître des phases d'érosion du cordon dunaire provoquant un recul du trait de côte. Il est donc important à l'avenir de poursuivre les suivis de l'évolution du trait de côte et les bilans sédimentaires associés de ce cordon dunaire.

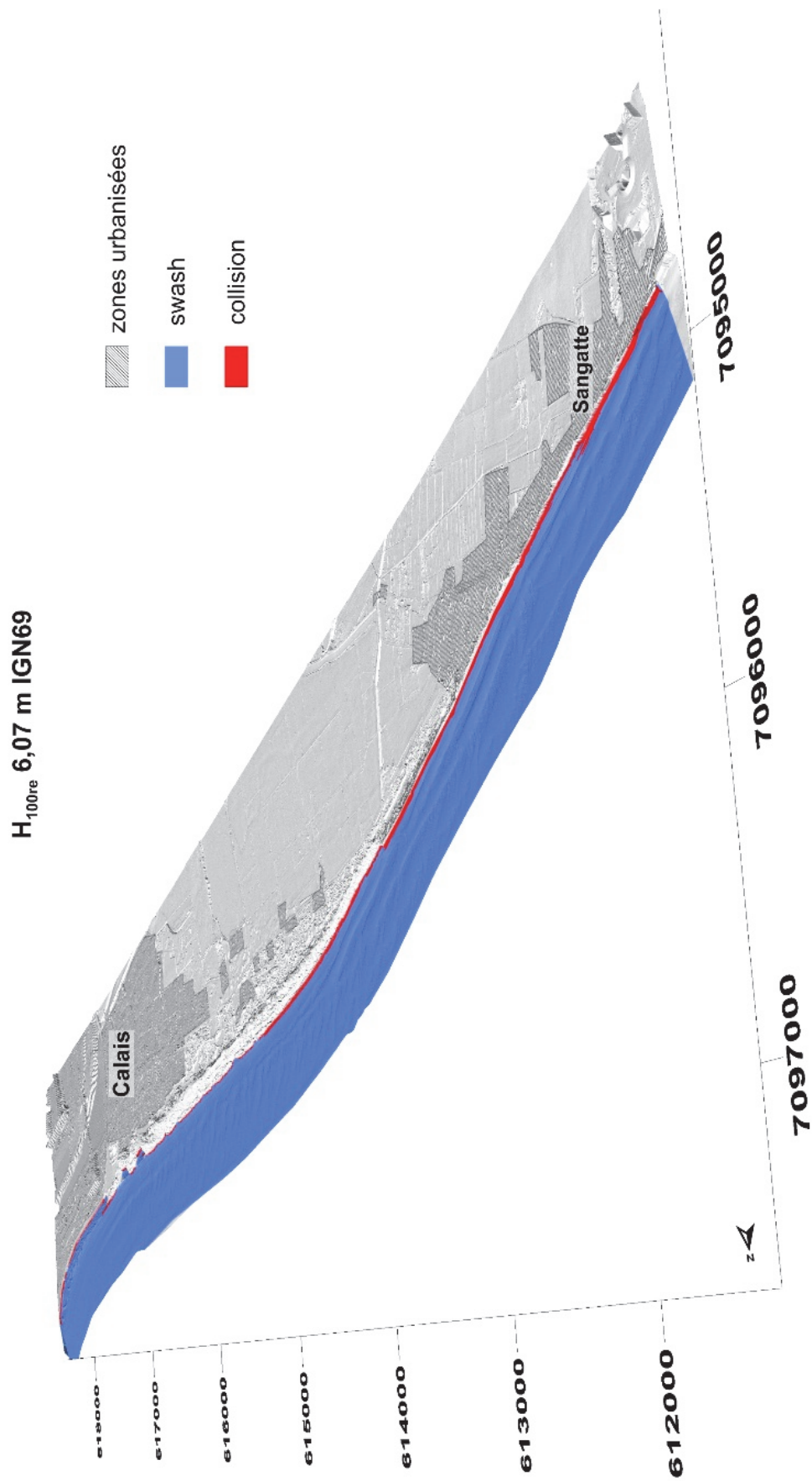


Fig. V-242 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H_{100re}) de 6,07 m. IGN69.

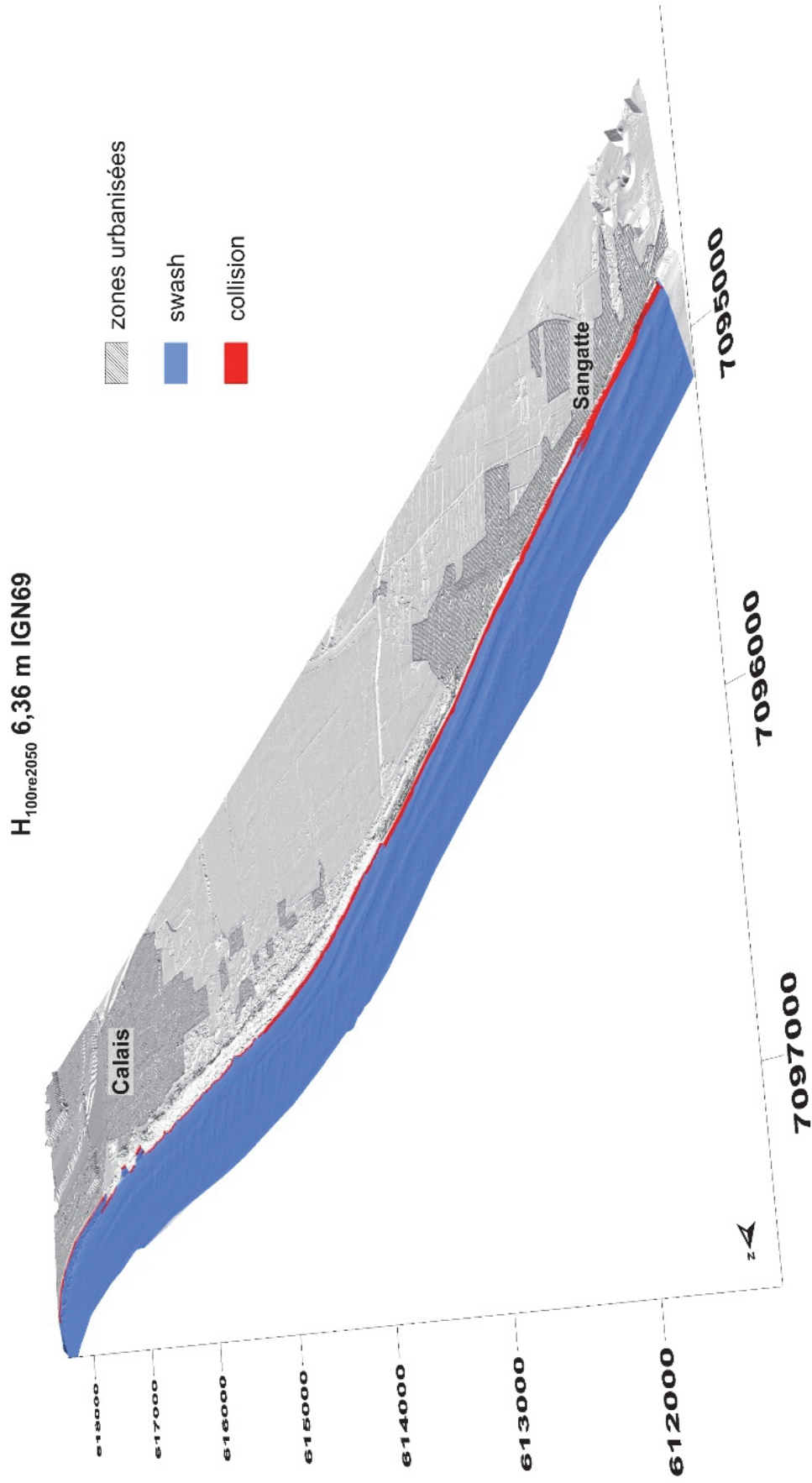


Fig. V-243 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 ($H_{100re 2050}$) de 6,36 m IGN69.

III. Platier d'Oye

Sur le littoral de la plaine maritime flamande, le Platier d'Oye est le second site emblématique du risque de submersion marine sur le littoral de la Côte d'Opale. En effet, ce risque concerne une centaine de maisons individuelles composant le lotissement des Escardines, implanté dans les années 1970 entre l'ancienne digue de protection et le cordon dunaire. La configuration du site est donc similaire à celle évoquée pour Sangatte, avec un cordon dunaire unique d'une quinzaine de mètres de hauteur et d'une largeur de 100 m au droit du lotissement comme unique rempart de défense contre les assauts de la mer. Par contre, la particularité du site du Platier d'Oye tient au fait que la submersion peut également se produire latéralement au lotissement, du fait de la présence de deux anses en arrière des deux flèches sableuses, composées d'un schorre et de mares. Cette particularité nous a conduit à cartographier l'aléa de submersion marine à partir de hauts niveaux d'eau avec run-up pour le cordon dunaire s'étendant de part en part des deux flèches sableuses et sans run-up pour les deux anses, les vagues ayant déjà déferlé avant d'atteindre leurs pourtours.

Présentant une largeur moyenne de haut de plage de 22 m, soit une pente $\tan\beta$ de 0,05, nous avons obtenu un run-up de 0,65 m pour des conditions moyennes de tempête (rm) et un run-up de 0,95 m pour des conditions extrêmes de tempête (re). L'association de ces valeurs de run-up et des périodes de retour de 10 et 100 ans produisent des hauts niveaux de :

Niveau d'eau	m IGN69
H_{10rm}	5,42
$H_{10rm\ 2050}$	5,71
H_{10re}	5,72
$H_{10re\ 2050}$	6,01
H_{100rm}	5,69
$H_{100rm\ 2050}$	5,98
H_{100re}	5,99
$H_{100re\ 2050}$	6,28

Tab. V-42 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral du Platier d'Oye pour des valeurs de run-up de 0,65 m et 0,95 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.

Pour l'ensemble des différents niveaux d'eau, le régime de collision est assez fort sur l'ensemble du front dunaire et également sur les deux barres sableuses d'accumulation qui ferment l'anse de l'Abri Côtier dans le prolongement de la flèche sableuse ouest du cordon dunaire. La présence de ces accumulations sableuses permet donc de limiter

l'impact d'un haut niveau sur le cordon dunaire de l'Anse de l'Abri Côtier, qui ne subit donc qu'un niveau d'eau sans run-up (couleur orange, **Fig. V-244** et **Fig. V-245**). A l'est du site, le haut niveau d'eau, qu'il soit actuel (4,96 m IGN69, **Fig. V-244**) ou à l'horizon 2050 (5,25 m IGN 69, **Fig. V-245**), produit une inondation de l'ensemble du schorre de l'anse et atteint le perré de Grand-Fort-Philippe. Cependant, cette inondation du schorre produit un risque de submersion marine à partir d'un niveau d'eau $\geq 5,69$ m ($H_{100\text{re}}$) (**Fig. a-271**). En effet, il semble exister un point faible dans la digue de protection bordant cette anse, d'une dizaine de mètres de largeur. Cette zone pourrait donc constituer une entrée d'eau marine potentielle et provoquer une inondation des prairies et étangs de la réserve naturelle situés à l'arrière, voire même atteindre le lotissement des Escardines pour les niveaux d'eau les plus extrêmes ($H_{100\text{re}}$ et $H_{100\text{re } 2050}$). Pour le scénario le plus extrême $H_{100\text{re } 2050}$, la ville de Grand-Fort-Philippe est également menacée par une submersion marine via un débordement du fleuve Aa sur les berges (**Fig. V-245**).

Bien que ne présentant aucune submersion sur nos cartographies, cette zone urbanisée peut néanmoins être l'objet d'une inondation par le débordement du fleuve Aa qui la borde.

Présentant une situation similaire au secteur de Sangatte en étant l'unique rempart protégeant la plaine basse située en arrière, le cordon dunaire du Platier d'Oye présente une dynamique de son trait de côte tout à fait différente. En effet, comme cela a été montré dans le chapitre III, la partie centrale du cordon dunaire est soumise à un recul, tant à long terme (-0,5 m/an) qu'à court terme (-0,17 m/an). Le cordon n'étant large que d'une centaine de mètres, le risque de submersion pourrait donc être revu à la hausse à l'avenir si cette tendance au recul se poursuit.

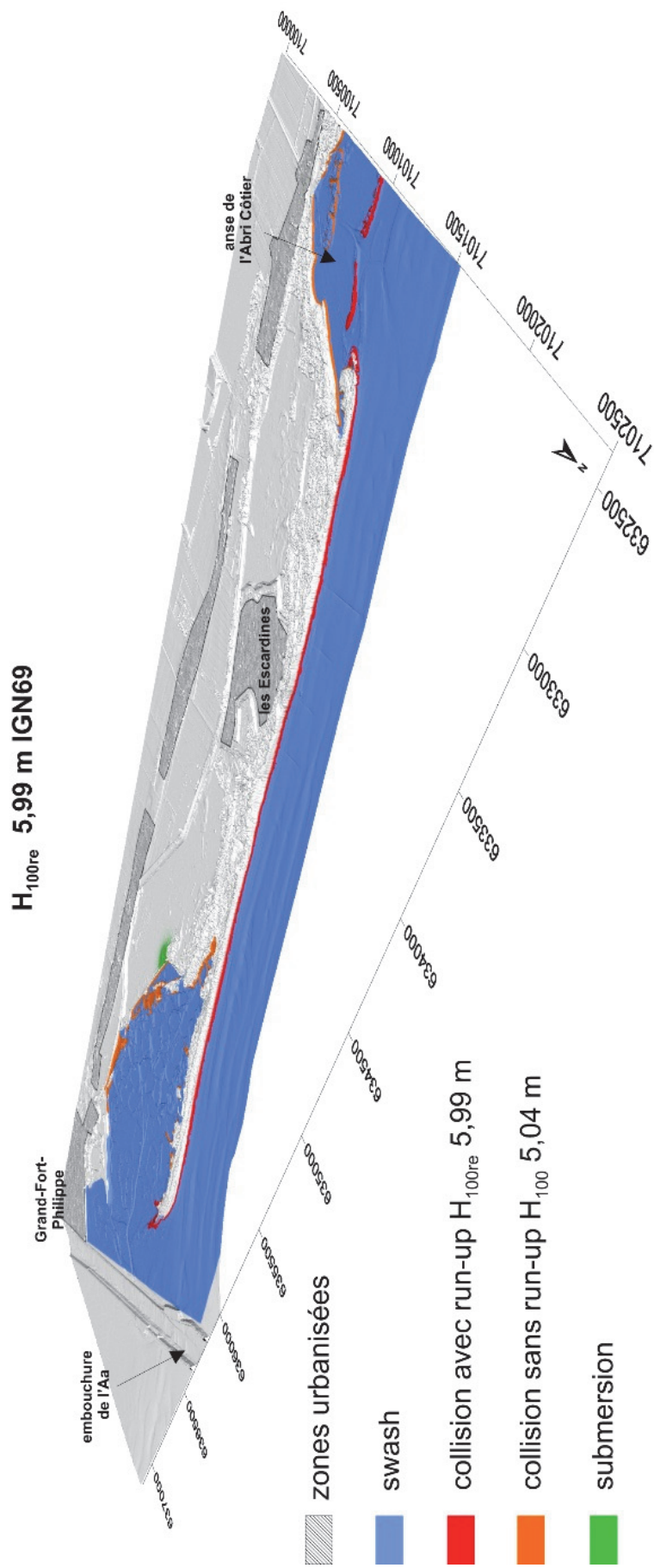


Fig. V-244 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Plâtier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 5,99 m IGN69.

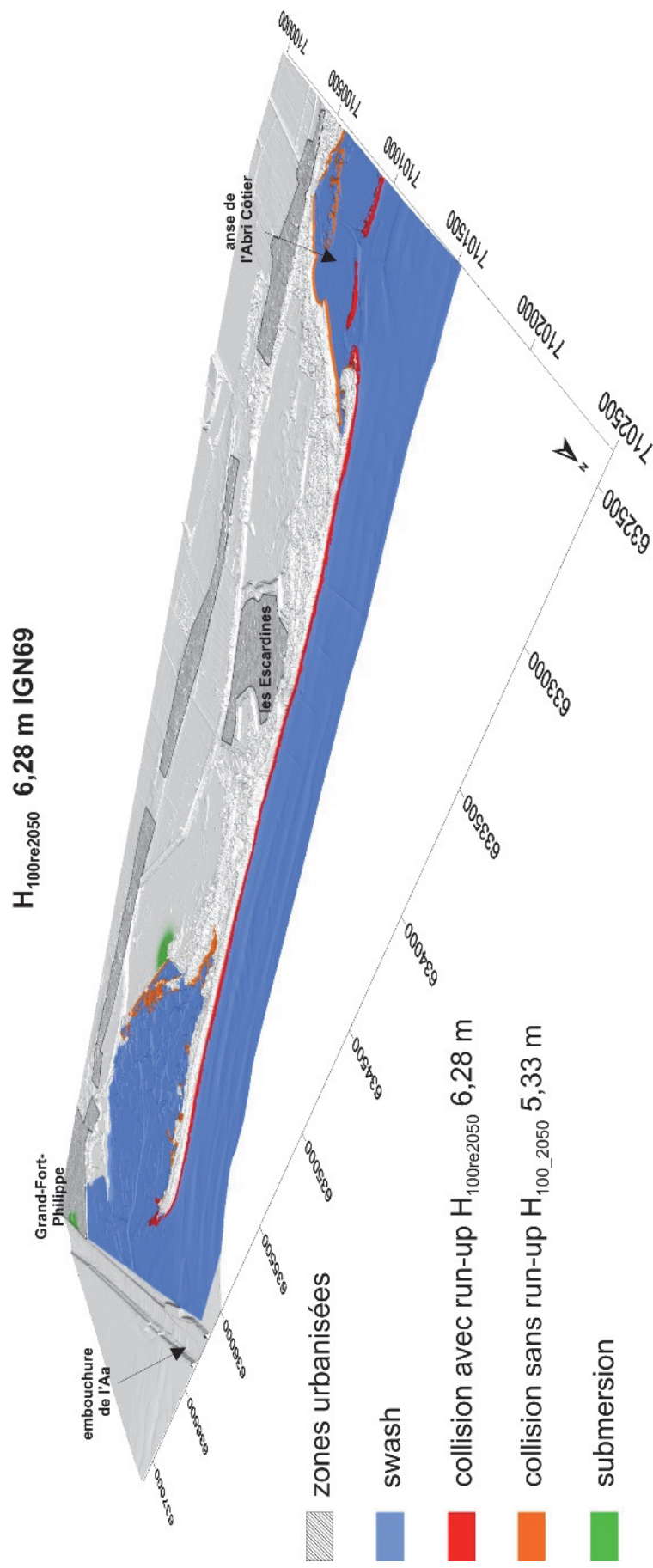


Fig. V-245 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Plaitier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H_{100re 2050}) de 6,28 m, IGN69.

IV. Baie de Wissant

Outre les cordons dunaires associés à la plaine maritime flamande, la baie de Wissant représente un autre secteur du littoral de la Côte d'Opale soumis à un important risque d'érosion (Ch. III et IV) qui pourrait aboutir à d'éventuelles submersions marines dans le futur. En effet, le front de mer de la station balnéaire de Wissant est directement menacé par les hauts niveaux d'eau associés aux tempêtes se produisant dans la Manche. Evoquée dans le chapitre III, la destruction lors d'une tempête en 2007 de la digue-perré du front de mer en est la parfaite illustration. Entre Wissant et le cap Gris-Nez, nous avons également décrit l'unique cordon dunaire séparant l'estran de la petite plaine basse située en arrière. D'une largeur maximale de 150 m et de faible hauteur au niveau de la dune du Châtelet (environ 10 m IGN 69), ce cordon dunaire est donc le seul rempart protégeant le marais de Tardinghen où se situent quelques maisons et exploitations agricoles. Même si le risque est relativement faible du fait de la densité de population au regard des sites précédemment évoqués, une intrusion marine dans le marais de Tardinghen pourrait perturber la biodiversité de ce milieu particulier.

La baie de Wissant présente une largeur moyenne de haut de plage plus faible que les deux précédents sites, de 22 m, soit une pente $\tan\beta$ de 0,09. De par cette pente plus élevée, nous avons obtenu un run-up de 1,22 m pour des conditions moyennes de tempête (rm) et un run-up de 1,78 m pour des conditions extrêmes de tempête (re). La baie de Wissant étant localisée à mi-chemin entre les ports de Boulogne-sur-Mer et de Calais, se posait le choix du marégraphe pour les périodes de retour des hauts niveaux d'eau. Au risque de surestimer la hauteur des hauts niveaux calculés, nous avons fait le choix d'associer ces valeurs de run-up aux périodes de retour de 10 et 100 ans du marégraphe de Boulogne-sur-Mer. Cette association produit les hauts niveaux suivants:

Niveau d'eau	m IGN69
H_{10rm}	6,71
$H_{10rm\ 2050}$	7
H_{10re}	7,27
$H_{10re\ 2050}$	7,56
H_{100rm}	6,96
$H_{100rm\ 2050}$	7,25
H_{100re}	7,52
$H_{100re\ 2050}$	7,81

Tab. V-43 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral de la baie de Wissant pour des valeurs de run-up de 1,22 m et 1,78 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.

La cartographie de ces différents hauts niveaux d'eau montre que le front de mer de Wissant peut subir une submersion de la digue-perré dès le plus faible haut niveau d'eau, à période de retour décennale et run-up de conditions moyennes de tempêtes (H_{10rm} , 6,71 mIGN69, **Fig. a-272**). Cette submersion est possible sur deux tronçons de la digue, l'un dans la moitié ouest de la digue et l'autre dans la moitié est, au plus près du poste de secours. Ceci est vérifiable sur le terrain, la digue est régulièrement inondée par les vagues lors de tempêtes automnales et hivernales (**Fig. V-246**). Concernant la partie naturelle de la baie, il existe un autre point d'entrée potentiel de la mer à l'intérieur des terres, au niveau de l'embouchure du ruisseau du Châtelet. Notre cartographie ayant pour but de déceler les éventuelles zones de franchissement pouvant aboutir à une submersion marine, elle ne peut en revanche modéliser et cartographier précisément les limites d'extension à l'arrière du cordon dunaire d'une éventuelle inondation. Pour l'ensemble des massifs dunaires, ce plus faible niveau d'eau actuel H_{10rm} montre déjà un fort régime de collision aboutissant à l'érosion du cordon dunaire, particulièrement au sein de de la dune d'Aval où des intrusions d'eau marine sont possibles à l'intérieur de la dune (**Fig. a-272**).

Avec des conditions extrêmes de tempête (H_{10re} , **Fig. a-274**), on observe l'apparition de deux brèches dans la dune du Châtelet, dans sa partie occidentale décrite comme étant la zone connaissant le recul de trait de côte le plus élevé à court terme (Ch. IV). La submersion de la digue de Wissant recouvre la quasi-totalité de la promenade, à l'exception de l'extrémité occidentale qui est plus élevée. Le régime de collision touche à nouveau l'ensemble du linéaire côtier de la baie et s'accroît, préférentiellement au niveau des dunes d'Aval et du Châtelet.

Ces mêmes conditions extrêmes de tempêtes mais couplées cette fois-ci avec un niveau d'eau à période de retour centennal (H_{100re}) provoquent l'apparition d'une troisième brèche dans le cordon dunaire du Châtelet, non loin de la première précédemment décrite (**Fig. V-247**). Ce haut niveau d'eau provoquerait également une énorme érosion des cordons dunaires de la baie, avec toujours un maximum de régime de collision au sein de la dune d'Aval. Avec un tel niveau d'eau, la submersion marine de la digue-perré de Wissant pourrait s'étendre plus vers l'intérieur de la station balnéaire (**Fig. V-247**).

Si les prévisions d'élévation du niveau moyen de la mer de +0,29 m à l'horizon 2050 du scénario RCP6.0 du GIEC (**IPCC, 2014**) s'avéraient exactes, la forte érosion due à un régime de collision et les différentes submersions décrites précédemment seraient accrues. La topographie de la ville de Wissant montre que le relief décline entre le perré du front de mer en direction de l'étang de Wissant, situé en arrière du camping de La Source. La submersion marine pourrait donc inonder tout le quartier résidentiel s'étendant du front de mer jusqu'au camping (**Fig. V-248**). Du côté de la dune du Châtelet, la cartographie de l'aléa de submersion étant établie sur le MNT de janvier 2014, elle ne tient pas compte

des rythmes actuels d'érosion qui peuvent atteindre -6 m/an (Fig. IV-42). Si cette tendance érosive se poursuit dans ce secteur, les quelques maisons présentes à l'arrière du cordon dunaire semblent condamnées à court terme, du fait de la faible largeur dunaire restante actuellement (inférieure à 50 m).

Les différentes cartographies du risque de submersion pour la station balnéaire de Wissant présentées ci-dessus ont été calculées sur MNT de janvier 2014, sur lequel l'ouvrage de défense présente une majorité de zones à altitude inférieure à nos différents hauts niveaux d'eau. Détruite en 2007 à la suite d'une tempête, la digue avait été colmatée en urgence par des enrochements dans l'attente d'une éventuelle reconstruction. Un nouveau projet de digue-perré a récemment été choisi et les travaux ont débuté en novembre 2014. Le nouvel ouvrage présentera une pente plus douce en enrochements pour amortir l'énergie de la houle et le muret au sommet de la digue atteindra la cote de 7,95 m IGN69. Cette nouvelle cote de sommet de digue permettra donc de faire face au plus haut niveau d'eau calculé, à savoir un niveau d'eau à période de retour centennale associée à un run-up de conditions extrêmes de tempête et à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'horizon 2050 ($H_{100re\ 2050}$ 7,65 m IGN69).

En plus de cette reconstruction, une association de citoyens « les amis de la baie de Wissant » milite pour accompagner cette mesure par un ré ensablement massif de la baie, qui comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, connaît un bilan sédimentaire largement négatif. A partir de cette demande, le bureau d'études Egis Ports préconise un rechargement de 635 000 m³ dans la partie centrale de la baie, au droit de Wissant, correspondant à une berme d'une largeur de 30 m et atteignant la cote de 4,7 m IGN69 (environ le niveau des PHMA) (**Egis Ports, 2014**). Parmi les ressources de sable marin disponibles, la piste la plus privilégiée proviendrait des travaux d'extension vers le large du port de Calais.



Fig. V-246: Submersion de la digue de Wissant lors de la tempête du 31/10/2013. (Cliché pris par Adrien Cartier).

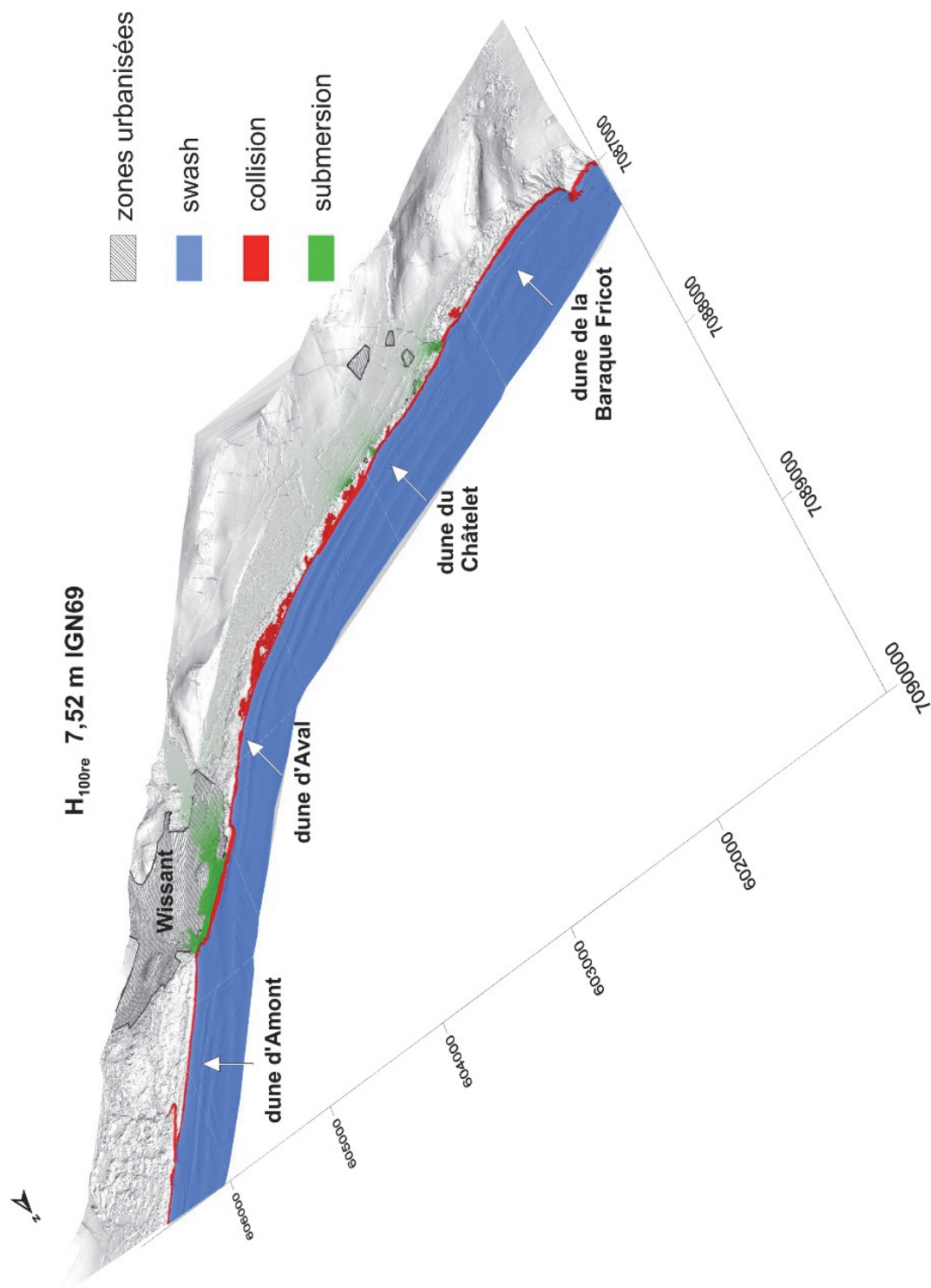


Fig. V-247 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 7,52 m IGN69.

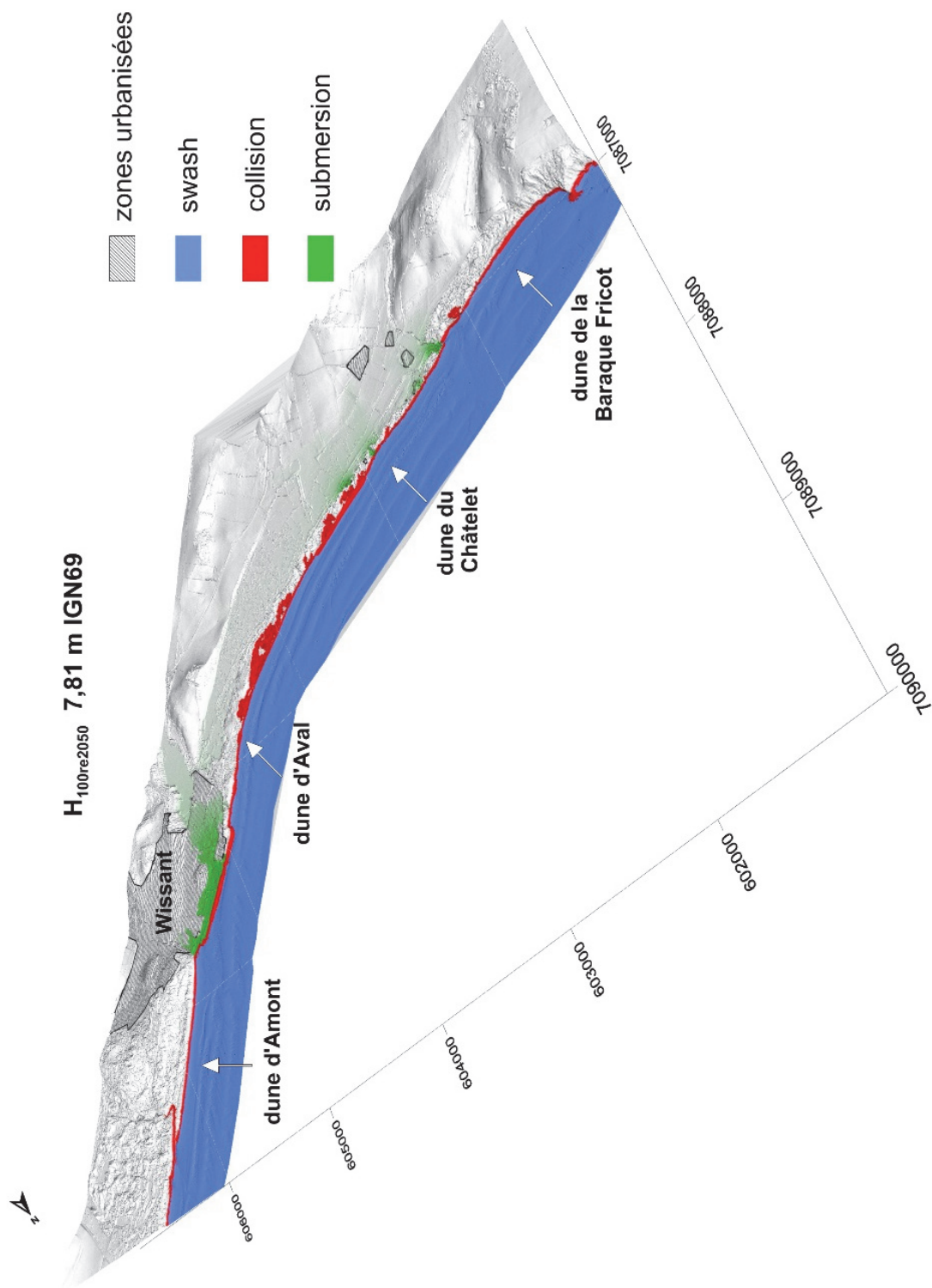


Fig. V-248 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H_{100re}₂₀₅₀) de 7,81 m IGN69.

V. Baie d'Authie

Contrairement au reste des massifs dunaires picards de la façade maritime Manche, les dunes de la rive nord de la baie d'Authie ne présentent qu'un unique cordon dunaire bordier protégeant la plaine basse située en arrière, appelée bas-champs picards. Même si les enjeux humains et économiques ne sont pas aussi élevés que pour la plaine maritime flamande, une submersion marine entrainerait une inondation de ces bas champs, qui outre une contamination en sel des terres cultivées, menacerait directement une exploitation agricole et le village de Groffliers situé plus en arrière.

Le haut de plage de la rive nord de la baie d'Authie présente en décembre 2013 une largeur moyenne de 29 m, soit une pente moyenne $\tan \beta$ de 0,06. A partir de cette valeur de pente, nous avons obtenu un run-up de 0,83 m pour des conditions moyennes de tempête (rm) et 1,21 m pour des conditions extrêmes de tempête (re). Associées à des périodes de retour de 10 et 100 ans, ces valeurs de run-up produisent ces hauts niveaux d'eau :

Niveau d'eau	m IGN69
H_{10rm}	6,32
$H_{10rm\ 2050}$	6,61
H_{10re}	6,7
$H_{10re\ 2050}$	6,99
H_{100rm}	6,57
$H_{100rm\ 2050}$	6,86
H_{100re}	6,95
$H_{100re\ 2050}$	7,24

Tab. IV-44 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral de la rive nord de la baie de l'Authie pour des valeurs de run-up de 0,83 m et 1,21 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.

Les scénarii H_{10rm} , $H_{10rm\ 2050}$, H_{10re} , H_{100rm} , $H_{100rm\ 2050}$ de hauts niveaux d'eau (**Fig. a-278** à **Fig. a-283**) atteignant des altitudes allant de 6,32 m IGN69 (H_{10rm}) à 6,86 m IGN69 ($H_{100rm\ 2050}$), provoquent une érosion du cordon dunaire sur l'ensemble de son linéaire, de l'Anse des Sternes à la pointe du Bec du Perroquet (**Fig. V-249**). A l'heure actuelle, bien que ne présentant plus qu'une largeur inférieure à 90 m, le cordon dunaire du Bois de Sapins présente une brèche en forme de talus d'altitude inférieure à 7,5 m IGN69 (**Fig. V-250**). Si les cinq hauts niveaux d'eau précédents ne provoquent aucune rupture au sein de cette brèche, la cartographie montre à contrario une submersion marine s'étendant dans les bas champs à partir de cette brèche pour les niveaux H_{100re} , $H_{10re\ 2050}$ et $H_{100re\ 2050}$ (**Fig. V-250** et **Fig. V-252**).

Ce scénario de submersion évoqué principalement pour 2050 risque cependant de se produire bien plus tôt que prévu en raison de l'intense érosion qui touche le cordon dunaire du Bois de Sapins. En effet, nous avons évoqué le cordon dunaire du Bois de Sapins réduit à l'état de talus en son centre (**Fig. V-250**). Le profil topographique montre que le cordon dunaire ne présente plus qu'une plate-forme d'une vingtaine de mètres de largeur d'altitude supérieure au niveau H_{100re} avant de plonger vers les bas champs. Si la tendance érosive constatée pour la période d'étude 2008-2013, avec des rythmes d'érosion pouvant atteindre jusqu'à -15 m dans ce secteur, venait à se poursuivre, cette plate-forme dunaire pourrait disparaître d'ici deux ans. Au vu de cette situation préoccupante, l'association ADCMBA, évoquée dans le chapitre précédent, milite pour une intervention rapide des pouvoirs publics pour lutter contre cette érosion. Le bureau d'étude IDRA Environnement a réalisé une étude préconisant un ré-ensablement massif de la rive nord de la baie d'Authie. Compris entre 350 000 et 550 000 m³, ce rechargement comblerait le chenal de l'Authie situé au plus près de la rive sur environ 800 m et permettrait également de reconstituer en partie le cordon dunaire du Bois de Sapins. Le sable permettant ce rechargement serait directement prélevé à proximité, au niveau de la pointe du poulier (**IDRA Environnement, 2013**). Si l'autorisation des pouvoirs publics était donnée, les travaux pourraient commencer en septembre 2015.

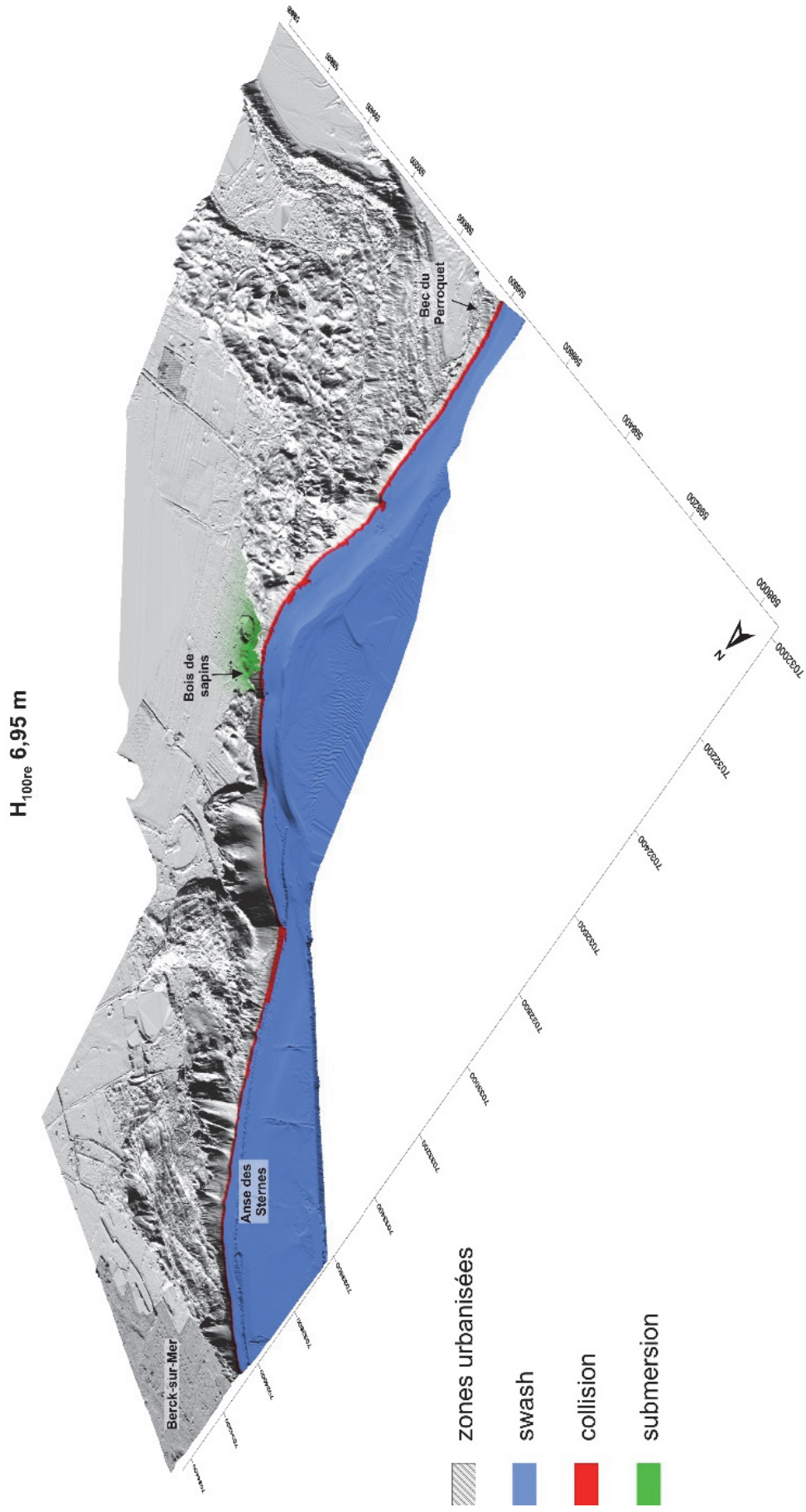


Fig. V-249 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Aulhies et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 6,95 m IGN69.

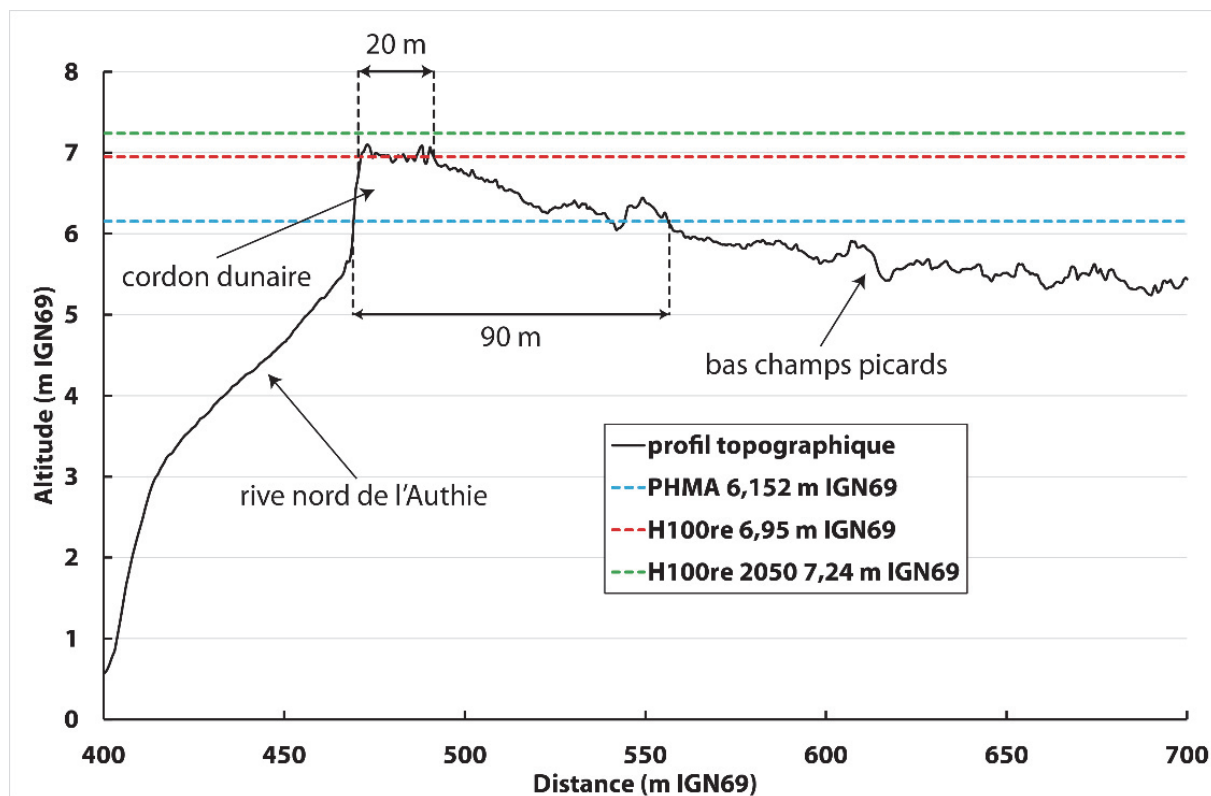


Fig. V-250 : Profil topographique au niveau de la brèche du Bois de Sapins le 6 décembre 2013.



Fig. V-251 : Vue de la brèche du Bois de Sapins depuis l'estran de la rive nord de la Baie d'Authie, le 12 décembre 2014. (Cliché pris par l'association ADCMBA)

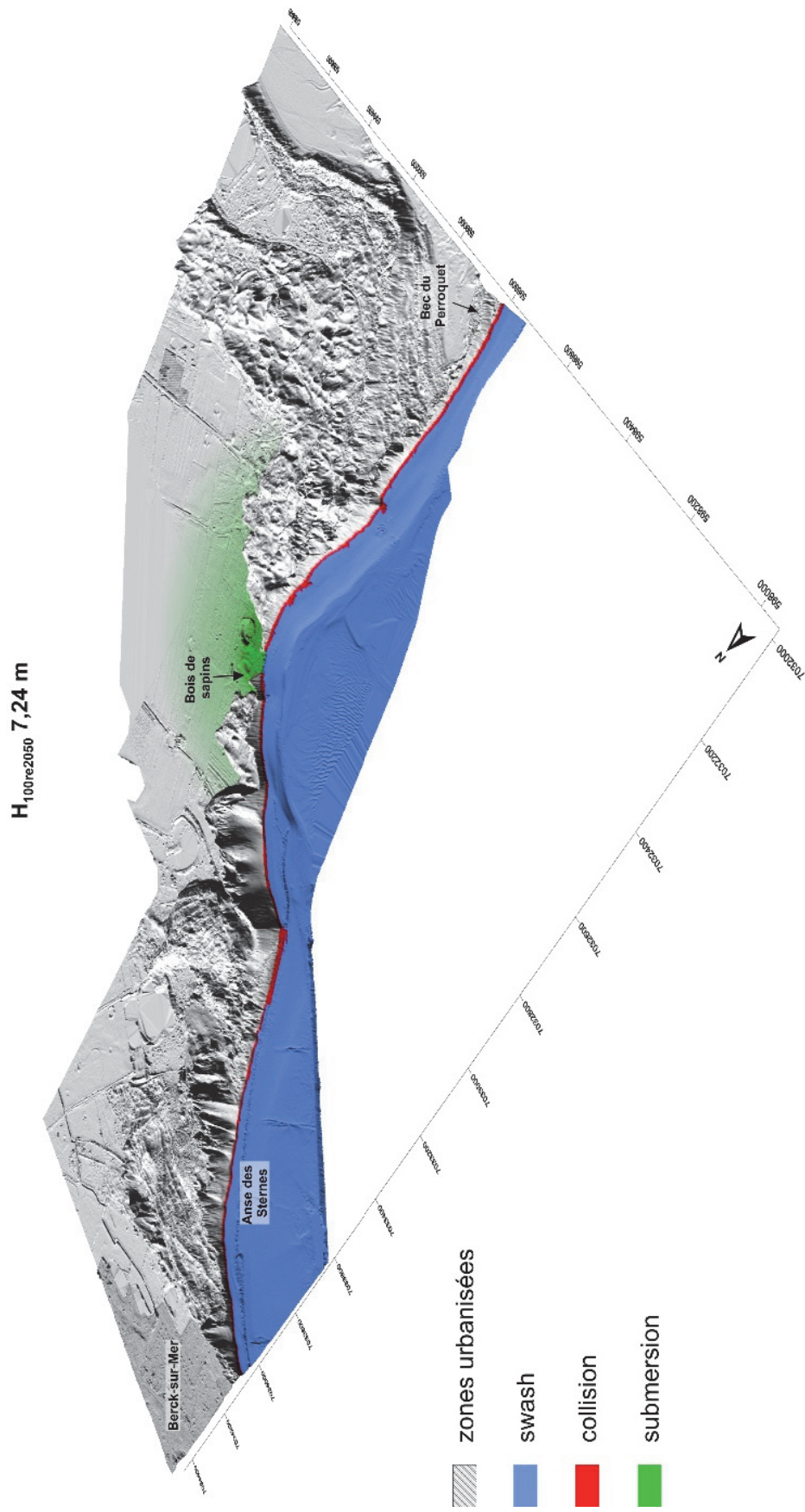


Fig. V-252 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 ($H_{1,00re\ 2050}$) de 7,24 m IGN69.

Dans l'attente du lancement potentiel de ces importants travaux de ré-ensablement, l'association a réussi à faire mettre en place pendant l'été 2014 un barrage long de 160m constitué de 500 sacs (« big bag » de 1m³) positionnés sur 2 m de haut en travers de la brèche à 30 m du trait de côte (**Fig. V-253**). La mise en place de ce barrage est destinée à protéger provisoirement les bas champs d'une submersion par un niveau d'eau important.



***Fig. V-253:** Barrage de sacs d'1 m³ remplis de sable et recouvert de géotextile au sein du Bois de Sapins (Cliché pris par l'association ADCMBA)*

Synthèse et conclusion générale

L'évolution du trait de côte du littoral du NPDC

Malgré une fragmentation des espaces naturels dunaires plus importante du fait d'une importante anthropisation au cours du XX^{ème} siècle, la façade Nord du littoral de la Côte d'Opale a connu une tendance moins érosive de son évolution du trait de côte par rapport à la façade Manche.

L'exemple le plus notable étant les dunes du Fort Vert, situées à l'est du port de Calais, qui ont connu une forte progradation vers le large. Mise en évidence par **Aernouts (2005)** ainsi que par **Aubry (2010)**, cette dynamique positive du trait de côte a été provoquée par des apports massifs de sédiments dû à l'accolements successifs à la côte de plusieurs bancs sableux subtidaux (banc Braseux, Riden de la Rade), provoquant la formation d'une plate-forme sablo vaseuse d'environ 1 km de large. Une cartographie différentielle de relevés bathymétriques a permis de mettre en évidence un gain sédimentaire de $89 \times 10^6 \text{ m}^3$ entre 1911 et 1977 pour le Riden de la Rade (**Héquette et Aernouts, 2010**). Caractérisée par la formation de dunes embryonnaires et de nombreuses dunes en îlots sur le haut de plage, l'avancée du trait de côte des dunes du Fort Vert a été estimée à plus de 2,5 m/an entre 1963 et 2009 et à quasiment 5 m/an entre 2008 et 2014 malgré des conditions hivernales 2013 particulièrement défavorables pour l'ensemble du littoral régional (**Fig. 254**).

Plus à l'est, en aval dérive de ce prisme d'accrétion sédimentaire, le littoral du Platier d'Oye présente une évolution plus contrastée. En effet, l'étude pluri-décennale du trait de côte montre une importante accumulation sédimentaire de part et d'autre du secteur central du Platier, ayant abouti à la formation de flèches sableuses à migration longitudinale. La formation et le développement de ces deux flèches ont donc provoqué une importante avancée du trait de côte, pouvant atteindre jusqu'à 8 m/an, mais elles se sont également accompagné d'une érosion du cordon dunaire dans le secteur central du Platier d'Oye. Etant le seul rempart protégeant un lotissement face au risque de submersion marine, les pouvoirs publics ont donc décidé d'agir pour enrayer cette érosion du cordon dunaire. Via l'implantation de plusieurs épis ayant pour but de contrer le courant de contre-dérive (**Aubry et Ruz, 2008**), puis de casiers brise-vents implantés en haut de plage pour accumuler les sédiments issus du transport éolien, cette érosion a été ralentie mais pas stoppée. En effet, les mesures récentes de l'évolution du trait de côte ont montré une réponse négative du cordon dunaire face aux hauts niveaux engendrés par les tempêtes hivernales de 2013.

Présentant des conditions morphologiques similaires au Platier d'Oye, le cordon dunaire unique de Sangatte fait la jonction entre les falaises calcaires du Cap Blanc-Nez à l'ouest jusqu'au port de Calais, à l'est. L'analyse pluri-décennale de l'évolution du trait de côte montre majoritairement une tendance à la progradation. L'évolution globale du trait de côte est donc plutôt positive dans ce secteur, mais quelques zones localisées peuvent cependant connaître des phases de recul du linéaire côtier. A court terme, les mesures les plus récentes ont montré la poursuite de cette tendance positive d'évolution. Cependant la première section du cordon dunaire, dans le prolongement de la digue de Sangatte, est

la plus assujettie à de hauts niveaux d'eau morphogènes. Or cette section est la plus étroite de tout le massif dunaire du Fort Mahon qui protège la plaine maritime flamande située en arrière.

Les résultats de ce travail permettent également de confirmer les évolutions de trait de côte contrastées du littoral de l'est-dunkerquois (**Maspataud, 2011**). En effet, le cordon dunaire a subi une érosion modérée au niveau de la dune Dewulf dans la partie ouest de ce secteur et une forte accrétion au nord-est de Bray-Dunes, sur le massif dunaire du Perroquet. Sur les dernières années de l'étude, entre 2008 et 2014, cette tendance évolutive s'est à nouveau confirmée, avec les massifs dunaires Dewulf et Marchand qui ont vu leur pied de dune reculer en raison des tempêtes de l'automne 2013 tandis que le cordon dunaire bordier du Perroquet a quant à lui présenté des taux d'évolution positifs malgré ces conditions érosives.

Comme évoqué précédemment, la façade Manche de la Côte d'Opale a connu une évolution plus érosive sur la majeure partie de son linéaire côtier. C'est notamment le cas sur la portion de littoral s'étendant d'Equihen-Plage jusqu'à la Baie de Canche, où le pied de dune a reculé d'une vingtaine de mètres en moyenne, comme l'avaient constaté **Chaaban et al. (2012)**.

La partie méridionale du littoral associée à la plaine maritime picarde, à partir du Touquet-Paris-Plage, a connu une forte progradation du trait de côte au niveau de la pointe du Touquet et une relative stabilité du reste du linéaire jusqu'à Merlimont-Plage, rejoignant ainsi les observations faites par **Battiau-Queney et al. (2003)** et **Chaverot (2006)**. Plus au sud, en direction de Berck-sur-Mer, le cordon dunaire présente à nouveau un bilan évolutif plutôt négatif.

Cependant, depuis le début des années 2000, on observe une relative stabilité de l'ensemble du littoral situé au nord de la Baie de Canche et une stabilité voire une progradation du trait de côte entre le Touquet-Paris-Plage et Berck-sur-Mer.

Sites ayant une géomorphologie particulière, les estuaires de la Canche et de l'Authie ont vu leur rive droite évoluer de manière très prononcée de 1963 à aujourd'hui. De par la divagation du chenal principal du fleuve Canche, le cordon dunaire de la rive nord de la Baie de Canche a vu l'alternance de zones à fortes progradation du trait de côte et zones à fort recul. Soumis également à la divagation du chenal de son fleuve, la rive nord de la Baie d'Authie présente un très fort recul du linéaire côtier, excepté une forte progradation localisée au niveau de la pointe du Bec de Perroquet. Les taux de recul très élevés du trait de côte se sont poursuivis ces dernières années, avec même quelques accentuations de ces rythmes sur certains secteurs, fragilisant ainsi de plus en plus le cordon dunaire.

Coincée entre les caps Gris-Nez et Blanc-Nez, la Baie de Wissant connaît également un sérieux problème d'érosion de ses massifs dunaires ainsi qu'un abaissement du niveau de la plage. Complétant les observations et les mesures déjà réalisées sur la baie de Wissant (**Pinte, 1987 ; Fauchois, 1998 ; Ruz et Meur-Ferec, 2004 ; Aernouts et Héquette, 2006 ; Chaverot et al., 2008 ; Sedrati et Anthony, 2013**), nos travaux ont montré de très forts taux de reculs des massifs dunaires situés au sud-ouest de

Wissant lors de la période comprise entre 1963 et 2009. Les périodes temporelles les plus récentes ont également montré une accentuation de l'érosion sur certains tronçons du littoral de la Baie de Wissant mais également un déplacement vers le nord-est de ces phénomènes érosifs (**Crapoulet et al., 2012**), en touchant la dune d'Amont qui présentait jusqu'à présent une évolution positive de son trait de côte (**Aernouts et Héquette, 2006 ; Sedrati et Anthony, 2013**).

Dans un contexte mondial d'érosion des littoraux meubles sableux (**Bird, 1996 ; Pilkey et Hume, 2001 ; Paskoff, 2004**), l'analyse de l'évolution du trait de la Côte d'Opale a montré une variation plus contrastée, que ce soit spatialement ou temporellement. En effet, plusieurs portions de littoral ont connu une progradation du trait de côte à long terme, comme à court terme. Cette évolution contrastée montre la complexité de la dynamique sédimentaire régionale, qui résulte de variables locales naturelles et/ou anthropiques très différentes. Cette dynamique doit donc être abordée à l'échelle de la cellule sédimentaire, formée naturellement ou de manière anthropique par l'implantation d'ouvrages portuaires obstruant la dérive littorale. En effet, au cours du XX^{ème} siècle, la pression anthropique s'est accrue sur le littoral avec le développement de stations balnéaires liées au tourisme de masse ainsi que le développement de sites industrialoportuaires (Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-Mer).

Les phénomènes érosifs constatés sur les sites de la baie d'Authie et de la baie de Wissant nourrissent des conditions propices à de futures submersions marines (**Fig. 254**). En effet, bien que présentant actuellement une morphologie dunaire qui les protège encore de ces submersions, la cartographie de cet aléa à l'horizon 2050 prenant en compte la hausse du niveau marin liée au changement climatique montre clairement des franchissements du cordon dunaire pour des conditions modérées de tempête. Cette cartographie étant établie sur les données topographiques les plus récentes, à savoir décembre 2013 et janvier 2014, ces submersions potentielles ont une forte probabilité de se produire bien plus tôt que l'année 2050 en raison des taux d'érosion constatés sur ces massifs dunaires.

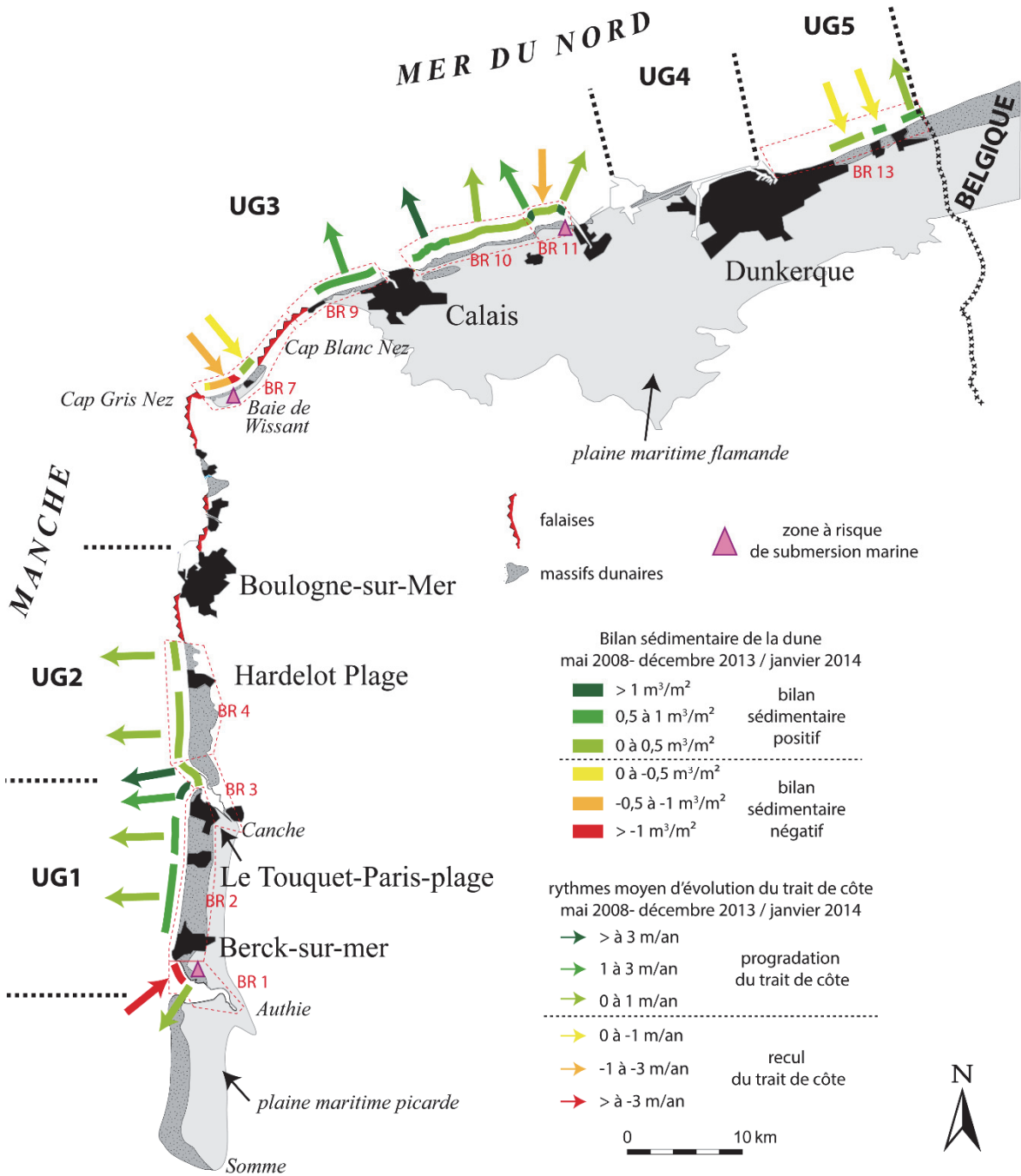


Fig. 254 : Schéma de synthèse de l'évolution du trait de côte et des bilans sédimentaires des massifs dunaires du littoral de la Côte d'Opale. BR= Bassin de Risque. UG=Unité de Gestion sédimentaire.

Le bilan sédimentaire de la Côte d'Opale

L'objectif majeur de ce travail doctoral était d'établir des bilans sédimentaires de l'ensemble du littoral de la Côte d'Opale et de lier les stocks sédimentaires aux évolutions du trait de côte.

Entre mai 2008 et décembre 2013/janvier 2014, l'ensemble du littoral a gagné +5 204 x 10³ m³ sur une surface de calcul de 42 km², soit une évolution moyenne de +0,12 m³/m².

Ce bilan sédimentaire, inférieur à la marge d'erreur du LiDAR qui est de +/- 0,15 m³/m², traduit une stabilité ou une tendance à une légère accrétion du système plage-dune à l'échelle régionale. Si l'on regarde plus en détail cette évolution selon les trois compartiments de calculs élaborés, nous constatons que cette stabilité est liée à l'évolution morphologique de l'estran moyen, qui dans la majeure partie des cas, présente une évolution topographique liée à la dynamique du système barre-bâches, caractéristique des plages de la région. Le gain sédimentaire moyen est de +0,08 m³/m², avec + 2 553 x 10³ m³ sur une surface de calcul de 32,2 km². En se limitant au compartiment correspondant au haut de plage, cette accrétion sédimentaire devient significative, avec un gain de + 1 157 x 10³ m³ (+0,18 m³/m²). Le gain de sédiments est encore plus important pour les cordons dunaires de la Côte d'Opale, malgré quelques secteurs pouvant connaître une érosion modérée ou très forte comme en baie de Wissant. En effet, à l'échelle régionale, les dunes côtières ont gagné 1 494 x 10³ m³ de sédiments, soit un taux d'accrétion moyen de 0,44 m³/m² entre mai 2008 et janvier 2014.

Ces bilans sédimentaires régionaux ne prennent pas en compte les évolutions morphologiques des estuaires de la Canche et de l'Authie. Malgré de fortes variations volumétriques, notamment une intense érosion de la rive nord de la baie d'Authie, ces deux estuaires sont restés relativement stables en termes de bilan sédimentaire. La baie d'Authie présente un gain de 111 x 10³ m³ qui ne représente que 0,01 m³/m², tandis que la baie de Canche a accumulé 291 x 10³ m³ (+0,05 m³/m²), ce qui suggère un léger engraissement sédimentaire.

Même si ces résultats sont à relativiser vis-à-vis de la marge d'erreur du levé Lidar de mai 2008 et de la courte période temporelle étudiée, ils permettent tout de même de confirmer que la Côte d'Opale ne se trouve pas dans une situation de pénurie sédimentaire. En effet, les côtes du NPDC sont dans un contexte géomorphologique d'accumulation sédimentaire et de comblement depuis la dernière transgression marine postglaciaire (**Augris et al., 1990; Anthony, 2002**), tendance qui semble donc encore se poursuivre de nos jours.

Si l'on regarde plus en détail le bilan sédimentaire de la Côte d'Opale à l'échelle des unités de gestion sédimentaires (UG, **Fig. 254**) définies dans le Plan Littoral d'Actions pour la Gestion de l'Érosion (**SMCO, 2003**), on peut remarquer que les évolutions morphologiques du littoral entre 2008 et 2013/2014 présentent des nuances, à l'instar de l'évolution du trait de côte. Dans un souci de précision, les unités de gestion étant jugées trop vastes sur certains sites, particulièrement pour l'UG3 qui peut être très difficilement être considérée comme une seule cellule hydrosédimentaire, nous avons choisi de reprendre et d'adapter les limites des bassins de risque (BR, **Fig. 254**) définis récemment dans le rapport « Diagnostic et élaboration d'orientations pour une gestion durable du trait de côte sur le littoral de la Côte d'Opale » (**Egis Ports et ULCO, 2014**).

Le littoral de la façade Manche, correspondant aux UG 1 et 2, fait partie des portions du littoral ayant accumulé le plus de sédiment. Ceci est particulièrement le cas du cordon

dunaire longiligne s'étendant entre les baies de Canche et de l'Authie (BR2), qui présente un taux d'accrétion sédimentaire moyen compris entre 0,5 et 1 m³/m². Cette forte accrétion a permis la progradation du pied de dune sur la période temporelle 2008-2013 (**Fig. 254**). Au nord de la baie de Canche, le cordon dunaire s'étendant jusqu'à Equihen-Plage (BR4) s'est montré plus stable, avec de faibles taux d'accrétion et d'évolution du trait de côte (**Fig. 254**).

Sur la façade de la mer du Nord, les cordons dunaires de Sangatte et du Fort Vert (BR 9 et 10) ont également accumulé entre 0,5 et 1 m³/m², en lien avec une progradation du linéaire côtier. Grâce à l'apport de données bathymétriques permettant de réaliser un différentiel volumique entre les années 2010 et 2014 (**Fig. 255**), un bilan sédimentaire positif de l'ordre de 2,5 x 10⁶ m³ a également été mesuré dans les petits fonds entre Sangatte et le secteur du Fort Vert, montrant ainsi que l'ensemble de la zone côtière est caractérisée par une accumulation de sédiments sableux (**Héquette et al., 2015**). Le couplage des différentiels topographiques et bathymétriques permet également de mieux comprendre l'érosion constatée sur l'estran au droit des dunes du Fort Vert. Au vu du fort engraissement linéaire constaté sur le banc subtidal, il semblerait que le chenal soit en train de se déplacer vers le rivage, érodant ainsi l'estran moyen. Sur ce secteur du littoral s'étendant de Sangatte à Calais, les évolutions volumiques des petits fonds au cours du XX^{ème} siècle ont montré une corrélation avec l'évolution du trait de côte, démontrant ainsi l'influence du bilan sédimentaire de l'avant-côte sur la stabilité du trait de côte (**Héquette et Aernouts, 2010**). D'autres auteurs ont également mis en évidence la dépendance de l'évolution des côtes d'accumulation sableuses face aux stocks sédimentaires disponibles dans les petits fonds ainsi que le rôle de la morphologie de l'avant-côte. En effet, plusieurs études menées sur la côte est des Etats-Unis, en Caroline du Nord, ont montré l'influence de la présence de barres sableuses pré-littorales obliques sur l'évolution du trait de côte à l'échelle mensuelle et multi-décennale (**McNinch, 2004 ; Miselis et McNinch, 2006 ; Schupp et al., 2006**). En France, des études récentes menées sur le littoral méditerranéen du Languedoc-Roussillon ont permis de mettre en évidence un net déficit sédimentaire de l'avant-côte au cours du siècle dernier, lié à des transports sédimentaires vers le large et à la dynamique de barres sableuses subtidales (**Aleman, 2013; Brunel et al., 2014; Aleman et al., 2015**). Une comparaison entre l'évolution du trait de côte et l'évolution des stocks sédimentaires de l'avant-côte a également permis de montrer que les mouvements enregistrés au niveau de la ligne de rivage de cette portion du littoral méditerranéen sont de moins en moins représentatifs du bilan sédimentaire, probablement en relation avec un bilan sédimentaire négatif à l'échelle de la région dû à une anthropisation croissante perturbant la dynamique naturelle du système (**Brunel et al., 2014**).

A proximité de la Côte d'Opale, **Costa et al. (2005)** ont à l'inverse mis en évidence l'ensablement de certains estrans sableux, dépourvus d'apports sédimentaires continentaux, via des échanges sableux transversaux entre le large et l'estran.

Plus à l'est de ce site, le cordon dunaire des Hemmes de Marck au Platier d'Oye (BR 10) s'est lui montré plus stable, avec une évolution volumique plus faible.

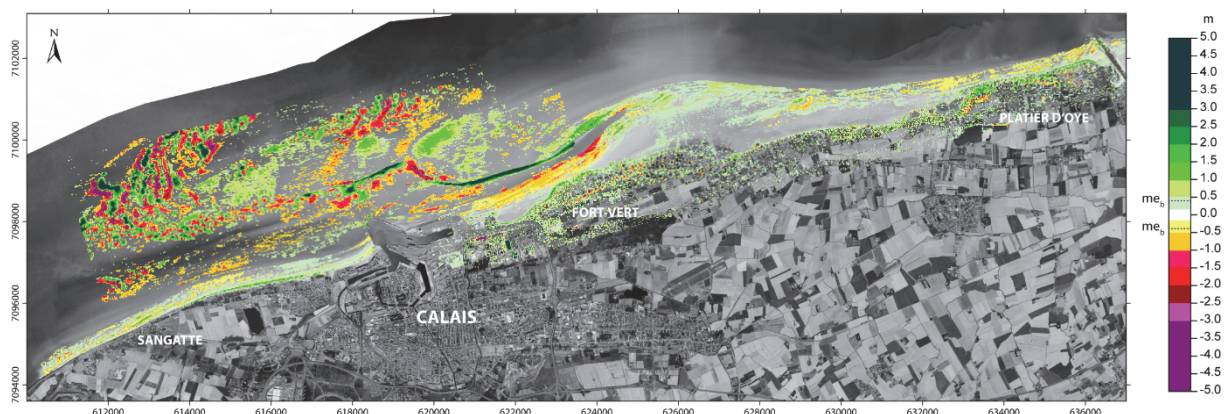


Fig. 255 : Carte différentielle de la bathymétrie de l'avant-côte entre 2010 et 2014 et de la topographie de la zone littorale entre 2008 et 2014 de Sangatte au Platier d'Oye ; la marge d'erreur des levés topographiques dans la zone littorale (terrestre) est de $\pm 0,15$ m, la marge d'erreur des levés bathymétriques (me_b) est de $\pm 0,4$ m (**Héquette et al., 2015**).

Les dunes bordières du Platier d'Oye (BR11, **Fig. 254**) montrent également un net engraissement sédimentaire lié à la poursuite du développement des deux flèches sableuses situées aux extrémités occidentales et orientales du site. Cependant le bilan sédimentaire réalisé sur l'ensemble du cordon dunaire masque le fait que cordon dunaire rectiligne, situé au centre du Platier d'Oye, connaît un bilan plus mitigé et une tendance érosive sur la période temporelle 2008-2014 (**Fig. 254**).

Site le plus septentrional du littoral de la Côte d'Opale, l'est-dunkerquois (UG5 et BR13, **Fig. 254**) a connu une évolution similaire au Platier d'Oye, avec des bilans sédimentaires faiblement positifs pour les dunes Dewulf et Marchand associés à un faible recul du trait de côte. Comme l'avaient déjà remarqué **Clabaut et al. (2000)**, malgré l'érosion du front dunaire, la crête de la dune bordière tend à s'élever et ainsi contribuer à gain de sédiments. Ce paradoxe est lié au fait que les deux massifs dunaires ont enregistré un net gain sédimentaire entre 2008 et 2012, montrant leur capacité de résilience suite à aux années antérieures particulièrement érosives (**Maspataud, 2011 ; Ruz et al., 2014**). Cette résilience s'est stoppée lors des forts épisodes morphogènes de l'automne 2013, avec notamment les tempêtes Godehart et Xaver, qui ont provoqué un recul du trait de côte. Grâce à un stock sédimentaire de haut de plage plus important, le cordon dunaire du Perroquet, situé à l'est de Bray-Dunes, a été beaucoup moins impacté par ces événements érosifs. Le bilan sédimentaire de la dune bordière est donc plus conséquent, en lien avec une progradation du trait de côte sur la période temporelle 2008-2014.

Malgré un bilan sédimentaire global positif et un nombre de massifs dunaires ayant connu un net engraissement sédimentaire, deux sites du littoral de la Côte d'Opale connaissent

de graves problèmes de recul de trait de côte en lien avec des bilans sédimentaires négatifs.

Premier de ces deux sites, la baie de Wissant a été décrite précédemment comme présentant des taux d'érosion parmi les plus élevés de France, avec une érosion presque entièrement généralisée à l'ensemble de la baie depuis le milieu des années 1970. Nous avons pu constater grâce aux résultats récents que la seule exception à la tendance érosive qu'était auparavant le secteur de la Dune d'Amont, à l'est du village de Wissant, est également touchée aujourd'hui. Le cordon bordier de ce massif dunaire présente un bilan sédimentaire globalement positif, mais en détail, la dune est maintenant scindée en deux parties aux évolutions distinctes. À l'ouest, au plus proche du village de Wissant, le cordon bordier connaît un démaigrissement sédimentaire associé à un recul du trait de côte, tandis que l'autre moitié, vers le nord-est, continue de prograder vers le large et d'accumuler des sédiments. Au sud-ouest de la baie, la dune d'Aval présente un bilan sédimentaire négatif dépassant le taux de $-1 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Les dunes du Châtelet et de la Baraque Fricot ont également connu une perte sédimentaire moyenne comprise entre $-0,5$ et $-1 \text{ m}^3/\text{m}^2$, avec certains tronçons de leur linéaire comparables aux taux d'érosion observés sur la dune d'Aval. En considérant tous les compartiments sédimentaires, la baie de Wissant affiche un bilan sédimentaire global avoisinant les $-300\,000 \text{ m}^3$ ($-0,18 \text{ m}^3/\text{m}^2$) sur la période temporelle s'écoulant de mai 2008 à janvier 2014. Plusieurs hypothèses ont déjà été évoquées pour expliquer l'important recul du trait de côte que connaît la baie de Wissant depuis au moins plusieurs décennies, incluant une importante érosion des fonds à l'avant-côte (**Aernouts et Héquette, 2006**), mais également des variations morphologiques des variations dans la morphologie du Banc à la Ligne (**Chamley et al., 1987 ; Aernouts et Héquette, 2006**) qui auraient eu des répercussions sur la propagation de la houle et la répartition de leur énergie le long du rivage (**Héquette et al., 2013**). L'existence d'un contre-courant au niveau du Cap Gris Nez, qui pourrait être responsable d'une perte de sédiments vers le large, est un autre facteur qui a également été proposé pour expliquer l'érosion constatée dans la partie centrale et ouest de la baie (**Sedrati et Anthony, 2007**). Il est également possible que les extractions de granulats qui ont eu lieu pendant les années 1960 et 1970 aux abords du Banc à la Ligne (**Ferrière et al., 1993**) aient contribué à l'érosion côtière en accentuant le déficit sédimentaire de la baie.

L'autre site du littoral de la région NPDC qui connaît de graves problèmes d'érosion et de recul du trait de côte est la rive nord de la baie d'Authie. En effet, bien que l'ensemble de la baie soit en équilibre sédimentaire sur la période temporelle 2008-2013, il existe un déséquilibre interne entre accrétion du poulier et érosion des massifs dunaires situés sur la rive nord opposée. Associée à des rythmes de recul du trait de côte de plus de -10 m/an , l'ensemble du cordon dunaire a perdu en moyenne plus de 1 m^3 par m^2 . Cette importante perte sédimentaire est maximale au niveau du secteur dit du Bois de Sapins,

où nous avons vu que la morphologie dunaire actuelle présente une brèche assujettie à un fort risque de submersion marine.

De nombreuses études ont souligné l'importance du bilan sédimentaire littoral pour la stabilité, l'érosion ou le développement des dunes bordières (**Hesp, 1988 ; Psuty, 1992 ; Vallejo et al., 2006 ; Davidson-Arnott, 2010 ; Houser et Mathew, 2011**), le bilan sédimentaire de la plage étant généralement considéré comme déterminant. **Psuty (1992)** a développé un modèle en émettant l'hypothèse que les dunes bordières et les plages sont des entités indépendantes, à partir du constat que bien que de nombreuses côtes sableuses soient en érosion depuis la fin de la transgression postglaciaire, les dunes bordières se sont maintenues et même développées (**Ruz, 2004**). Le modèle se compose de quatre scénarii, en fonction du bilan sédimentaire de la plage et de la dune (**Fig. 256**). Selon **Ruz (2004)** :

- « (A): Lorsque le bilan sédimentaire de la plage est nettement positif, le bilan sédimentaire de la dune est négatif et des crêtes de plages successives se mettent en place. La progradation très rapide des crêtes de plage ne permet pas le développement de dunes car le sable est principalement stocké au niveau de la plage.
- (B): Lorsque le bilan sédimentaire de la plage est nettement positif et que le bilan sédimentaire de la dune est également positif, des dunes bordières successives se mettent en place. Il s'agit de formes relativement peu développées, similaires à des crêtes de plage qui s'édifient au fur et à mesure de la progression du rivage vers le large. Lorsque le bilan sédimentaire de la plage ainsi que celui de la dune est proche d'un état d'équilibre, la dune bordière tend à s'accroître sur place et devient plus haute et plus large.
- (C): Lorsque le bilan sédimentaire de la plage est négatif alors que le bilan sédimentaire de la dune est stable ou positif, l'érosion des plages entraîne une lente migration des dunes vers la terre. La dune peut cependant conserver un bilan sédimentaire en équilibre ou même positif, tout dépendant de la quantité de sédiments transportés par le vent de la plage vers la dune. Les conditions optimales, selon **Psuty (1992)** pour le développement des dunes bordières sont réunies lorsque le bilan sédimentaire est positif pour les dunes et que le bilan sédimentaire est légèrement négatif pour la plage.
- (D): A l'opposé, lorsque le bilan sédimentaire de la plage est fortement négatif et que le bilan sédimentaire de la dune est lui aussi négatif, le pied de dune sera érodé en falaise vive. Dans ce contexte de bilan sédimentaire négatif, la dune bordière est également excavée par des cuvettes de déflation. La dune bordière est peu à peu démantelée et ne subsistent que quelques buttes résiduelles qui seront à leur tour détruites lors des tempêtes, cette évolution se soldant par un recul généralisé de la ligne de rivage. »

Sur les plages macrotidales du littoral de la Côte d'Opale, même si l'estran est caractérisé par un bilan sédimentaire positif, la présence des bâches saturées en humidité limite les apports potentiels de sable vers le haut de plage par le vent pour y former des dunes (**Anthony et al., 2009**). A partir de constat, nous avons choisi d'adapter le modèle de **Psuty (1992)** en ne considérant donc que la partie du haut de plage pour le bilan sédimentaire de la plage (**Fig. 256**). Si l'on tente d'appliquer ce modèle au littoral dunaire du NPDC en utilisant les bilans sédimentaires obtenus à partir de nos mesures (**Fig. 256**), nous pouvons observer pour des bilans sédimentaires positifs pour la dune et pour la plage, pour lesquels le modèle conceptuel de **Psuty (1992)** prévoit une augmentation de la taille des dunes bordières, que le modèle semble bien correspondre à la réalité du terrain pour les dunes allant du Touquet à Berck. Le modèle semble également être adéquat dans le cas des cordons dunaires de l'est de Calais et de la dune du Perroquet, car il prévoit, pour un faible bilan sédimentaire positif de la dune et un fort bilan sédimentaire de la plage, une formation de cordons dunaires successifs, ce que l'on observe sur ces sites.

Concernant les massifs dunaires de la baie de Wissant, les dunes d'Aval, du Châtelet et de la Baraque Fricot, ils sont éloignés de la courbe d'évolution du modèle, en raison de bilans sédimentaires du haut de plage nettement moins élevées que les bilans sédimentaires des cordons dunaires. Les points de mesure se trouvent malgré tout dans le scénario D du modèle, correspondant à une dégradation des dunes bordières, ce qui correspond à la réalité observée sur le terrain. Toujours au sein de scénario D, le modèle s'applique correctement aux dunes de la rive nord de la baie d'Authie, caractérisées par une forte érosion et des signes apparents de dégradation. Pour les bilans sédimentaires les plus négatifs, le scénario prévoit également un risque de débordements de tempête, ce qui correspond une nouvelle fois à une portion limitée du cordon dunaire de la baie de l'Authie. En effet, nous avons pu mettre en évidence que le secteur dit du Bois de Sapins est soumis à un risque de submersion marine, que ce soit à court terme comme à long terme avec l'élévation du niveau de la mer associée au changement climatique global.

Par contre le modèle de **Psuty (1992)** ne montre pas de bonne correspondance pour les dunes d'Amont, Dewulf, Marchand, les dunes d'Hardelot et de Sangatte. En effet, ces secteurs sont tous caractérisés par la présence d'un cordon dunaire déjà formé mais sans développement de nouveau cordon. L'accrétion sédimentaire mesurée sur ces dunes correspond plutôt à une augmentation de la taille du cordon dunaire et non à la formation de cordons dunaires successifs. Dans le cas particulier du Platier d'Oye, le modèle est partiellement valable concernant cette prévision car sur ce site, deux flèches sédimentaires continuent d'accumuler du sédiment et de prograder latéralement en formant des crêtes dunaires successives.

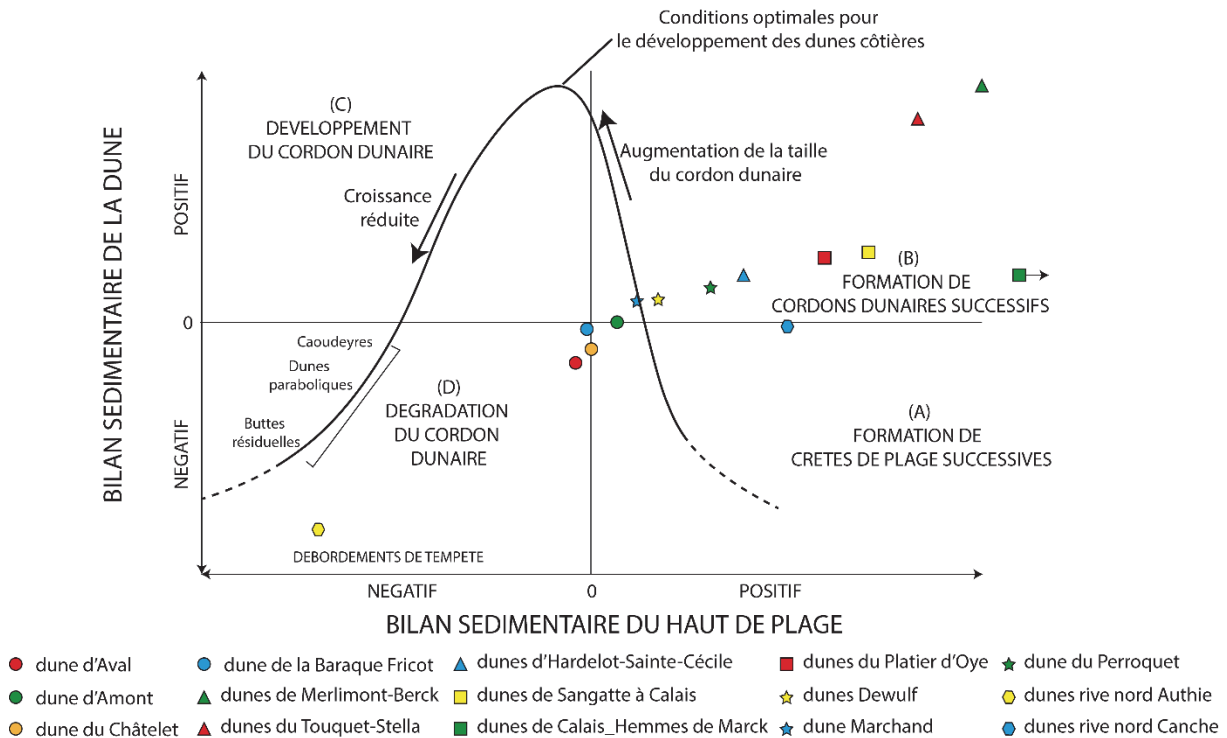


Fig. 256: Application aux bilans sédimentaires de la Côte d'Opale du modèle de formation et d'évolution des cordons dunaires fondé sur le bilan sédimentaire de la plage et de la dune (adapté de Psuty (1992) in Ruz (2004)).

Le modèle de **Psuty (1992)** peut être appliqué sur de nombreuses plages, mais il nécessite de connaître les bilans sédimentaires de la dune et de la plage. Par contre, le manque de correspondance entre le modèle et la réalité du terrain a été discutée par plusieurs auteurs (**Hesp, 2002 ; Ruz, 2004 ; Davidson-Arnott, 2010**). **Hesp (2002)** a proposé un modèle synthétique se basant à la fois sur les bilans sédimentaires, mais également sur une classification morpho-écologique des dunes bordières publiée par (**Hesp, 1988 ; 1988**). Ce modèle prend également en compte la dynamique à court terme et la tendance évolutive à moyen terme des dunes bordières le long de côtes stables, en accumulation et en érosion.

En choisissant de relier les bilans sédimentaires des cordons dunaires de la Côte d'Opale aux volumes initiaux des hauts de plage associés (**Fig. 257**), exprimés en $m^3/m.l$ afin de pouvoir comparer des sites de différentes superficies, nous constatons tout d'abord que les cordons dunaires ayant connu une perte sédimentaire, tous localisés en baie de Wissant, sont associés à des hauts de plages très étroits, ayant un volume moyen inférieur ou égal à $5 m^3/m.l$. A partir d'un volume de haut de plage légèrement plus élevé, une stabilité sédimentaire est observée pour le cordon dunaire, comme pour la dune d'Amont. A partir d'un volume initial supérieur à $15 m^3/m.l$ sur le haut de plage, l'accumulation sédimentaire mesurée devient de plus en plus élevée. En dépit d'un volume initial de haut de plage moins élevé, les dunes du Touquet ont accumulé plus de sédiments que les dunes de Sangatte et d'Hardelot. Ceci peut s'expliquer par une exposition aux vents dominants de sud-ouest qui permettent un transfert plus conséquent des sédiments du haut de plage vers la dune. Egalement soumis à ces vents, les dunes d'Hardelot ne bénéficient pas d'autant d'apports sableux en raison d'une saturation du haut de plage en humidité, du

fait de phénomènes de résurgences de la nappe phréatique dans ce secteur du littoral (Chaaban et al., 2011).

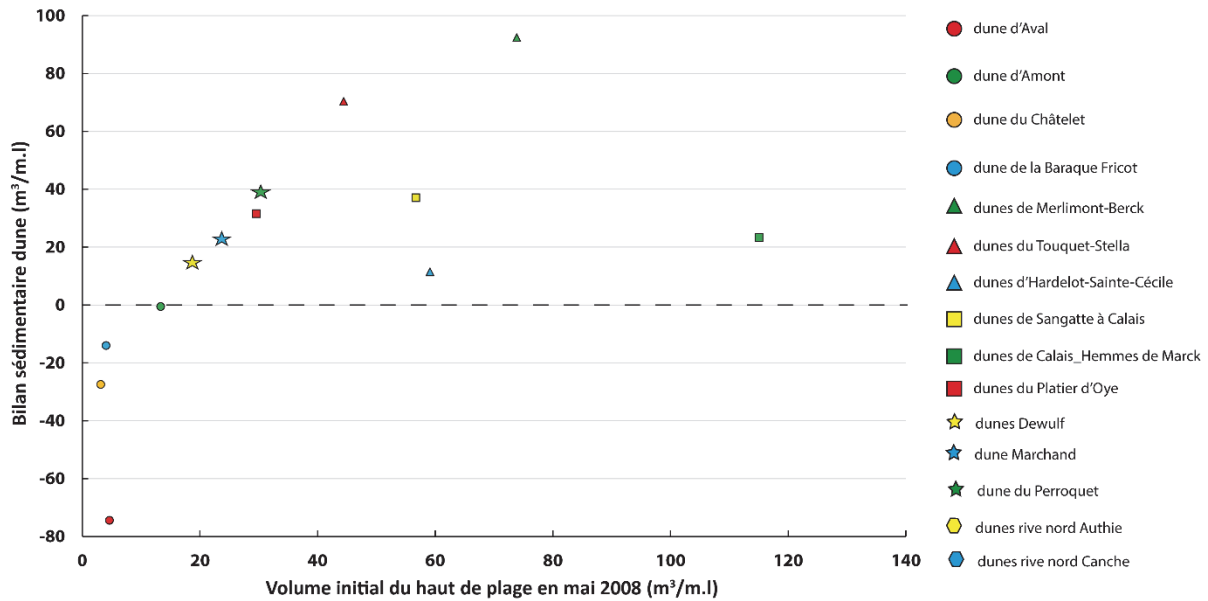


Fig. 257: Relation entre le volume initial du haut de plage en mai 2008 et le bilan sédimentaires des cordons dunaires entre mai 2008 et décembre 2013/janvier 2014.

Nos résultats indiquent que le recul ou la stabilité du trait de côte semble être fortement lié à la quantité de sable stocké sur le haut de plage. Ces sédiments qui se sont accumulés au-dessus du niveau des hautes mers (moyennes) jouent très certainement un rôle de tampon amortissant les effets des vagues lorsqu'elles atteignent le rivage à pleine mer, protégeant ainsi le pied de dune de possibles attaques érosives pendant les tempêtes (Pye et Neal, 1994). De larges hauts de plage peuvent en outre permettre la progradation du rivage par l'intermédiaire de la formation de dunes embryonnaires qui peuvent ensuite soit se développer pour former une nouvelle dune bordière soit être érodées lors de tempêtes lors desquelles de hauts niveaux d'eau sont atteints. Même lorsque des dunes embryonnaires ne sont qu'éphémères, car détruites lors d'un ou plusieurs événements successifs de forte énergie, elles jouent néanmoins un rôle de protection du rivage et peuvent permettre une avancée du trait de côte puis un recul jusqu'à sa position antérieure. Un important volume de sable sur le haut de plage, et donc un large haut de plage, permettrait donc aux cordons dunaires d'être moins sensibles aux événements météo-marins extrêmes associés à de hauts niveaux d'eau.

Nos résultats montrent également que le trait de côte est caractérisé par une forte variabilité lorsque le volume (et donc la largeur) du haut de plage est faible et qu'il peut alors soit reculer, soit avancer ou encore être stable. Ces résultats rejoignent ceux qui ont été obtenus par (Saye et al., 2005 ; Richter et al., 2013), démontrant que les dunes en érosion sont associées à des plages étroites et fortement pentues tandis que les dunes en accrétion sont associées à des plages plus larges et moins raides. Nos résultats

rejoignent également ceux obtenus plus récemment par **Keijsers *et al.* (2014)**, le long du littoral dunaire des Pays-Bas à partir de plus de 13 000 profils topographiques de plages et de dunes bordières réalisées de 1965 à 2012. Ces auteurs ont notamment montré qu'il existait une forte variabilité temporelle dans les phénomènes d'érosion et de croissance des dunes bordières là où la plage est étroite, les secteurs de faible largeur de plage connaissant communément une alternance de phases d'érosion et d'accrétion. Le long des secteurs où les plages sont plus larges, l'érosion des dunes côtières se produit moins fréquemment et la variabilité temporelle est nettement plus faible. Les auteurs ont également pu mettre en évidence que pendant les années de plus forte érosion marquées par une plus grande fréquence de hauts niveaux d'eau, les volumes dunaires érodés étaient plus faibles le long des plages les plus larges par rapport aux plages plus étroites, ce qui là encore va dans le même sens que nos résultats acquis sur le littoral de la baie de Wissant.

Pour des auteurs comme **Kahn et Roberts, (1982)**, **Saye *et al.* (2005)**, **Houser *et al.* (2008)**, **Houser et Mathew (2011)**, la topographie et la morphologie initiales des formes d'accumulation littorale comme les plages et les dunes, dont les altitudes et les pentes varient le long d'une même côte, expliquent en partie la variabilité spatiale que l'on peut observer dans la réponse des côtes meubles à des événements de tempête. Nos résultats montrent qu'apparemment, ce n'est pas toujours un facteur déterminant le long du littoral de la Côte d'Opale, car en Baie de Wissant, par exemple, la dune d'Aval qui est la plus haute du secteur, est une de celles qui reculent le plus fortement. Cette situation est également observée à l'est de Dunkerque, où la dune du Perroquet, pourtant moins haute que les dunes Dewulf et Marchand, est la dune accumulant le plus de sédiments et subissant le moins d'érosion de hauts niveaux d'eau érosifs. Ces exemples montrent donc que le long du littoral du NPDC, ce n'est pas tant la hauteur initiale de la dune qui est importante dans leur propension à résister à l'érosion, mais le volume du haut de plage, situé au-dessus du niveau des pleines mers moyennes, qui protégerait plus ou moins la dune de l'attaque des vagues.

En effet, les résultats obtenus sur le littoral de la Côte d'Opale grâce à des levés topographiques répétés de la zone littorale par LiDAR aéroporté ont permis de déterminer des seuils en terme de volume de haut de plage en-dessous duquel l'évolution du trait de côte est marquée par une très forte variabilité. Ces seuils, propres à chaque site du littoral, correspondent également à des volumes minimums à partir desquels le trait de côte montre soit une tendance à la progradation soit une stabilité même lorsque des tempêtes associées à des hauts niveaux d'eau de périodes de retour > 10 ans affectent le littoral. La détermination de telles valeurs minimales de volume de sable au-dessus du niveau des hautes mers moyennes à partir de lesquelles le trait de côte ne reculerait pas peut constituer une aide pour la gestion de l'évolution du trait de côte et peut représenter un critère de décision pour l'aménagement du littoral. Ces volumes pourraient servir d'indicateur de volume minimum qu'il faudrait conserver sur le haut de plage pour assurer une stabilité du trait de côte. Ce volume propre à chaque site (ou la largeur de

haut de plage associée) pourrait ainsi constituer une valeur minimale en-dessous de laquelle il conviendrait d'intervenir sur ce site pour stabiliser le trait de côte. En cas d'alimentation artificielle de la plage, ce seuil pourrait également servir de valeur minimale à partir de laquelle il conviendrait de réalimenter la plage en sables si l'on veut garantir une stabilité du rivage. L'utilisation de tels seuils en termes de volume ou de largeur de haut de plage basés sur des mesures in situ des stocks de sable et des mouvements du trait de côte serait vraisemblablement plus fiable que des estimations de volumes de sables basés sur des modèles théoriques comme cela est généralement pratiqué dans les projets de rechargement artificiel de plages.

Vers une gestion plus souple du littoral de la Côte d'Opale

L'alimentation artificielle des plages est utilisée pour reconstituer le stock sableux de plages souffrant d'un déficit sédimentaire. Le rechargement en sable des plages en érosion est une technique de protection largement utilisée depuis de nombreuses années, tout particulièrement aux Etats-Unis mais aussi dans plusieurs pays d'Europe (**Leonard et al., 1990 ; Hamm et al., 2002 ; Finkl et Walker, 2005**), comme aux Pays-Bas, par exemple, où le rechargement artificiel des plages représente 12 millions de m³/an sur un linéaire côtier qui ne fait que 450 km de longueur (le littoral de la Côte d'Opale s'étend sur 120 km)(**Van Der Meulen et Van Zetten, 2014**). Ce procédé est considéré comme une technique souple de protection du littoral, car il permet une adaptation de la position de la ligne de rivage face aux changements environnementaux (modifications du régime de houle, variation du niveau marin,...). Il permet en outre d'augmenter l'attractivité balnéaire des plages et de protéger efficacement les zones rétro-littorales des attaques de la mer (**Finkl, 1996 ; French, 2001 ; Pupier-Dauchez, 2002**). L'alimentation artificielle des plages est une technique de stabilisation qui possède plusieurs avantages indéniables. C'est non seulement le trait de côte qui est stabilisé, mais c'est aussi la plage rechargée qui profite de l'opération, car son volume et sa superficie s'accroissent immédiatement. Le rechargement de plage contribue donc à réduire le déficit du budget sédimentaire littoral qui peut être à l'origine de l'érosion des plages. L'alimentation artificielle des plages joue aussi un rôle en terme de prévention des risques côtiers, car en augmentant le volume de plage elle crée une zone tampon face aux vagues de tempête. Un autre avantage du rechargement de plage par rapport à d'autres techniques de stabilisation de la ligne de rivage est qu'il n'y a pas d'impact sur la qualité paysagère du milieu littoral, contrairement aux techniques rigides de stabilisation du trait de côte comme les digues et les épis qui ont des impacts visuels importants. L'impact environnemental des rechargements de plage consiste surtout en une perturbation des habitats, qu'il s'agisse de la zone intertidale ou de l'avant-plage, où l'enfouissement d'espèces benthiques comme des diatomées sous des mètres cubes de sable peut causer une chute de leur population. Toutefois, les études réalisées sur ce sujet tendent à montrer que ce type d'impacts est en général de courte durée, car les

populations affectées se reconstituent généralement rapidement (**Gorzelany et Nelson, 1987 ; Lewis et al., 2012**).

La région Nord-Pas de Calais possède l'avantage de disposer des stocks sédimentaires sableux considérables à proximité de ses côtes, notamment dans les bancs tidaux qui parsèment les fonds du secteur sud-ouest de la mer du Nord et de la partie orientale de la Manche. Les inventaires les plus récents de granulats marins réalisés par l'IFREMER montrent en effet que la zone côtière du Nord-Pas de Calais est une des régions maritimes françaises les plus riches en ressources minérales côtières, mais que ces matériaux marins sont sous-exploités (**Augris et Simplet, 2013**).

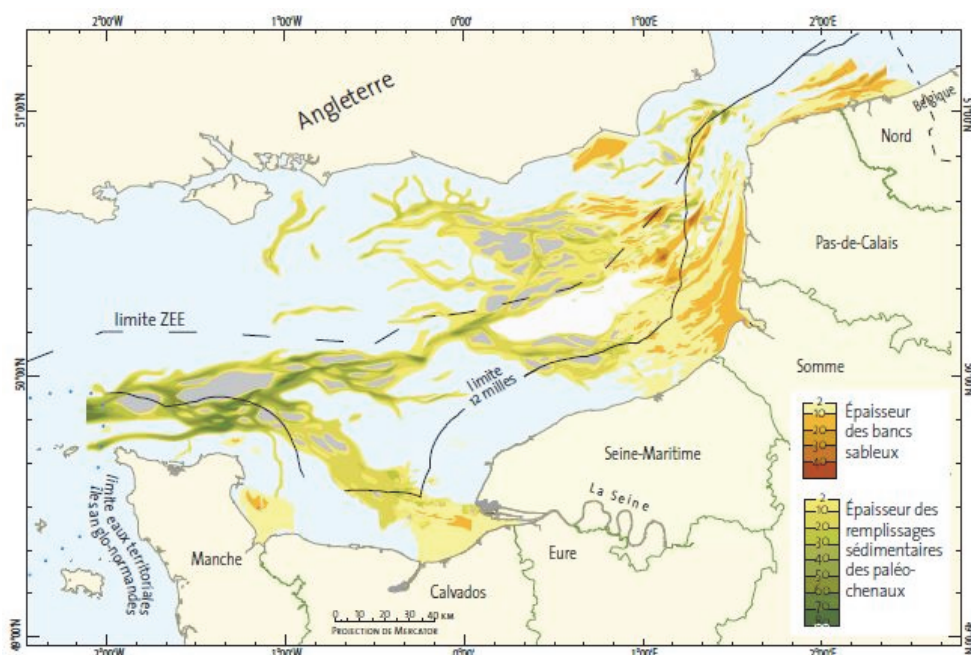


Fig. 258: Ressource en matériaux marins identifiés en Manche orientale (**Augris et Simplet, 2013**).

En France, a longtemps existé une tradition de lutte contre l'érosion des côtes reposant sur des techniques lourdes de génie civil mettant de l'avant des méthodes rigides de stabilisation du trait de côte. Depuis quelques années, cependant, les opérations de rechargement de plage se sont multipliées en France comme dans d'autres pays du monde, ce type de solution étant maintenant de plus en plus souvent privilégiée en raison notamment de son caractère plus « naturel » et plus en accord avec des principes de développement durable de la zone côtière. On peut à ce propos citer la récente opération de rechargement de la plage de la digue des Alliées à Dunkerque lors de laquelle 1,5 millions de m³ ont été mobilisés entre 2011 et 2014 pour renforcer et protéger cet ouvrage jouant un rôle de protection contre les submersions marines (**Cartier et al., 2014**).

Il existe d'autres méthodes douces de stabilisation et/ou de protection du littoral, qui peuvent être utilisées de façon concomitantes (ou non) avec des opérations de rechargement de plage, et dont l'objectif est de favoriser l'accumulation sur le haut de plage ou dans les dunes côtières. Ces méthodes ont pour but d'augmenter la rugosité de

surface afin de provoquer le ralentissement de la vitesse du vent, ce qui favorise le dépôt des sables transportés par le vent. Dans ce but, des végétaux adaptés aux milieux sableux littoraux, comme l'oyat (*Ammophila arenaria*), sont employés depuis longtemps. Plantés plus haut que la limite des hautes mers ou dans la dune, les oyats sont des plantes psammophiles qui contribuent à piéger les sables de la plage transportés par le vent et qui croissent au fur et à mesure que le niveau de sable s'élève, favorisant ainsi le développement et l'exhaussement des dunes bordières. Ce type de mesures a donné d'excellents résultats sur le littoral à l'est de Dunkerque où la plantation d'oyats a permis aux dunes bordières de se développer considérablement depuis les années 90 (**Ruz et al., 2005**).

Outre les végétaux, des obstacles non-naturels peuvent également être implantés en haut de plage et/ou pied de dune afin de favoriser les dépôts sableux. Souvent utilisés en complément de la plantation de végétaux, ces obstacles peuvent être constitués de filets, fascines (fagots de branchages) ou de ganivelles (assemblage de lattes de bois en barrière). L'implantation de ces divers éléments ainsi que la plantation des végétaux doit s'accompagner de mesures de canalisation des fréquentations humaines des massifs dunaires visés par cette réhabilitation. L'emploi de ces techniques sur le littoral de la Côte d'Opale a montré son efficacité, notamment sur le haut de plage associé au cordon dunaire de l'est-dunkerquois (**Anthony et al., 2007**) mais également sur une portion de littoral artificialisé du port de Dunkerque (**Tresca et al., 2014**). Les études réalisées sur ces sites ont toutefois montré que l'efficacité de ces techniques dépendait fortement du bilan sédimentaire local (**Ruz et Anthony, 2008**), ce qui implique qu'elles doivent être associées à une alimentation artificielle de plage lorsque le bilan sédimentaire est trop fortement déficitaire.

Références bibliographiques

- AERNOUTS D. (2005) *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 195 p.
- AERNOUTS D., HÉQUETTE A. (2006) – L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1/2006, 49-64.
- ALEMAN N. (2013) – *Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR*. Thèse de doctorat. Université de Perpignan Via Domitia, 248 p.
- ALEMAN N., ROBIN N., CERTAIN R., ANTHONY E.J., BARUSSEAU J.-P. (2015) – Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment, *Geomorphology*, 241, 175-191.
- ALMAR R. (2009) – *Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo*. Thèse de doctorat. Université Bordeaux 1, 514 p.
- ANTHONY E.J. (2002) – Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel, *Marine Geology*, 187, 3, 221-234.
- ANTHONY E.J., HÉQUETTE A. (2007) – The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting, *Sedimentary Geology*, 202, 3, 369-382.
- ANTHONY E.J., LEVOY F., MONFORT O. (2004) – Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France, *Marine Geology*, 208, 1, 73-100.
- ANTHONY E.J., MRANI-ALAOUI M., HÉQUETTE A. (2010) – Shoreface sand supply and mid- to late Holocene aeolian dune formation on the storm-dominated macrotidal coast of the southern North Sea, *Marine Geology*, 276, 1-4, 100-104.
- ANTHONY E.J., RUZ M.-H., VANHÉE S. (2009) – Aeolian sand transport over complex intertidal bar-trough beach topography, *Geomorphology*, 105, 1-2, 95-105.
- ANTHONY E.J., VANHEE S., RUZ M.-H. (2007) – An assessment of the impact of experimental brushwood fences on foredune sand accumulation based on digital elevation models, *Ecological Engineering*, 31, 1, 41-46.

- ANTHONY E.J., VANHEE S., 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, 3–4, 316–329.
- AUBRY A. (2010) – *Processus hydrodynamiques et bilans morpho-sédimentaires d'un littoral macrotidal en accrétion : étude in situ et par télédétection spatiale. Application aux Hemmes de Marck, Nord Pas de Calais, France*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 333 p.
- AUBRY A., RUZ M.-H. (2008) – Effects of groynes on the morphodynamics of a barred macrotidal beach, northern France, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 52, 3, 145–166.
- AUGRIS C., CLABAUT P., 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
- AUGRIS C., SIMPLET L. (2013) – *Les matériaux marins*, *Géosciences*, 17, 82–89.
- BAETEMAN C., BEETS D.J., STRYDONCK M.V. (1999) – Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain, *Quaternary International*, 56, 1, 3–13.
- BALES J.D., WAGNER C.R., TIGHE K.C., TERZIOTTI S. (2007) – *LiDAR-Derived Flood-Inundation Maps for Real-Time Flood-Mapping Applications, Tar River Basin, North Carolina*, U.S. Geological Survey Report, 2007
- BATTIAU-QUENEY Y., BILLET J.F., CHAVEROT S., LANOY-RATEL P. (2003) – Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France, *Marine Geology*, 194, 1–2, 31–45.
- BATTIAU-QUENEY Y., FAUCHOIS J., DEBOUDT P., LANOY-RATEL P. (2001) – Beach-dune Systems in a Macrotidal Environment along the Northern French Coast (English Channel and Southern North Sea), *Journal of Coastal Research, Special Issue 34 International Coastal Symposium (ICS 2000): CHALLENGES FOR THE 21ST CENTURY IN COASTAL SCIENCES, ENGINEERING AND ENVIRONMENT*, 580–592.
- BATTIAU-QUENEY Y., FAUCHOIS J., LANOY-RATEL P., SEGUIN A. (1995) – Un patrimoine paysager à protéger: les dunes littorales de Merlimont et de Berck (Pas de Calais), *Hommes et Terres du Nord*, 1-2, 21–30.
- BECK C., CLABAUT P., DEWEZ S., VICAIRE O., CHAMLEY H., AUGRIS C., HOSLIN R., CAILLOT A. (1991) – Sand bodies and sand transport paths at the English

Channel-North Sea border: morphology, dynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, 11, 111-121.

BERTIER J. (2009) – *Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France)*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 315 p.

BIRD E.C.F. (1996) – *Beach management*, Chichester ; John Wiley, 1996

BLANCHARD R. (1906) – *La Flandre, étude géographique de la plaine maritime flamande en France, Belgique et Hollande*. Thèse de doctorat. Faculté des lettres de l'Université de Lille, 530 p.

BOAK E.H., TURNER I.L. (2005) – Shoreline Definition and Detection: A Review, *Journal of Coastal Research*, 21, 4, 688-703.

BONNEFILLE R., LEPETIT J., GRAFF M., LEROY J. (1971) – *Nouvel Avant-Port de Dunkerque. Mesures en Nature*. Rapport n°3, EDF, Direction des E. Et R., 1971

LE BOT S. (2001) – *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat. Université de Lille I, 272 p.

LE BOT S., TRENTESAUX A. (2004) – Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France), *Marine Geology*, 211, 1-2, 143-168.

BOURILLET J.-F., REYNAUD J.-Y., BALTZER A., ZARAGOSI S. (2003) – The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans, *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 261-282.

BRAY M.J., CARTER D.J., HOOKE J.M. (1995) – Littoral cell definition and budgets for central southern England, *Journal of Coastal Research*, 381-400.

BRETEL P., FROIDEVAL L., MONFORT O., LEVOY F. (2013) – Coastline identification from airborne LiDAR surveys: a multi criteria approach, In : *Proceedings Coastal Dynamics*, Bordeaux, 213-224.

BRIQUET A. (1930) – *Le littoral du nord de la France et son évolution morphologique: suivi d'un appendice: L'évolution du rivage du nord de la France et l'activité de l'homme* Thèse de doctorat. Faculté des lettres de l'Université de Paris, 431 p.

BROCK J.C., PURKIS S.J. (2009) – The Emerging Role of Lidar Remote Sensing in Coastal Research and Resource Management, *Journal of Coastal Research*, 10053, 1-5.

- BROWN S., NICHOLLS R.J., WOODROFFE C.D., HANSON S., HINKEL J., KEBEDE A.S., NEUMANN B., VAFEIDIS A.T. (2013) – Sea-Level Rise Impacts and Responses: A Global Perspective, In: C. W. Finkl dir, *Coastal Hazards*, Coastal Research Library, Springer Netherlands, 117-149.
- BRUNEL C., CERTAIN R., ROBIN N., RAYNAL O., ALEMAN N., BARUSSEAU J.-P. (2014) – L'évolution du trait de côte : un bon indicateur de la dynamique sédimentaire de l'avant côte ? Le cas du Languedoc-Roussillon, *Editions Paralia*, 265-272.
- BRUNEL C., CERTAIN R., SABATIER F., ROBIN N., BARUSSEAU J.P., ALEMAN N., RAYNAL O. (2014) – 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs, *Geomorphology*, 204, 625-637.
- CARIOLET J.-M. (2011) – Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, , 1/2011, 95-109.
- CARIOLET J.-M., SUANEZ S. (2013) – Runup estimations on a macrotidal sandy beach, *Coastal Engineering*, 74, 11-18.
- CARTIER A. (2011) – *Évaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas de Calais : vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 411 p.
- CARTIER A. (2008) – *Morphodynamique des dunes sous-marines du Golfe Normand Breton: caractérisation et détermination de la dangerosité des corps sédimentaires pour le transport maritime*, Master Recherche Environnements Océaniques, Littoraux et Hauturiers. Université Bordeaux I, 2008
- CARTIER A., HÉQUETTE A. (2013) – The influence of intertidal bar-trough morphology on sediment transport on macrotidal beaches, northern France, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57, 3, 325-347.
- CARTIER A., HÉQUETTE A. (2011) – Variation in longshore sediment transport under low to moderate conditions on barred macrotidal beaches, *Journal of Coastal Research*, 45 - 49.
- CARTIER A., HÉQUETTE A. (2014) – Vertical distribution of longshore sediment transport on barred macrotidal beaches, northern France, *Continental Shelf Research*.
- CARTIER A., TRESKA A., GRUNET N., MICHARD B., FORAIN N., VIAL T. (2014) – Confortement d'un ouvrage de prévention des inondations et des submersions marines : l'exemple de la digue des Alliés à Dunkerque, in *Editions Paralia*, 641-648.

CHAABAN F., DARWISHE H., BATTIAU-QUENEY Y., LOUCHE B., MASSONT E., KHATTABI J.E., CARLIER E. (2012) – Using ArcGIS® Modelbuilder and Aerial Photographs to Measure Coastline Retreat and Advance: North of France, *Journal of Coastal Research*, 28, 6, 1567-1579.

CHAABAN F., DARWISHE H., LOUCHE B., BATTIAU-QUENEY Y., MASSON E., KHATTABI J.E., CARLIER E. (2011) – Geographical information system approach for environmental management in coastal area (Hardelot-Plage, France), *Environmental Earth Sciences*, 65, 1, 183-193.

CHABERT D'HIÈRES G., LE PROVOST C. (1978) – *Atlas des composantes harmoniques de la marée dans la Manche*, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 1978

CHAMLEY H., CLABAUT P., DEWEZ S., BECK C. (1987) – *Transferts sédimentaires littoraux et infralittoraux le long des côtes du Nord-Pas-de-Calais*, Villeneuve d'Ascq, Université des Science et Techniques de Lille, 1987

CHAVEROT S. (2000) – *Dynamique dunaire et cinématique du trait de côte du littoral situé entre les stations du Touquet et de Stella-Plage*, Université de Lille 1- USTL, 2000

CHAVEROT S. (2006) – *Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 266 p.

CHAVEROT S., HÉQUETTE A., COHEN O. (2008) – Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 52, 3, 1-20.

CHURCH J.A., WHITE N.J. (2011) – Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century, *Surveys in Geophysics*, 32, 4-5, 585-602.

CLABAUT P., CHAMLEY H., MARTEEL H. (2000) – Évolution récente des dunes littorales à l'est de Dunkerque (Nord de la France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 6, 2, 125-136.

CLAYTON K.M. (1980) – Beach sediment budgets and coastal modification, *Progress in Physical Geography*, 4, 4, 471-486.

CLIQUE P., LEPETIT J. (1986) – *Catalogue sédimentologique des côtes françaises, côtes de la mer du Nord et de la Manche.*, Paris, LNH, Eyrolles, 133 p.

- CORBAU C. (1995) – *Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal: exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque)*. Thèse de doctorat. Université des Sciences et techniques de Lille I, 200 p.
- COSTA S., GOURMELON F., AUGRIS C., CLABAUT P., LATTEUX B. (2005) – Apport de l’approche systémique et pluridisciplinaire dans l’étude du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France), *Norois. Environnement, aménagement, société*, 196, 91-108.
- CRAPOULET A., HÉQUETTE A., GARDEL A. (2012) – Determination of sediment budget and assessment of areas at risk from coastal hazards on the shore of northern France using airborne LiDAR. *32nd International Geographical Congress*, Cologne, 26-30 août 2012.
- DAUBORD C., GOIRAND V., ANDRÉ G., JAN G. (2014) – Niveaux et surcotes extrêmes sur le littoral Atlantique-Manche. Caractérisation des événements marquants de l’automne-hiver 2013-2014, in *Editions Paralia*, 889-896.
- DAVIDSON-ARNOTT R. (2010) – *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*, Cambridge University Press, 2010, 458 p.
- DAVIES J.L. (1980) – *Geographical variations in coastal development*, Harlow: Oliver & Boyd, Longman, 1980, 224 p.
- DAVIES J.L. (1974) – The coastal sediment compartment, *Australian Geographical Studies*, 12, 2, 139-151.
- DEBOUDT P. (1997) – *Etude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et nord-Est de la Manche*. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Techniques de Lille, 2 vol., 269 p. + 188 p.
- DELOFFRE J., VERNEY R., LAFITE R., LESUEUR P., LESOURD S., CUNDY A.B. (2007) – Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation, *Marine Geology*, 241, 1-4, 19-32.
- DERONDE B., HOUTHUYS R., HENRIET J.-P., LANCKER V.V. (2008) – Monitoring of the sediment dynamics along a sandy shoreline by means of airborne hyperspectral remote sensing and LIDAR: a case study in Belgium, *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 2, 280-294.
- DESPEYROUX Y. (1985) – *Etude hydro-sédimentaire de l’estuaire de la Canche*. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Techniques de Lille, 183 p.

- DEWEZ S., CLABAUT P., VICAIRE O., BECK C., CHAMLEY H., AUGRIS C. (1989) – Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du Nord., *Bulletin Société Géologique France*, 5, 1043-1053.
- DOBRONIAK C. (2000) – *Géomorphologie, hydrodynamique et écologie d'un estuaire tempéré macrotidal: l'Authie, Manche orientale, France*. Thèse de doctorat. Université du Littoral-Côte d'Opale, XIII-308 p.
- DOBRONIAK C., ANTHONY E.J. (2002) – Short-term morphological expression of dune sand recycling on a macrotidal, wave-exposed estuarine shoreline, *Journal of Coastal Research*, 35, 240–248.
- DOLAN R. (1970) – Sand waves. Cape Hatteras, North Carolina, *Shore and Beach*, 38, 1, 22-25.
- DOUGLAS B., KEARNEY M.T., LEATHERMAN S.P. (2000) – *Sea Level Rise: History and Consequences*, Academic Press, 2000, 271 p.
- DUHAMEL A. (2013) – *Analyse de l'évolution récente du trait de côte sur le secteur du platier d'Oye, Nord de la France*. Master Mutation des territoires Urbains et développement Intégré des Littoraux, Université du Littoral Côte d'Opale. 81 p.
- DYER K.R., HUNTLEY D.A. (1999) – The origin, classification and modelling of sand banks and ridges, *Continental Shelf Research*, 19, 10, 1285-1330.
- EGIS PORTS (2014) – *Etude de faisabilité pour le réensablement de la partie centrale de la baie de Wissant*. 67 p.
- EGIS PORTS, ULCO (2014) – *Diagnostic et élaboration d'orientations pour une gestion durable du trait de côte sur le littoral de la Côte d'Opale. Phase 1 – Etat des connaissances*. 280 p.
- 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. Université des Sciences et techniques de Lille I, 266 p.
- FERRIÈRE J., TRENTESAUX A., CHAMLEY H. (1993) – Le domaine marin du Nord-Pas-de-Calais: nature des fonds et dynamique sédimentaire, *Annales de la Société géologique du Nord*, 2, 23-30.
- FINKL C.W. (1996) – Editorial: What Might Happen to America's Shorelines if Artificial Beach Replenishment is Curtailed: A Prognosis for Southeastern Florida and Other Sandy Regions Along Regressive Coasts, *Journal of Coastal Research*, iii–ix.

- FINKL C.W., WALKER H.J. (2005) – *Beach Nourishment*, In: M. L. Schwartz dir, *Encyclopedia of Coastal Science, Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer Netherlands, 147-161.
- FITZGERALD D.M., FENSTER M.S., ARGOW B.A., BUYNEVICH I.V. (2008) – Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 1, 601-647.
- FLOOD M., GUTELIUS B. (1997) – Commercial Implications of Topographic Terrain Mapping Using Scanning Airborne Laser Radar, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing Journal*, 63, 4, 327-329, 363-366.
- FRENCH P. (2001) – *Coastal defences: processes, problems and solutions*, London, Routledge, 2001, 366 p.
- GALLAGHER E.L., ELGAR S., GUZA R.T. (1998) – Observations of sand bar evolution on a natural beach, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103, C2, 3203-3215.
- GARRETT C. (1984) – Tides and tidal power in the Bay of Fundy, *Endeavour*, , 2, 58-64.
- GEHU J.M. (1985) – *European dune and shoreline vegetation*, Council of Europe, Strasbourg, Brussel, European Committee for the Conservation of Nature and Natural Resources, 216 p.
- GESCH D.B. (2009) – Analysis of Lidar Elevation Data for Improved Identification and Delineation of Lands Vulnerable to Sea-Level Rise, *Journal of Coastal Research*, S6, 49-58.
- GOELDNER-GIANELLA L. (2007) – Dépoldériser en Europe occidentale, *Annales de géographie*, 656, 4, 339-360.
- GÖNNERT G. (1999) – The analysis of storm surge climate change along the German coast during the 20th century, *Quaternary International*, 56, 1, 115-121.
- GORZELANY J.F., NELSON W.G. (1987) – The effects of beach replenishment on the benthos of a sub-tropical Florida beach, *Marine Environmental Research*, 2, 75-94.
- GUMBEL E.J. (1958) – *Statistics of Extremes*, New-York, Columbia University Press, 1958, 396 p.

- GUTIERREZ B.T., WILLIAMS S.J., THIELER E.R. (2007) – *Potential for Shoreline Changes Due to Sea-Level Rise Along the U.S. Mid-Atlantic Region*, U.S. Geological Survey report, 26 p.
- HACHEY H.B. (1934) – The probable effect of tidal power development on bay of fundy tides, *Journal of the Franklin Institute*, 217, 6, 747-756.
- HAMM L., CAPOBIANCO M., DETTE H.H., LECHUGA A., SPANHOFF R., STIVE M.J.F. (2002) – A summary of European experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, 47, 2, 237-264.
- HARDIN E., KURUM M.O., MITASOVA H., OVERTON M.F. (2012) – Least Cost Path Extraction of Topographic Features for Storm Impact Scale Mapping, *Journal of Coastal Research*, 28, 4, 970-978.
- HÉQUETTE A. (2010) – Les risques naturels littoraux dans le Nord-Pas-de-Calais, France, *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, Hors-série 8.
- HÉQUETTE A., AERNOUTS D. (2010) – The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, northern France, *Continental Shelf Research*, 30, 12, 1349-1361.
- HÉQUETTE A., ANTHONY E.J., RUZ M.-H., MASPATAUD A., AERNOUTS D., HEMDANE Y. (2013) – The influence of nearshore sand banks on coastal hydrodynamics and sediment transport, northern coast of France, In : *Proceedings Coastal Dynamics*, Bordeaux, 801-810.
- HÉQUETTE A., CRAPOULET A., MARIN D. (2015) – *Analyse géomorphologique du littoral entre Sangatte et le Platier d'Oye par LiDAR aéroporté et levés bathymétriques*, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) - UMR CNRS 8187 Université du Littoral Côte d'Opale, 82 p.
- HÉQUETTE A., HEMDANE Y., 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.
- HÉQUETTE A., HEMDANE Y., ANTHONY E.J. (2008b) – Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France, *Marine Geology*, 249, 3-4, 226-242.
- HÉQUETTE A., MOSES C. (2008) – SIG BAR. Projet INTERREG IIIA « Beaches At Risk », CD-ROM.

- HÉQUETTE A., RUZ M.-H., MASPATAUD A., SIPKA V. (2009) – Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: implications for beach and shoreline evolution, *Journal of Coastal Research*, 59–63.
- HESP P. (2002) – Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics, *Geomorphology*, 48, 1–3, 245-268.
- HESP P.A. (1988) – Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 3, 15-25.
- HOUBOLT J.J.H.C. (1968) – Recent sediments in the southern bight of the North Sea, *Geol. Mijnbouw*, 47, 245-273.
- HOUSER C., HAPKE C., HAMILTON S. (2008) – Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms, *Geomorphology*, 100, 3–4, 223-240.
- HOUSER C., MATHEW S. (2011) – Alongshore variation in foredune height in response to transport potential and sediment supply: South Padre Island, Texas, *Geomorphology*, 125, 1, 62-72.
- HOUTHUYS R., DE MOOR G., SOMME J. (1993) – The Shaping of the French-Belgian North Sea Coast throughout recent Geology and History, Coastal Zone 93' (Series Edit.: O.T. Magoon), Spec. Volume « *Coastlines of the Southern North Sea* » (Volume edit.: R. Hillen en H.J. Verhagen), New York, American Society of Civil Engineers, 27-40, 3 figg.
- HSU T.-W., LIANG S.-J., YOUNG B.-D., OU S.-H. (2012) – Nonlinear run-ups of regular waves on sloping structures, *Natural Hazards Earth System Sciences*, 12, 12, 3811-3820.
- HUGHES S.A. (2004) – Estimation of wave run-up on smooth, impermeable slopes using the wave momentum flux parameter, *Coastal Engineering*, 51, 11–12, 1085-1104.
- IDRA ENVIRONNEMENT (2013) – *Protection du cordon dunaire de la rive nord de l'Authie*, 49 p.
- INSTITUTION INTERDÉPARTEMENTALE DES WATERINGUES (2007) – *Les Wateringues, des territoires gagnées sur la mer au cours des siècles, à force de travail et d'obstination*, poster.
- IPCC (2014) – *Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report.*, Cambridge, Cambridge University Press, 2014

- JELGERSMA S., STIVE M.J.F., VAN DER VALK L. (1995) – Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands, *Marine Geology*, 125, 1–2, 95-110.
- JOHNSON J., ASCE M. (1959) – The supply and loss of sand to the coast, Journal of the Waterways and Harbors Division, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 85, WW3, 227-251.
- KAHN J.H., ROBERTS H.H. (1982) – Variations in storm response along a microtidal transgressive barrier-island arc, *Sedimentary Geology*, 33, 2, 129-146.
- KEIJSERS J.G.S., POORTINGA A., RIKSEN M.J.P.M., MAROULIS J. (2014) – Spatio-Temporal Variability in Accretion and Erosion of Coastal Foredunes in the Netherlands: Regional Climate and Local Topography, *PLoS ONE*, 9, 3, e91115.
- KING C.A., WILLIAMS W. (1949) – The formation and movement of sand bars by wave action, *Geographic journal*, 113, 73-85.
- KOMAR P.D. (1996) – The budget of littoral sediments. Concepts and applications, *Shore and Beach*, 64, 3, 18-26.
- KROON A., MASSELINK G. (2002) – Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England, *Marine Geology*, 190, 3–4, 591-608.
- LEBBE L., VAN MEIR N., VIAENE P. (2008) – Potential Implications of Sea-Level Rise for Belgium, *Journal of Coastal Research*, 24, 2, 358-366.
- LEEWIS L., VAN BODEGOM P.M., ROZEMA J., JANSSEN G.M. (2012) – Does beach nourishment have long-term effects on intertidal macroinvertebrate species abundance?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 113, 172-181.
- LEONARD L., DIXON K., PILKEY O. (1990) – A comparison of beach replenishment on the US Atlantic, Pacific and Gulf Coasts, *Journal of Coastal Research*, 6, *Special Issue*, 127-140.
- LERICOLAIS G., AUFFRET J.-P., BOURILLET J.-F. (2003) – The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps, *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 245-260.
- LEVOY F., ANTHONY E.J., MONFORT O., LARSONNEUR, C. (2000) – The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France, *Marine Geology*. 171, 39-59.

- LEVOY F., ANTHONY E.J., MONFORT O., ROBIN N., BRETEL P. (2013) – Formation and migration of transverse bars along a tidal sandy coast deduced from multi-temporal Lidar datasets, *Marine Geology*, 342, 39-52.
- MARION C., ANTHONY E.J., TRENTESAUX A. (2009) – Short-term (≤ 2 yrs) estuarine mudflat and saltmarsh sedimentation: high-resolution data from ultrasonic altimetry, rod surface-elevation table, and filter traps., *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83, 4, 475-484.
- MASPATAUD A. (2011) – *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d’Opale, 516 p.
- MASPATAUD A., RUZ M.-H., HÉQUETTE A. (2011) – Storm-driven shoreline evolution on a macrotidal coast: short- to medium-term spatial variability. a case study on the northern coast of France, in *The Proceedings of the Coastal Sediments 2011*, World Scientific Publishing Company, p. 927-940.
- MASSELINK G., ANTHONY E.J. (2001) – Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 7, 759-774.
- MASSELINK G., SHORT A.D. (1993) – The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model, *Journal of Coastal Research*, 785–800.
- MCCAIVE I.N. (1978) – Grain-size trends and transport along beaches: Example from eastern England, *Marine Geology*, 28, 1–2, M43-M51.
- MCNINCH J.E. (2004) – Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA, *Marine Geology*, 211, 1–2, 121-141.
- MCROBIE A., SPENCER T., GERRITSEN H. (2005) – The Big Flood: North Sea storm surge, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363, 1831, 1263-1270.
- MEUR-FEREC C. (1995) – La préservation des espaces naturels littoraux dans le Nord et Pas-de-Calais: acteurs et politiques d’intervention, *Hommes et Terres du Nord*, 1, 2, 2-9.
- MEURISSE M., VAN VLIET-LANOË B., TALON B., RECOURT P. (2005) – Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France, *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 7, 675-684.

- MISELIS J.L., MCNINCH J.E. (2006) – Calculating shoreline erosion potential using nearshore stratigraphy and sediment volume: Outer Banks, North Carolina, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111, F2, F02019.
- MITASOVA H., OVERTON M.F., RECALDE J.J., BERNSTEIN D.J., FREEMAN C.W. (2009) – Raster-Based Analysis of Coastal Terrain Dynamics from Multitemporal Lidar Data, *Journal of Coastal Research*, 25, 2, 507-514.
- MOBERLY R., BAVER L., MORRISSON A. (1965) – Source and Variation of Hawaiian Littoral Sand, *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 35. 598-598.
- MORTIER R., BOELS M. (1982) – Histoire de la plaine maritime de Wissant (Pas-de-Calais) depuis le début de l'Holocène, *Annales de la Société géologique du Nord*, 17-22.
- NEUMANN B., VAFEIDIS A.T., ZIMMERMANN J., NICHOLLS R.J. (2015) – Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding - A Global Assessment L. Kumar dir, *PLOS ONE*, 10, 3, e0118571.
- NICHOLLS R.J., WOODROFFE C.D., BURKETT V., HAY J., WONG P.P., NURSE L. (2011) – 12.14 - Scenarios for Coastal Vulnerability Assessment, in E. Wolanski et D. McLusky dir, *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, Waltham, Academic Press, 289-303.
- NORDSTROM K.F. (2004) – *Beaches and Dunes of Developed Coasts*, Cambridge, Cambridge University Press, 2004, 356 p.
- OBLINGER A., ANTHONY E.J. (2008) – Wave attenuation and intertidal morphology of a multi-barred macrotidal beach behind a breakwater, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 52, 3, 167-177.
- PASKOFF R. (2004) – *Côtes en danger*, Édition : Nouv. éd, Paris, Editions L'Harmattan, 2004, 254 p.
- PAXION K., COHEN O. (2002) – La Baie de Wissant: cent ans d'évolution en images, *Mappemonde*, 67, 24-27.
- PIERRE G. (2006) – Structure et évolution des falaises gréseuses et argileuses du cap Gris-Nez (Boulonnais, France), *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4/2005, 297-310.
- PILKEY O., HUME T. (2001) – The shoreline erosion problem: Lessons from the past, *Water and Atmosphere*, 9, 2, 22-23.

- PINTE P. (1987) – Essai de cartographie des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux (Bas Boulonnais), *Hommes et Terres du Nord*, , 3, 160-178.
- PIN X., NAU F., GARCIN J.-L. (2007) – *Mise hors d'eau du polder des wateringues dans le Nord-Pas-de-Calais*. Conseil général de l'agriculture, de l'alimentation et des espaces ruraux ; Conseil général des Ponts et chaussées ; Inspection générale de l'environnement, 80 p.
- PIRAZZOLI P.A. (1991) – Possible Defenses Against a Sea-Level Rise in the Venice Area, Italy, *Journal of Coastal Research*, 7, 1. 231-248.
- 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., SILVEIRA T.M. (2010) – Global climate change: an opportunity for coastal dunes?, *Journal of Coastal Conservation*, 14, 2, 153-160.
- PUGH D. (2004) – *Changing Sea Levels: Effects of Tides, Weather and Climate*, Cambridge, U.K. ; New York, Cambridge University Press, 2004, 280 p.
- PUPIER-DAUCHEZ S. (2002) – *Le rechargement sédimentaire : De la défense des côtes à l'aménagement du littoral (Analyse des pratiques sur la côte Atlantique française)*. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, 2 tomes, 510 p.
- PYE K., NEAL A. (1994) – Coastal dune erosion at Formby Point, north Merseyside, England: Causes and Mechanisms, *Marine Geology*, 119, 1–2, 39-56.
- REICHMUTH B., ANTHONY E. J. (2002). The variability of ridge and runnel beach morphology: examples from northern France. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 612-621.
- REICHMÜTH B., ANTHONY E.J. (2008) – Seasonal-scale morphological and dynamic characteristics of multiple intertidal bars, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 52, 3, 79-90.
- RICHTER A., FAUST D., MAAS H.-G. (2013) – Dune cliff erosion and beach width change at the northern and southern spits of Sylt detected with multi-temporal Lidar, *CATENA*, 103, 103-111.
- RUGGIERO P., KAMINSKY G.M., GELFENBAUM G. (2003) – Linking Proxy-Based and Datum-Based Shorelines on a High-Energy Coastline: Implications for Shoreline Change Analyses, *Journal of Coastal Research*, 57-82.

- RUZ M.-H. (2004) – Formation et évolution des dunes bordières : modèles conceptuels, *Bulletin de l'Association de géographes français*, 81, 3, 383-392.
- RUZ M.-H., ANTHONY E.J. (2008) – Sand trapping by brushwood fences on a beach-foredune contact: the primacy of the local sediment budget, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 52, 3, 179-194.
- RUZ M.-H., ANTHONY E.J., FAUCON L. (2005) – Coastal dune evolution on a shoreline subject to strong human pressure: the Dunkirk area, northern France, In : *Proceedings « Dunes and Estuaries 2005 »*, 441-449.
- RUZ M.-H., HÉQUETTE A., MASPATAUD A. (2009) – Identifying Forcing Conditions Responsible for Foredune Erosion on the Northern Coast of France, *Journal of Coastal Research*, SI56, 356-360.
- RUZ M.-H., MASPATAUD A., CRAPOULET A., HÉQUETTE A. (2014) – Analyse de l'impact des tempêtes sur une côte basse densément peuplée: le cas du littoral dunkerquois, Nord de la France. In: Colloque *Connaissance et Compréhension des Risques Côtiers : Aléas, Enjeux, Représentations, Gestion*, Brest, 3-4 juillet 2014.
- RUZ M.-H., MEUR-FEREC C. (2004) – Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France, *Geomorphology*, 60, 1–2, 73-87.
- SALLENGER J., ASBURY H. (2000) – Storm impact scale for Barrier Islands, *Journal of Coastal Research*, 16, 3, 890.
- SALLENGER JR. A. H., KRABILL W. B., SWIFT R. N., BROCK J., LIST J., HANSEN M., HOLMAN R. A., MANIZADE S., SONTAG J., MEREDITH A., MORGAN K., YUNKEL J. K., FREDERICK E. B., STOCKDON H. (2003) – Evaluation of Airborne Topographic Lidar for Quantifying Beach Changes, *Journal of Coastal Research*, 19, 1, 125.
- SANDERS B.F. (2007) – Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modeling, *Advances in Water Resources*, 30, 8, 1831-1843.
- SAYE S.E., VAN DER WAL D., PYE K., BLOTT S.J. (2005) – Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data, *Geomorphology*, 72, 1–4, 128-155.
- SCHMITT F.G., CRAPOULET A., HÉQUETTE A., HUANG Y. (2013) – Stochastic properties of the water level time series in the eastern English Channel: multi-scale analysis and return times ; consequences for risk assessment. ports of Boulogne, Calais and Dunkerque, France. *Risques côtiers liés aux changements climatiques*, Colloque

International de l'Union des Océanographes de France, Saint-Valéry-sur-Somme, 17 octobre 2013.

SCHUPP C.A., MCNINCH J.E., LIST J.H. (2006) – Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change, *Marine Geology*, 233, 1–4, 63-79.

SEDRATI M., ANTHONY E.J. (2013) – Confronting coastal morphodynamics with counter-erosion engineering: the emblematic case of Wissant Bay, Dover Strait, *Journal of Coastal Conservation*, 18, 5, 483-494.

SEDRATI M., ANTHONY E.J. (2008) – Sediment dynamics and morphological change on the upper beach of a multi-barred macrotidal foreshore, and implications for mesoscale shoreline retreat: Wissant Bay, northern France, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 52, 3, 91-106.

SEDRATI M., ANTHONY E.J. (2007) – Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach, *Marine Geology*, 244, 1-4, 209-229.

SEDRATI M. (2006) – *Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en domaine macrotidal et en conditions de forte agitation: Baie de Wissant, nord de la France*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 197 p.

SHANKAR N.J., JAYARATNE M.P.R. (2003) – Wave run-up and overtopping on smooth and rough slopes of coastal structures, *Ocean Engineering*, 30, 2, 221-238.

SHOM (1968) – *Les courants de marée dans la mer de la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*, Paris, 179 p.

SHOM (2011) – *Références altimétriques maritimes. Ports de France métropolitaine et d'outre-mer; côtes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée*, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 98 p.

SHOM (2012) – *Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique)*, Brest, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 160 p.

SIPKA V. (1998) – *Les plages macrotidales du Nord -Pas-de-Calais: contexte environnemental et caractérisation morphodynamique*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, 207 p.

SIPKA V., ANTHONY E.J. (1999) – Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal low wave conditions, *Journal de Recherche Oceanographique*, 24, 25-31.

- SMCO (2003) – *Plan littoral d'actions pour la gestion de l'érosion sur le littoral de la Côte d'Opale*. Observatoire de l'environnement littoral et marin et Syndicat mixte de la Côte d'Opale.
- SOMMÉ J. (1975) – *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*. Doctorat d'Etat. Université de Paris I, 1975, 810 p.
- STEPHAN P., SUANEZ S. (2004) – Mobilité du trait de côte en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor) ou le résultat d'une plage en accrétion, *Editions Paralia*, p.273-278.
- STIVE M.J.F., AARNINKHOF S.G.J., HAMM L., HANSON H., LARSON M., WIJNBERG K.M., NICHOLLS R.J., CAPOBIANCO M. (2002) – Variability of shore and shoreline evolution, *Coastal Engineering*, 47, 2, 211-235.
- STOCKDON H.F., DORAN K.S., SALLENGER A.H. (2009) – Extraction of Lidar-Based Dune-Crest Elevations for Use in Examining the Vulnerability of Beaches to Inundation During Hurricanes, *Journal of Coastal Research*, 10053, 59-65.
- SUANEZ S. (2009) – *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*. Mémoire HDR. Université de Caen, 212 p.
- TEKIN M. (2004) – Un type original de dunes embryonnaires sur la plage macrotidale du Fort Vert (Pas-de-Calais, France), *Bulletin de l'Association de géographes français*, 81, 3, 418-426.
- TESSIER B. (1997) – *Signature des rythmes tidaux dans les séries sédimentaires*. Mémoire HDR, Université des sciences et techniques de Lille.
- TESSIER B., CORBAU C., CHAMLEY H., AUFFRET J.-P. (1999) – Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France), *Journal of Coastal Research*, 15, 3, 593-606.
- TOLMAN H.L. (1991) – Effects of tides and storm surges on North Sea wind waves, *Journal of physical oceanography*, 21, 6, 766-781.
- TRENTESAUX A., LE BOT S., GARLAN T. (2004) – Combined Tide and wind-generated processes at the origin of the architecture of very large dunes in the Dover Strait, southern North Sea, In: Bartholdy J., PEDERSEN J.B.T. (Eds.), 6th *International Conference on Tidal Sedimentology*. Institute of Geography. University of Copenhagen, Copenhagen, 186-189.

- TRENTESAUX A., STOLK A., BERNÉ S. (1999) – Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea, *Marine Geology*, 159, 1–4, 253-272.
- TRESCA A. (2013) – *Contrôle souple de la dynamique éolienne le long d'un littoral artificialisé et propositions de gestion : le cas de la façade maritime du Grand Port Maritime de Dunkerque*. Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale. 342 p.
- TRESCA A., RUZ M.-H., GRÉGOIRE P. (2014) – Coastal dune development and sand drifting management along an artificial shoreline : the case of Dunkirk harbour, Northern France, *Journal of Coastal Conservation*, 17, 4, 495-504.
- TRMAL C., PONS F., SABATIER F. (2012) – MobiTC, outil de calcul automatique de l'évolution historique du trait de côte : exemples sur 3 types de morphologies côtières, *Editions Paralia*, 511-520.
- VALLEJO I., OJEDA J., MALVAREZ G. (2006) – Characterization and classification of the beach-dune system of the Doñana National Park, Southern Spain, *Journal of Coastal Research*, 112–117.
- VANHEE S., ANTHONY E.J, RUZ M.-H. (2002) – Variations volumétriques d'un système haut de plage - dune bordière: l'exemple du site de Leffrinckoucke, Nord, France, *Journal de Recherche Oceanographique*.
- VAN DER MEULEN F., VAN ZETTEN R. (2014) – Coastal management in The Netherlands, from past developments to future perspectives, *Editions Paralia*, 787-790.
- VASSEUR B., HÉQUETTE A. (2000) – Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), southwestern North Sea. In : *Coastal and estuarine environments : sedimentology, geomorphology and geoarcheology*, Geological Society, London Special Publications, 99-107.
- VERGER F. (2011) – Dignes et polders littoraux : réflexions après la tempête Xynthia, *Physio-Géo. Géographie, physique, et environnement*, Volume 5, 95-105.
- 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.
- DE VRIEND H. (1997) – Prediction of aggregated-scale coastal evolution, *In: Proceedings of Congress of the International Association of Hydraulic Research, IAHR*, 2, 1008-1013.
- WAHL T., HAIGH I.D., WOODWORTH P.L., ALBRECHT F., DILLINGH D., JENSEN J., NICHOLLS R.J., WEISSE R., WÖPPELMANN G. (2013) – Observed

mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present, *Earth-Science Reviews*, 124, 51-67.

WENTWORTH C.K. (1922) – A scale of grade and class terms for clastic sediments, *The Journal of Geology*, 377–392.

WHEATON J.M., BRASINGTON J., DARBY S.E., SEAR D.A. (2010) – Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: Improved sediment budgets, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 2, 136-156.

WOODWORTH P.L., FLATHER R.A., WILLIAMS J.A., WAKELIN S.L., JEVREJEVA S. (2007) – The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation, *Continental Shelf Research*, 27, 7, 935-946.

WOOLARD J.W., COLBY J.D. (2002) – Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina, *Geomorphology*, 48, 1–3, 269-287.

Liste des figures

Fig. I-1 : Distribution mondiale des marnages moyens de vive-eau (d'après Davies, (1980), tiré de (Maspataud, 2011)).	9
Fig. I-2: Photographie du système barre-bâches à Zuydcoote (est-dunkerquois).	9
Fig. I-3: Morphologie type d'une plage à barres intertidales de la Côte d'Opale.	10
Fig. I-4 : Localisation des principaux espaces dunaires, bas et urbanisés sur les côtes de la Mer du Nord (synthèse et modifications de (Maspataud, 2011) d'après (Gehu, 1985 ; Nordstrom, 2004)	11
Fig. I-5 : Augmentation passée et future du niveau moyen de la mer. Pour le passé, les données issues de proxy sont en violet et les données issues de marégraphes sont en bleu ciel. Pour le futur, une projection est faite pour de fortes émissions en gaz à effet de serre (GES) (scénario RCP8.5 en rouge) et pour de faibles émissions en GES (scénario RCP2.6 en bleu) (IPCC, 2014).	12
Fig. I-6 : Carte de localisation du littoral de la Côte d'Opale.	13
Fig. I-7 : Coupes topographiques représentatives des plaines maritimes flamande (A et B) et picarde (C), établies à partir de levées LiDAR aéroportés.	15
Fig. I-8: Roses des vents des stations météorologiques de Boulogne-sur-Mer (1965-2013), Calais (1994-2013) et Dunkerque (1956-2013) (données Météo France).	16
Fig. I-9 : Carte représentant l'évolution de la marée réelle dans la Manche (somme de toutes les composantes). Les nombres indiqués sous certains ports sont la phase de la pleine-mer et le marnage par vive-eau moyenne (coef=95). Les lignes représentent en bleu : lignes d'iso-marnage représentant une égale valeur de marnage. En rouge : les lignes cotidiales représentant les points se trouvant en pleine-mer (PM) à la même heure. Si la PM est à 3h45 à Brest, la marée est encore montante à Cherbourg et la PM ne sera atteinte qu'à 7h40, soit presque 4h après. L'onde de marée se propage vers le Pas de Calais. (Source : site web IFREMER).	17
Fig. I-10: Carte des courants de surface au cours de la marée montante (A) puis descendante (B) (Augris et al., 1990).	18
Fig. I-11: Evolution relative de l'intensité des courants de marée et des vagues sur le littoral de la Côte d'Opale, du large vers la côte (D'après (Augris et al., 1990), tiré de (Cartier, 2011)).	19
Fig. I-12: Rose des houles au niveau de Dunkerque (Bonnefille et al., 1971) et du Touquet-Paris-Plage (Despeyroux, 1985).	20
Fig. I-13: Rose des houles (Hs : hauteurs significatives) (Bouée Westhinder 1997-2007 (Héquette et Moses, 2008; tiré de (Maspataud, 2011) (Source des données : Agency for Maritime Services and Coast – Division COAST, Belgique).	21
Fig. I-14: Variations récentes du niveau marin relatif pour les stations de Dunkerque, Ostende et Nieuwport (Source : PSMSL) (d'après (Héquette, 2010), tiré de (Maspataud, 2011)).	23
Fig. I-15 Rythmes d'élévation du niveau de la mer en mm/an (après correction des ajustements glacio-isostatiques) pendant différentes périodes depuis la fin du 19 ^{ème} siècle (tiré de (Wahl et al., 2013)). Les valeurs des variations du niveau global de l'océan proviennent de la synthèse de (Church et White, 2011).	24
Fig. I-16 : Couverture superficielle sédimentaire de la Manche (Anthony, 2002).	25
Fig. I-17: Orientation des transits sédimentaires à la jonction Manche-Mer du Nord et localisation des principaux groupes de bancs tidaux et vagues de sable (modifié par (Maspataud, 2011), d'après (Houbolt, 1968 ; McCave, 1978 ; Dewez et al., 1989)	26
Fig. II-18: Description du principe du fonctionnement du LiDAR aéroporté (A) et de sa mise en opération sur le terrain (B), adapté de (Flood et Gutelius, 1997).	29
Fig. II-19 : Illustration des différentes étapes pour la réalisation des grilles dans Surfer. A : Nuage de points irréguliers. A chaque point correspondent des coordonnées (x,y,z) obtenues grâce au LiDAR. B :	

Triangles obtenus grâce à la méthode d'interpolation par triangulation linéaire. C : Cellules (ici, carrés de 50 cm), définies chacune par une valeur d'altitude unique. Elles sont créés à partir des triangles obtenus en B.	31
Fig. II-20 : Dispositif de mesures topographiques par Station DGPS Leica Système 1200. (Modifié d'après (Maspataud, 2011)).	32
Fig. II-21 : Etapes de calcul de l'évolution du trait de côte : A : digitalisation des traits de côtes à partir de photographies aériennes ortho-rectifiées et géo-référencées. B : création de la ligne de base par squelettisation. C : illustration de l'enveloppe, la ligne de base et les transects sur le secteur de la baie de Wissant. D : paramètres statistiques de l'évolution du trait de côte calculés pour un transect de la baie de Wissant.....	34
Fig. II-22 : Carte d'isolignes de variation du gradient de pente sur le littoral du platier d'Oye obtenue à partir des données topographiques LiDAR 2011 (A) et relation entre le profil topographique (noir) et le gradient de pente (rouge) (B).	35
Fig. II-23 : Comparaison de différents indicateurs de trait de côte pour le secteur de la dune Dewulf à l'est de Dunkerque (orthophotographie IGN de 2009).	37
Fig. II-24 : Comparaison des TC_{grad} et TC_{DGPS} par mesure de leur distance à une ligne de référence commune. Pour la dune Dewulf (A), le TC_{grad} est issu des données LiDAR du 8 mai 2008 tandis que le TC_{DGPS} a été réalisé le 25 avril 2008. Pour la dune du Perroquet (B), le TC_{grad} est issu des données LiDAR du 18 novembre 2012 tandis que le TC_{DGPS} a été réalisé le 19 novembre 2012.	38
Fig. II-25 : Comparaison des TC_{grad} et TC_{DGPS} par mesure de leur distance à une ligne de référence commune (A) pour la dune Dewulf (B et C) ainsi que la dune du Perroquet (D). Le TC_{grad} est issu des données LiDAR du 18 janvier 2014 et le TC_{DGPS} a été réalisé le même jour.	39
Fig. II-26 : Illustration des compartiments sédimentaires correspondants à la dune, au haut de plage et à la plage.	40
Fig. II-27 : Comparaison altitudinale d'un profil transversal dans la dune Dewulf (est-dunkerquois) à partir des données LiDAR de janvier 2014 et de données acquises sur le terrain à l'aide d'un dGPS.	41
Fig. II-28 : illustration du compartimentage du calcul des bilans sédimentaires sur le MNT différentiel 2011-2012 de la dune du Perroquet.	42
Fig. II-29 : Profils topographiques de la digue de Leffrinckoucke extraits des données LiDAR et comparaison interannuelle des altitudes.	44
Fig. II-30 : % de lacunes dans les mesures marégraphiques des ports de Boulogne-sur-Mer (A), Calais (B) et Dunkerque (C).	45
Fig. III-31 : Localisation des secteurs sableux étudiés.	48
Fig. III-32 : Présentation du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-mer et traits de côte associés.	50
Fig. III-33 : Coupe topographique type massif dunaire situé entre Le Touquet-Paris-Plage et Stella-Plage, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	51
Fig. III-34 : Vue du massif dunaire situé entre Merlimont-plage et Stella-plage	51
Fig. III-35 : Evolution du trait de côte du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer entre 1963 et 2009. ...	52
Fig. III-36 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.	53
Fig. III-37 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m (PHMA) atteints depuis 1963 au marégraphe de Boulogne-sur-Mer (en mètres IGN 69).	55

Fig. III-38 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Boulogne-sur-Mer de 1963 à 2009. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.	55
Fig. III-39 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.	57
Fig. III-40 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.	58
Fig. III-41 : Illustration de l'érosion du front dunaire entre Merlimont-Plage et Berck-sur-Mer suite aux coups de vents de novembre 2013 (clichés pris le 07/11/2013 par Adrien Cartier).	59
Fig. III-42 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 5,09 m (PHMA) et 5,49 m (période de retour décennale) depuis 2008 pour le marégraphe de Boulogne-sur-Mer (en mètres IGN 69).	59
Fig. III-43 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Boulogne-sur-Mer de mai 2008 à décembre 2013. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.	60
Fig. III-44 : Coupe topographique type massif dunaire situé entre Equihen-Plage et Hardelot-Plage, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	61
Fig. III-45 : Coupe topographique type massif dunaire situé entre Hardelot-Plage et Sainte-Cécile, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	61
Fig. III-46 : Vue du cordon dunaire entre Hardelot-Plage et Sainte-Cécile (cliché pris par Adrien Cartier).	61
Fig. III-47 : Présentation du littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage (A) et de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile (B) et traits de côte associés.	62
Fig. III-48 : Evolution du trait de côte au nord d'Hardelot-Plage entre 1963 et 2009.	64
Fig. III-49 : Evolution du trait de côte au nord d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile entre 1963 et 2009. ..	64
Fig. III-50 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage (A) et de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile (B)...	65
Fig. III-51 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage.	66
Fig. III-52 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile.	67
Fig. III-53 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2013 pour le secteur littoral allant d'Equihen-Plage à Hardelot-Plage (A) et de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile (B).	68
Fig. III-54 : Vue de l'estuaire de la Canche depuis les dunes de Camiers (rive nord de l'estuaire)(cliché pris par Adrien Crapoulet).	70
Fig. III-55 : Coupe topographique type du cordon dunaire de la rive nord de la baie de Canche, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	70
Fig. III-56 : Présentation du littoral de la rive nord de l'estuaire de la Canche et traits de côte associés.	71
Fig. III-57 : Vue de l'estuaire de l'Authie depuis les dunes du Bec de Perroquet (rive nord de l'estuaire)	71
Fig. III-58 : Présentation du littoral de la rive nord de l'estuaire de l'Authie et traits de côte associés.	72
Fig. III-59 : Coupe topographique du cordon dunaire au niveau du Bec du Perroquet, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	72

Fig. III-60 : Coupe topographique du cordon dunaire au niveau de l'Anse des Sternes, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	73
Fig. III-61 : Coupe topographique de la Grande Dune, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	73
Fig. III-62 : Coupe topographique du cordon dunaire du Bois de Sapins, issue des données LiDAR de décembre 2013. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	73
Fig. III-63 : Evolutions du trait de côte de la rive nord de la baie de la Canche ente 1963 et 2009.....	75
Fig. III-64 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral de la rive nord de l'estuaire de la Canche.	76
Fig. III-65 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral de la rive nord de l'estuaire de la Canche.....	77
Fig. III-66 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2013 pour le secteur littoral de la rive nord de la baie de Canche.	78
Fig. III-67 : Illustration d'un secteur en progradation sur la rive nord de la baie de Canche (autour du transect n°25) (clichés pris le 07/06/2012 par Adrien Crapoulet).....	79
Fig. III-68 : Evolutions de la position du trait de côte et rythmes associés pour les différentes périodes de mesures pour le littoral de la rive nord de l'estuaire de l'Authie.....	81
Fig. III-69 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral de la rive nord de l'estuaire de l'Authie.	82
Fig. III-70 : Evolution du trait de de la rive nord de la baie d'Authie entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2013 (LiDAR).	83
Fig. III-71 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2013 pour le secteur littoral de la rive nord de la baie d'Authie.	84
Fig. III-72 : Illustration de l'évolution du trait de côte de la rive nord de l'estuaire de l'Authie. A : progradation de la flèche sableuse du Bec du Perroquet ; B : partie en érosion du Bec du Perroquet ; C : érosion intense du cordon dunaire du Bois de Sapins (clichés pris le 12/09/2012 par Adrien Crapoulet).85	85
Fig. III-73 : Présentation du littoral de la rive nord de la baie de Wissant et traits de côte associés. ...	86
Fig. III- 74 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire de la Baraque Fricot, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.....	87
Fig. III-75 : Vue du de la dune de la Baraque Fricot et du Cap Gris-Nez depuis l'estran de la baie de Wissant .	87
Fig. III-76 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire du Châtelet, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.	88
Fig. III-77 : Vue de la baie de Wissant depuis le front dunaire de la dune du Châtelet	88
Fig. III-78 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire d'Aval, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.	89
Fig. III-79 : Vue de la dune d'Aval depuis l'estran	89
Fig. III-80 : Coupe topographique de la plage et du cordon dunaire d'Amont, réalisé à partir des données topographiques issus du levé LiDAR de janvier 2014.	89
Fig. III-81 : Vue de la dune d'Amont et du Cap Blanc-Nez depuis la plage de Wissant	90
Fig. III-82 : Evolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1963 et 2009.....	91
Fig. III- 83 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le littoral de la baie de Wissant.	92

Fig. III-84 : Evolutions de la position du trait de côte et rythmes associés pour les différentes périodes de mesures pour le littoral de la baie de Wissant.	93
Fig. III-85 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le littoral de la baie de Wissant.	93
Fig. III-86 : Illustration de l'érosion affectant la dune du Châtelet (A) et la dune de la Baraque Fricot (B) (clichés pris le 20/11/2013 par Adrien Crapoulet).	94
Fig. III-87 : Présentation du littoral allant de Sangatte à Calais et traits de côte associés.	95
Fig. III-88 : Coupe topographique type du cordon dunaire de Sangatte, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	95
Fig. III-89 : Vue du cordon dunaire de Sangatte (cliché pris par M-H. Ruz).	96
Fig. III-90 : Evolution du trait de côte de Sangatte à Calais entre 1963 et 2009.	97
Fig. III-91 : Bilan général de l'évolution du trait de côte à l'échelle moyen-long terme.	98
Fig. III-92 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 4,44 m (PHMA) atteints depuis 1963 au marégraphe de Calais (en mètres IGN 69).	99
Fig. III-93 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le littoral allant de Sangatte à Calais.	100
Fig. III- 94 : Evolution du trait de côte de Sangatte à Calais entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).	100
Fig. III-95 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 4,44 m (PHMA), 4,77 m (période de retour décennale) et 5,04 m (période de retour centennale) depuis 2008 pour le marégraphe de Calais (en mètres IGN 69).	101
Fig. III-96 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Calais de mai 2008 à décembre 2013. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.	101
Fig. III-97 : Présentation du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck et traits de côte associés.	103
Fig. III-98 : Coupe topographique type du cordon dunaire du Fort Vert, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	103
Fig. III-99 : Vue du cordon dunaire bordier du Fort Vert et de ses dunes embryonnaires et insulaires (cliché pris M-H. Ruz).	103
Fig. III-100 : Coupe topographique type du cordon dunaire des Hemmes, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	104
Fig. III-101 : Evolution du trait de côte du Fort Vert et des Hemmes de Marck entre 1963 et 2009.	105
Fig. III-102 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral allant de Calais aux Hemmes de Marck.	105
Fig. III-103 : Rythmes d'évolution de la position du trait de côte pour les différentes périodes de mesures pour le littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck.	107
Fig. III-104 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral allant de Calais aux Hemmes de Marck.	107
Fig. III-105 : Illustration de l'érosion d'une dune en îlot du secteur du Fort-Vert (cliché pris le 16/04/2014 par M-H. Ruz).	107
Fig. III-106 : Présentation du littoral du Platier d'Oye et traits de côte associés.	108
Fig. III-107 : Position du trait de côte actuel (rouge) du Platier d'Oye sur la carte d'état-major de la période 1820-1866.	108

Fig. III-108 : Coupe topographique type du cordon dunaire du Platier d'Oye, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	109
Fig. III-109 : Vue du Platier d'Oye depuis le sommet du cordon dunaire	110
Fig. III-110 : Localisation des aménagements de protection dunaire du Platier d'Oye.....	110
Fig. III-111 : Evolution du trait de côte du secteur 1 du Platier d'Oye entre 1963 et 2009.....	111
Fig. III-112 : Evolution du trait de côte du secteur 2 du Platier d'Oye entre 1963 et 2009.....	112
Fig. III-113 : Evolution du trait de côte du secteur 3 du Platier d'Oye entre 1963 et 2009.....	112
Fig. III-114 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 1963 et 2009 pour le secteur littoral du Platier d'Oye.	113
Fig. III-115 : Evolution du trait de côte du Platier d'Oye (secteur 1) entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).	114
Fig. III-116 : Evolution du trait de côte du Platier d'Oye (secteur 2) entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).	114
Fig. III-117 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte en m/an entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral du Platier d'Oye.	115
Fig. III-118 : Présentation du littoral de l'est-dunkerquois et traits de côte associés.	116
Fig. III-119 : Vue de la dune Dewulf et de l'estran depuis le sommet du cordon dunaire bordier	116
Fig. III-120 : Coupe topographique type de la dune Dewulf, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.	117
Fig. III-121 : Coupe topographique type de la dune Marchand, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.....	117
Fig. III-122 : Vue de la dune du Perroquet et de l'estran depuis le sommet du cordon dunaire bordier (cliché pris par Adrien Cartier).....	118
Fig. III-123 : Coupe topographique type de la dune du Perroquet, issue des données LiDAR de janvier 2014. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques, PMM : niveau des pleines mers moyennes, NM : niveau moyen de la mer.....	118
Fig. III-124 : Profils bathymétriques à l'avant côte des deux sites test à Leffrinckoucke-Zuydcoote et Bray-Dunes (tiré de Maspataud, 2001, d'après Héquette et al., 2009, extrait de la carte marine du SHOM).....	119
Fig. III-125 : Evolution du trait de côte entre Dunkerque et la frontière belge entre 1963 et 2009.	121
Fig. III-126 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral de l'est-dunkerquois.....	121
Fig. III-127 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 3,79 m (PHMA) et 4,4 m (période de retour décennale) atteints depuis 1963 au marégraphe de Dunkerque (en mètres IGN 69).	123
Fig. III-128 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Dunkerque de 1963 à 2009. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s ; (D) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.	123
Fig. III-129 : Rythme d'évolution du trait de côte de Dunkerque à la frontière belge entre 1963 et 2009 et entre 2008 et 2014 (LiDAR).	126
Fig. III-130 : Illustration du rythme d'évolution du trait de côte entre 2008 et 2014 pour le secteur littoral de l'est-dunkerquois.....	127
Fig. III-131 : Efficacité des mesures de réhabilitation à l'Est de la batterie de côte de Zuydcoote, dune Dewulf (tiré de (Maspataud, 2011)).....	127

Fig. III-132 : Illustration de l'érosion du front dunaire de la dune Dewulf (A) et de la dune du Perroquet (B) suite au passage de la tempête Xaver en décembre 2013 (clichés pris le 08/12/2013 par Adrien Cartier).....	128
Fig. III-133 : Submersion temporaire à pleine mer (nuit du 5 au 6 décembre 2013) du perré de Malo-les-Bains (cliché pris le 06/12/2013 par Adrien Cartier).	128
Fig. III-134 : Fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 3,79 m (PHMA), 4,4 m (période de retour décennale) et 4,7 m (période de retour centennale) depuis 2008 pour le marégraphe de Dunkerque (en mètres IGN 69).	129
Fig. III-135 : Fréquence du nombre d'observations de vents à la station météorologique de Dunkerque de mai 2008 à décembre 2013. (A) : ≥ 8 m/s ; (B) : ≥ 8 m/s pendant au moins 24 h ; (C) : ≥ 16 m/s pendant au moins 24 h.....	129
Fig. III-136 : Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral de la Côte d'Opale entre 1963 et 2009.	131
Fig. III-137 : Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral de la Côte d'Opale entre 2008 et 2014.	132
Fig. IV-138 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 de la baie de l'Authie.....	135
Fig. IV-139 : Variations d'altitude du littoral de la baie d'Authie entre mai 2008 et mars 2011.	136
Fig. IV-140 : Evolution morphologique de mai 2008 à décembre 2013 de la Grande Dune de la baie d'Authie.	137
Fig. IV-141 : Vue sur le versant d'ensevelissement de la Grande Dune de la baie d'Authie. (Cliché pris en 1998 par M-H Ruz).	137
Fig. IV-142 : illustration des bilans sédimentaires de la baie d'Authie.....	141
Fig. IV-143 : Variations d'altitude du littoral de la baie d'Authie entre mars 2011 et décembre 2013.	142
Fig. IV-144 : Migration du chenal principal de l'Authie entre janvier 2011 et février 2014. (Clichés pris par l'Association de Défense Contre la Mer en Baie d'Authie)	144
Fig. IV-145 : Variations d'altitude du littoral de la baie d'Authie entre mai 2008 et décembre 2013.	147
Fig. IV-146 : Evolution du trait de côte et des volumes des dunes côtières de mai 2008 à décembre 2013 sur la rive nord de la baie de l'Authie.	148
Fig. IV-147 : Evolution du trait de côte et des volumes du haut de plage de mai 2008 à décembre 2013 sur la rive nord de la Baie d'Authie.....	149
Fig. IV-148 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer en fonction du volume initial (2008) du haut de plage.	149
Fig. IV-149 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 du littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.....	150
Fig. IV-150 : illustration des bilans sédimentaires du littoral allant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage.	151
Fig. IV-151 : Variations d'altitude du littoral allant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage entre mai 2008 et mars 2011.	152
Fig. IV-152 : illustration des bilans sédimentaires du littoral allant de Merlimont-Plage au Touquet-Paris-Plage.	154
Fig. IV-153 : Variations d'altitude du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Merlimont-Plage entre mai 2008 et mars 2011.....	155
Fig. IV-154 : Variations d'altitude du littoral allant de Merlimont-Plage à Berck-sur-Mer entre mars 2011 et décembre 2013.	159
Fig. IV-155 : Variations d'altitude du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Merlimont-Plage entre mars 2011 et décembre 2013.	160

Fig. IV-156 : Variations d'altitude du littoral allant de Merlimont-Plage à Berck-sur-Mer entre mai 2008 et décembre 2013.	162
Fig. IV-157 : Variations d'altitude du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Stella-Plage entre mai 2008 et décembre 2013.	163
Fig. IV-158 : Evolution du trait de côte et des volumes des dunes côtières de mai 2008 à décembre 2013 sur le littoral s'étendant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.	164
Fig. IV-159 : Evolution du trait de côte et des volumes du haut de plage de mai 2008 à décembre 2013 sur le littoral s'étendant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.	165
Fig. IV-160 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2013 du littoral allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 4,26 m IGN 69 pour les volumes.	166
Fig. IV-161 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral allant de la pointe du Touquet à Berck-sur-Mer en mai 2008.	166
Fig. IV-162 : Profils topographiques du massif dunaire de Merlimont illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.	167
Fig. IV-163 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 du littoral de la baie de Canche.	169
Fig. IV-164 : Evolution des bilans sédimentaires de la baie de Canche entre mai 2008 et décembre 2013.	172
Fig. IV-165 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Canche entre mai 2008 et mars 2011.	172
Fig. IV-166 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Canche entre mars 2011 et décembre 2013.	175
Fig. IV-167 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Canche entre mai 2008 et décembre 2013.	177
Fig. IV-168 : Modèle numérique de terrain (3D) en décembre 2013 du littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-plage.	178
Fig. IV-169 : illustration des bilans sédimentaires du littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-plage.	179
Fig. IV-170 : Variations d'altitude du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage entre mai 2008 et mars 2011.	180
Fig. IV-171 : Variations d'altitude du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage entre mars 2011 et décembre 2013.	182
Fig. IV-172 : Variations d'altitude du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage entre mai 2008 et décembre 2013.	184
Fig. IV-173 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral allant de Equihen-Plage à Hardelot-Plage en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0,805 m IGN 69 pour les volumes.	185
Fig. IV-174 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral allant de Equihen-Plage à Hardelot-Plage en mai 2008.	186
Fig. IV-175 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral allant de Hardelot-Plage à Sainte-Cécile-Plage en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0,805 m IGN 69 pour les volumes.	187
Fig. IV-176 : Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral de la baie de Wissant.	188
Fig. IV-177 : illustration des bilans sédimentaires de la dune de la Baraque Fricot.	189
Fig. IV-178 : illustration des bilans sédimentaires de la dune du Châtelet.	190
Fig. IV-179 : illustration des bilans sédimentaires de la dune d'Aval.	190
Fig. IV-180 : illustration des bilans sédimentaires de la dune d'Amont.	191

Fig. IV-181: illustration des bilans sédimentaires de la plage de Wissant.	193
Fig. IV-182: illustration des bilans sédimentaires de la plage de Strouanne.....	193
Fig. IV-183: illustration des bilans sédimentaires de l'ensemble de la baie de Wissant.....	194
Fig. IV-184 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre mai 2008 et mars 2011.....	195
Fig. IV-185 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre mars 2011 et novembre 2012.	198
Fig. IV-186 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre novembre 2012 et janvier 2014.....	202
Fig. IV-187 : Variations d'altitude du littoral de la baie de Wissant entre mai 2008 et janvier 2014.....	205
Fig. IV-188 : Evolution du trait de côte et des volumes des dunes de mai 2008 à janvier 2014 en Baie de Wissant.....	206
Fig. IV-189 : Evolution du trait de côte et des volumes des hauts de plage de mai 2008 à janvier 2014 en Baie de Wissant.....	207
Fig. IV-190 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral de la baie de Wissant en fonction du volume initial (2008) du haut de plage.....	208
Fig. IV-191 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral de la baie de Wissant en mai 2008. Le Plancher est à 0,988 m IGN 69 pour les volumes.	208
Fig. IV-192: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral allant de Sangatte à Calais.	211
Fig. IV-193: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires du littoral allant de Sangatte à Calais.	212
Fig. IV-194: Variations d'altitude du littoral allant de Sangatte à Calais entre mai 2008 et mars 2011.	213
Fig. IV-195: Variations d'altitude du littoral allant de Sangatte à Calais entre mars 2011 et janvier 2014.....	214
Fig. IV-196 : Coupe topographique longitudinale en travers de l'estran de Sangatte réalisée à partir du MNT de janvier 2014 montrant la présence de mégarides.....	214
Fig. IV-197: Variations d'altitude du littoral allant de Sangatte à Calais entre mai 2008 et janvier 2014.....	215
Fig. IV-198 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral allant de Sangatte à Calais en fonction du volume initial (2008) du haut de plage.....	216
Fig. IV-199: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du littoral allant de Calais au Platier d'Oye.....	216
Fig. IV-200: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires du littoral allant de Calais au Platier d'Oye.....	218
Fig. IV-201 : Variations d'altitude du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mai 2008 et mars 2011.	219
Fig. IV-202 : Variations d'altitude du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mars 2011 et janvier 2014.	220
Fig. IV-203 : Variations d'altitude du littoral allant de Calais Hoverport aux Hemmes de Marck entre mai 2008 et janvier 2014.	221
Fig. IV-204: Modèle numérique de terrain (3D) en janvier 2014 du Platier d'Oye.	222
Fig. IV-205: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires du Platier d'Oye.....	223
Fig. IV-206: Variations d'altitude du littoral du Platier d'oye entre mai 2008 et mars 2011.....	224
Fig. IV-207: Variations d'altitude du littoral du Platier d'oye entre mars 2011 et janvier 2014.....	225

Fig. IV-208: Variations d'altitude du littoral du Platier d'oye entre mai 2008 et janvier 2014.	227
Fig. IV-209 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral du Platier d'Oye en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0,249 m IGN 69 pour les volumes.	229
Fig. IV-210 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral du Platier d'Oye en mai 2008.	229
Fig. IV-211: Profils topographiques du massif dunaire du Platier d'Oye illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.	230
Fig. IV-212: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la dune Dewulf.	232
Fig. IV-213: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la dune Marchand.	233
Fig. IV-214: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la dune du Perroquet.	233
Fig. IV-215: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la plage de Malo-les-Bains.	234
Fig. IV-216: illustration de l'évolution des bilans sédimentaires de la plage de Bray-Dunes.	235
Fig. IV-217: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre mai 2008 et mars 2011.	236
Fig. IV-218: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre mai 2008 et mars 2011.	236
Fig. IV-219: Variations d'altitude du littoral allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke entre mai 2008 et mars 2011.	236
Fig. IV-220: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre mars 2011 et novembre 2012.	238
Fig. IV-221: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre mars 2011 et novembre 2012.	238
Fig. IV-222: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre novembre 2012 et janvier 2014.	242
Fig. IV-223: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre novembre 2012 et janvier 2014.	242
Fig. IV-224: Variations d'altitude du littoral allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke entre mars 2011 et janvier 2014.	241
Fig. IV-225: Variations d'altitude du littoral allant de Malo-les-Bains à Leffrinckoucke entre mai 2008 et janvier 2014.	245
Fig. IV-226: Variations d'altitude du littoral allant de Leffrinckoucke à Bray-Dunes entre mai 2008 et janvier 2014.	246
Fig. IV-227: Variations d'altitude du littoral allant de Bray-Dunes à la frontière belge entre mai 2008 et janvier 2014.	247
Fig. IV-228 : Evolution du trait de côte entre 2008 et 2014 du littoral de l'est-dunkerquois en fonction du volume initial (2008) du haut de plage. Le Plancher est à 0 m IGN 69 pour les volumes (niveau des PMM).	248
Fig. IV-229 : Relation entre les largeurs et les volumes du haut de plage du littoral de l'est-dunkerquois en mai 2008.	249
Fig. IV-230: Profils topographiques des massifs dunaires de l'est-dunkerquois illustrant le lien entre la largeur du haut de plage et l'évolution du trait de côte.	250
Fig. V-231 : Profil topographique du cordon dunaire et de la plaine maritime flamande au droit de la commune de Zuydcoote déterminé à partir des levés LiDAR de 2008 ; le PHMA correspond à l'altitude des plus hautes mers astronomiques.	254

Fig. V-232 : Projection du niveau moyen global des océans pour le scénario RCP6.0, avec l'augmentation totale et les contributions individuelles (IPCC, 2014).....	254
Fig. V-233 : Illustration du phénomène de run-up sur une plage (Cariolet, 2011).....	255
Fig. V-234 : Corrélogramme du houlographe de Vergoyer, situé au large de Boulogne-sur-Mer.....	255
Fig.V-235 : Illustration des différents régimes d'érosion définis par (Sallenger, 2000).....	256
Fig. V-236 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 6,07 m IGN69.....	259
Fig. V-237 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H _{100re 2050}) de 6,36 m IGN69.....	260
Fig. V-238 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 5,99 m IGN69.....	263
Fig. V-239 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H _{100re 2050}) de 6,28 m IGN69.....	264
Fig. V-240 : Submersion de la digue de Wissant lors de la tempête du 31/10/2013. (Cliché pris par Adrien Cartier).....	268
Fig. V-241 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 7,52 m IGN69.....	269
Fig. V-242 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H _{100re 2050}) de 7,81 m IGN69...	270
Fig. V-243 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême (H100re) de 6,95 m IGN69.....	273
Fig. V-244 : Profil topographique au niveau de la brèche du Bois de Sapins le 6 décembre 2013.....	274
Fig. V-245 : Vue de la brèche du Bois de Sapins depuis l'estran de la rive nord de la Baie d'Authie, le 12 décembre 2014. (Cliché pris par l'association ADCMBA)	274
Fig. V-246 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H _{100re 2050}) de 7,24 m IGN69.....	275
Fig. V-247 : Barrage de sacs d'1 m ³ remplis de sable et recouvert de géotextile au sein du Bois de Sapins (Cliché pris par l'association ADCMBA).....	276
Fig.248 : Schéma de synthèse de l'évolution du trait de côte et des bilans sédimentaires des massifs dunaires du littoral de la Côte d'Opale. BR= Bassin de Risque. UG=Unité de Gestion sédimentaire. .	281
Fig. 249 : Carte différentielle de la bathymétrie de l'avant-côte entre 2010 et 2014 et de la topographie de la zone littorale entre 2008 et 2014 de Sangatte au Platier d'Oye ; la marge d'erreur des levés topographiques dans la zone littorale (terrestre) est de +/- 0,15 m, la marge d'erreur des levés bathymétriques (meb) est de +/- 0,4 m (Héquette et al., 2015).....	284
Fig. 250 : Application aux bilans sédimentaires de la Côte d'Opale du modèle de formation et d'évolution des cordons dunaires fondé sur le bilan sédimentaire de la plage et de la dune (adapté de Psuty, (1992)).	288
Fig. 251 : Relation entre le volume initial du haut de plage en mai 2008 et le bilan sédimentaires des cordons dunaires entre mai 2008 et décembre2013/janvier2014.....	289
Fig. 252 : Ressource en matériaux marins identifiés en Manche orientale (Augris et Simplet, 2013).	292

Liste des tableaux

Tab. I-1: Evolution du marnage (m) le long de la Côte d'Opale par coefficient 45 (mortes eaux et 95 (vives eaux)(SHOM, 2011)).	17
Tab. II-1 : Dates et caractéristiques des différentes campagnes LiDAR.	29
Tab. II-2: caractéristiques et performances du LiDAR aéroporté <i>Leica ALS 60</i> (Bretel et al., 2013).	30
Tab. II-3 : Caractéristiques des différentes séries de photographies aériennes utilisées ; Boisson (2013).	33
Tab. II-4 : Périodes de retour de 10 et 100 ans définies pour les ports de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque (SHOM, 2012). Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN69 et entre parenthèses par rapport au 0 hydrographique (cote marine).	46
Tab. III-1 : Rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes de mesure pour la portion de littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Berck-sur-Mer.	52
Tab. III-2: Rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes de mesure pour la portion de littoral allant du nord d'Hardelot-Plage à Sainte-Cécile.	63
Tab. III-3 : Rythmes d'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie de Canche.	75
Tab. III-4 : Rythmes d'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie.	81
Tab. III- 5 : Rythmes d'évolution du trait de côte pour les différentes périodes de mesure pour le littoral de la baie de Wissant.	91
Tab. III-6 : Rythmes d'évolution du trait de côte de Sangatte à Calais.	97
Tab. III-7 : Rythmes d'évolution du trait de côte du Fort Vert et des Hemmes de Marck.	105
Tab. III-8 : Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral du Platier d'Oye.	111
Tab. III-9 : Rythmes d'évolution du trait de côte du littoral de l'est-dunkerquois.	120
Tab. III-10 : Historique des aménagements réalisés aux ports ouest et est de Dunkerque, et sur le front de mer de Malo-les-Bains (modifié d'après (Maspataud, 2011)).	124
Tab. IV-1 : Volumes et bilans sédimentaires du littoral de la rive nord de la baie d'Authie.	138
Tab. IV-2 : bilans sédimentaires du poulcier de la baie d'Authie.	140
Tab. IV-3 : bilans sédimentaires de la zone intérieure de la baie d'Authie.	140
Tab. IV-4 : bilans sédimentaires de l'ensemble de la baie d'Authie.	141
Tab. IV-5: bilans sédimentaires du littoral allant de Berck-sur-Mer à Merlimont-Plage.	151
Tab. IV-6: bilans sédimentaires du littoral allant du Touquet-Paris-Plage à Merlimont-Plage.	154
Tab. IV-7 : bilans sédimentaires de la rive nord de la baie de Canche.	170
Tab. IV-8: bilans sédimentaires du poulcier de la baie de Canche.	171
Tab. IV-9: bilans sédimentaires de la baie de Canche.	171
Tab. IV-10: bilans sédimentaires du littoral allant de Sainte-Cécile-Plage à Equihen-Plage.	178
Tab. IV-11: bilans sédimentaires de la dune de la Baraque Fricot.	189
Tab. IV-12: bilans sédimentaires de la dune du Châtelet.	190
Tab. IV-13: bilans sédimentaires de la dune d'Aval.	190
Tab. IV-14: bilans sédimentaires de la dune d'Amont.	191
Tab. IV-15 : bilans sédimentaires de la plage de Wissant.	192
Tab. IV-16: bilans sédimentaires de la plage de Strouanne.	193
Tab. IV-17: bilans sédimentaires de l'ensemble de la baie de Wissant.	194
Tab. IV-18: Bilans sédimentaires du littoral allant de Sangatte à Calais.	212
Tab. IV-19 : Bilans sédimentaires du littoral allant de Calais au Platier d'Oye.	218
Tab. IV-20: bilans sédimentaires du Platier d'Oye.	223
Tab. IV-21: bilans sédimentaires de la dune Dewulf.	232
Tab. IV-22: bilans sédimentaires de la dune Marchand.	232
Tab. IV-23: bilans sédimentaires de la Dune du Perroquet.	233
Tab. IV-24: bilans sédimentaires de la plage de Malo-les-Bains.	234
Tab. IV-25: bilans sédimentaires de la plage de Bray-Dunes.	235

Tab. V-1 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral de allant de Sangatte à Calais pour des valeurs de run-up de 0,71 m et 1,03 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.	257
Tab. V-2 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral du Platier d'Oye pour des valeurs de run-up de 0,65 m et 0,95 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.....	261
Tab. V-3 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral de la baie de Wissant pour des valeurs de run-up de 1,22 m et 1,78 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.....	265
Tab. IV-4 : Hauteurs d'eau atteintes par les vagues sur le littoral de la rive nord de la baie de l'Authie pour des valeurs de run-up de 0,83 m et 1,21 m associées à des hauts niveaux d'eau de période de retour décennale et centennale.....	271

Annexes

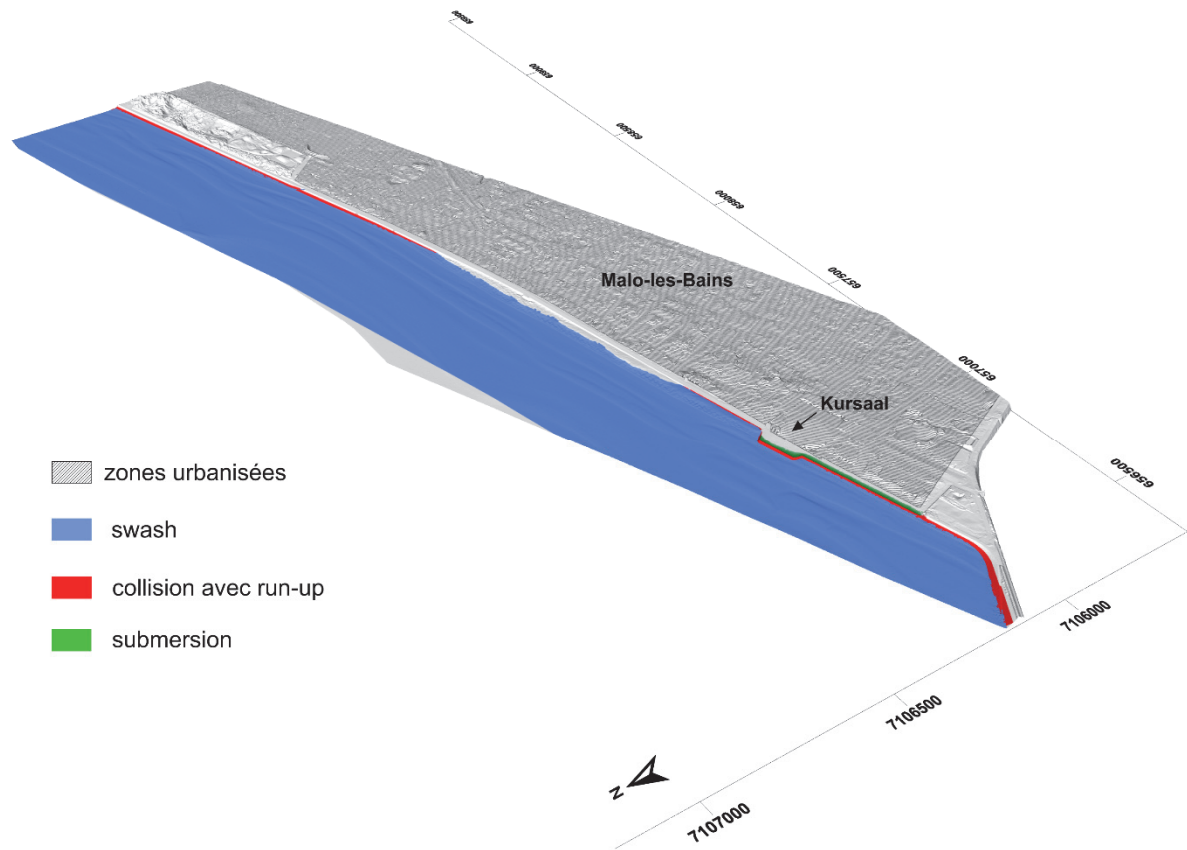


Fig. a-259: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral de Malo-les-Bains et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême (H_{10re}) de 5,42 m IGN69.

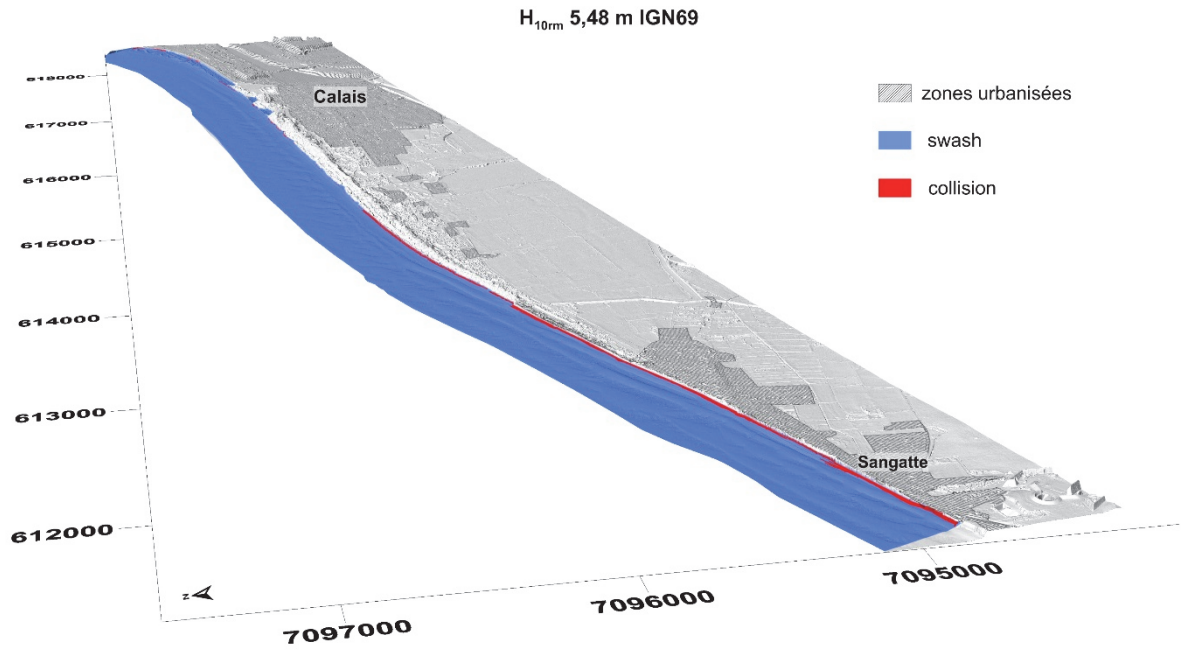


Fig. a-260 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré (H_{10rm}) de 5,48 m IGN69.

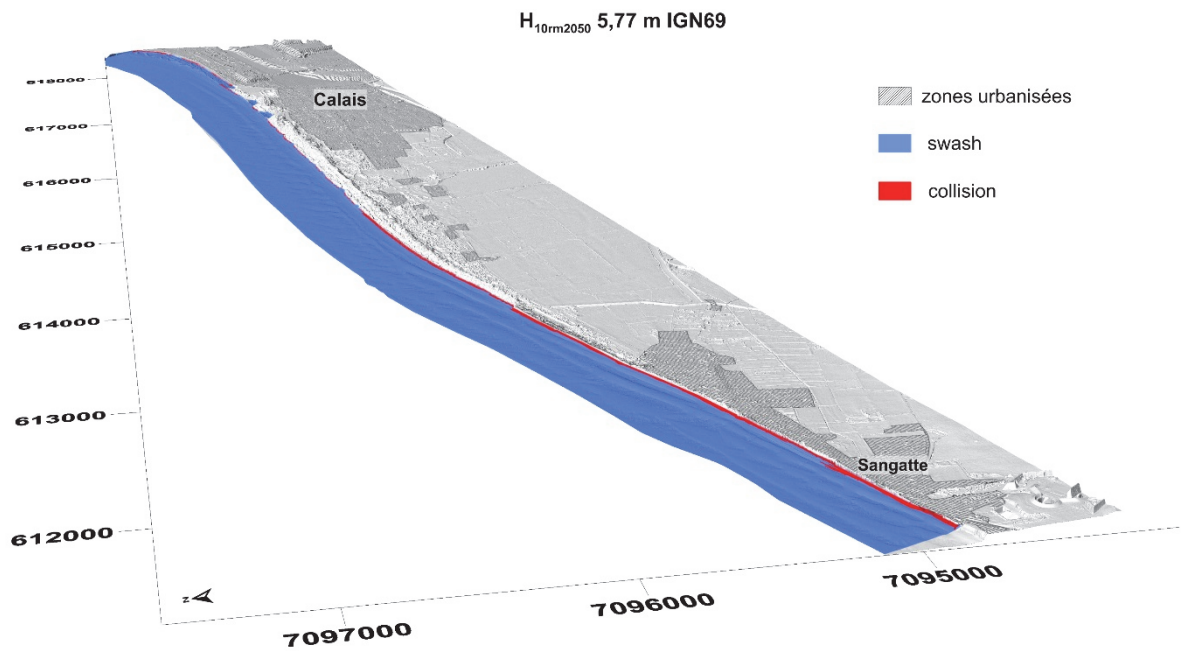


Fig. a-261 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{10rm2050}$) de 5,77 m IGN69.

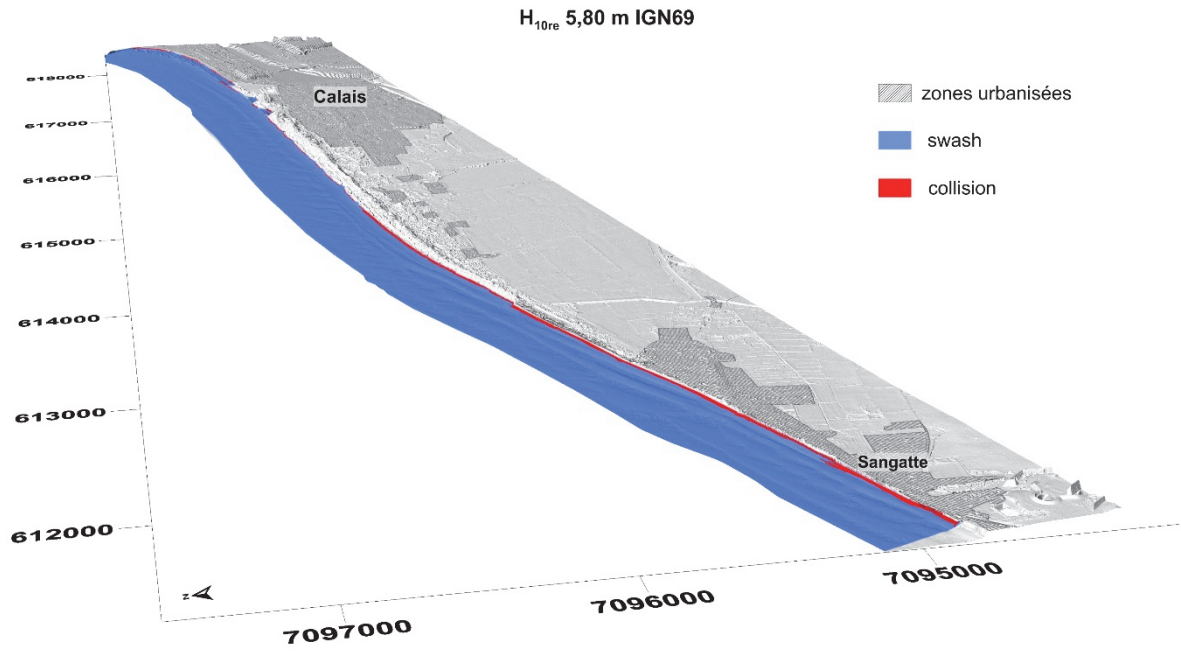


Fig. a-262 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême (H_{10re}) de 5,80 m IGN69.

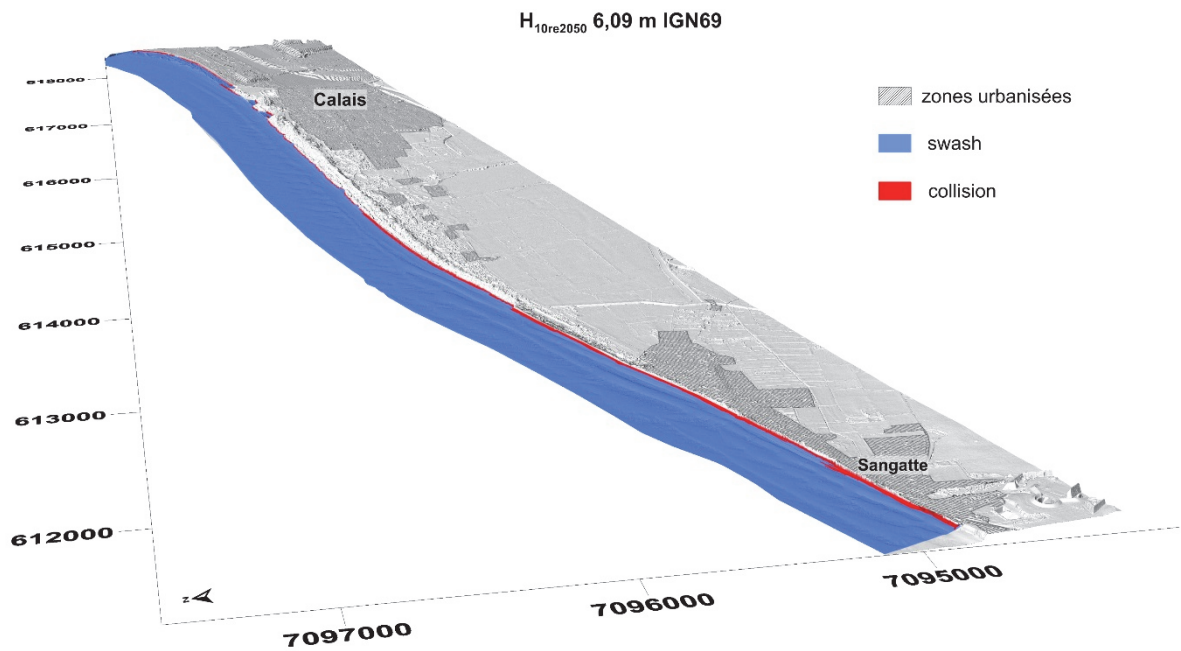


Fig. a-263 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 ($H_{10re2050}$) de 6,09 m IGN69.

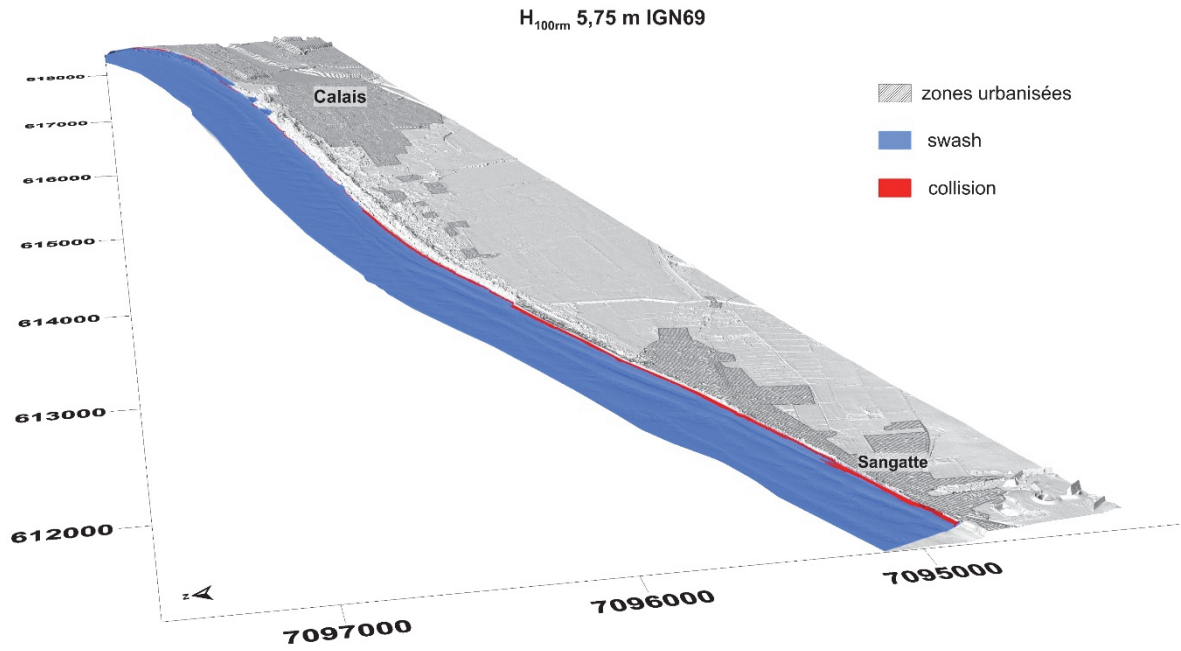


Fig. a-264: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré ($H_{100\text{m}}$) de 5,75 m IGN69.

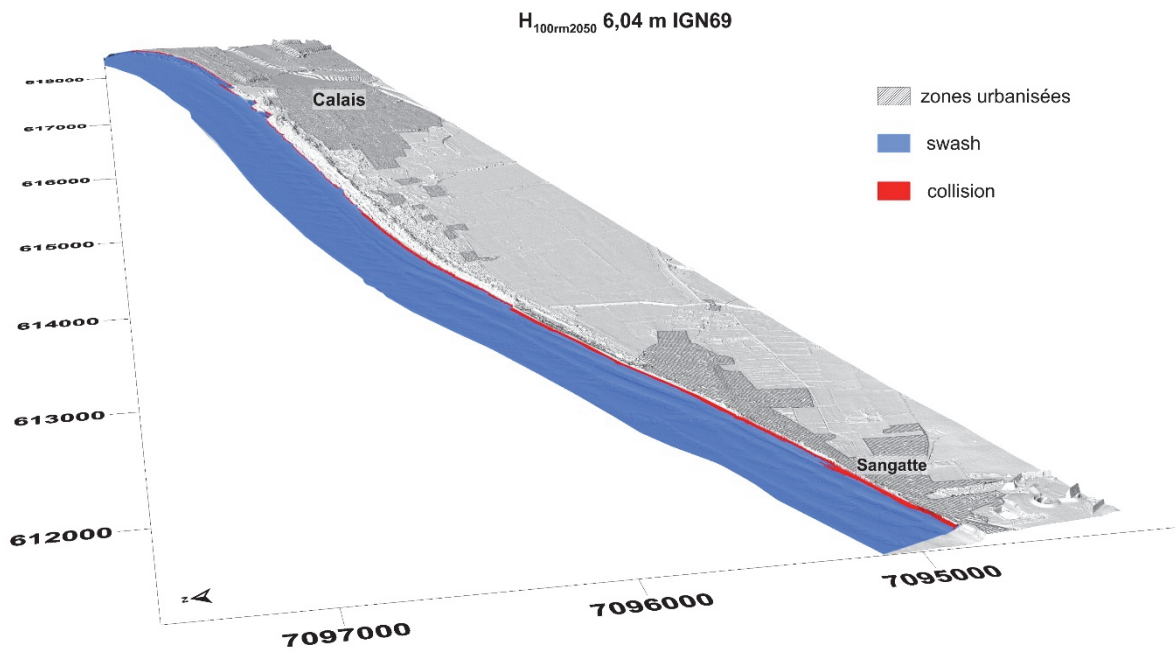


Fig. a-265: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral allant de Sangatte à Calais et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{100\text{m}2050}$) de 6,04 m IGN69.

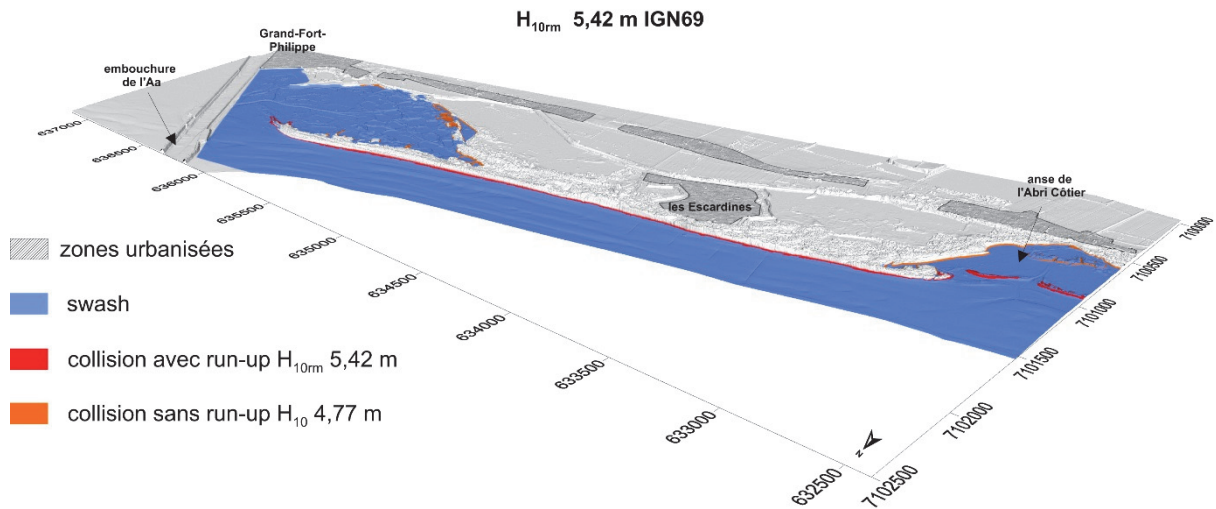


Fig. a-266: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré (H_{10rm}) de 5,42 m IGN69.

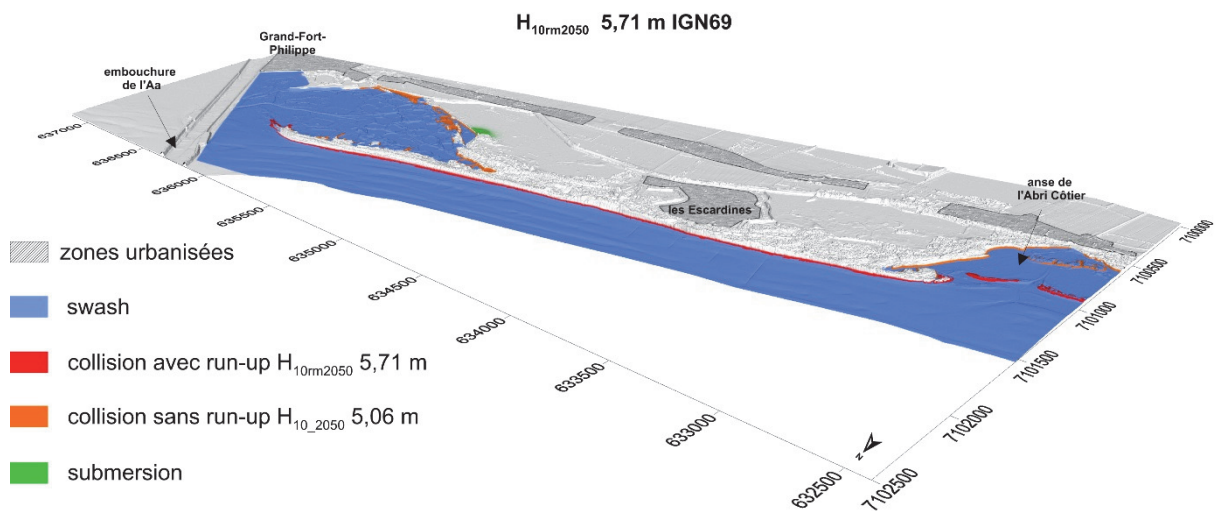


Figure 267: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{10rm,2050}$) de 5,71 m IGN69.

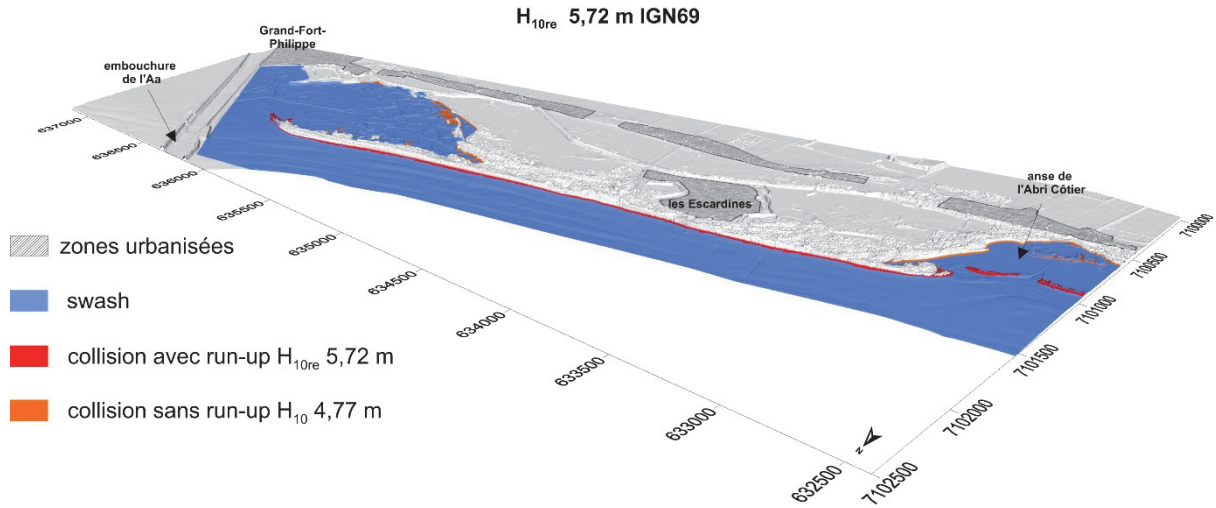


Fig. a-268: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême (H_{10re}) de 5,72 m IGN69.

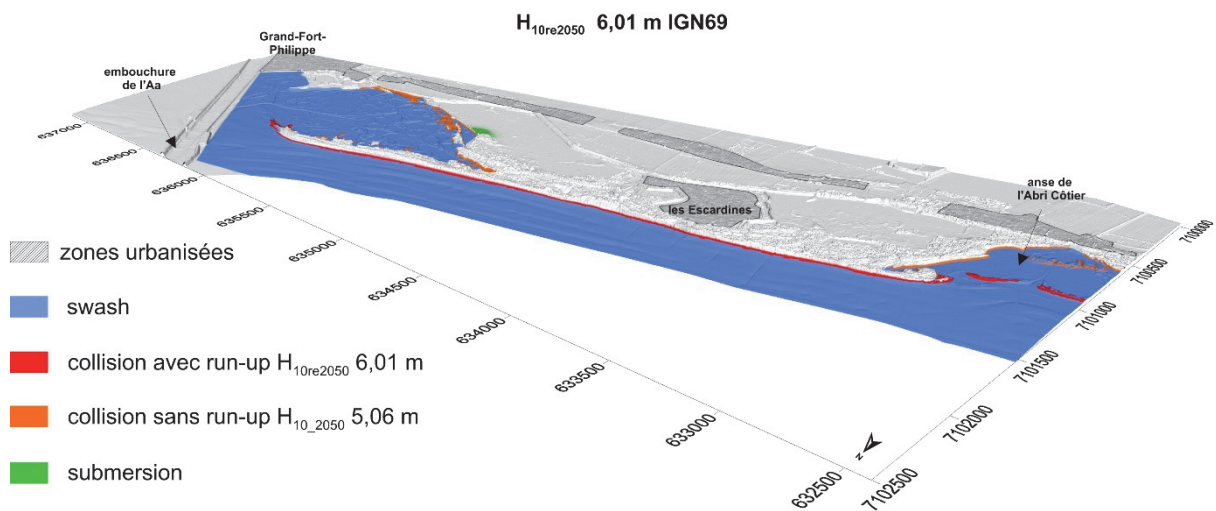


Fig. a-269: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 ($H_{10re2050}$) de 6,01 m IGN69.

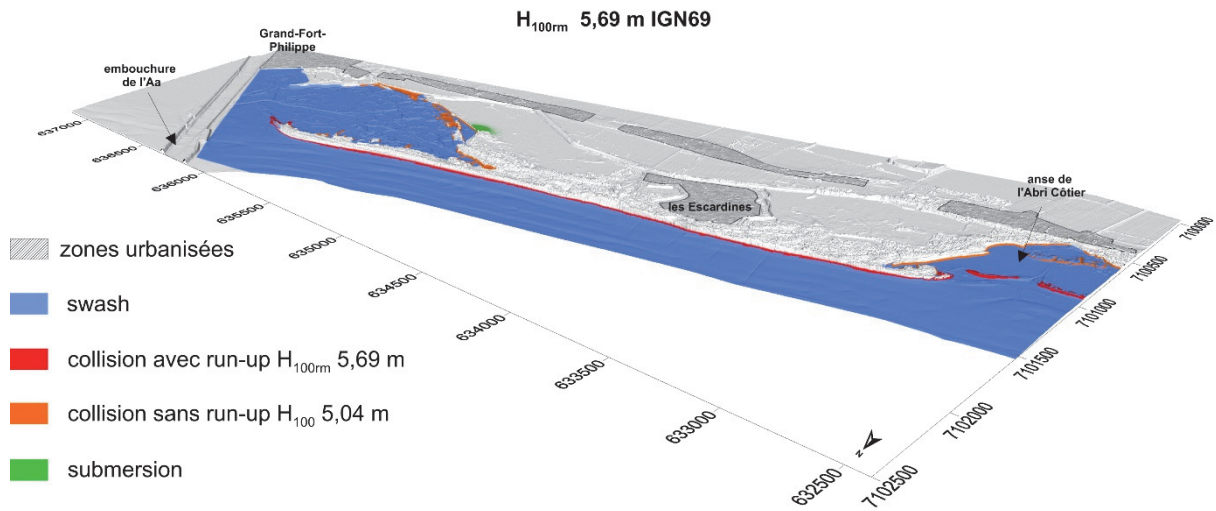


Fig. a-270: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré (H_{100rm}) de 5,69 m IGN69.

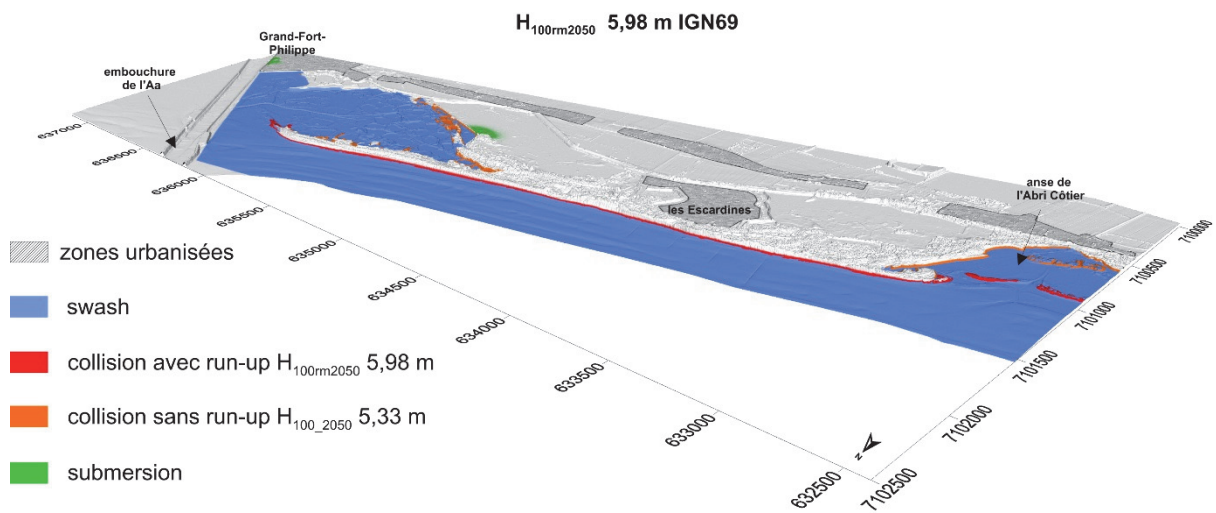


Fig. a-271: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour le secteur littoral du Platier d'Oye et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{100rm2050}$) de 5,98 m IGN69.

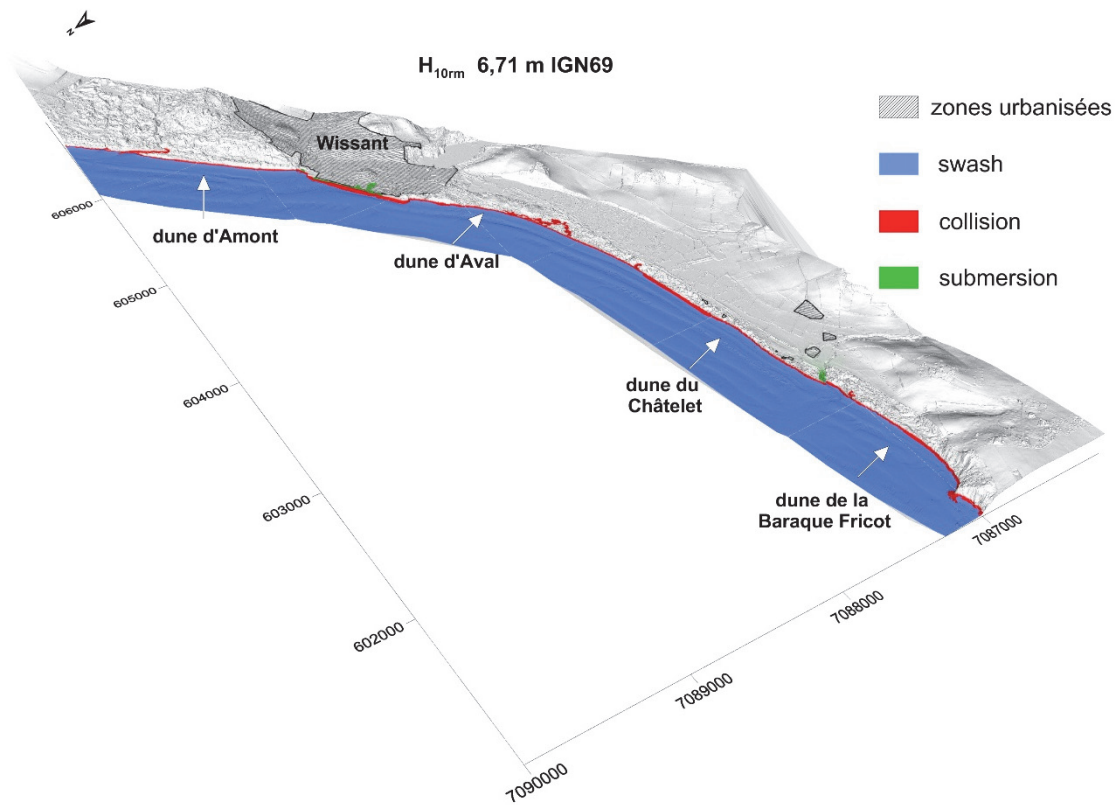


Fig. a-272 : Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré (H_{10rm}) de 6,71 m IGN69.

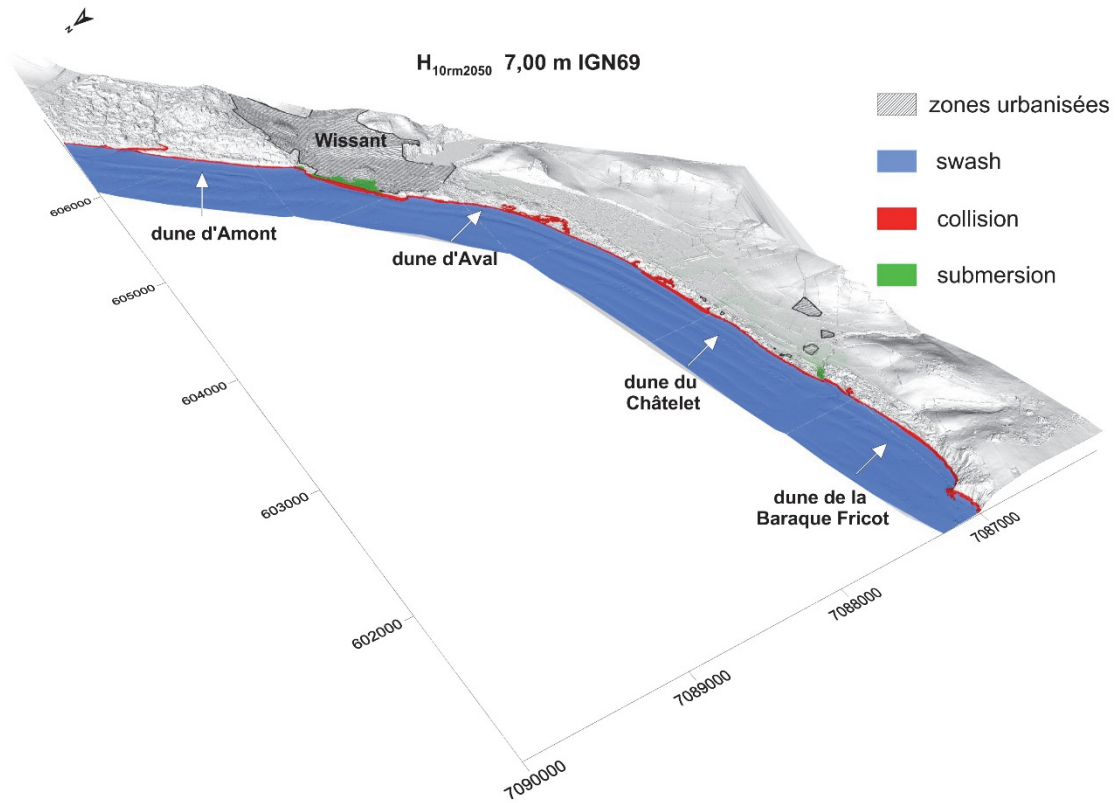


Fig. a-273: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{10rm2050}$) de 7,00 m IGN69.

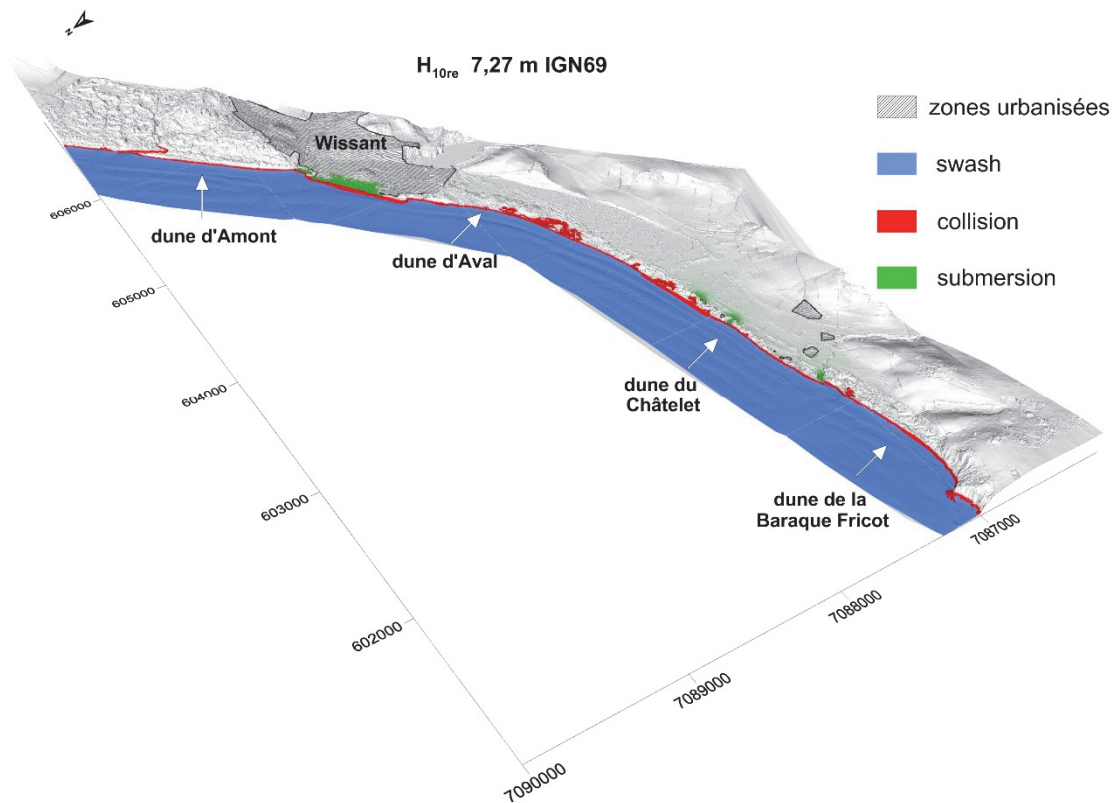


Fig. a-274: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême (H_{10re}) de 7,27 m IGN69.

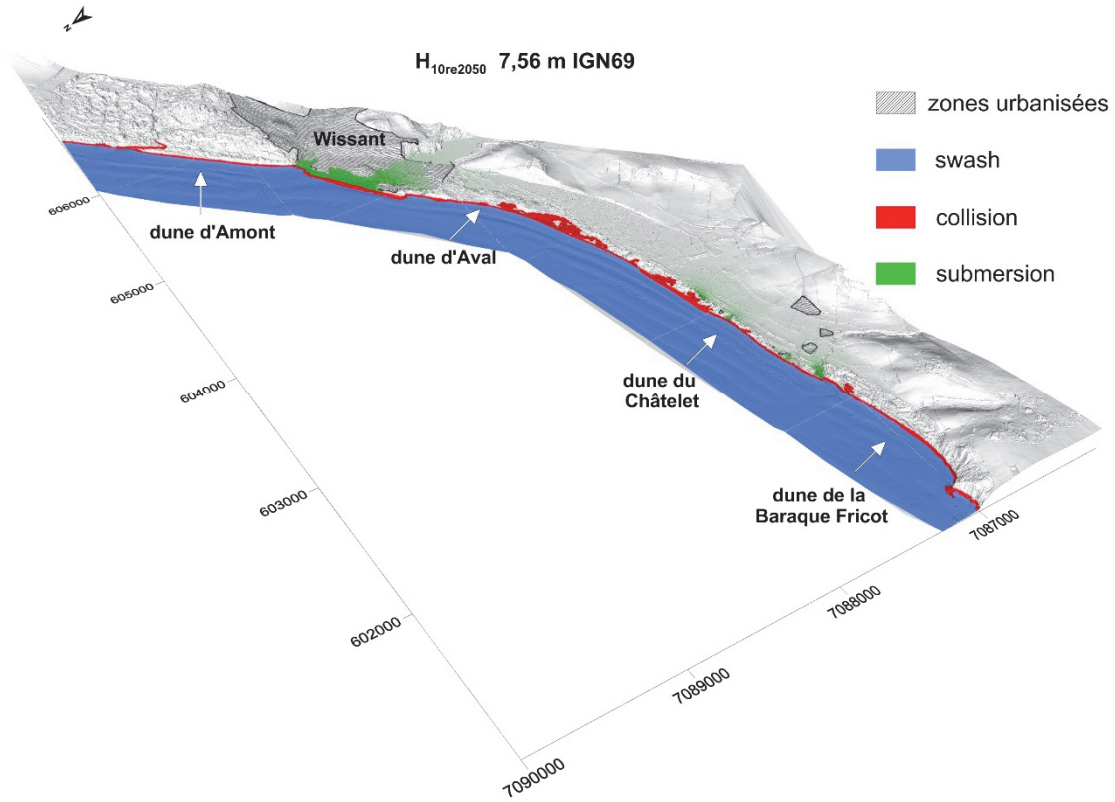


Fig. a-275: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 (H_{10re}) de 7,56 m IGN69.

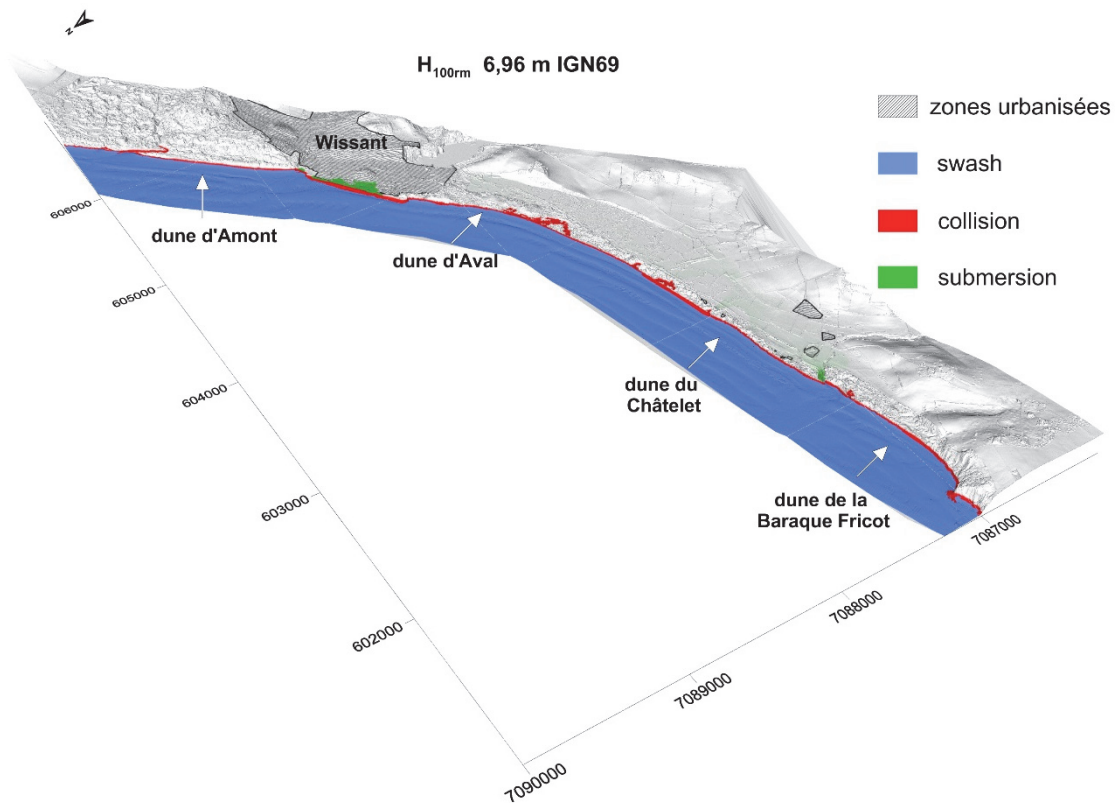


Fig. a-276: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré (H_{100rm}) de 6,96m IGN69.

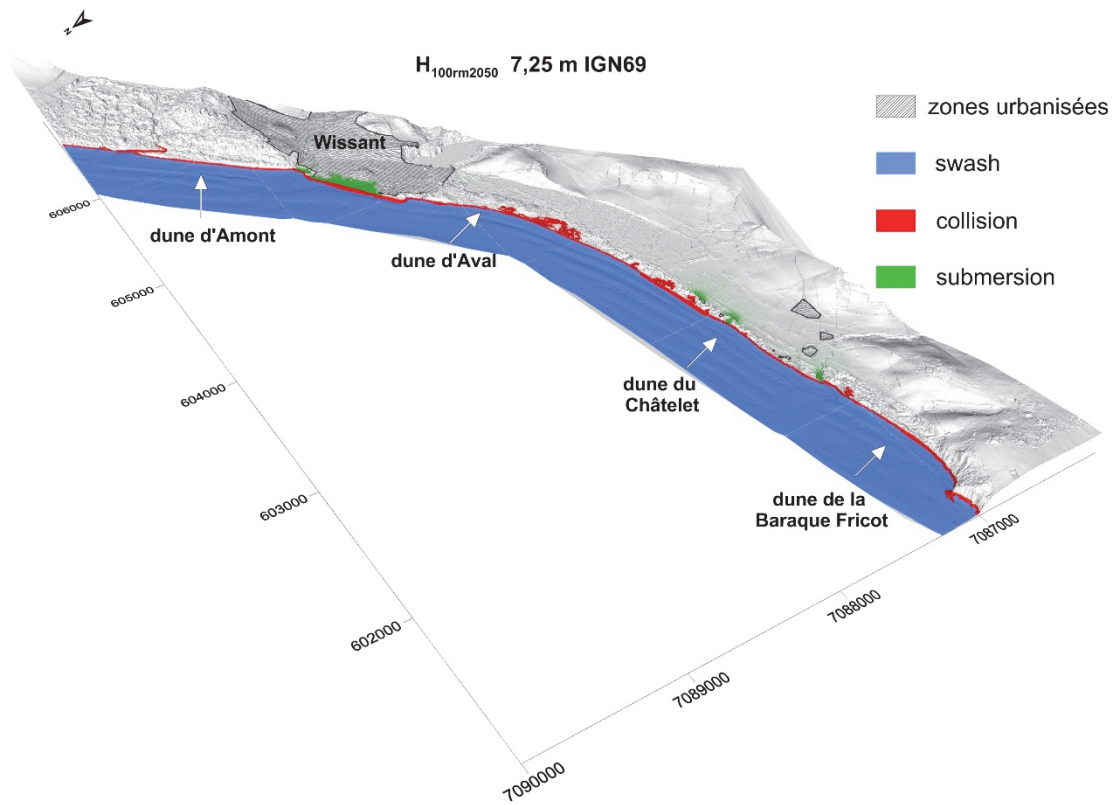


Fig. a-277: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la baie de Wissant et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{100rm2050}$) de 7,25m IGN69.

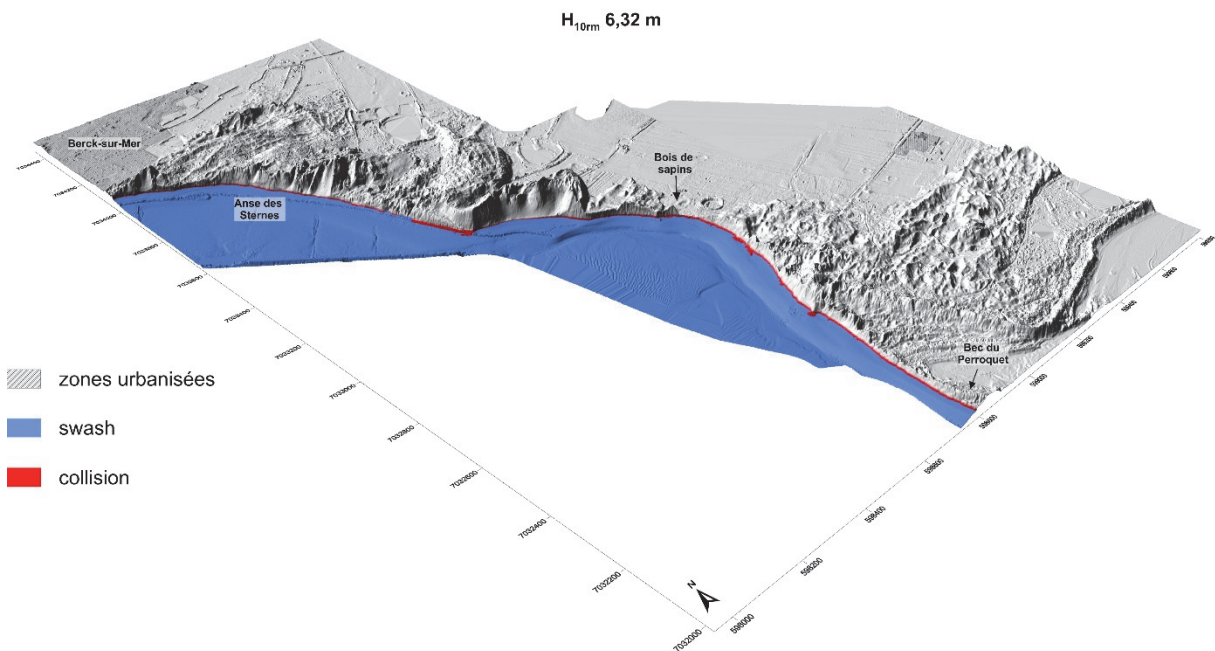


Fig. a-278: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré (H_{10rm}) de 6,32 m IGN69.

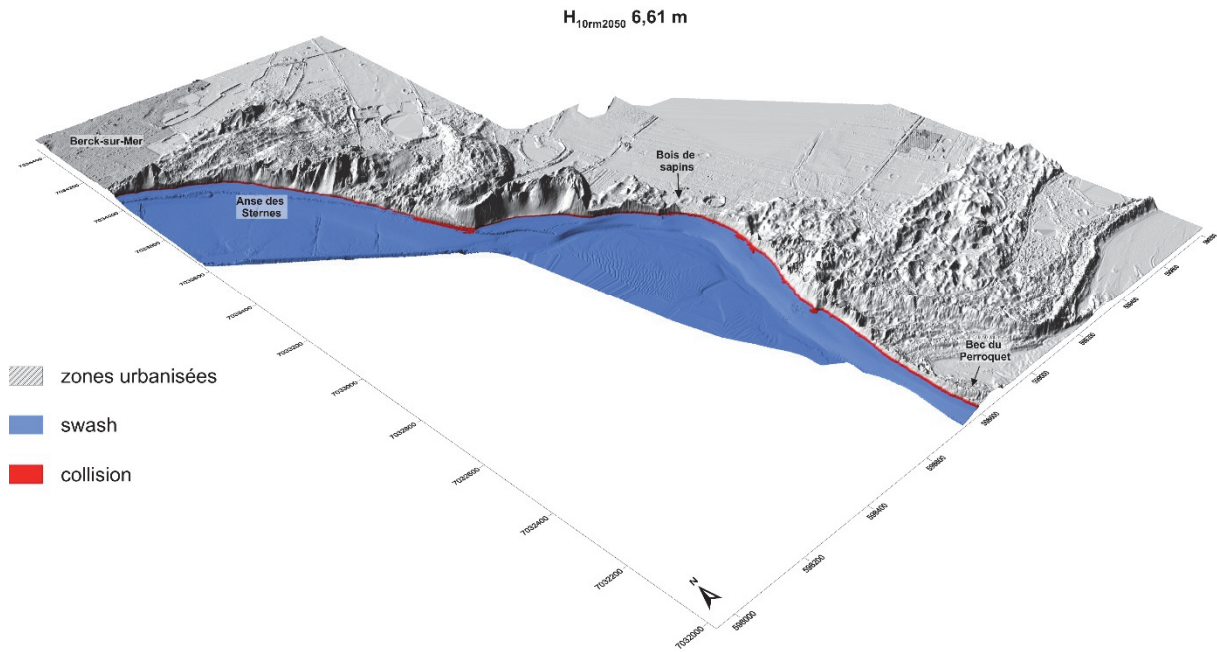


Fig. a-279: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{10rm2050}$) de 6,51m IGN69.

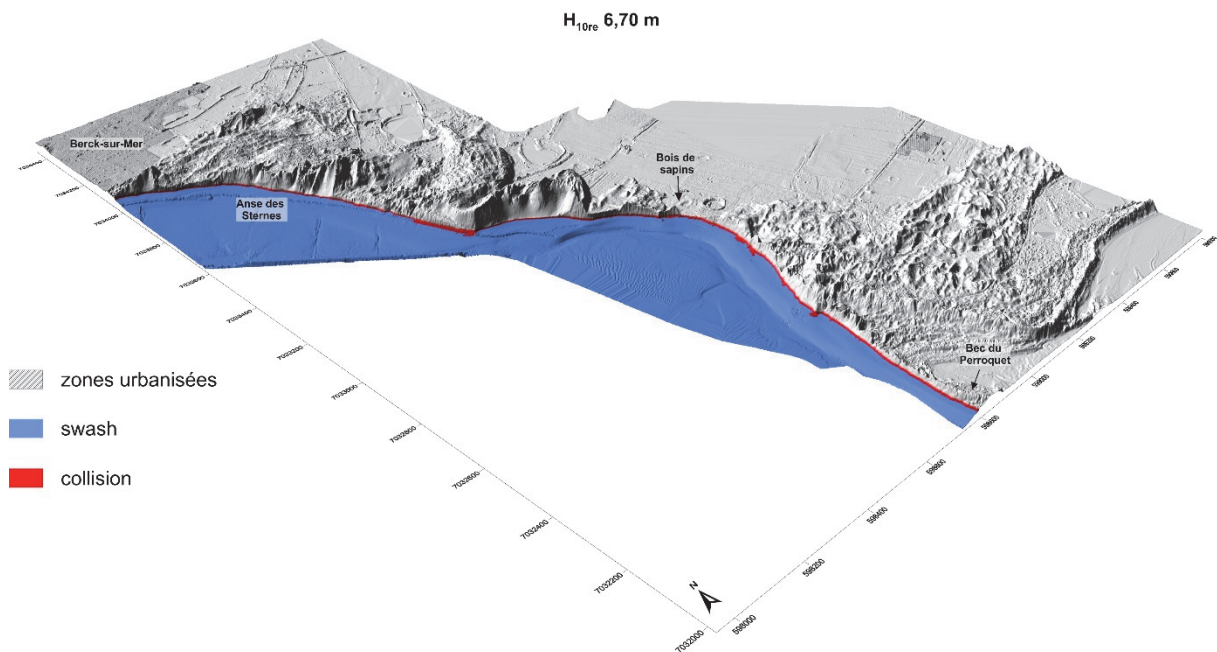


Fig. a-280: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême (H_{10re}) de 6,70 m IGN69.

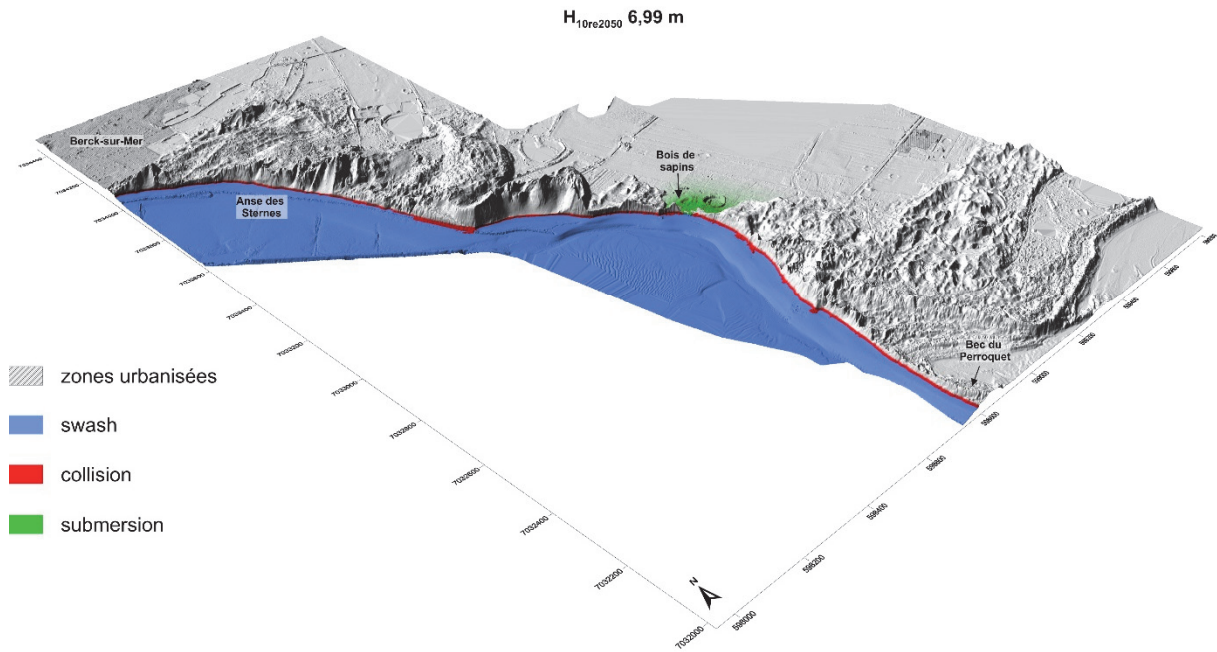


Fig. a-281: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour décennale à run-up extrême, à l'horizon 2050 ($H_{10re2050}$) de 6,99 m IGN69.

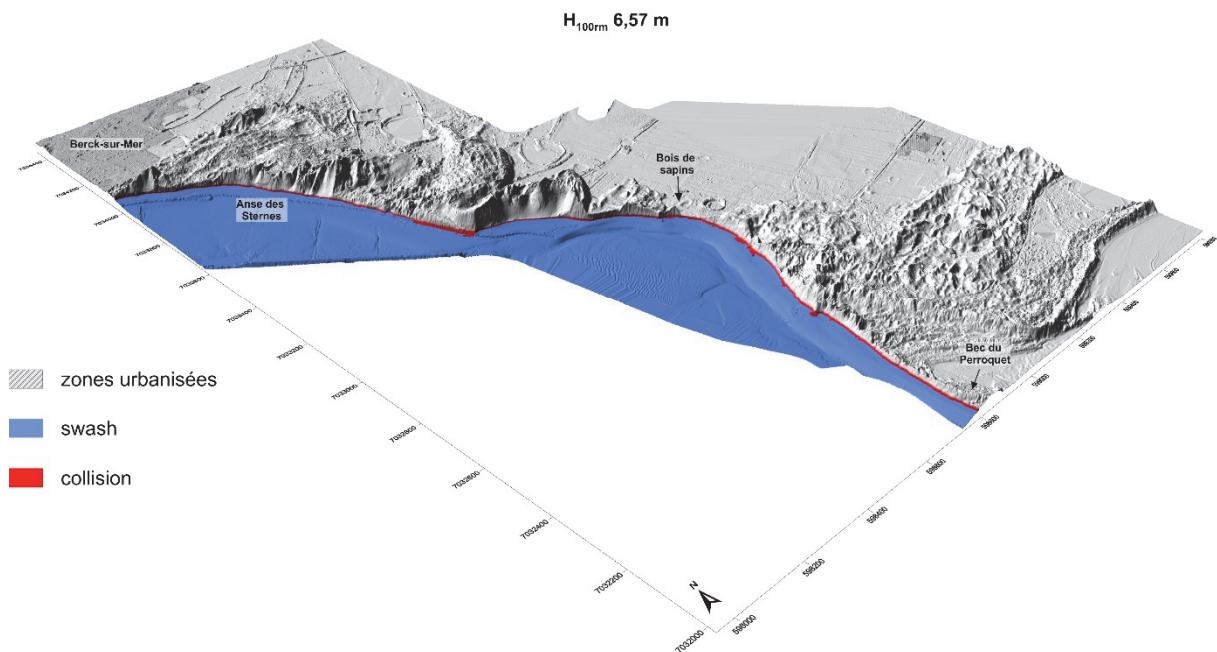


Fig. a-282: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré (H_{100rm}) de 6,57 m IGN69.

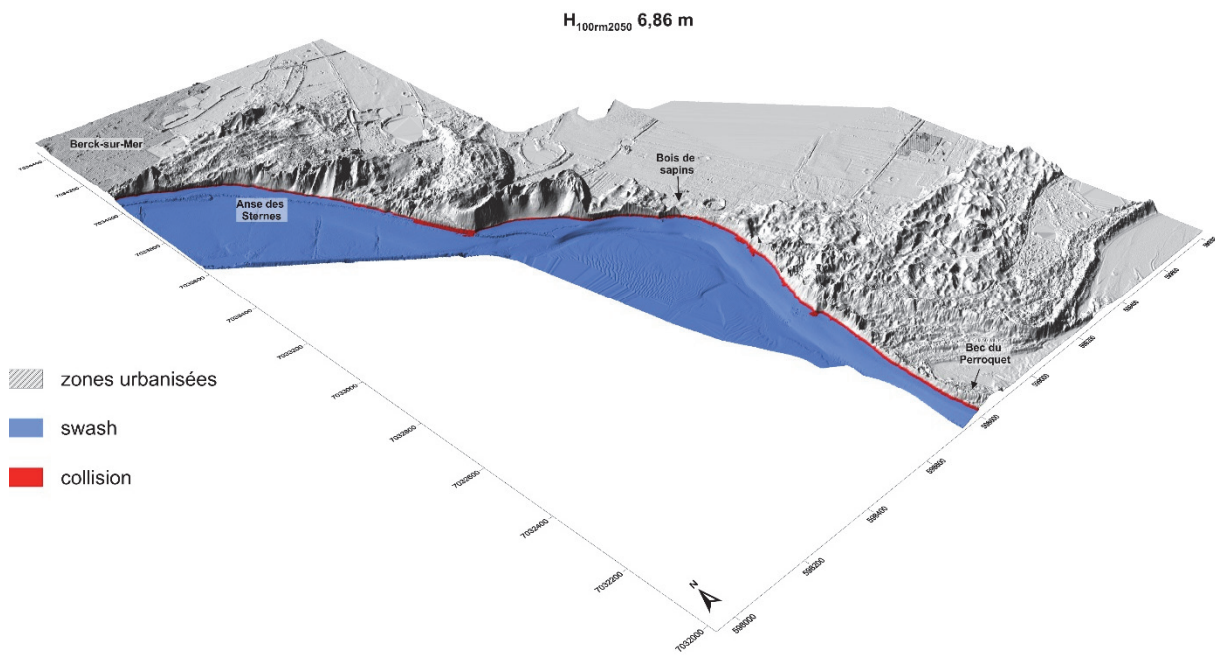


Fig. a-283: Cartographie de l'aléa de submersion marine pour la rive nord de la baie d'Authie et pour un niveau d'eau à période de retour centennale à run-up modéré, à l'horizon 2050 ($H_{100m2050}$) de 6,86 m IGN69.

Evolution du trait de côte, bilan sédimentaire et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté

Résumé

Les plages sableuses et les dunes côtières occupent encore de nos jours une place importante dans la zone côtière du Nord-Pas-de-Calais. Ces accumulations sableuses, qui sont parfois le seul rempart protégeant les zones basses de la plaine côtière des submersions marines, sont des milieux particulièrement vulnérables dans le contexte actuel de l'élévation du niveau de la mer associée au changement climatique. Les objectifs principaux de la thèse étaient d'analyser les variations du trait de côte et du bilan sédimentaire à l'échelle régionale, d'apprécier le rôle des variations du volume sédimentaire sur la stabilité de la ligne de rivage, et d'évaluer les zones les plus menacées par les risques littoraux dans un avenir proche, ce travail reposant en grande partie sur l'utilisation de données topographiques acquises par Lidar aéroporté entre 2008 et 2014 ainsi de photographies aériennes de 1963 à 2009. L'analyse de l'évolution du trait de côte a montré des évolutions contrastées, que ce soit spatialement ou temporellement. En effet, plusieurs portions de littoral ont connu une progradation du trait de côte à long terme, comme à court terme, tandis que d'autres sites ont subi un très fort recul à l'échelle de plusieurs décennies, mais aussi ces dernières années. La comparaison entre l'évolution du trait de côte et le volume initial du haut de plage en 2008, a montré que les reculs les plus importants se sont essentiellement produits dans les secteurs où l'on pouvait observer une absence de haut de plage à marée haute. Sur plusieurs sites, nos résultats suggèrent également qu'à partir d'un volume seuil de sédiments sur le haut de plage, le trait de côte est stable ou montre une tendance à la progradation vers le large. La cartographie de l'aléa de submersion marine à l'horizon 2050, prenant en compte la hausse du niveau marin liée au changement climatique, a montré clairement des franchissements du cordon dunaire sur plusieurs sites. Cette cartographie étant établie sur les données topographiques les plus récentes, à savoir décembre 2013 et janvier 2014, ces submersions potentielles ont une forte probabilité de se produire bien plus tôt que l'année 2050 en raison des forts taux d'érosion constatés sur certains massifs dunaires. Le calcul des bilans sédimentaires de l'ensemble du littoral régional, a montré, dans l'ensemble, une tendance à l'accrétion. Cette accrétion est d'autant plus significative pour le haut de plage et les dunes côtières, hormis pour quelques sites qui connaissent un grave déficit sédimentaire (particulièrement dans la baie de Wissant et sur la rive nord de la baie de l'Authie). Ces résultats suggèrent que la côte du Nord-Pas-de-Calais ne se trouve pas dans une situation de pénurie sédimentaire mais connaîtrait plutôt une accumulation sur la majeure partie de son linéaire côtier.

Mots-clés : évolution du trait de côte, bilan sédimentaire littoral, LiDAR topographique, dunes côtières, plages, submersion marine, érosion, macrotidal.

Shoreline evolution, sediment budget and assessment of areas at risk from coastal hazards on the coast of Nord-Pas-de-Calais: a multi-scale analysis using airborne topographic LiDAR

Abstract

Sandy beaches and coastal dunes still represent a significant portion of the coast of Nord-Pas-de-Calais, northern France. These sandy accumulation landforms, which sometimes constitute the only defense protecting low-lying coastal areas from coastal flooding, are particularly vulnerable to sea level rise associated with climate change. The main objectives of the thesis were to analyze shoreline change and coastal sediment budget at the regional scale, to assess the role of changes in sediment volume on shoreline stability, and to evaluate areas at risk from coastal hazards in the near future, using airborne topographic LiDAR data collected between 2008 and 2014 and aerial photographs from 1963 to 2009. Analyses of shoreline change revealed spatially as well as temporally variable evolutions. Seaward shoreline progradation occurred along several stretches of coastline at multi-decadal and short time-scales, while significant coastal retreat took place at other sites during the same time periods. The comparison between coastline evolution and the initial volume of the upper beach in 2008 showed that the higher retreat rates were mainly observed in areas where the upper beach was lacking at high tide. Our results also suggest that there is a sediment volume threshold on the upper beach at each site above which the coastline is stable or progrades seaward. Mapping of areas at risk of marine flooding in 2050, taking into account a projection of sea level rise due to climate change, clearly shows that the submersion of coastal dunes would take place at several sites during storm-induced high water level events. The mapping of these areas at risk being based on topographic data collected in December 2013 and January 2014, coastal flooding is very likely to occur much earlier than 2050 at several sites, however, where very high rates of coastal retreat result in severe erosion of the coastal dunes. The calculation of sediment budget based on the repetitive LiDAR surveys shows that, overall, sediment accretion predominates over the entire regional coastal zone. This accretion is particularly significant for the upper beach and coastal dunes, except for a few sites that are characterized by a strong sediment deficit (particularly Wissant bay and the northern shore of the Authie estuary). These results suggest that the coastal zone of northern France does not experience sediment shortage, but is rather dominated by sediment storage in the backshore of the sand beaches.

Keywords: coastline evolution, coastal sediment budget, topographic LiDAR, coastal dunes, beaches, marine flooding, erosion, macrotidal.