



HAL
open science

Evolution générale du littoral et des fonds

Anaïs Daburon, Caroline Maurin, Alain Trentesaux, Laurie Biscara, Amélie Roche, Yvonne Battiau-Queney, Cédric Lefebvre, Sophie Le Bot, Aurélie Maspataud, Marie-Hélène Ruz

► **To cite this version:**

Anaïs Daburon, Caroline Maurin, Alain Trentesaux, Laurie Biscara, Amélie Roche, et al.. Evolution générale du littoral et des fonds. Dynamique et évolution du littoral – Fascicule 1, Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel, CEREMA, 2018, Connaissances, 978-2-37180-239-1. hal-03044552

HAL Id: hal-03044552

<https://hal.science/hal-03044552>

Submitted on 7 Dec 2020

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.

Chapitre 6

Evolution générale du littoral et des fonds

Coordinateurs

Anaïs DABURON, *Cerema Nord-Picardie*

Caroline MAURIN, *Cerema Nord-Picardie*

Alain TRENTESAUX, *Université de Lille*

Contributeurs

Yvonne BATTIAU-QUENEY, *Université de Lille – EUCC-France*

Laurie BISCARA, *Shom*

Anaïs DABURON, *Cerema Nord-Picardie*

Sophie LE BOT, *Université de Rouen*

Cédric LEFEBVRE, *Cerema Nord-Picardie*

Aurélie MASPATAUD, *Shom*

Caroline MAURIN, *Cerema Nord-Picardie*

Amélie ROCHE, *Cerema Eau, mer et fleuves*

Marie-Hélène RUZ, *Université du Littoral-Côte-d'Opale*

Alain TRENTESAUX, *Université de Lille*

6. EVOLUTION GÉNÉRALE DU LITTORAL ET DES FONDS

Entre la pointe du Hourdel et la frontière belge, le littoral est essentiellement représenté par des complexes dunaires et des falaises, l'ensemble étant entrecoupé d'estuaires. La dynamique sédimentaire de ces secteurs, et par conséquent l'évolution du littoral et des fonds, est régie par des facteurs différents selon le type de côte (voir 2.5 *Facteurs et mécanismes d'évolution du littoral*). Ce chapitre expose donc, pour l'ensemble de la province sédimentaire, les évolutions du littoral observées sur le long terme et celles provoquées par des événements ponctuels. Les perspectives d'évolution future seront traitées en considérant les effets possibles du changement climatique. Si l'évolution du littoral peut être suivie par de nombreux travaux, celle des fonds est plus largement méconnue. En dehors de quelques études locales (évolution de secteurs dunaires sous-marins ou de bancs sableux), il n'existe pas de travaux sur cette zone.

Sur les côtes d'accumulation sableuses, la dynamique sédimentaire est principalement définie par :

- des vents dominants de secteur ouest-sud-ouest pour la façade ouest et sud-sud-ouest pour la façade nord (voir 3.1.1 *Climatologie atmosphérique*),
- une dérive littorale dominante vers le nord jusqu'au cap Gris-Nez puis vers le nord-est entre le cap Gris-Nez et la frontière belge. Il existe néanmoins localement des contre-dérives dirigées vers le sud ou le sud-ouest, par exemple à la pointe du Haut-Banc (Berck-sud) ou en baie de Wissant (voir 4.3 *Mouvements des sédiments*),
- un marnage qui passe d'un régime macrotidal (6 m à Dunkerque) à mégatidal (plus de 10 m au Hourdel) découvrant de très larges estrans sableux à marée basse (voir 3.2.1 *Niveau marin*),
- des systèmes estuariens orientés sud-est/nord-ouest (N120), où la conjonction des courants de marée et de la dérive littorale provoque un engraissement au sud (poulier) et une érosion au nord (musoir) en repoussant le chenal fluvial vers la rive nord. Ce sont des secteurs où les transferts sédimentaires entre le large et le littoral sont importants et les fonds sont en constante évolution.

Sur ces côtes basses dunaires, le cycle d'évolution est globalement saisonnier avec une érosion plus forte en hiver qu'en été. L'influence des tempêtes

combinée avec de grandes marées est souvent déterminante pour l'évolution morphologique de ces côtes : ces événements peuvent engendrer des reculs ponctuels très importants (voir 9.5 *Annexe du chapitre 6*) mais le ré-engraissement des avant-dunes à partir des estrans sableux peut être très rapide en raison de la dynamique éolienne très puissante (Battiau-Queney, 2004).

Les secteurs à falaises évoluent principalement sous l'effet de processus continentaux (ruissellement, glissement, effondrement...). Leur érosion n'est pas continue : elle résulte plutôt d'événements ponctuels irréversibles, sans rythme saisonnier net (Pierre, 2005).

6.1 Evolution historique et récente du littoral et des fonds

L'évolution passée du littoral et des fonds peut montrer des tendances différentes selon la période analysée. Sont distinguées dans ce document des tendances :

- de long terme, dites « historiques », correspondant à une évolution post-glacière et séculaire et permettant de rendre compte de vitesses d'évolution pluridécennales (au maximum à partir du Moyen Âge et d'une période de 50 ans minimum), avec un aménagement sur le littoral qui a pu évoluer : ces informations sont souvent obtenues de manière indirecte, par analyse de cartographies anciennes ou par photo-interprétation ;
- de moyen et court termes, dites « récentes », correspondant à une évolution sur les dernières décennies (30 ans maximum) et permettant de rendre compte de vitesses d'évolution décennales et interannuelles (avec des cycles d'évolution ou des évolutions saisonnières), sur un littoral le plus souvent déjà aménagé : ces informations bénéficient d'analyses issues de mesures de terrain et/ou d'imageries précises.

Pour quantifier l'évolution du trait de côte de la province, des nombreuses données existent, en particulier grâce aux orthophotographies littorales qui ont permis diverses évaluations diachroniques de l'évolution du trait de côte, à différentes échelles de temps et d'espace (Beauchamp, 2006b ; MEEDDM, 2010 ; Le Coadou, 2011 ; Bawedin, 2013 ; Duhamel, 2013 ; Héquette, 2013 ; Crapoulet, 2015 ; Gosset, 2015 ; Cerema, 2015).

Les cartographies réalisées pour ce chapitre sont issues des données de l'indicateur national de l'érosion côtière⁷⁰ produit par le Cerema (2015). Cet indicateur national homogène rend compte des évolutions passées du trait de côte sur de longues périodes (supérieures à 50 ans). Il a été cartographié au 1/100 000 sur l'ensemble du linéaire côtier français selon une méthodologie unique et repose sur la comparaison de la position du trait de côte (cartographiée au 1/2 500) entre 2 orthophotographies, la plus récente (2007 ou 2009) et la plus ancienne (1932, 1934, 1935 ou 1947) disponibles sur chaque secteur de côte. Les vitesses d'évolution ont alors été calculées tous les 200 m à partir des distances divisées par le nombre d'années d'écart entre les orthophotographies. En présence d'ouvrage ou d'aménagement du littoral sur le trait de côte, aucun calcul n'a été mené mais les ouvrages et aménagements côtiers ont été digitalisés et figurent au chapitre 5 *Interventions humaines le long du littoral*.

Sur la province, un linéaire important, correspondant à 48 % des points de calcul, est impacté par un ouvrage ou un aménagement côtier et n'a pas pu faire l'objet d'une évaluation des vitesses d'évolution du trait de côte. Sur les territoires où une vitesse a

pu être estimée (Figures 6.1 et 6.3) :

- 27 % montrent une évolution non perceptible par la méthode employée, soit inférieure à $\pm 0,1$ m/an ;
- 41 % sont en accretion avec 10 % qui atteignent des vitesses supérieures à +3 m/an ;
- 32 % présentent un recul du trait de côte, dont la majorité (21 %) à des vitesses entre 0,1 et 0,5 m/an.

Ainsi, sur le long terme, près de deux tiers du linéaire de la province où un calcul a pu être mené montrent un trait de côte relativement stable ou en léger recul ($\pm 0,5$ m/an) (Figures 6.1 et 6.3) (Battiau-Queney *et al.*, 2003a ; Le Bot, Trentesaux, 2004 ; Anthony *et al.*, 2004 ; Maspataud *et al.*, 2009 ; Cerema, 2015). Les côtes d'accumulation vaseuse et sableuse ou sablo-vaseuse sont en majorité en accretion mais certaines peuvent néanmoins être affectées par des vitesses de recul supérieures à 0,5 m/an (environ 11 %). Les côtes à falaise et rocheuses affichent un recul du trait de côte sur 37 % de leur linéaire avec une valeur maximale de - 0,6 m/an (Figure 6.2).

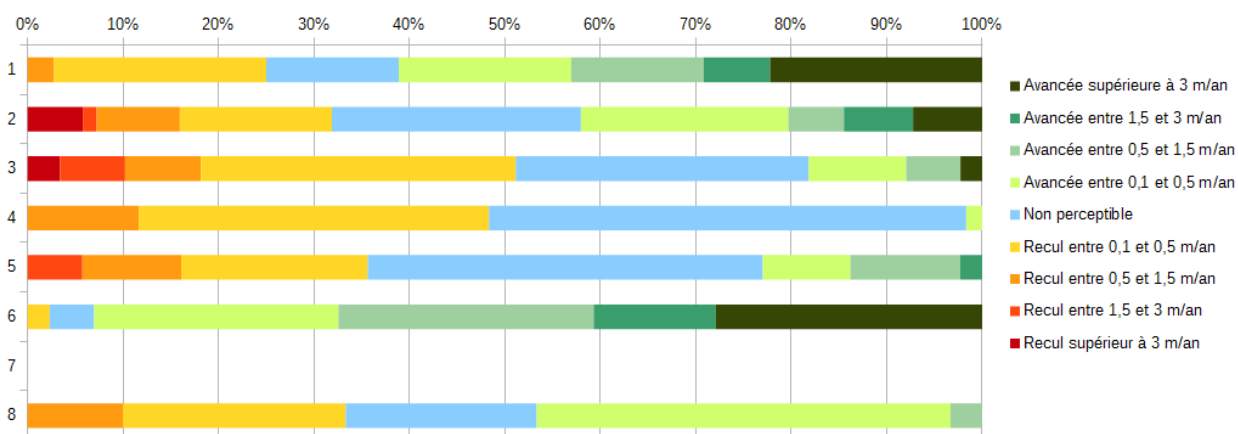


Figure 6.1 : Statistiques d'évolution passée du trait de côte pour les huit cellules hydrosédimentaires de la province (Cerema, 2015). La cellule hydrosédimentaire 7 de la jetée des Huttes (Gravelines) à la jetée de Malo (Dunkerque) est entièrement anthropisée et n'a pas pu faire l'objet d'un calcul de l'évolution du trait de côte.

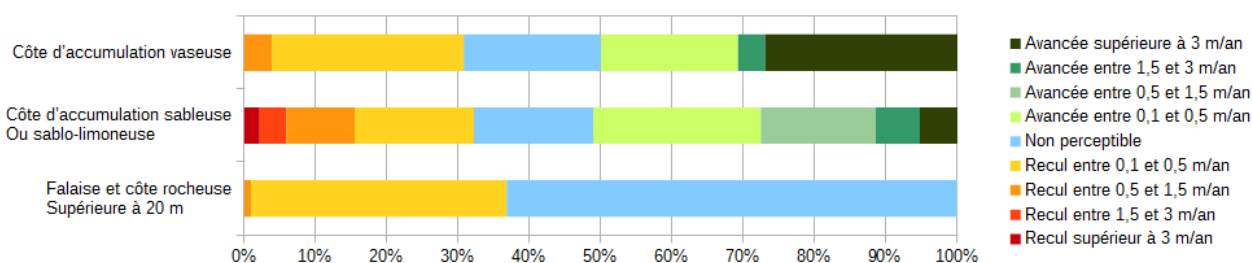


Figure 6.2 : Statistiques d'évolution passée du trait de côte par type de côte sur la province (Cerema, 2015 et EUROSION). Les points où une évolution a été calculée et renseignés par la nature du trait de côte du projet EUROSION correspondent à 6 % de côtes d'accumulation vaseuse, 71 % de côtes d'accumulation sableuse ou sablo-vaseuse et 23 % de falaises et côte rocheuses supérieures à 20 m.

70 Action 2.1 du programme d'actions 2012-2015 de la *Stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte*.

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel



Evolution passée du trait de côte



Projection : RGF 1993 Lambert-93



- - - - - Limite de cellule hydrosédimentaire
- Limite de province sédimentaire
- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire
- Bâti
- Limite départementale

— Ouvrage de défense et autre aménagement

Taux d'évolution

- Erosion supérieure à 0,5 m/an
- Erosion inférieure à 0,5 m/an
- Non perceptible
- Accrétion inférieure à 0,5 m/an
- Accrétion supérieure à 0,5 m/an

► Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM

Bathymétrie de métropole - Ifremer
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.3 : Evolution passée du trait de côte de la frontière belge à la pointe du Hourdel

6.1.1 Cellule hydrosédimentaire de la pointe du Hourdel (baie de Somme) à la pointe de Routhiauville

Naturellement, cette portion du littoral présente une tendance au comblement de la baie de Somme et une évolution globalement similaire sur l'ensemble de la côte. La tendance générale d'évolution de l'estuaire de la Somme montre en effet un ensablement significatif qui se traduit par :

- une progression vers le nord de la pointe du Hourdel, située au sud de la baie (poulier),
- un comblement de la baie,
- une accrétion au nord de la baie (musoir) depuis 1977 (en érosion auparavant).

Le littoral du Marquenterre, situé entre la baie de Somme et la baie d'Authie, présente une tendance à l'érosion dans sa partie sud et à l'engraissement vers le nord.

Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.1.a. Evolution historique

Baie de Somme

L'évolution du littoral de la pointe du Hourdel à la pointe de Routhiauville (Figure 6.4) est historiquement conditionnée par l'intervention humaine, en particulier dans la baie de Somme. Dès le Moyen Âge, des digues de renclôture sont érigées autour de la baie de Somme pour gagner des terrains sur la mer (Figure 6.6 ; voir 5.1.1).

Par ailleurs, des ouvrages ont été construits dès le XVIII^e-XIX^e siècle pour maintenir le chenal au même endroit (accès aux ports de la baie de Somme) et protéger de l'érosion le nord de la baie (digues). Ces ouvrages et les digues de renclôture ont alors accéléré l'ensablement et l'envasement naturels de la baie, notamment en stoppant les divagations du chenal qui permettaient de ralentir le phénomène (voir 5.1.1.b.). Au XIX^e siècle, de nouvelles digues édifiées plus en avant ont donné au secteur une configuration proche du trait de côte actuel et ont permis l'assèchement des marais (Broquet *et al.*, 1985 ; Modret, Mennessier, 1981).

L'évolution générale du trait de côte de la baie de Somme entre 1947 et 2011 a été quantifiée par Michel (2016) d'après les travaux de Leu (2014) en utilisant plusieurs marqueurs du trait de côte : le pied de cordon dunaire, la limite schorre-slikke (Figure 6.5) et le pied du cordon de galets.

En rive nord de la baie de Somme, la DDTM 80 a estimé à 200 m le recul du trait de côte entre 1891 et 1921. La côte située sur la partie nord du Crotoy régressait d'environ 7 m/an au XIX^e siècle (Briquet, 1930 ; CETE Nord-Picardie, 2011). Le banc de l'Ilette est apparu sur les documents cartographiques à partir des années 1900 (Figure 6.6-B) (Bastide, 2011). Depuis 1935, le trait de côte a reculé entre Le Crotoy et l'embouchure de la Maye. Le recul de la rive nord de la baie de Somme était estimé entre 4 et 7 m/an jusque dans les années 1955/1956 (Bastide, 2011 ; d'après Dallery, 1955). À l'inverse, la pointe de Saint-Quentin (musoir) est en accrétion (Figures 6.4 et 6.6). Les études diachroniques pluriannuelles existantes (Leu, 2014 ; Cerema, 2015) montrent une vitesse d'accrétion de la pointe de Saint-Quentin de près de 8 m/an entre 1947 et 2011 (Leu, 2014) et 1947 et 2007 (Cerema, 2015) (Figures 6.4 et 6.5).

Les fonds de la baie de Somme ont fait l'objet de levés bathymétriques et topographiques réalisés en 1835, 1878, 1936, 1963 et 1993 (Latteux, 2001). Ces derniers ont permis de mettre en évidence :

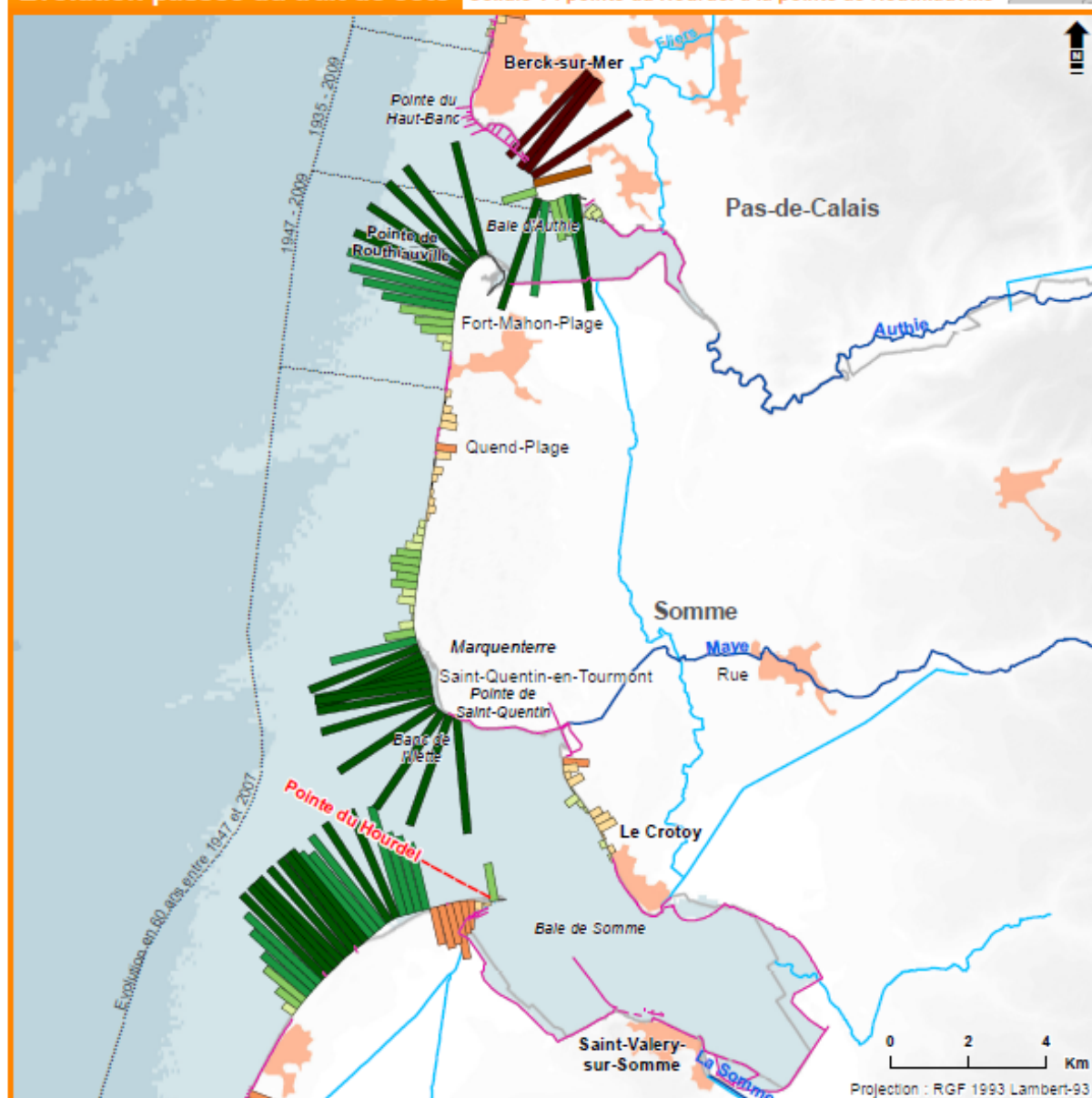
- une forte régression du delta, l'érosion de sa limite s'effectuant sur une largeur est-ouest de près de 2 000 m et sur une épaisseur pouvant dépasser 5 m,
- un exhaussement général des fonds dans l'estuaire externe,
- un colmatage très marqué de la baie, avec cependant une tendance moins affirmée dans le chenal de Saint-Valery (effet de canalisation de la Somme).

D'après ces levés, le taux moyen de sédimentation dans la baie était d'environ 720 000 m³/an de dépôt sur l'ensemble de l'estuaire interne, soit sur une superficie de l'ordre de 40 km². L'exhaussement moyen des fonds dans la baie était de l'ordre de 1,8 cm/an, avec une marge d'incertitude d'environ 0,5 cm/an (Latteux, 2001).

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Evolution passée du trait de côte Cellule 1 : pointe du Hourdel à la pointe de Routhiauville



Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Ifremer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1965,
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittoral V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

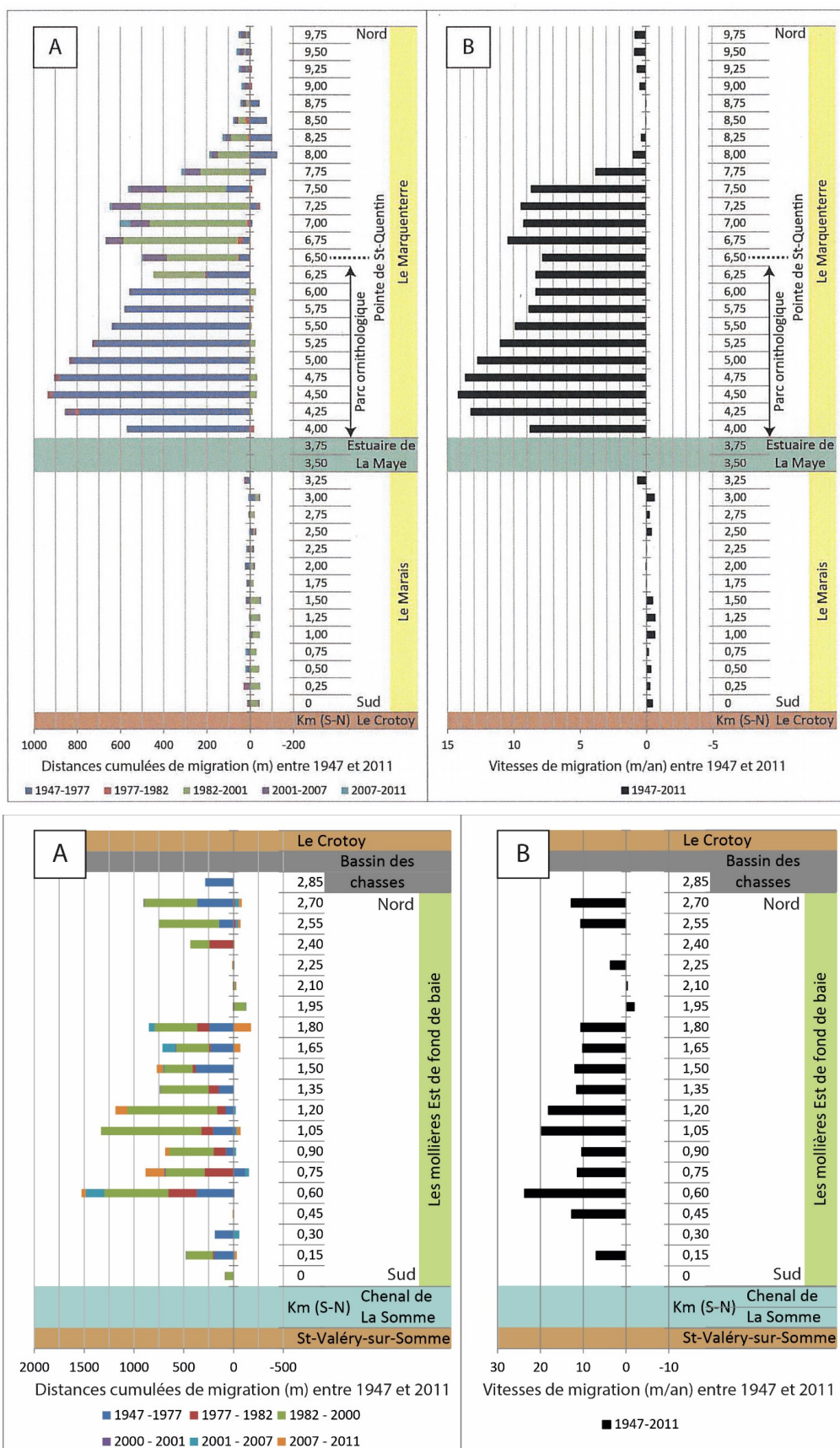
Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 BD Alti® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.4 : Evolution passée du trait de côte de la pointe du Hourdel à la pointe de Routhiauville



Massif dunaire du Marquenterre

Au XVII^e siècle, le littoral entre la baie de Somme et la baie d'Authie (massif dunaire du Marquenterre) avait une forme arrondie entre la pointe de Saint-Quentin, au nord de la baie de Somme, et la pointe de Routhiauville, au sud de la baie d'Authie (Figure 6.6). Il était coupé par l'estuaire aujourd'hui colmaté de la Margueritelle (Briquet, 1930). La tendance alors observée montrait un engraissement des pointes de Saint-Quentin et de Routhiauville et une érosion de la partie saillante (CETE Nord-Picardie, 2011). De 1776 à 1950, la pointe de Saint-Quentin a reculé de plus de 400 m avec un maximum érosif de 700 m entre 1776 et 1878 (Bastide, 2011 ; d'après Héraud, 1880 ; et d'après Dallery, 1955). La « Nouvelle Pointe » s'est formée autour de 1875

(Figure 6.6-A). Entre 1785 et 1930 le Marquenterre était en érosion de la pointe de Saint-Quentin à Quend-Plage (3 m/an) et en engraissement de Quend-Plage à Fort-Mahon-Plage (6 à 7 m/an) (Briquet, 1930 ; Dallery, 1955).

Concernant l'évolution de l'estran et des fonds marins du Marquenterre, un approfondissement des fonds moyens de l'ordre de 3 m est constaté entre 1835 et 1963, soit plus de 2 cm/an en moyenne (Hydroexpert, 1996). Ce recul plus rapide que celui de la côte traduit un raidissement de la pente de l'estran et des petits-fonds. D'après SOGREA (1996), la comparaison des levés de 1936 et de 1994 fait apparaître une érosion généralisée des fonds marins de 0,5 à 1 m, soit environ 1 à 2 cm/an (Latteux, 2001).

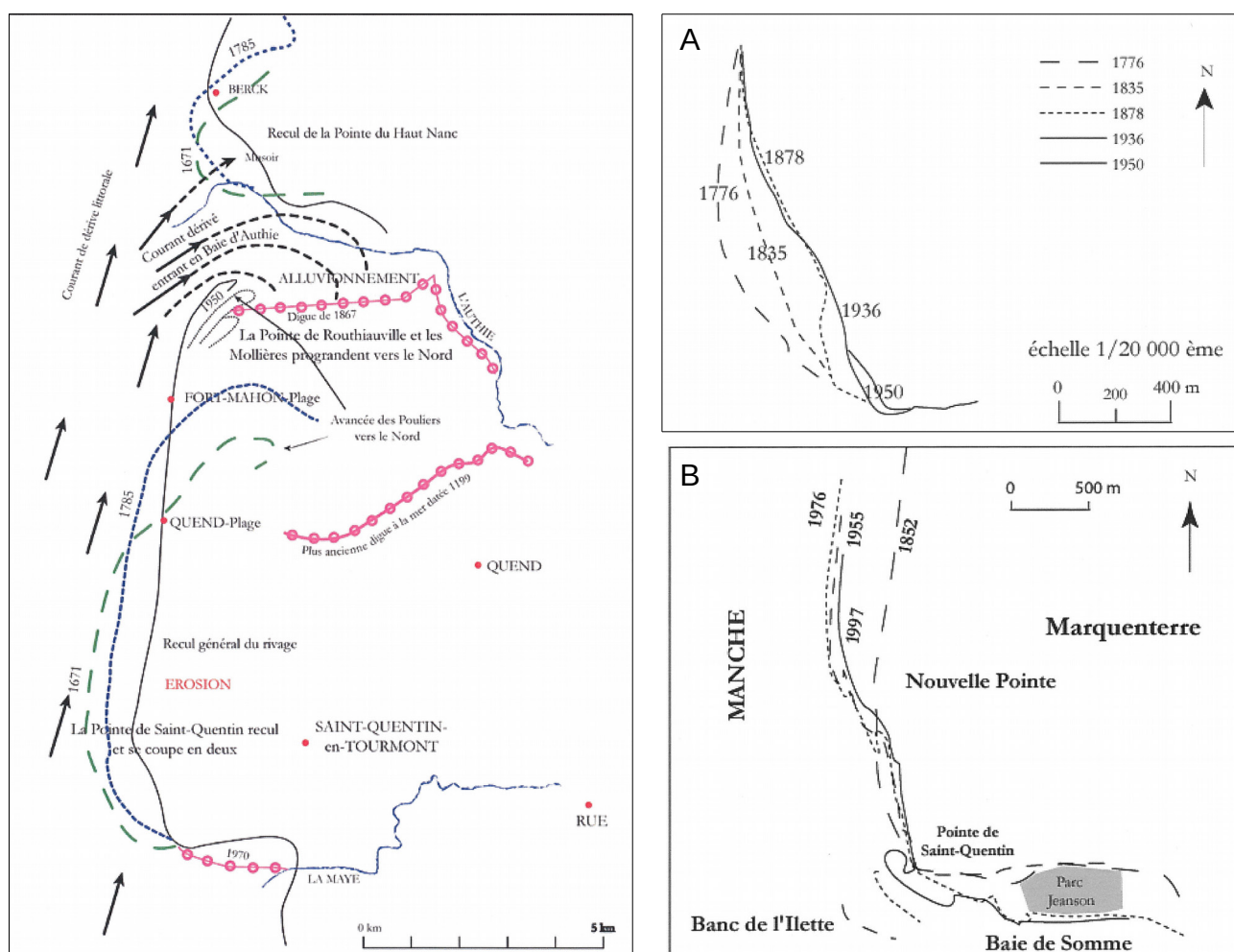


Figure 6.6 : Evolution du littoral du nord de la baie de Somme à l'Authie, avec position du trait de côte en 1671 et en 1785 – détail de l'évolution de la pointe de Saint-Quentin (A) entre 1776 et 1950 et (B) entre 1852 et 1997 (d'après Bastide, 2011 ; d'après Dobroniak, 2000 et les cartes IGN et militaires)

6.1.1.b. Evolution récente

Les fonds de la baie de Somme sont soumis à un ensablement de l'ordre de 1,5 cm/an (Costa, 2005 ; CETE Nord-Picardie, 2011). Cet exhaussement entraîne une avancée globale du schorre constatée dans la baie de Somme entre 1947 et 2013 (Michel, 2016 ; d'après Verger, 1995, 2005). Certains auteurs justifient cet exhaussement par la végétation elle-même qui constitue une barrière physique aux courants et permet la sédimentation (Michel, 2016 ;

d'après Leroux, 2013). L'évolution morphologique des domaines côtier et intertidal de la baie de Somme entre 1947 et 2013 montre une tendance à l'accrétion et au comblement (Figure 6.7). Ce phénomène de comblement est mis en évidence par l'avancée du trait de côte (par exemple 4,4 à 8,6 m/an en moyenne pour le marais salé, entre 1947 et 2011) et par des bilans sédimentaires positifs du domaine intertidal sableux sur la période 2011-2013 (voir 4.3.3) (Le Bot et al., dans ROLNP, 2016a).

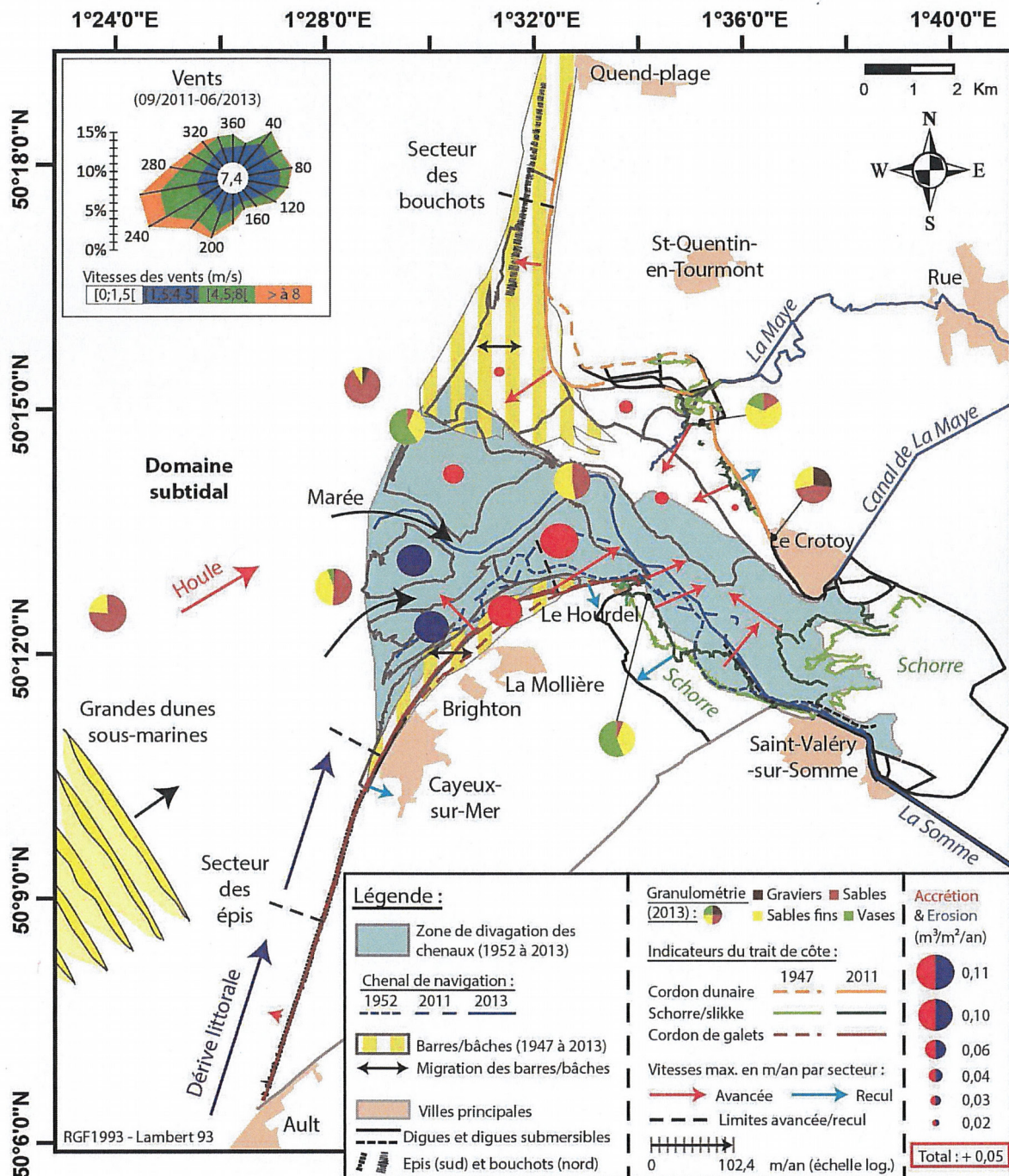


Figure 6.7 : Synthèse de l'évolution du trait de côte et de l'estran sableux de la baie de Somme entre 1947 et 2013 (Michel, 2016)

La dynamique de l'estran sableux de la baie de Somme s'exprime par la divagation des chenaux tidaux le parcourant (Figure 6.8) : leur migration est

importante dans la zone intertidale de la baie, en fonction des érosions et des accumulations sableuses répétitives (Michel, 2016).

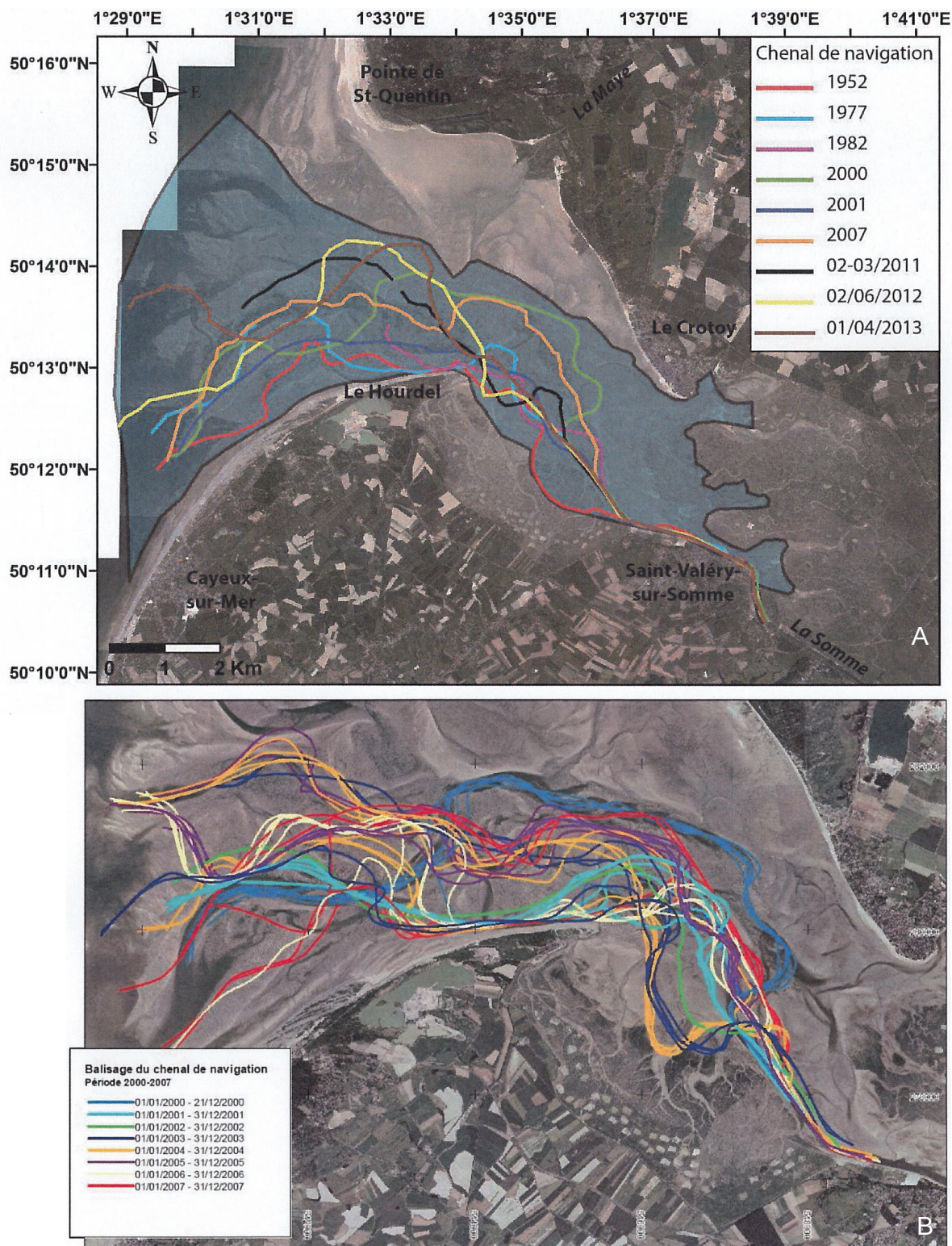


Figure 6.8 : Divagation du chenal tidal principal (chenal de navigation) de la baie de Somme. (A) Localisation du chenal principal sur la période 1952-2013 au pas de temps pluri-annuel (interprétation en traits pleins selon Brigaud, 2014 sur fond d'orthophotographies de la BD-ORTHO 2007 © IGN ; dans Michel, 2016) ; (B) Localisation du chenal entre le 01/01/2000 et le 31/12/2007 au pas de temps annuel (Sogreah, 2007).

Une observation de la dynamique sédimentaire a été réalisée entre 2012 et 2013 (Figure 6.9). Les différentes zones morphosédimentaires de la baie présentent des dynamiques contrastées (Michel, 2016). Les zones modelées de barres-bâches, de dunes hydrauliques ou entaillées de chenaux tidaux sont très dynamiques, contrairement aux zones de schorre et à la plage sableuse encadrant l'estuaire de la Maye (> 4 m NGF). Les systèmes de barres-bâches de la baie de Somme sont situés en avant du cordon de galets présent entre Cayeux-sur-Mer et Le Hourdel et au droit du Marquenterre. Une observation de leur évolution diachronique à l'échelle pluriannuelle entre 1947 et 2013 a été effectuée par Leu (2014) via les orthophotographies

et les données LIDAR disponibles. Les dunes hydrauliques sont présentes sur la quasi-totalité de l'estran de la baie, à l'exception des zones hautes telles que la plage sableuse encadrant l'estuaire de la Maye. Les chenaux tidaux de la baie de Somme ont été cartographiés par SOGREAH (2007) et Brigaud (2014 ; dans Michel, 2016). Les relevés montrent que les vitesses de migration du chenal de navigation sont plus importantes dans la zone externe de la baie que dans la zone interne à l'échelle annuelle. Par exemple, au cours de l'année 2004, le chenal de navigation a migré de 1,4 km vers le nord à l'embouchure de la baie et de moins de 200 m dans la zone interne (Figure 6.8).

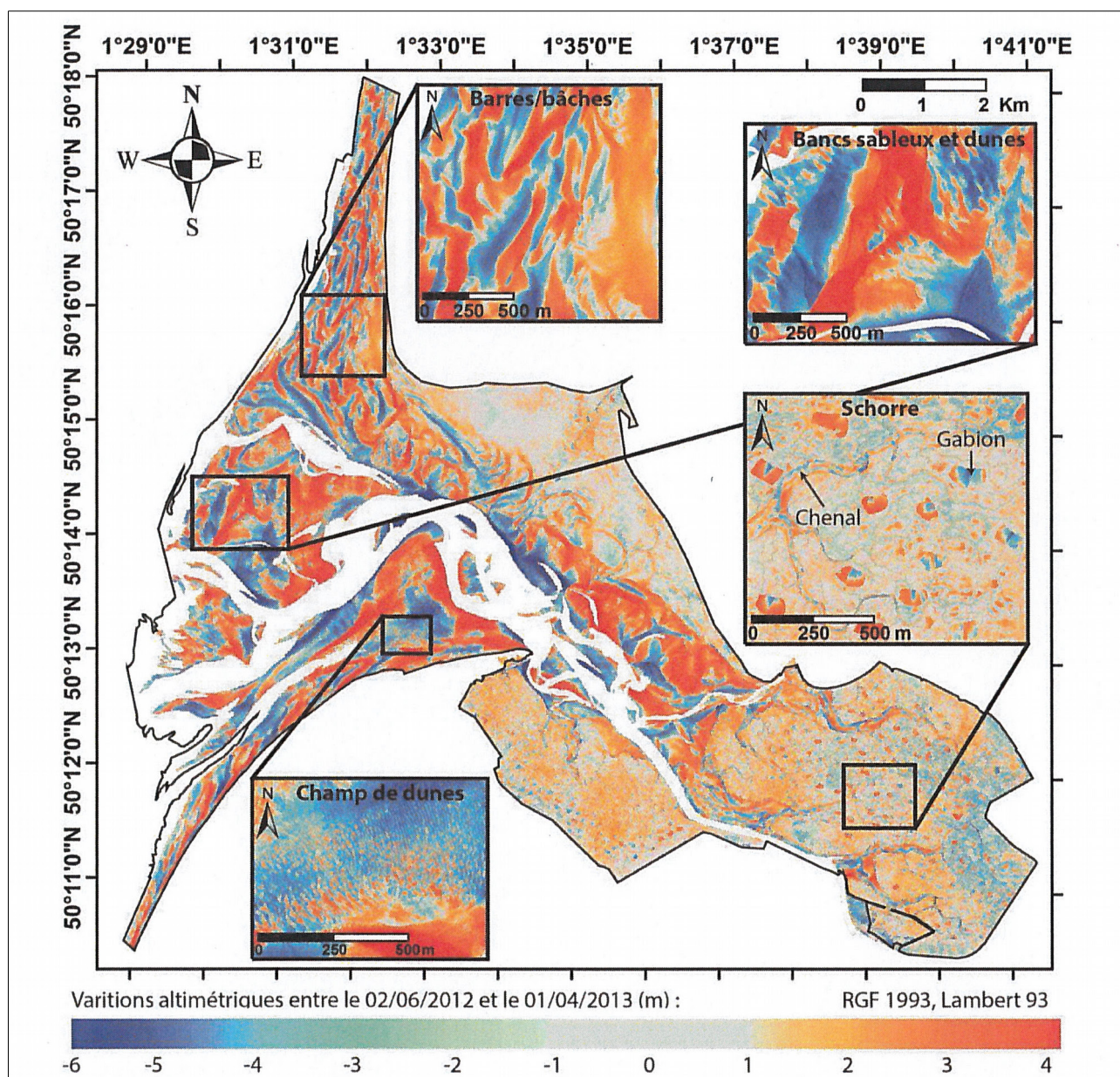


Figure 6.9 : Observation de la dynamique sédimentaire de la baie de Somme entre juin 2012 et avril 2013 via un MNT différentiel des données de LiDAR (Michel, 2016)

À partir de la pointe de Saint-Quentin et vers le nord, le trait de côte est en engraissement sur un linéaire d'environ 3 km avec des accrétions atteignant une moyenne de 30 m/an au niveau du banc de l'Ilette pour la période de 1961 à 1999. Ce banc a migré progressivement vers la pointe de Saint-Quentin de

1947 à 1997 (Figure 6.10) et depuis 2003, il est complètement intégré au rivage de la pointe de Saint-Quentin (Bastide, 2011). L'anse Bidard, située entre la pointe de Saint-Quentin et la Nouvelle Pointe, est également en forte accrétion (Figures 6.4 et 6.10).

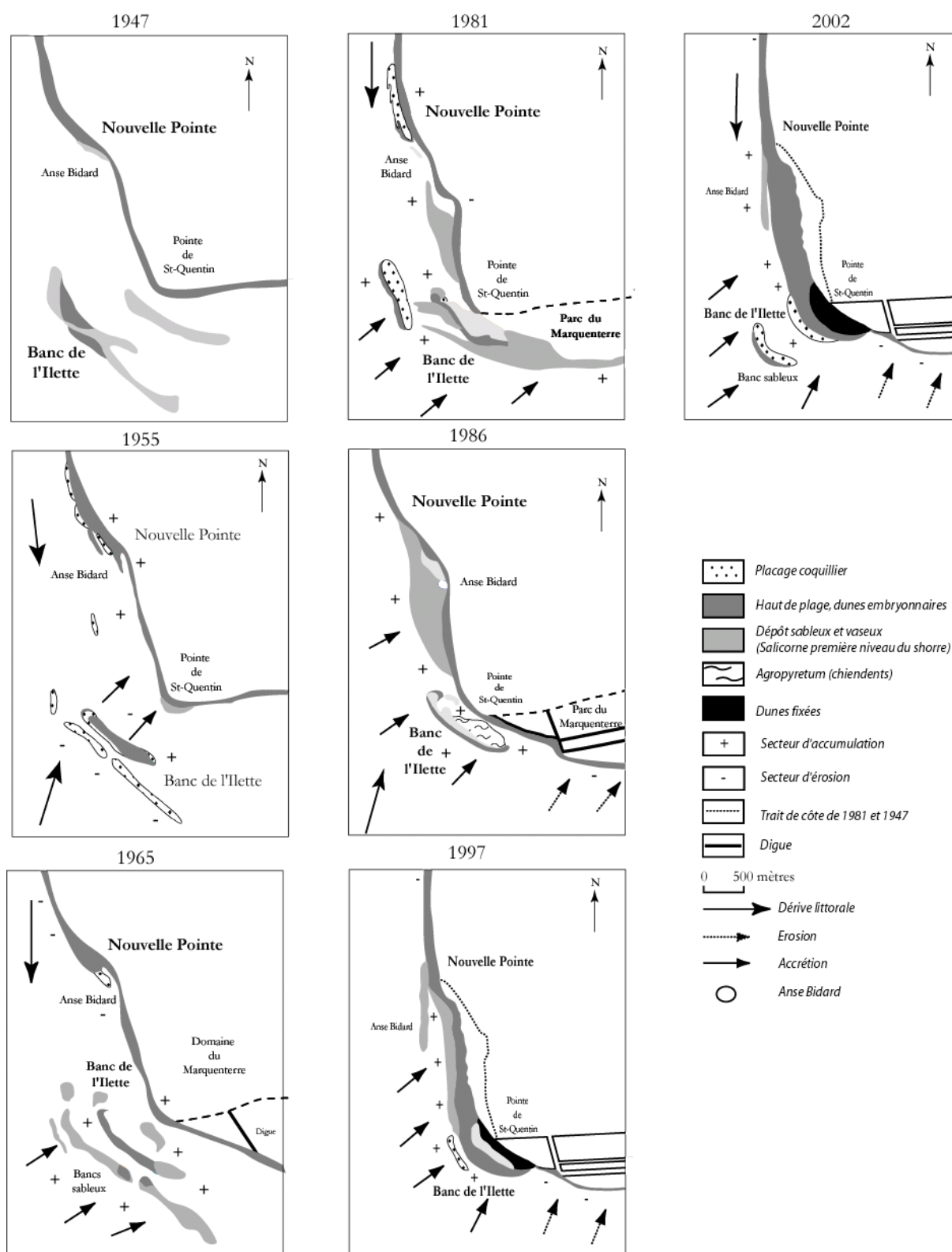


Figure 6.10 : Schéma synthétique de l'évolution de la zone distale de la rive nord de la baie de Somme à partir de photographies aériennes de 1947 à 1997 (Bastide, 2011)

Le littoral au droit du massif dunaire du Marquenterre, de la baie de Somme à Quend-Plage, est en accréation depuis les années 1980 (Tableau 6.1). Le massif dunaire du Marquenterre présente une dynamique cross-shore (perpendiculaire à la ligne de rivage), associée en grande partie à des courants entrants et sortants de la baie (est-ouest), engendrés par la marée et la houle, et permettant l'engraissement de la pointe de Saint-Quentin ainsi qu'une avancée du trait de côte vers le large (Michel, 2016).

Plus au nord, la situation est soit stable, soit en érosion, avec une moyenne de 0,5 m/an de recul jusqu'à Fort-Mahon. Devant le perré de Quend-Plage, le niveau de sable de l'estran a longtemps baissé. En 2008, cela a conduit à la mise en place de drains sur la plage (système Ecoplage®) (voir 5.1.1.a.) (CETE Nord-Picardie, 2011 ; De Santis et al., 2014 ; ecoplage.fr, 2015).

De Quend-Plage à Fort-Mahon, le littoral a subi une érosion comprise entre 1 et 1,5 m/an au droit de Quend-Plage et au sud de Fort-Mahon entre 1957 et 1991 (Sogreah, 1996 ; CETE Nord-Picardie, 2011). Entre 2000 et 2008, l'érosion a été évaluée à - 2,9 m/an (Touré, 2012b).

A 2 km au nord de Fort-Mahon jusqu'à la pointe de Routhiauville, le rivage progresse de 2,6 m/an vers l'ouest et de 4,6 m/an vers le nord (Créocéan, 2009) avec une accréation moyenne de + 2,8 m/an entre 2000 et 2008 (Touré, 2012a).

Le bilan sédimentaire global de cette cellule hydrosédimentaire sur la période 1977-2008 est positif, avec une moyenne de + 2,7 m/an, malgré l'accentuation du phénomène d'érosion entre Quend-Plage et Fort-Mahon entre 2000 et 2008 (Touré, 2012b).

6.1.2 Cellule hydrosédimentaire de la pointe de Routhiauville (baie d'Authie) à la pointe du Touquet

De la pointe de Routhiauville à la pointe du Touquet, l'ensemble de la côte montre une évolution globalement similaire. Comme pour la baie de Somme, la baie d'Authie présente naturellement une tendance au comblement. L'estuaire montre un ensablement significatif qui se traduit par :

- une progression vers le nord de la pointe de Routhiauville, située au sud de la baie (poulier),
- un comblement de la baie,
- une érosion au nord de la baie d'Authie (musoir).

Le littoral situé entre la baie d'Authie et la baie de Canche est en forte érosion dans sa partie sud et progresse vers le nord jusqu'à la pointe du Touquet (voir détails en 9.5 Annexe du chapitre 6).

6.1.2.a. Evolution historique

Dès le Moyen Âge, des digues de renclôture ont été érigées autour de la baie d'Authie pour gagner des terrains sur la mer (Figure 6.11). Par ailleurs, des ouvrages ont été construits dès les XVIII^e et XIX^e siècles pour maintenir le chenal dans sa position et protéger de l'érosion le nord de la baie (épis, brise-lames, digues, etc.). Ces ouvrages et les digues de renclôture ont accéléré l'ensablement et l'envasement naturels de la baie, notamment en stoppant les divagations du chenal qui permettaient de ralentir le phénomène (Latteux, 2001 ; voir 5.1.1.b.).

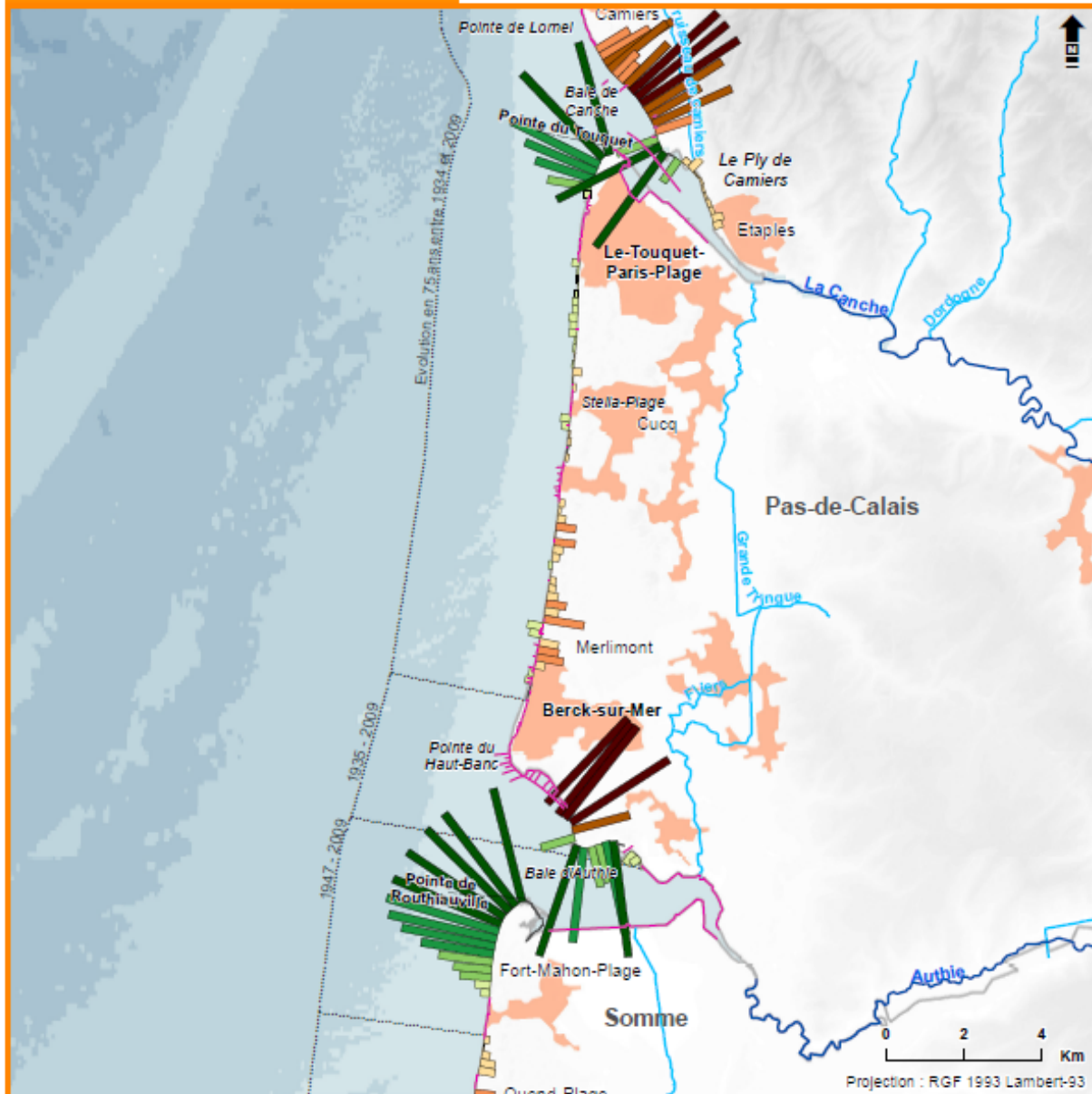
Tableau 6.1 : Vitesses moyennes d'évolution du trait de côte de la baie de Somme à Quend-Plage en mètre par an entre 1977 et 2008 (Touré, 2012b). Le marqueur de position du trait de côte suivi dans cette étude est la limite de végétation pionnière ou la rupture de pente (berne, pied de dune). La quantification du recul du trait de côte correspond à différence de surface entre deux missions aériennes verticales de l'IGN. Les valeurs sont estimées tous les 200 m par photo-interprétation.

Evolution moyenne du trait de côte	entre 1977 et 1982	entre 1982 et 2000	entre 2000 et 2008
De la baie de Somme à Quend-Plage	- 0,2 m/an	+ 5,0 m/an	+ 0,7 m/an

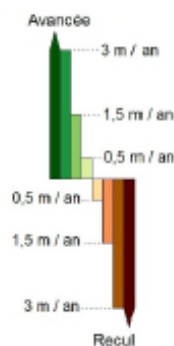
Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Evolution passée du trait de côte Cellule 2 : pointe de Routhiauville à la pointe du Touquet



- Limite de cellule hydrosédimentaire
- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire
- Autre cours d'eau
- Bâti
- Limite départementale
- Ouvrage de défense et autre construction
- Pas de calcul possible



* au delà de 3 m / an d'avancée ou de recul les barres respectives : ■ et ■ sont tronquées

Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Ifremer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1955,
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittorale V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

► Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.11 : Evolution passée du trait de côte de la pointe de Routhiauville à la pointe du Touquet

La rive sud de la baie d'Authie se trouvait en 1671 au niveau de Fort-Mahon, soit près de 5 km plus au sud de sa localisation actuelle (Modret, Mennessier, 1981). En comparant une carte de 1700 aux cartes actuelles (Figure 6.12), le recul de la rive nord de l'Authie est de l'ordre de 1 300 m en 500 ans. Sur les cartes historiques, le Fliers (appelé auparavant l'Arche) se jetait directement en mer selon une direction est-ouest au sud de Berck (Figure 6.12). Le hameau de La Rochelle était isolé entre son estuaire et celui de l'Authie (Sanson, 1651, 1692 ; De Fer, 1691 ; De Vaugondy, 1753 ; Harrewyn, 1709 ; Jaillot, 1717 ; Clerville, 1600 ; Jüe, 1706 ; La Favolière, 1677 ; Berey, 1752 ; Nolin, de Tralage, 1694 ; Bellin, 1764 ; Capitaine Halley *et al.*, 1760).

La pointe de Routhiauville a progressé vers le nord de 700 m entre 1878 et 1997, soit de l'ordre de 6 m/an (Latteux, 2001) et jusqu'à 5,2 m/an entre 1947 et 2009 (Cerema, 2015 ; Figure 6.11). Sa progression était de 10 m/an de 1776 à 1878 : ce ralentissement a été vraisemblablement lié à la réalisation des ouvrages en rive nord qui ont entravé la migration d'ensemble de l'estuaire vers le nord (Latteux, 2001). Depuis le XVIII^e siècle, le Fliers rejoint l'estuaire de l'Authie selon une direction nord-sud au niveau de la porte du Fliers (port de la Madelon). La fermeture de l'estuaire du Fliers a permis l'urbanisation de Berck vers le sud.

Historiquement, le lit de l'Authie est dévié vers le nord par la progression de la pointe de Routhiauville. La rive nord de la baie d'Authie est donc globalement érodée depuis des siècles malgré diverses tentatives d'endiguement comme la digue Barrois (digue submersible) de 3 600 m construite en 1868 suite au recul de la pointe du Haut-Banc de 4,5 m/an entre 1835 et 1878 (Dufossé, 1916). La digue Barrois est dessinée entière sur la carte de 1889 mais dès le début du XX^e siècle une brèche, dite « le déversoir », se crée sur la digue (voir 5.1.1.b.). Sa réparation n'aura pas lieu faute de moyens humains pendant la Première Guerre mondiale et la brèche sera cartographiée dès les années 1920 (ADCMB, 2016). La réalisation des ouvrages de fixation de trait de côte à partir de 1872 a empêché la migration vers le nord de la pointe du Haut-Banc. Le processus d'érosion s'est alors concentré sur le littoral à l'est de cette pointe, qui a ensuite également fait l'objet de mesures de défense. Ce secteur a reculé d'environ 600 m entre 1878 et 1997, soit de l'ordre de 5 m/an (Latteux, 2001), et jusqu'à 5,3 m/an entre 1935 et 2009 (Cerema, 2015 ; Figure 6.11). Sur cette même période, la pointe de la Rochelle (ou Bec du Perroquet), située plus à l'est, s'est avancée vers le sud (Latteux, 2001). L'évolution du Bec du Perroquet a été mise en évidence par Hesp *et al.* (2016) à partir d'une série de photographies aériennes verticales prises de 1947 à 2009 (Figure 6.13).

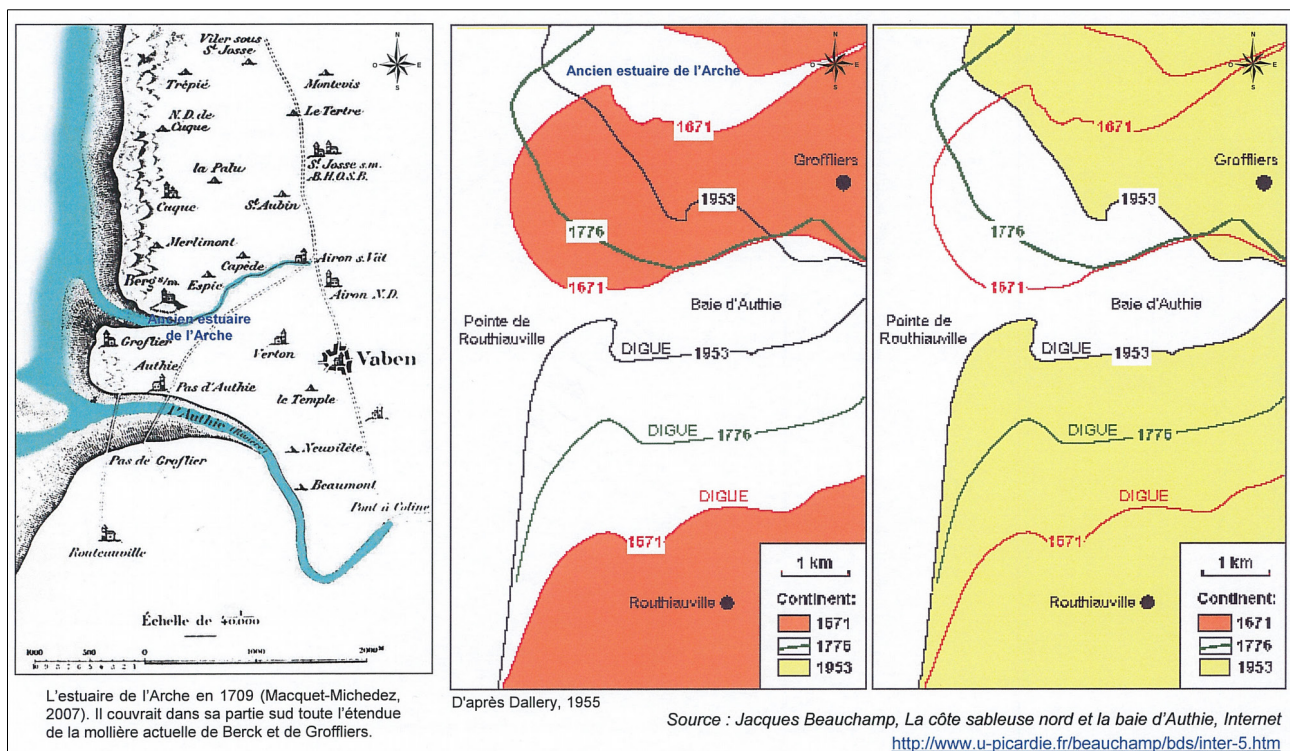


Figure 6.12 : Position historique du Fliers (appelé l'Arche) et de l'Authie en 1709 (carte de gauche, d'après Macquet-Michedez, 2007) et évolution de la position générale de la baie d'Authie entre 1671 et 1953 (cartes centrale et de droite de Beauchamp, 2006a ; d'après Dallery, 1955) (assemblage des illustrations par Sogreah, 2009)

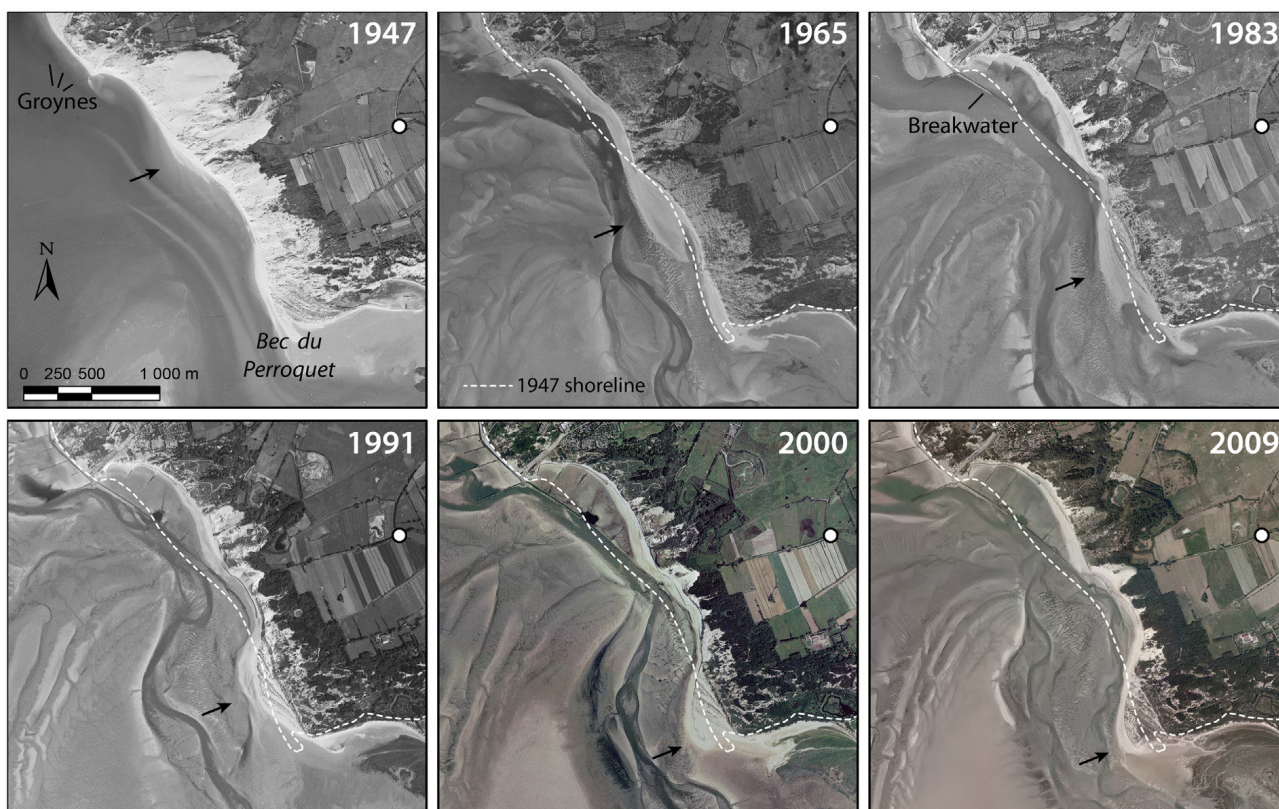


Figure 6.13 : Série de photographies aériennes verticales montrant l'évolution de la rive nord de l'estuaire de l'Authie (Bec du Perroquet) entre 1947 et 2009. La flèche noire pointe un banc sableux se décalant vers le sud au cours du temps (Hesp et al., 2016).

La rive nord de l'estuaire de l'Authie peut être découpée en quatre zones à la dynamique différente. Ainsi, il est possible de différencier du sud-est au nord-ouest (Figures 6.11 et 6.14) :

- le Bec du Perroquet qui a avancé d'environ 130 m entre 1947 et 2009 (Sogreah, 2009), soit à une vitesse moyenne de 2,1 m/an, et localement jusqu'à 4 m/an entre 1935 et 2009 (Cerema, 2015),
- l'anse du Bois des Sapins, dont le recul a atteint 220 m entre 1947 et 2009 (Sogreah, 2009 ; Egis Ports, ULCO, 2014), soit une vitesse moyenne de 3,5 m/an, et près de 5 m/an entre 1935 et 2009 (Cerema, 2015),
- la Grande Dune où le recul du trait de côte est constant depuis 1947, avec un taux moyen de recul de 3,4 m/an entre 1947 et 2009 (Egis Ports, ULCO, 2014),

- le site de l'anse des Sernes qui a subi un recul total d'environ 350 m entre 1947 et 2009, soit une vitesse moyenne de 5,6 m/an⁷¹ ; au début des années 1980, l'édification de la « digue submersible » destinée à contenir le lit de l'Authie ainsi que la mise en place des épis dans l'anse puis d'un perré en enrochements en pied de dune (voir 5.1.1.b.) ont ralenti le phénomène d'érosion qui atteignait 12 m/an entre 1971 et 1982 (Dobroniak, 2005 ; Sogreah, 2009).

En rive sud de la baie de Canche, la pointe du Touquet a progressé vers le nord-ouest de 200 m entre 1758 et 1835. De 1835 à 1888, la pointe s'est avancée de 100 m vers l'ouest à 600 m vers le nord. Elle s'est ensuite engraisée vers l'ouest de 300 m entre 1888 et 1921 (Sommé, Destombes, 1974). Elle présente entre 1934 et 2009 un taux d'avancée moyen de 2 m/an et jusqu'à 3,5 m/an (Cerema, 2015).

71 Aucune vitesse d'évolution du trait de côte n'a été calculée dans l'anse des Sernes du fait de la présence des ouvrages côtiers sur la période 1935-2009.

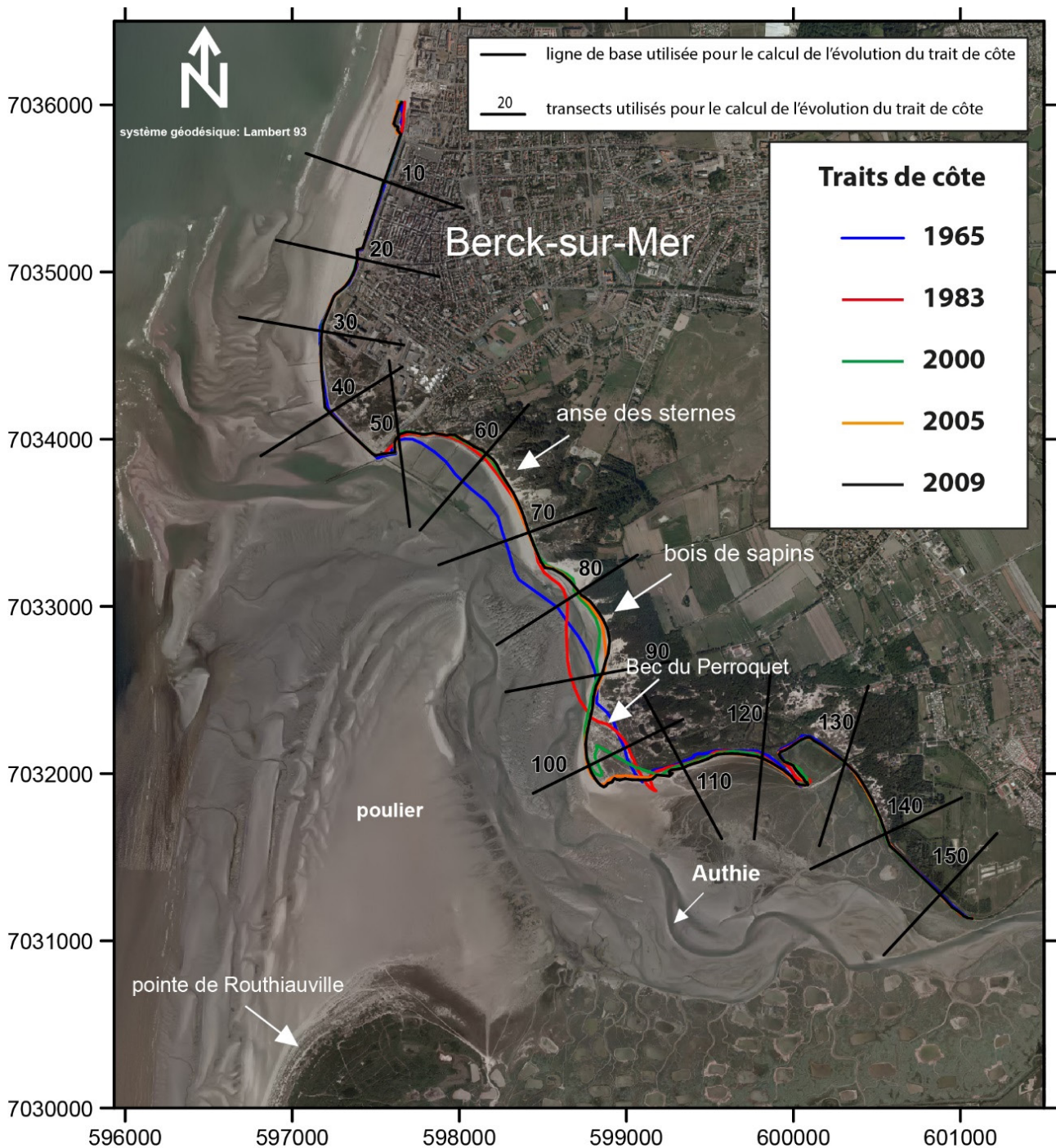


Figure 6.14 : Découpage en 4 zones d'évolution du littoral nord de l'estuaire de l'Authie (d'après Crapoulet, 2015) ; du nord au sud, l'anse des Sternes, la Grande dune, le bois de Sapins et le Bec du Perroquet.

L'étude du LNH (Bonnefille, Allen, 1967) a permis de quantifier le dépôt moyen sur les fonds dans la partie ouest de la baie d'Authie de 1835 à 1935 à 1,4 cm/an environ. Sur le banc de Routhiauville, les fonds se sont exhaussés en moyenne d'environ 2,8 cm/an entre 1935 et 1997 (Figure 6.15). Le fond de la baie d'Authie est en voie de colmatage : entre 1878 et 1997, la moyenne de l'exhaussement sur la zone commune des levés effectués à ces dates (4 km²) était de 1,2 cm/an (Latteux, 2001). L'évolution des fonds marins est donc dans la

continuité de celle observée pour la ligne de rivage : forte sédimentation au sud, notamment au niveau de la pointe et de son prolongement vers le nord (jusqu'à plus de 4 cm/an), et forte érosion au droit de la rive nord de l'embouchure (jusqu'à - 5 cm/an). Ces érosions se sont accélérées entre 1878 et 1935 (plus de 10 cm/an à proximité de la côte) et entre 1935 et 1966 (plus de 15 cm/an). La comparaison entre le levé du Shom de 1935 et le levé photogrammétrique de 1997 montre (Latteux, 1999, 2001) :

- une extension vers le nord de la partie immergée à marée haute de la pointe de Routhiauville, avec redressement dans l'axe de la côte du Marquenterre (poursuite du processus de régularisation) et érosion corrélative sur le flanc est, à l'intérieur de la baie,
- un arasement des hauts fonds situés au sud de la pointe du Haut-Banc (effet de la migration du chenal et de son débouché vers le nord),
- une migration vers le nord du débouché de l'Authie et du cône de déjection,
- une réduction de l'étendue du cône de déjection,
- un déplacement vers le sud du chenal dans la partie orientale de la baie.

l'extension des mollières est de l'ordre de 500 m vers le nord sur la plus grande partie de la rive sud entre 1878 et 1947 (Latteux, 2001). Dans la partie aval, la limite de la mollière sud a continué de progresser entre 1947 et 1965, puis a régressé sur près de 2 km entre 1965 et 1997, sous l'effet de l'érosion du chenal de l'Authie. Ceci au bénéfice de la mollière de la rive nord, qui comble en 1997 l'espace situé entre la pointe de la Rochelle (Bec du Perroquet) et la renclôture de la Grande Mollière, avec une emprise de presque 1 km². Le faciès abrupt de la mollière en bordure sud du chenal met bien en évidence le processus érosif qui l'affecte. Sur l'ensemble de la baie, la superficie occupée par les mollières est passée de 1,5 km² en 1878 à 5,5 km² en 1994 (Dobroniak, 1998 ; Latteux, 2001).

L'évolution des fonds de la baie d'Authie a été cartographiée par Sogreah (2009) pour la période entre 1935 et 1997 (Figure 6.15) ainsi qu'à partir des relevés LIDAR pour la période de 1997 et 2008 (Figure 6.16).

D'après le levé du Shom réalisé en 1878 et les photographies aériennes de 1947, 1965 et 1997,

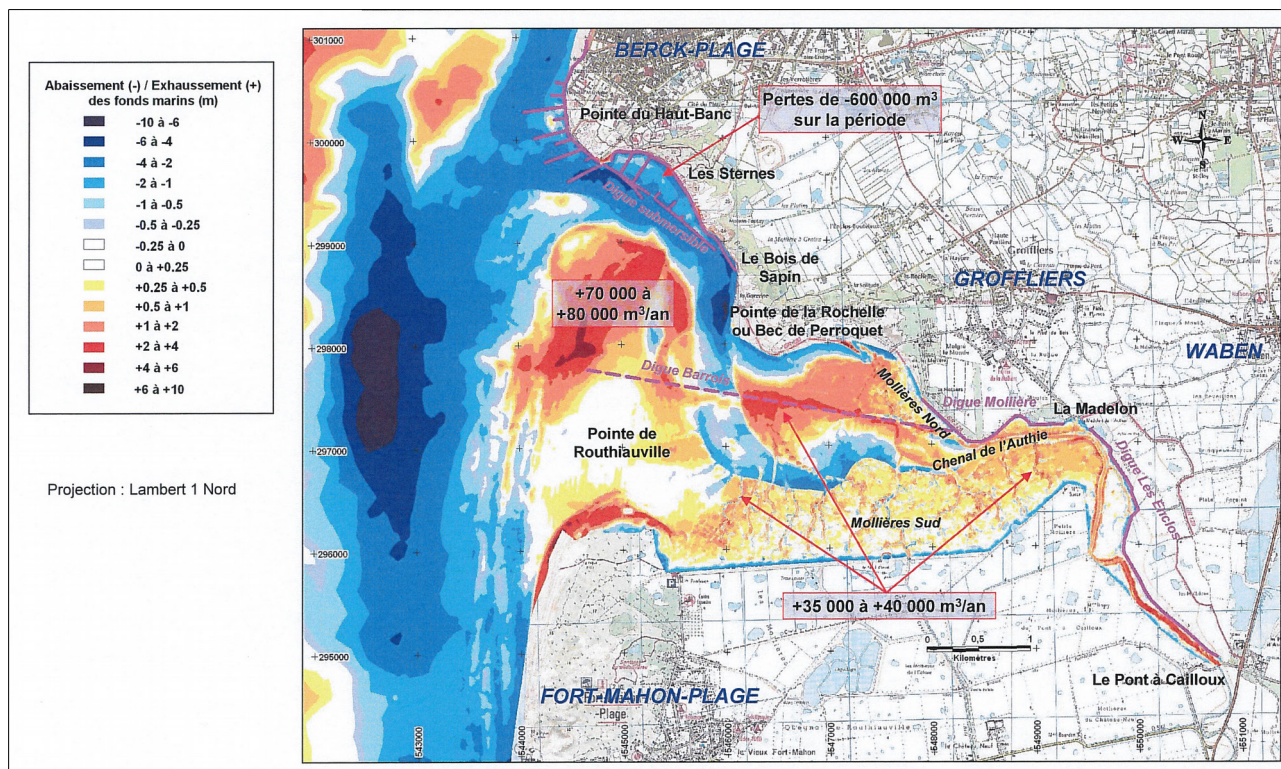


Figure 6.15 : Evolution des fonds de la baie d'Authie entre 1935 et 1997 (Sogreah, 2009)

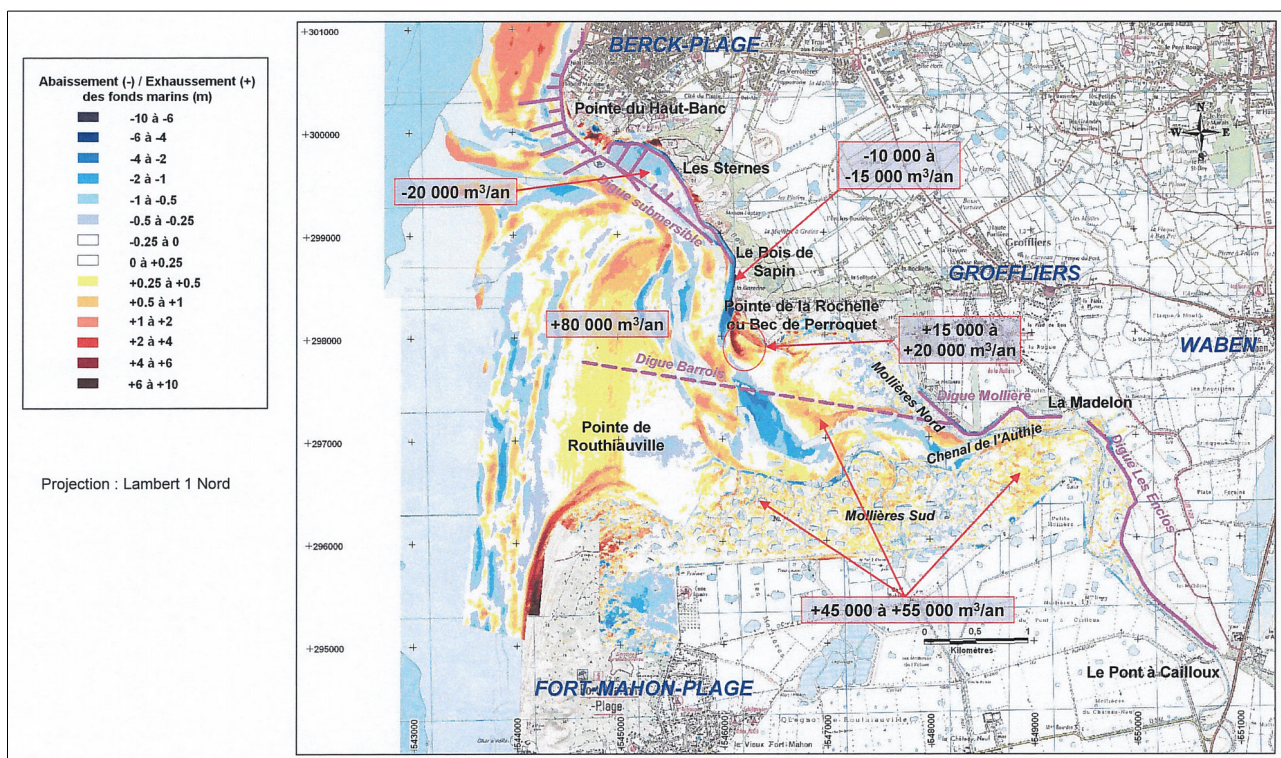


Figure 6.16 : Evolution des fonds de la baie d'Authie entre 1997 et 2008 (Sogreah, 2009)

6.1.2.b. Evolution récente

Le secteur le plus étudié sur la province est sans doute la rive nord de l'estuaire de l'Authie où le recul est actuellement l'un des plus rapides du littoral de la province (avec -5,2 m/an en moyenne sur la période 1935-2009 ; Cerema, 2015). La dynamique sédimentaire de la rive nord de l'Authie (anse des Stermes et anse du Bois des Sapins) est directement influencée par la position du lit de l'Authie et par les ouvrages qui perturbent le transit naturel de sédiments (digues, épis, enrochements – voir 5.1.1.b.). Pour ce linéaire restreint d'environ 2,5 km, les quatre secteurs présentent une tendance évolutive différente (Tableau 6.2 et Figure 6.14) :

- le Bec du Perroquet est une flèche sableuse formant un contre-poulier ; sa progradation vers le sud a tendance à s'accélérer avec un avancement de près de 43 m entre 2005 et 2012 (Figure 6.17) (Dobroniak, 2005 ; Sogreah, 2009 ; Egis Ports, ULCO, 2014 ; Hesp *et al.*, 2016) ; cet avancement s'est poursuivi de 2012 à 2016 (Figure 6.18) ;
- l'anse du Bois des Sapins est en recul continu (Figure 6.19) : depuis 2009, le chenal de flot de l'Authie vient saper la dune qui subit maintenant à la fois l'érosion marine et l'érosion fluviale ; entre 2008 et 2013, certains profils qui indiquaient jusqu'à un recul lent donnent des valeurs de recul de plus de 60 m en 5 ans (Sogreah, 2009 ; Tresca *et al.*, 2013 ; Egis Ports, ULCO, 2014) ;
- la Grande Dune connaît un taux moyen de recul du trait de côte de 2 m/an entre 2005 et 2012 (Egis Ports, ULCO, 2014 ; Crapoulet, 2015) ;
- le site de l'anse des Stermes continue à être en érosion mais à un rythme plus lent (entre -2 et -5 m/an entre 1997 et 2004 (Sogreah, 2009) et -3,3 m/an entre 2000 et 2009 (Egis Ports, ULCO, 2014)) ; la digue submersible présente une brèche de plusieurs mètres (Figure 6.20) en partie centrale et peut être contournée par le sud-est suite à l'érosion du Bois des Sapins.

72 Sur la rive sud de l'estuaire de l'Authie, un poulier s'est formé et dévie l'Authie vers le nord. Le lit de l'Authie forme donc un méandre à l'intérieur duquel les sédiments se déposent, c'est le bec du Perroquet, que certains auteurs définissent comme un « contre-poulier » puisqu'il est situé sur la rive opposée et plus à l'intérieur de la baie.

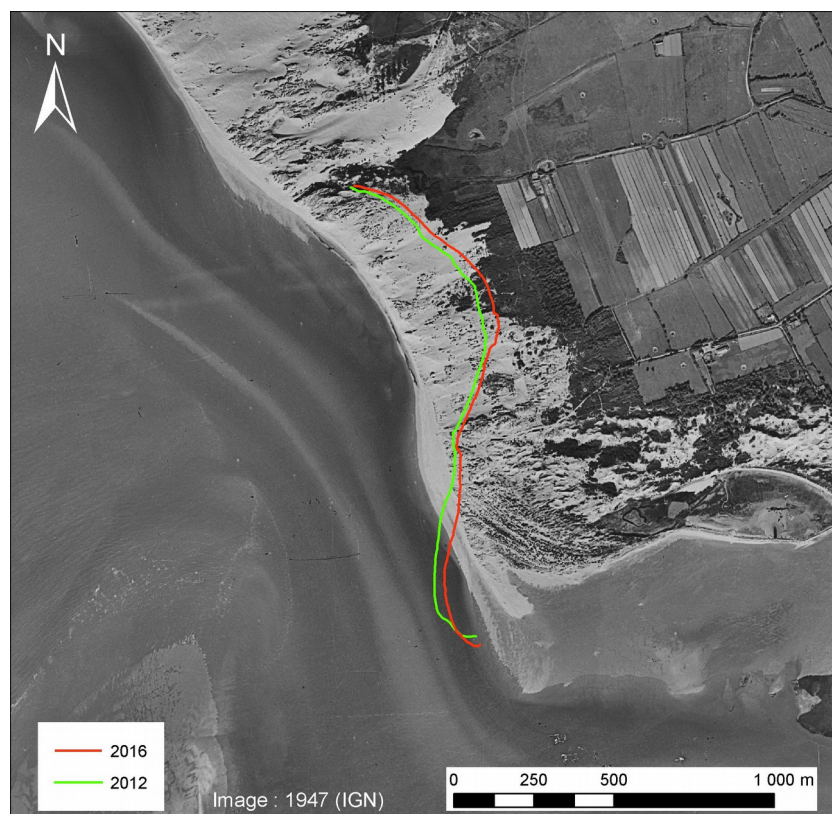


Figure 6.17 : Évolution du Bec du Perroquet, en rive nord de l'estuaire de l'Authie, entre 2005 et 2012 (M.H.Ruz, données ULCO, sur photographie aérienne IGN-PPige de 2009)

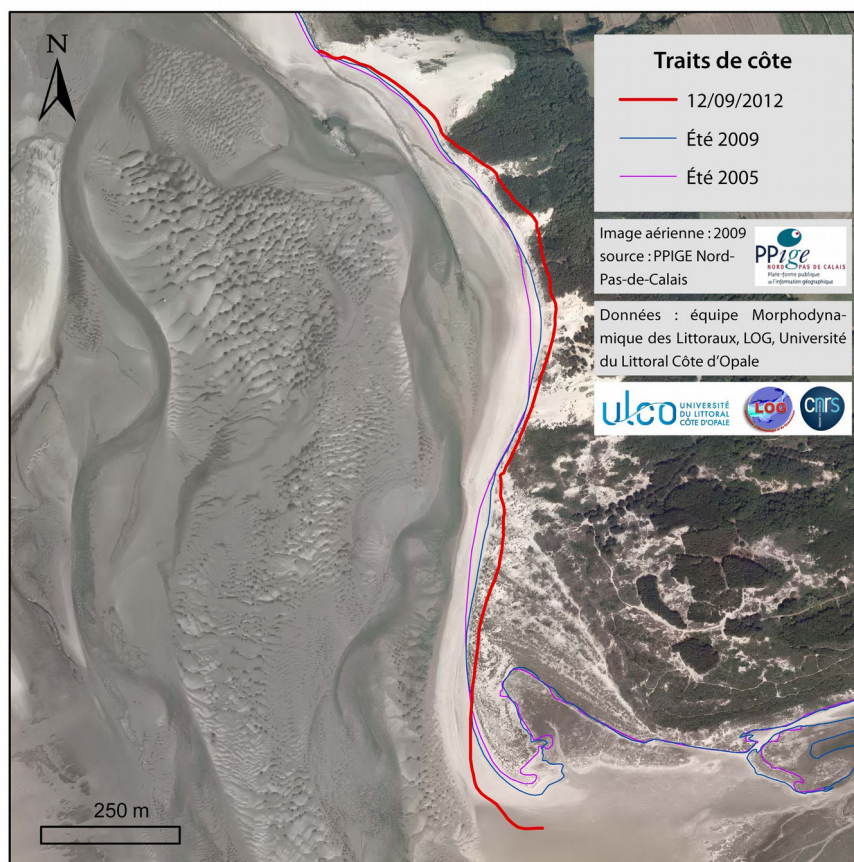


Figure 6.18 : Évolution du Bec du Perroquet, en rive nord de l'estuaire de l'Authie, entre 2012 et 2016 (M.H.Ruz, données ULCO, sur photographie aérienne IGN de 1947)



Figure 6.19 : Érosion du bois des Sapins (rive nord de la baie d'Authie) (cliché Cédric Lefebvre 2009)



Figure 6.20 : Brèche (B) au niveau de la digue submersible (A) sur la rive nord de l'Authie (C) (A, B : clichés Isabelle Liénard, 2009 ; C : IGN-PPige, geoportail.gouv.fr, 2016)

Tableau 6.2 : Taux d'évolution de la rive nord de la baie d'Authie (d'après Crapoulet, 2015). Sur la période 1965-2009, le marqueur de position du trait de côte correspond au pied de dune ou de végétation dunaire digitalisé à partir de photographies aériennes orthorectifiées et géoréférencées (années 1965, 1983, 2000, 2005 et 2009) ; la marge d'erreur totale est estimée à 6 m. Le taux d'évolution du trait de côte sur la période 2008-2013 repose sur le traitement et l'analyse de données topographiques issues de LiDAR aéroporté.

Dune	Période de mesure par orthophotographie géoréférencée					LiDAR 2008-2013
	1965-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1965-2009	
Anse des Sternes	- 7 m/an	- 0,6 m/an	+ 0,2 m/an	- 0,7 m/an	- 3,2 m/an	- 0,5 m/an
Bois de Sapins	+ 2,1 m/an	- 8,2 m/an	- 4,0 m/an	- 1,6 m/an	- 2,9 m/an	- 7,1 m/an
Bec du Perroquet	+ 0,8 m/an	+ 3,9 m/an	+ 5,2 m/an	+ 1,1 m/an	+ 2,5 m/an	+ 0,7 m/an
Moyenne des 3 secteurs	- 2,5 m/an	- 1,3 m/an	+ 0,6 m/an	- 0,4 m/an	- 1,5 m/an	- 1,9 m/an

En plus du recul du trait de côte, l'érosion en rive nord de la baie d'Authie se traduit par une baisse du niveau de l'estran (Figure 6.21) : l'estran moyen suit la même tendance que le haut de plage, avec une érosion extrême au cœur de l'anse du Bois des Sapins du fait de la migration du chenal de l'Authie vers la dune. Le bilan sédimentaire global de l'estran moyen est légèrement négatif, avec une perte sédimentaire s'élevant à $- 87\ 162\ m^3$ ($-0,09\ m^3/m^2$) entre 2008 et 2013 (Crapoulet, 2015).

Plus au nord, entre les estuaires de l'Authie et de la Canche, une partie du trait de côte est fixée par des

ouvrages au droit des secteurs urbanisés (Berck, Merlimont, Stella-Plage et Le Touquet) (voir 5.1.1.a.). L'abaissement du niveau de l'estran est faible devant les ouvrages de Merlimont et de Stella-Plage. Les systèmes plages-dunes entrecoupés par ces ouvrages sont globalement stables avec une forte résilience (recul de l'ordre de 0,5 m/an entre Berck et Cucq), voire en très légère accrétion depuis les années 2000 (au sud du Touquet par exemple) (Gaillet, Chaverot, 2001 ; SMC0, 2003 ; DHI, 2013). La plage nord du Touquet progresse vers l'ouest et se prolonge vers le nord par le poulier de l'estuaire de la Canche, le banc du Pilori.

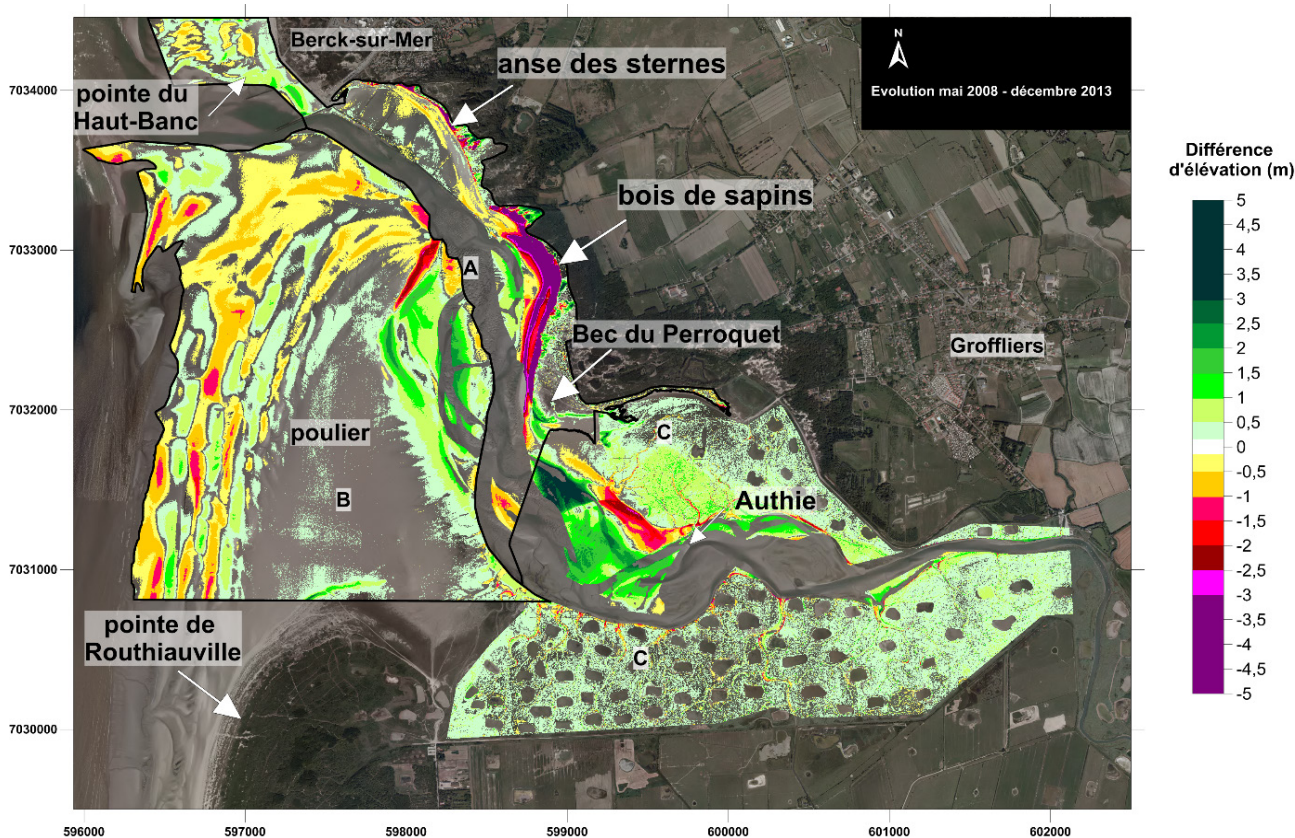


Figure 6.21 : Variation d'altitude des fonds de la baie d'Authie relevée par LiDAR aéroporté entre mai 2008 et décembre 2013 (Crapoulet, 2015)

6.1.3 Cellule hydrosédimentaire de la pointe du Touquet (baie de Canche) à la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer)

Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.3.a. Evolution historique

La rive sud de la Canche, en arrière de banc du Pilori, la zone interne de l'estuaire est marquée par le large développement des mollières. Dès le XIX^e siècle, l'anthropisation du littoral a modifié la dynamique naturelle de ce secteur par la construction notamment de structures de défense contre la mer (Thérouanne *et al.*, 2002) (voir 5.1.1.a.).

La rive nord de l'estuaire de la Canche, entre Le Ply de Camiers et la pointe de Lornel, subit directement la migration du chenal de la Canche : la ligne de rivage s'est déplacée vers le nord-est (Figure 6.22) de 550 m entre 1758 et 1835 (7 m/an), de 150 m entre 1835 et 1888 (2,8 m/an) et de 900 m entre 1888 et 1950 (14,5 m/an) (Sommé, Destombes, 1974).

Au nord de la pointe de Lornel (actuelle plage de

Sainte-Cécile), le trait de côte a reculé de 300 m entre 1835 et 1888 (5,6 m/an) et de 500 m entre 1888 et 1950 (9,6 m/an) (Sommé, Destombes, 1974).

À Équihen-Plage, la falaise est restée relativement stable de 1949 à 2012 (SMCO, 2003 ; CETE Nord-Picardie, 2007) avec un recul moyen estimé à 0,42 m/an entre 1929 et 2003 (Pierre, 2005) et de 0,1 m/an entre 1934 et 2009 (Cerema, 2015 ; Figure 6.22).

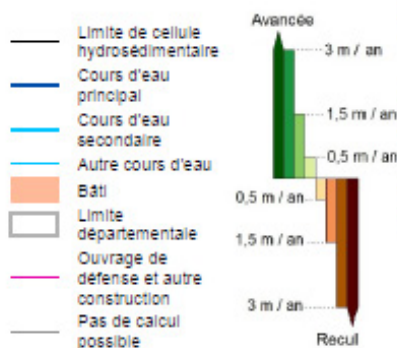
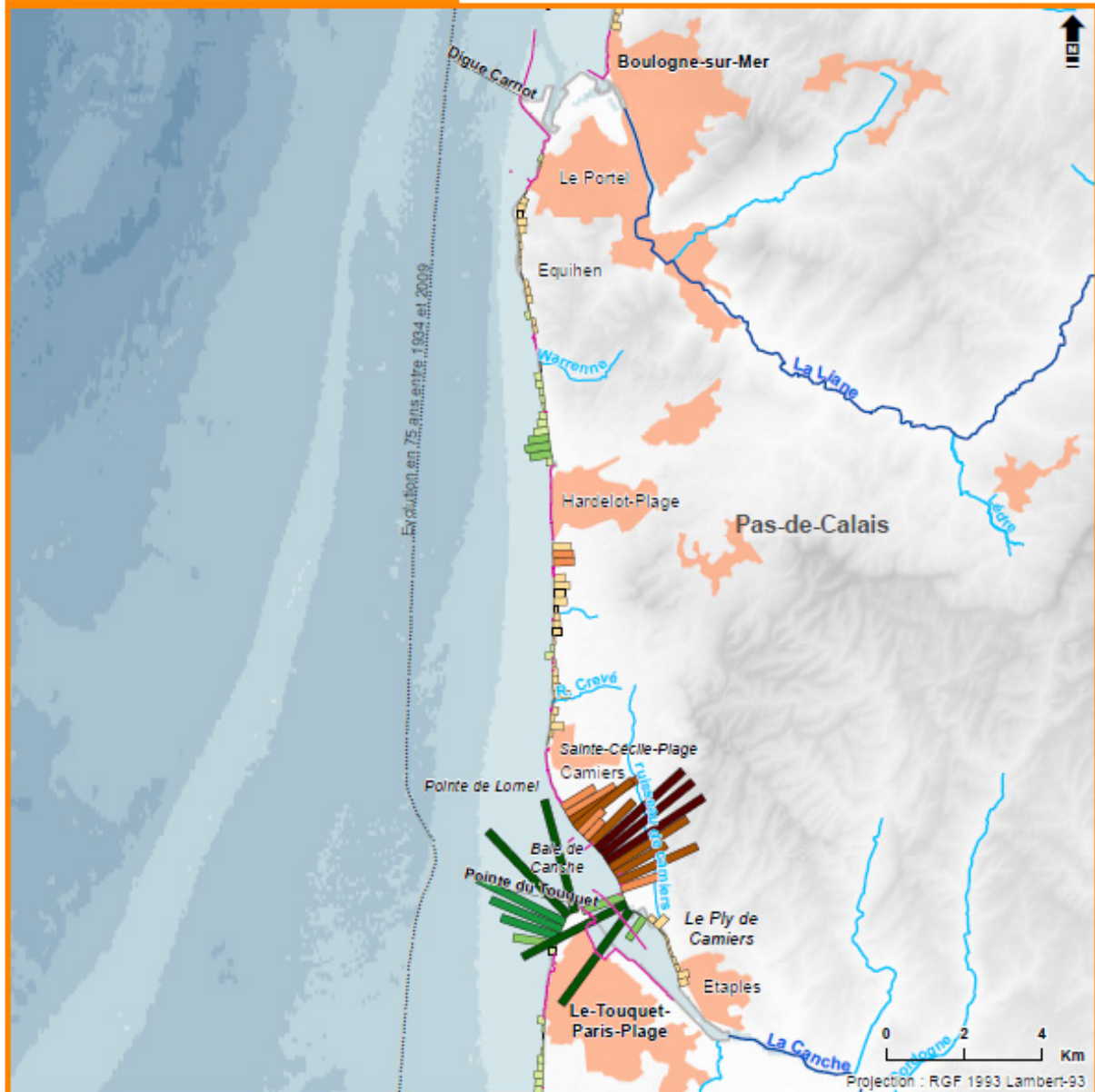
À partir d'Équihen-Plage, le trait de côte est caractérisé par une falaise jurassique dont le taux de recul a été évalué entre 0,1 et 0,7 m/an sur la période 1947-2006 (SMCO, 2003 ; CETE Nord-Picardie, 2007), et en moyenne à 0,2 m/an sur la période 1934-2009 (Cerema, 2015 ; Figure 6.22).

Les levés hydrographiques montrent une stabilité d'ensemble des bancs sableux du large, notamment celui de la Bassure de Baas, aux abords de Boulogne-sur-Mer (Augris, Clabaut, 2001). La couche de sable superficielle, estimée en moyenne à 6 cm d'épaisseur, est néanmoins en perpétuel remaniement sous l'action des courants de marée et des houles : le transit par charriage a été évalué à 0,2 m³/m/jour soit un volume annuel de 100 000 à 200 000 m³ de sable transitant sur le banc en direction du nord (Augris, Clabaut, 2001).

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Evolution passée du trait de côte Cellule 3 : pointe du Touquet à la digue Carnot



* au delà de 3 m / an d'avancée ou de recul les barres respectives : ■ et ■ sont tronquées

Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Iremer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1965,
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittoral V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

► Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



6.1.3.b. Evolution récente

À l'est du poulier du Touquet, entre le Pilori et le CNT (Cercle nautique du Touquet), la rive sud de

l'estuaire de la Canche est en forte érosion depuis environ 25 ans (Figure 6.23) : son recul a été estimé à 40 m sur un linéaire de 78 m de 1963 à 2000 (Théroüanne *et al.*, 2002).



Figure 6.23 : Evolution du versant estuarien de la rive sud de la Canche de mai 1997 à décembre 2001 (Théroüanne *et al.*, 2002)

La rive nord de la Canche, qui était en fort recul (entre 1,3 et 5 m/an) depuis 1930 (Figure 6.22), jusqu'à la pointe de Lornel, connaît depuis quelques années un léger engraissement (Figure 6.24),

marqué par des champs de dunes embryonnaires (SMCO, 2003 ; Chabaan et al., 2012 ; DHI, 2013 ; Egis Ports, ULCO, 2014).

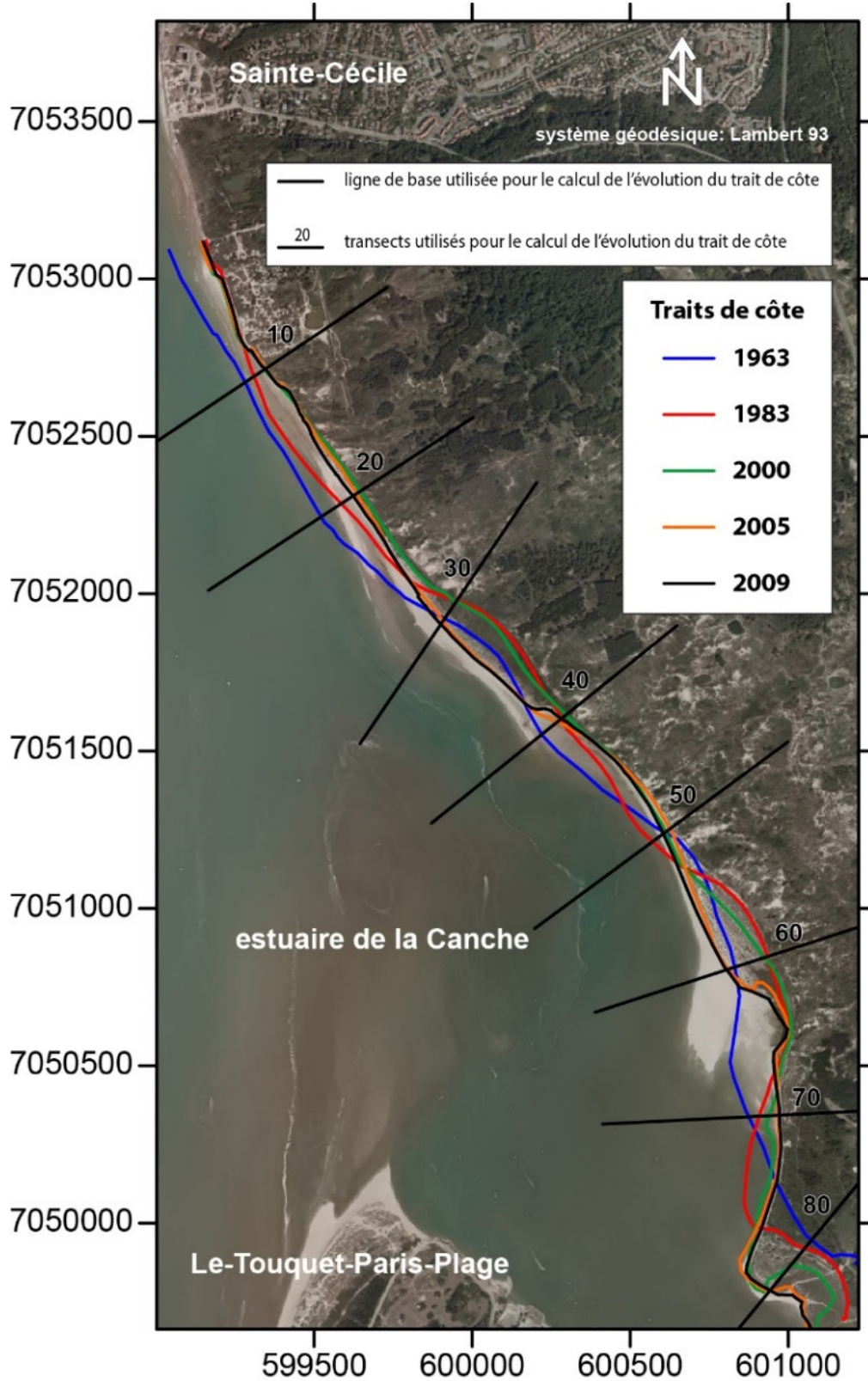


Figure 6.24 : Evolution du trait de côte de la rive nord de l'estuaire de la Canche (Crapoulet, 2015)

Du nord de l'estuaire de la Canche et jusqu'aux premières falaises d'Équihe-Plage, les secteurs non protégés par des ouvrages présentent un recul compris entre 0,3 et 1,3 m/an (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; Tresca, 2006 ; Chabaan *et al.*, 2012 ; DHI, 2013 ; Egis Ports, ULCO, 2014). Les zones protégées par un perré ou des enrochements sont fixées, mais au droit des ouvrages l'estran subit un abaissement, comme c'est notamment le cas à Hardelot-Plage (Battiau-Queney, 2006a). Au nord de Sainte-Cécile-Plage (Camiers), les exutoires du ruisseau de Dannes et du ruisseau Creuvé sont le siège d'une érosion en rive nord et d'un engraissement en rive sud. Ce phénomène est moins marqué pour le ruisseau de Bronne dans le massif du Mont-Saint-Frieux ou pour le ruisseau de la Warenne dans la dune d'Ecault. Entre Sainte-

Cécile-Plage et Hardelot, l'estran reste toujours humide à cause de la résurgence de la nappe (Figure 6.25). Le vent ne pouvant mobiliser le sable humide, l'avant-dune y est absente (Battiau-Queney *et al.*, 2003a). Au contraire, au nord d'Hardelot, le long des dunes d'Ecault, l'avant-dune est bien développée.

À Équihe-Plage, d'importants glissements sont survenus au droit des falaises en décembre 2012 et janvier 2013. L'évolution de la falaise jurassique située au nord d'Équihe-Plage (Figure 6.26) dépend des conditions météorologiques, l'influence marine se limitant à l'évacuation des matériaux accumulés en pied de falaise. Entre Le Portel et Boulogne-sur-Mer se trouve un petit cordon dunaire plaqué qui semble stable.



Figure 6.25 : Résurgences visibles sur l'estran au niveau de Dannes (cliché Cédric Lefebvre, 2005)



Figure 6.26 : Falaise jurassique d'Équihe-Plage, grès de la Crèche sur les argiles grises de Chatillon (cliché Cédric Lefebvre, 2013)

Au Portel, la falaise est confortée en pied par un perré depuis 1971 (voir 5.1.1.a.). Le recul moyen y est quasi-nul sur la période 1929-2003 : au niveau du terrain de camping Domaine Le Phare, la falaise a reculé de moins de 3 m, soit à une vitesse moyenne de 0,04 m/an (Pierre, 2005). La falaise de Châtillon, située au nord du Portel, est protégée depuis la construction de la digue Carnot en 1879. Cette falaise morte a connu un recul de 22 m de 1929 à 2003, soit une vitesse moyenne de 0,3 m/an (Pierre, 2005). Mais le niveau de l'estran s'est abaissé au sud de l'épi : le tunage para fouille⁷³ de l'ouvrage qui devrait être ensablé est visible et des enrochements y ont été placés pour le protéger (Figure 6.27) (voir 5.1.1.a.). Des profils de plage effectués régulièrement par la DDTM 59 confirment cet abaissement.

6.1.4 Cellule hydrosédimentaire de la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer) au cap Gris-Nez

Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.4.a. Evolution historique

Malgré une occupation romaine identifiable dans la géométrie de la ville haute de Boulogne-sur-Mer et une occupation continue par la suite, les rives de la Liane n'ont été modifiées que très récemment. Au XVIII^e siècle, les falaises de part et d'autre de la

Liane étaient soumises à l'influence marine (Figure 6.29). À cette époque, une flèche sableuse recouverte de dunes progresse vers le nord sous l'effet de la dérive littorale. Cette disposition est similaire à celle observée plus au sud avec les estuaires de la Somme, de l'Authie et de la Canche et se retrouve également plus au nord avec celui de la Slack. Les secteurs dunaires de la Slack et de Wimereux sont datés de 2 000 B.P. à 1 000 B.P. (Mansy *et al.*, 2007). À partir du Cran de Sangatte, les dunes s'amincissent en un étroit liseré renforcé de digues à Sangatte (voir 5.1.2.c.) où le village médiéval s'étendait en avant du trait de côte actuel (Mansy *et al.*, 2007).

À partir du milieu du XX^e siècle, les infrastructures portuaires de Boulogne-sur-Mer (voir 5.1.2.b.) ont considérablement modifié la configuration du site entre Le Portel et la pointe de La Crèche (nord de Boulogne-sur-Mer). La falaise entre Boulogne-sur-Mer et la pointe de la Crèche (Wimereux) recule à une vitesse moyenne comprise entre 0,1 et 0,2 m/an sur la période 1934 et 2009 (Cerema, 2015), tandis que la falaise au nord de Wimereux, le Cran du Noirda (Audresselles) et la pointe du Riden (Audinghen) présentent un taux de recul de l'ordre de 50 m en 100 ans, soit 0,5 m/an (SMCO, 2003). Cette évolution est confirmée par un recul du trait de côte moyen sur la cellule de moins de 0,5 m/an entre 1934 et 2009 (Cerema, 2015). Seuls deux secteurs se démarquent : une portion du littoral entre Wimereux et la Slack qui a reculé entre 0,5 et 1,2 m/an et le sud de la Slack, en avancée moyenne à 0,2 m/an (Cerema, 2015 ; Figure 6.28).



Figure 6.27 : Enrochements de protection du tunage para fouille, visibles le long de l'épi, témoins d'un abaissement de l'estran au sud de la commune du Portel (comleportel.canalblog.com, 2008)

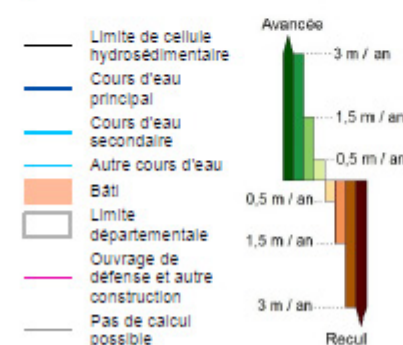
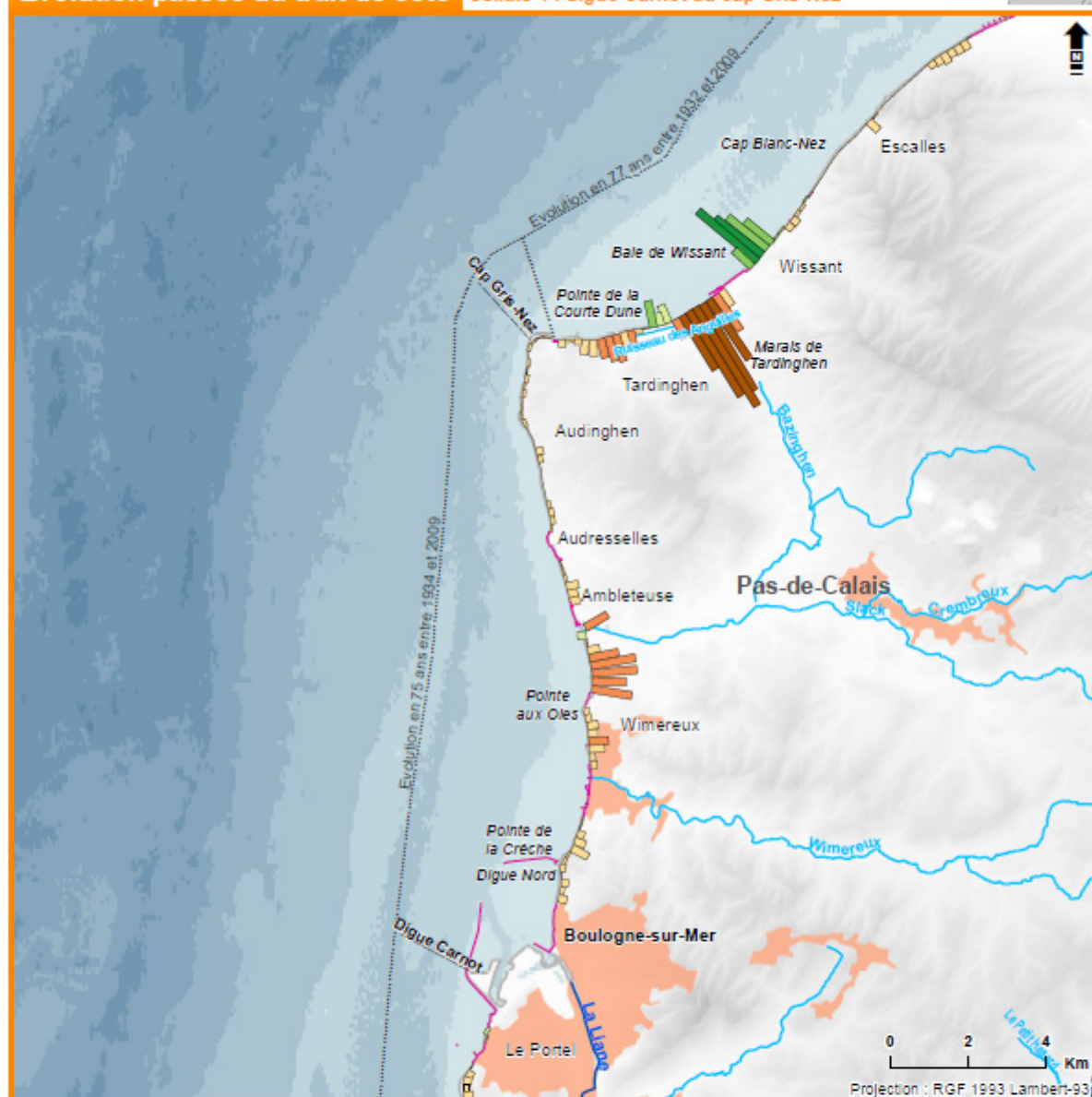
73 Le tunage para fouille est un dispositif de protection des fondations d'un ouvrage de retenue d'eau, par assemblage de pieux ou de palplanches métalliques, destiné à encastrier l'ouvrage dans des couches profondes, en général plus imperméables que la surface.

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel



Evolution passée du trait de côte Cellule 4 : digue Carnot au cap Gris-Nez



* au delà de 3 m / an d'avancée ou de recul les barres respectives : ■ et ■ sont tronquées

Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Ifremer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1955.
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittoral V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

► Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.28 : Evolution passée du trait de côte de la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer) au cap Gris-Nez

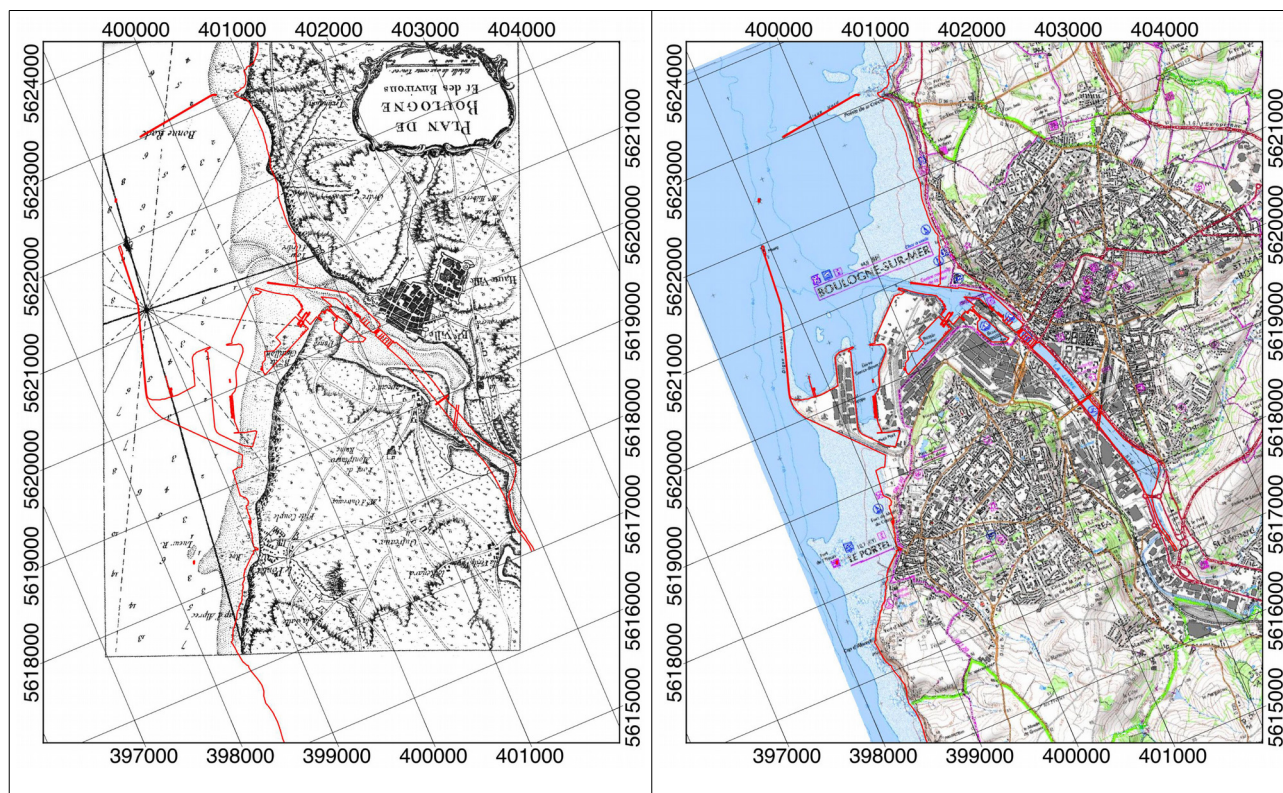


Figure 6.29 : Évolution du littoral autour de la Liane à Boulogne-sur-Mer entre le XVIII^e et le début du XXI^e siècle. La ligne rouge correspond au trait de côte actuel. (amorces des coordonnées WGS84 – UTM 31 Nord).

6.1.4.b. Evolution récente

Aujourd'hui, le pied des falaises de part et d'autre de la Liane est protégé par les aménagements portuaires.

De Boulogne-sur-Mer à Audinghen, le linéaire est constitué de falaises de roches jurassiques entrecoupées par l'embouchure du Wimereux et les dunes de la Slack. Les formations jurassiques sont de différentes natures (sables, argiles, marnes, grès, calcaires) et les processus engendrant les glissements ou éboulements de falaise sont donc variés (voir 2.5 Facteurs et mécanismes d'évolution du littoral). Les falaises de ce secteur sont en érosion avec un taux compris entre 0 et 0,8 m/an (SMCO, 2003 ; CETE Nord-Picardie, 2007), ce qui semble être cohérent ou légèrement supérieur aux tendances sur le XX^e siècle.

À Wimereux, la falaise située entre la pointe de la Crèche et l'embouchure du Wimereux recule à un taux compris entre 0,3 et 0,8 m/an (SMCO, 2003). La côte sableuse située au droit de la commune de Wimereux est protégée par un perré devant lequel le niveau de sable sur l'estran est en baisse. L'embouchure du Wimereux est canalisée. Juste au nord de l'exutoire, des tentatives de stabilisation de

la falaise se sont montrées infructueuses et la corniche continue de reculer : des maisons ont d'ailleurs été acquises à l'amiable par l'État en 2012 (EPF Nord-Pas de Calais, 2013). Au nord de Wimereux, le recul des falaises atteint jusqu'à 0,6 m/an au niveau de la pointe de la Rochette et de la pointe aux Oies (DDTM 62, 2014).

Entre la pointe aux Oies et Ambleteuse, les dunes de la Slack sont en recul pour les deux tiers sud et sont stables pour le tiers nord. Le recul de la partie sud varie entre 0,4 et 2,2 m/an. La rive nord de l'embouchure de la Slack est également en érosion de 0,4 m/an (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; DHI, 2013 ; Egis Ports, ULCO, 2014). Les villages d'Ambleteuse et d'Audresselles sont protégés par un perré (voir 5.1.2.a.).

Les falaises de grès et d'argiles d'Audresselles au cap Gris-Nez ont subi des glissements rotationnels de grande ampleur (voir mécanisme d'évolution de ces falaises en 2.5.2 Le Boulonnais) : les mégablocs de grès ou de grosses dalles de lumachelle⁷⁴ tombés en pied de falaise la protègent de l'érosion marine (Battiau-Queney *et al.*, 2003b). Le trait de côte présente ici un recul maximal de 0,5 m/an (SMCO, 2003).

74 Roche sédimentaire calcaire formée essentiellement de coquilles entières ou brisées (Foucault, Raoult, 2005).

6.1.5 Cellule hydrosédimentaire du cap Gris-Nez au port de Calais

Au cap Gris-Nez, le recul de la falaise est d'origine exclusivement continentale et n'induit pas de recul du trait de côte significatif à l'échelle d'une vie humaine (Figure 6.30) car les énormes blocs de grès calcaire très résistants descendus des falaises protègent efficacement le pied de falaise de l'érosion marine.

Les dunes de cette cellule sont globalement stables, voire en accrétion (Figure 6.30). Elles sont particulièrement basses et sensibles au phénomène de franchissement par paquets de mer car leur sommet est situé 1 m au-dessus du niveau d'eau centennal. Mais elles présentent au début des années 2000 une largeur suffisante pour limiter leur risque de rupture lors de violentes tempêtes (SMCO, 2003).

Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.5.a. Evolution historique

Le cordon dunaire de la baie de Wissant date de l'époque romaine. Le secteur de la dune d'Aval est le plus en érosion du littoral de la baie : il a reculé de 70 à 120 m entre 1963 et 1995 (SMCO, 2003) pour une moyenne comprise entre 1,5 et 3 m/an sur la période 1932-2009 (Figure 6.31). Son érosion est visible par les différents témoins présents : l'abaissement de la plage fait apparaître des bancs de tourbe et les bunkers, restes du Mur de l'Atlantique, situés très en avant de la plage témoignent du recul du trait de côte dans ce secteur (Battiau-Queney, 2006b).

Dans la baie de Wissant, le banc à la Ligne (Figure 6.31) s'est déplacé de 400 m vers la côte et s'est

amaigri de 13 Mm³ de 1911 à 1977 (soit en moyenne 100 000 m³/an) (Augris, Clabaut, 2001). Une comparaison des levés bathymétriques de 1911, 1977 et 2002 a été réalisée par Aernouts et Héquette (2006 ; voir 4.3.7). Entre 1911 et 2002 (Figure 6.31-C), le volume du banc à la Ligne, situé à l'ouest de la baie, a diminué malgré son exhaussement de 2 à 4 m sur près de 2,5 km entre 1911 et 1977 (Figure 6.31-A). Les calculs effectués à partir des cartes bathymétriques différentielles montrent que les petits-fonds se sont abaissés de 2 à 6 cm/an entre 1911 et 1977 puis à plus de 6 cm/an entre 1977 et 2002 (Figure 6.31-B). Cette étude a permis de confirmer qu'il existe une étroite correspondance entre l'évolution des petits-fonds et la position du trait de côte : pendant la deuxième moitié du XX^e siècle, la partie centrale de la baie de Wissant a connu une érosion extrême où le recul du front dunaire a dépassé 250 m entre 1949 et 2006 (Aernouts, Héquette, 2006). Cela avait été auparavant démontré par Clabaut (1988), Augris et al. (1990) et Augris et Clabaut (2001). Les vagues de sable isolées de Sangatte migrent vers l'est à une vitesse de 70 m/an (Augris, Clabaut, 2001).

À Sangatte débute l'ancien delta de l'Aa isolé petit à petit de la mer par la formation de dunes et l'édification d'ouvrages. Les principales digues permettant l'avancée du port de Calais vers la mer ont été construites en 1889 alors que les premières digues d'enclôture à l'arrière de Calais existaient depuis le XV^e siècle (voir 5.1.3.b.). À l'est de Sangatte, le trait de côte a progressé de 10 m entre 1971 et 1995 au niveau des dunes du Fort-Mahon (SMCO, 2003) (Figure 6.30). Des taux de recul du littoral du cap Blanc-Nez ont été estimés sur la période 1834-1990 à partir de documents cadastraux (Tableau 6.3) mais l'évolution de ce secteur est majoritairement imperceptible (Figure 6.30).

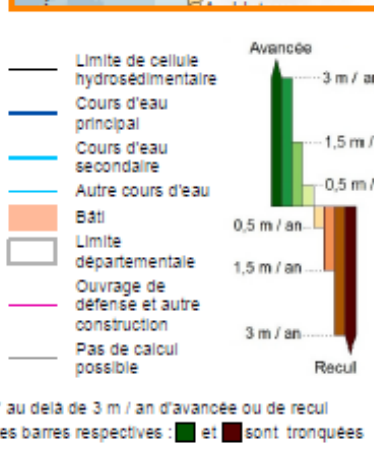
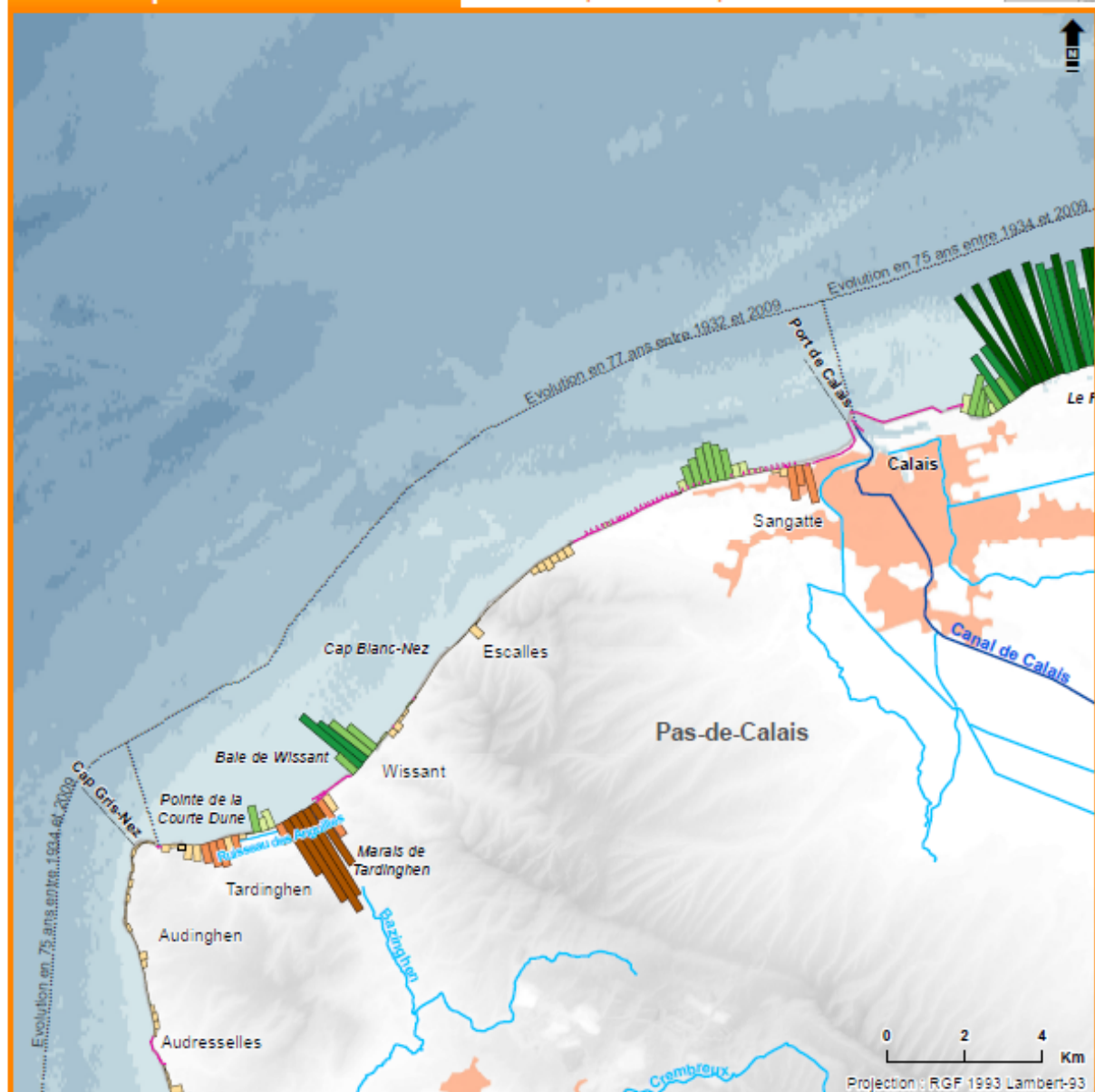
Tableau 6.3 : Taux d'évolution du trait de côte du cap Blanc-Nez de 1834 à 1990 (Pierre, Lahousse, 2003 ; d'après Wissocq, 1992). Ces taux ont été établis par la méthode cadastrale ; la datation est variable selon les communes.

Localisation	Recul estimé entre 1833-34 et 1987-90 (en m/an)
De Sangatte à l'ancien puits du tunnel sous la Manche	0,2 à 0,3
De l'ancien puits du tunnel sous la Manche au cap Blanc-Nez	0,08 avec 0,2 sur 300 m
Au niveau du Cran d'Escalles	0,08 à 0,1
Au Petit Blanc-Nez	0,2
À la ferme Saint-Pô	0,06 à 0,2
Au Hameau de Strouanne	0,02 à 0,05

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Evolution passée du trait de côte Cellule 5 : cap Gris-Nez au port de Calais



Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Ifremer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1965,
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittoral V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 BD Alti® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.30 : Evolution passée du trait de côte du cap Gris-Nez au port de Calais

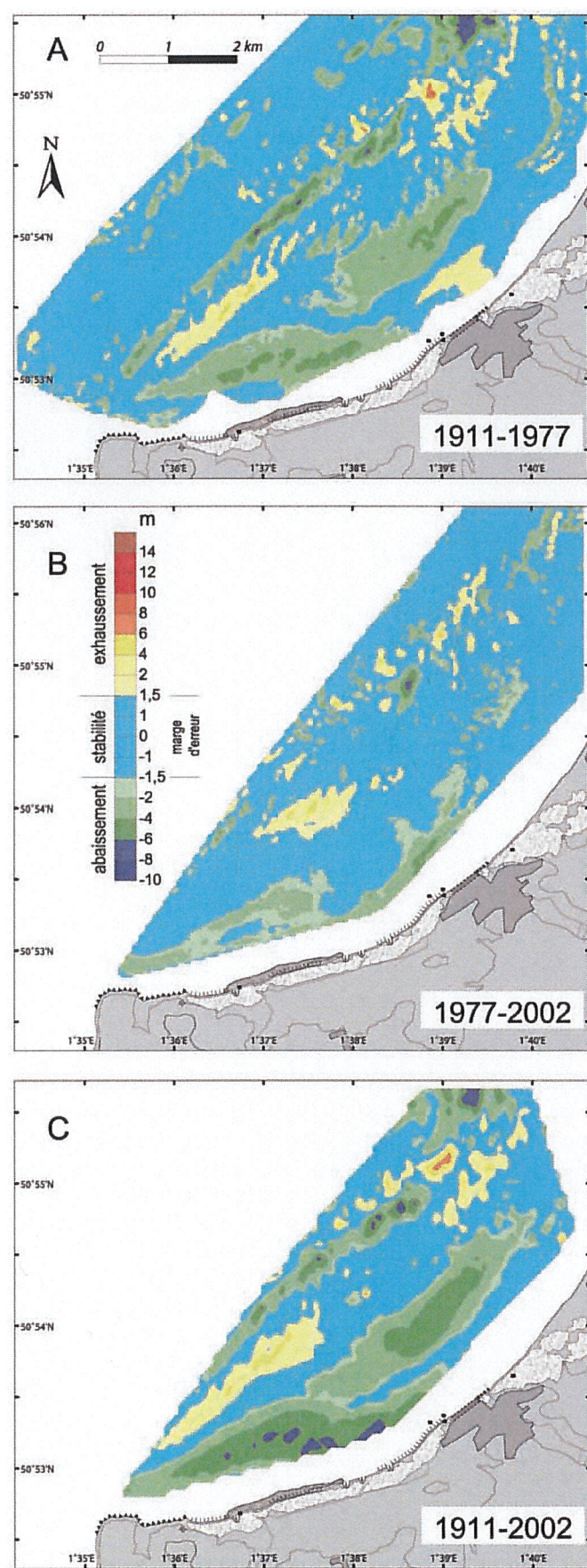


Figure 6.31 : Évolution de la bathymétrie en baie de Wissant pour les périodes (A) 1911-1977, (B) 1977-2002 et (C) 1911-2002 (données Shom 2001, contrat n°E70/2001) (Aernouts, Héquette, 2006)

6.1.5.b. Evolution récente

Dans la baie de Wissant, où la dérive littorale dominante est dirigée vers l'est (voir *Chapitres 3 et 4*), la propagation des courants marins est largement perturbée par le banc à la Ligne qui se situe dans le prolongement du cap Gris-Nez. Les courants de marée peuvent atteindre 1,2 m/s à un mètre du fond au niveau du banc à la Ligne (Augris *et al.*, 1990). Le banc à la Ligne constitue un obstacle dissipant et réfractant les houles (Héquette *et al.*, 2013) et 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). Ce courant dirigé vers l'ouest agirait au droit des dunes de la Baraque Fricot, du Châtelet, d'Aval et du perré de Wissant, et pourrait contribuer à exporter du sable hors de la baie (voir *Chapitres 3 et 4*) (SMCO, 2003). La baie de Wissant est touchée dans son ensemble par un recul du trait de côte marqué (*Tableau 6.4, Figures 6.32 et 6.33*). Cette érosion se concentre majoritairement à l'ouest de la baie, avec des taux de recul importants, jusqu'à plus de 3 m/an sur la période 1963-2009 et près de 2 m/an entre 2008 et 2014 (*Tableau 6.4*) (Crapoulet, 2015).

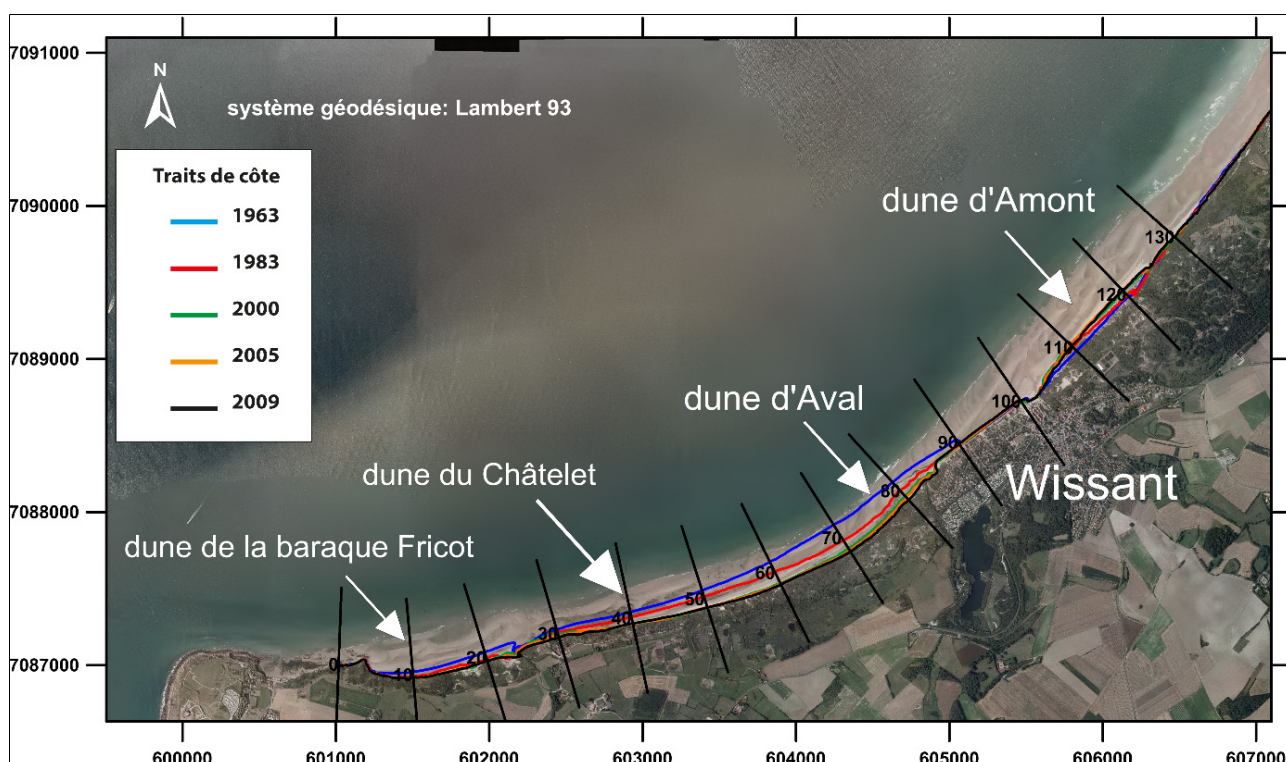


Figure 6.32 : Evolution du trait de côte de la baie de Wissant de 1963 à 2009 (Crapoulet, 2015)

Tableau 6.4 : Taux d'évolution du trait de côte de la baie de Wissant de 1963 à 2014 (d'après Crapoulet, 2015) Sur la période 1963-2009, le marqueur de position du trait de côte correspond au pied de dune ou de végétation dunaire digitalisé à partir de photographies aériennes orthorectifiées et géoréférencées (années 1963, 1983, 2000, 2005 et 2009) ; la marge d'erreur totale est estimée à 6 m. Le taux d'évolution du trait de côte sur la période 2008-2014 repose sur le traitement et l'analyse de données topographiques issues de LiDAR aéroporté.

Dune	Période de mesure par orthophotographie géoréférencée					LiDAR 2008-2014
	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	
Baraque Fricot	- 1,6 m/an	- 0,7 m/an	- 0,05 m/an	- 0,08 m/an	- 0,6 m/an	- 0,7 m/an
Châtelet	- 2,1 m/an	- 2,9 m/an	- 0,6 m/an	- 1,2 m/an	- 1,7 m/an	- 1,8 m/an
Aval	- 4,7 m/an	- 2,9 m/an	- 1,9 m/an	- 2,9 m/an	- 3,1 m/an	- 1,7 m/an
Amont	+ 0,6 m/an	+ 0,9 m/an	+ 1,0 m/an	- 1,0 m/an	+ 0,4 m/an	- 0,5 m/an

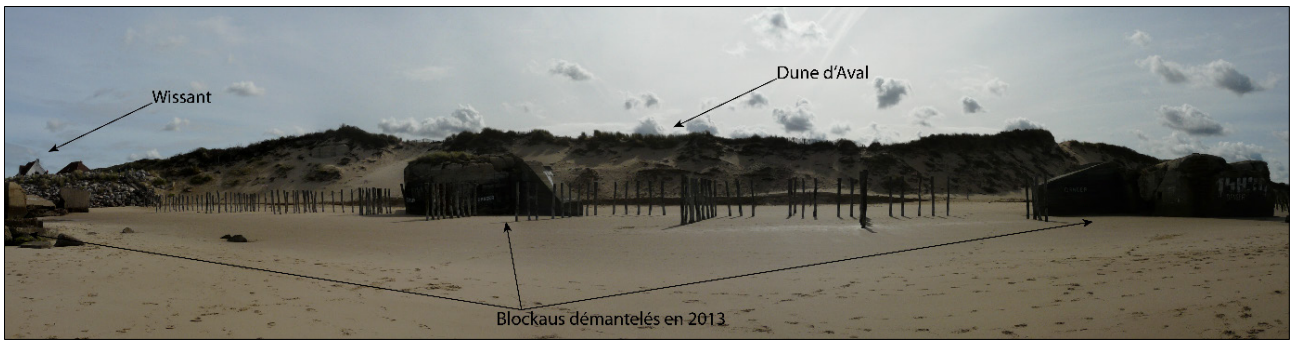


Figure 6.33 : Vue de la dune d'Aval depuis l'estran (cliché pris en 2012, dans Crapoulet, 2015)

Directement à l'est des falaises jurassiques du cap Gris-Nez, des massifs dunaires se succèdent. D'ouest en est, ils présentent une évolution variable de leur trait de côte :

- les dunes de la Baraque Fricot s'étendent sur 700 m, entre la pointe de la Courte Dune et l'embouchure du ruisseau du Châtelet. Le recul du trait de côte varie en moyenne de 0,7 à 1 m/an (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; Aernouts, Héquette, 2006 ; DHI, 2013) avec des taux de recul moyens calculés de 1,6 m/an pour la période 1963-1983 et de 0,7 m/an pour la période 1983-2000 (Crapoulet, 2015 ; Tableau 6.4), ce qui semble montrer une accélération de l'érosion par rapport à la période 1932-2009 (Cerema, 2015) ;
- à l'est de l'exutoire du ruisseau du Châtelet, les dunes du Châtelet et d'Aval (Figure 6.33) isolent le marais de Tardinghen de l'influence marine. Le recul y est d'environ 4,5 m/an sur la période 1963-2009 (Crapoulet, 2015) et jusqu'à 5 m/an entre 1949 et 2000 pour la dune d'Aval (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; Aernouts, Héquette, 2006 ; DHI, 2013). Les taux de recul moyens sur la période 1963-2009 sont de 1,7 m/an pour la dune du Châtelet (1,2 m/an

sur la période 2005-2009) et 3,1 m/an pour la dune d'Aval (2,9 m/an pour la période 2005-2009) (Crapoulet, 2015). Sur la période 2012-2014, les rythmes d'érosion ont atteint 13 m/an au niveau des dunes d'Aval et du Châtelet, et jusqu'à 16 m/an dans la partie ouest de la dune d'Amont. Cette forte accélération de l'érosion dans la baie de Wissant s'explique principalement par la série de tempêtes intervenue au cours de l'hiver 2013-2014 (Crapoulet *et al.*, 2015 ; voir 6.2.1) et également avec le démantèlement, début 2013, des restes du Mur de l'Atlantique qui gisaient sur l'estran (Figure 6.33). Lors de ces tempêtes, de hauts niveaux d'eau ont pu toucher le front des dunes côtières à plusieurs reprises, permettant aux vagues d'éroder le front dunaire et faire reculer le trait de côte (Crapoulet *et al.*, 2015).

Au centre de la baie se trouve la station balnéaire du village de Wissant protégée par un perré dit « digue-promenade ». Le niveau de sable de la plage s'est fortement abaissé depuis 1986 : de plus de 4 m au droit du perré (8 m entre 1998 et 2007, Crapoulet, 2015) et un peu moins en avant de la dune d'Aval où des bancs de tourbes sont néanmoins apparus (Figure 6.34).



Figure 6.34 : Bancs de tourbe en avant de la dune d'Aval à Tardinghen (baie de Wissant) (cliché Cédric Lefebvre, 2005)

Au nord-est de la digue de Wissant s'élève la dune d'Amont (Figures 6.32 et 6.35), plaquée contre la falaise morte d'âge crétacé présente à l'affleurement plus au nord-est, à partir de Strouanne, et qui se prolonge jusqu'à Sangatte. La dune d'Amont est globalement en accretion depuis la Seconde Guerre mondiale (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; Aernouts, Héquette, 2006) mais la tendance semble s'inverser depuis l'abaissement de l'estran qui a considérablement réduit les étendues de sable sec à marée basse. C'est d'ailleurs la seule partie de la baie présentant une progradation du trait de côte sur la période 1963-2009 (+ 0,4 m/an), mais elle est de nouveau touchée par l'érosion depuis les années 2000, et ce dans sa partie la plus à l'ouest à des rythmes de recul qui peuvent dépasser les 2 m/an voire atteindre les 4 m/an (Crapoulet, 2015).

Des relevés effectués au LiDAR aéroporté de mai 2008 à janvier 2014, dans le cadre des travaux de Crapoulet (2015), montrent que l'ensemble de la

baie de Wissant est confrontée à un recul du trait de côte. Deux zones avec des rythmes de recul dépassant les - 5 m/an se distinguent : la dune du Châtelet et la dune d'Aval au plus près de la digue de Wissant. Seul un petit secteur situé dans la partie est de la dune du Châtelet et la partie est de la dune d'Amont ne sont pas en érosion (Figure 6.36).

Pour l'ensemble des falaises crayeuses de la cellule hydrosédimentaire, les reculs constatés sont compris entre 0,1 et 0,9 m/an (Pierre, Lahousse, 2004, 2006 ; CETE Nord-Picardie, 2007). À Sangatte, entre la falaise crayeuse et les dunes, une falaise constituée de limons et de formations périglaciaires du Pléistocène recule actuellement d'environ 0,2 à 0,3 m/an sous l'influence des ruissellements (SMCO, 2003 ; Pierre, Lahousse, 2004 ; CETE Nord-Picardie, 2007). Le village de Sangatte est protégé par un perré depuis les années 1940 (voir 5.1.2.c.).



Figure 6.35 : Vue de la dune d'Amont et du cap Blanc-Nez depuis la plage de Wissant (cliché pris par Adrien Crapoulet, dans Crapoulet, 2015)

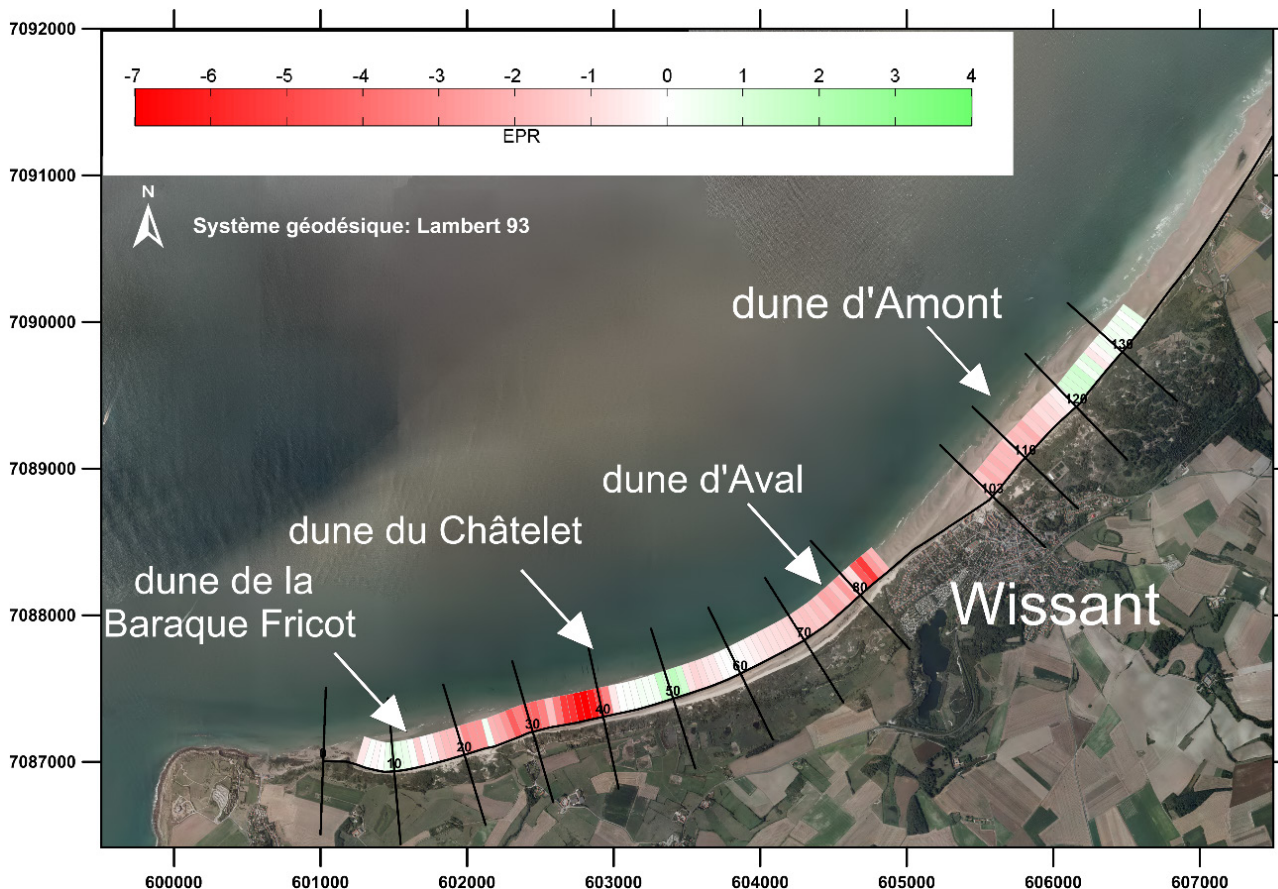


Figure 6.36 : Évolution du littoral de la baie de Wissant (en m/an) de 2008 à 2014 (Crapoulet, 2015)

À l'est de la ville de Sangatte, protégée par une digue, un mince cordon dunaire isole de la mer les terres basses potentiellement submersibles. La plage a été équipée au début des années 1990 de pieux en bois formant épis et brise-lames (voir 5.1.2.c.), destinés à faciliter l'engraissement du haut de plage et de la dune. Vingt ans après, le résultat est probant : la tendance est à l'accrétion à l'est et à la stabilité à l'ouest. L'accrétion est plus rapide vers Blériot-Plage et Calais, car la digue du port de Calais (voir 5.1.3) favorise l'accumulation de sable en amont de la dérive littorale, à l'ouest de la digue (voir 4.3.7) (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; DHI, 2013 ; Egis Ports, ULCO, 2014).

6.1.6 Cellule hydrosédimentaire du port de Calais à la jetée des Huttes (Gravelines)

Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.6.a. Evolution historique

Cette cellule présente une évolution historique sur la période 1825-2009 qui tend à l'avancée du trait de côte sur quasiment tout le linéaire (Figures 6.37, 6.38 et 6.39).



Figure 6.37 : Position du trait de côte relevé en 2004 (dessiné en noir) sur la carte d'État-major (levée en 1825) du port de Calais à l'embouchure de l'Aa (M.H.Ruz)

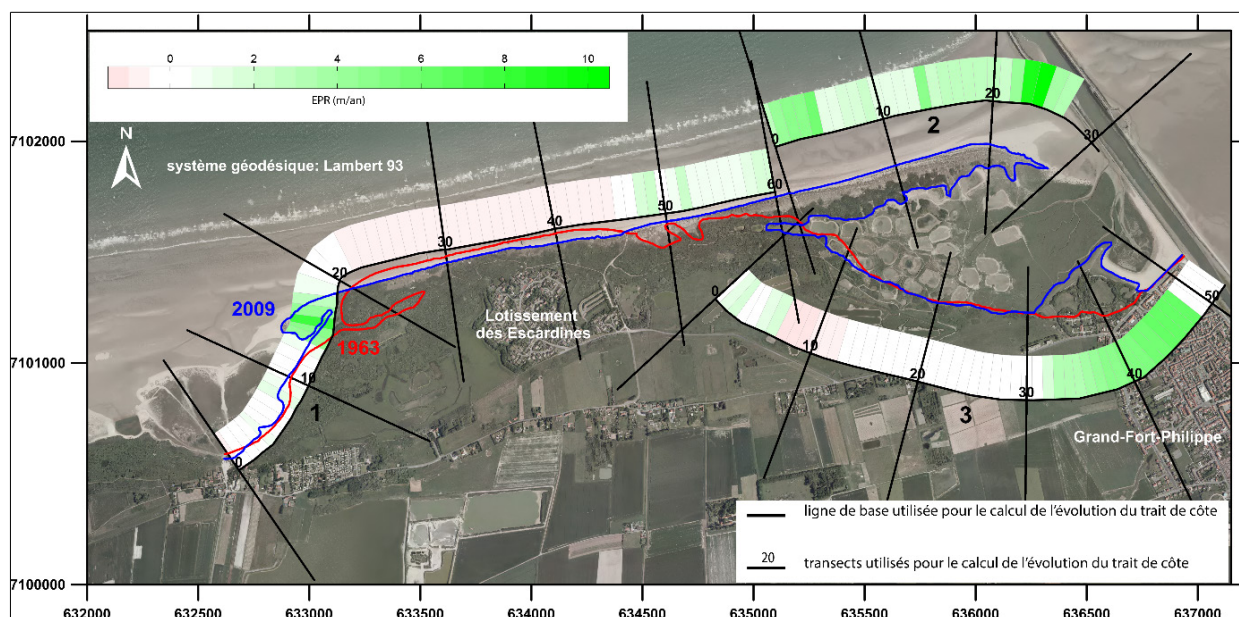
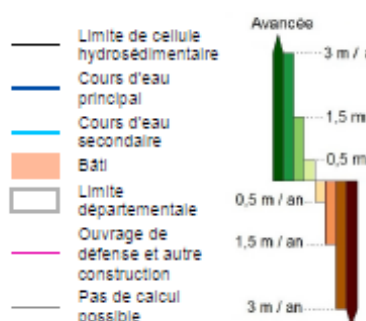
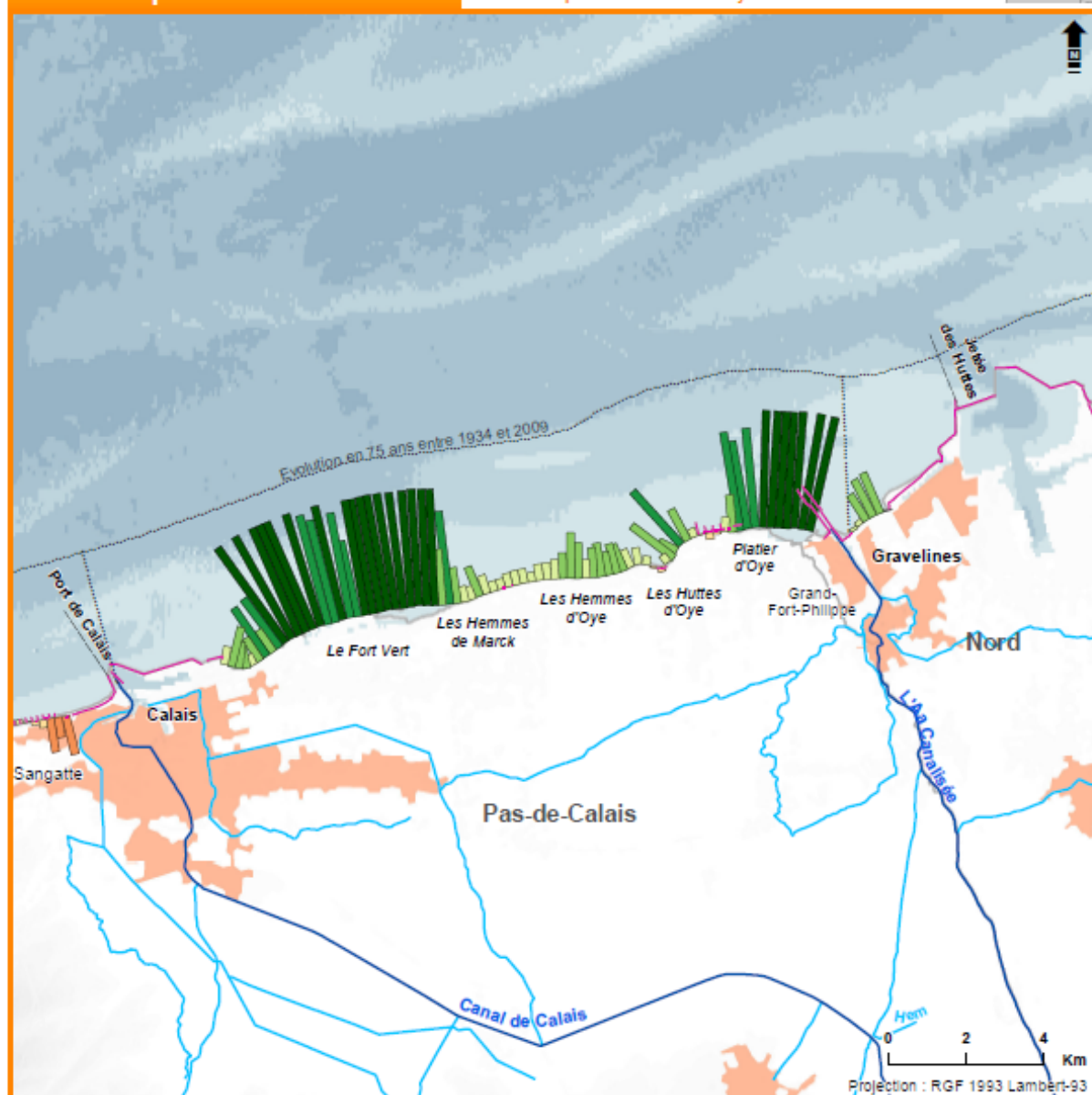


Figure 6.38 : Evolution du trait de côte du littoral du Platier d'Oye entre 1963 et 2009 (rythme exprimé en m/an) (Crapoulet, 2015)

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Evolution passée du trait de côte Cellule 6 : port de Calais à la jetée des Huttes



* au delà de 3 m / an d'avancée ou de recul les barres respectives : ■ et ■ sont tronquées

Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Iframer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1955,
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittoral V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema & MEEM
 Ouvrages et aménagements littoraux (métropole et outre-mer) - Cerema & MEEM
 BD Alti® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.39 : Evolution passée du trait de côte du port de Calais à la jetée des Huttes (Gravelines)

À Marck, l'emplacement du centre bourg a été asséché au IX^e siècle (voir 5.1.3), il s'agissait alors d'une zone de marais située à l'arrière d'un cordon dunaire dont il reste des lambeaux de dunes fossiles. Cet ancien cordon dunaire coïncide avec l'emplacement du trait de côte à l'époque gallo-romaine juste au nord de la RD 940 jusqu'à Gravelines (Lepla *et al.*, 1989). Le secteur du Fort-Vert est un des plus progradants du littoral de la province avec des taux d'avancée de plus de 3 m/an sur la période 1934-2009 (Cerema, 2015 ; **Figure 6.39**).

Plus à l'est de la cellule, le Platier d'Oye présente une avancée comprise entre 0,5 et 3 m/an sur la période 1934-2009 (**Figure 6.38**) bien que son centre ait subi un recul de 20 mètres entre 1971 et 1995 (SMCO, 2003). Le littoral autour de l'Aa a été entièrement remodelé par les aménagements successifs (voir 5.1.3) et les digues du XVIII^e siècle ne sont plus visibles (**Figure 6.38**). La zone située juste à l'ouest de l'embouchure de l'Aa est en avancée de plus de 3 m/an sur la période 1934-2009 alors que la zone située à l'est de l'embouchure, au droit de Petit-Fort-Philippe, a avancé de moins de 1,5 m/an sur la même période (**Figures 6.38 et 6.39**).

Les ridens de la Rade, bancs sableux situés en face de Calais, se sont formés au XVIII^e siècle et s'accroissent fortement depuis cette époque (30 Mm³ depuis 1911, soit près de 400 000 m³/an). Cet engraissement s'est accompagné d'une migration en direction du rivage et d'une extension vers l'est (Augris, Clabaut, 2001). À l'ouest de Dunkerque, l'évolution des fonds est marquée par la soudure des bancs sableux marins (bancs du Scutebecq et banc du Schürcken), initialement très proches de la côte. Cette soudure a provoqué une avancée du trait de côte de 2 km environ entre le XII^e siècle et 1861 (Augris, Clabaut, 2001).

6.1.6.b. Evolution récente

À l'est du port de Calais, sur la commune de Marck, le système dunaire du Fort-Vert est en progradation jusqu'aux Hemmes d'Oye (**Figure 6.39** et 9.5 *Annexe du chapitre 6*) de 0,2 à 1 m/an (Chaverot, 2006 ; Egis Ports, ULCO, 2014). Sur le secteur du Fort-Vert aux Hemmes de Marck, le bourrelet dunaire est constitué d'un seul relief de 20 m de largeur et une zone de marais subsiste entre ce bourrelet et la digue Taaf (première digue intérieure).

Le secteur des Hemmes d'Oye est très stable : les blockhaus présents n'ont pas bougé depuis leur construction. Le système dunaire est stable au niveau des campings d'Oye et de nouveau en engraissement jusqu'aux Huttes d'Oye (**Figures 6.38 et 6.39**) à un taux de 1,4 m/an sur la période récente (1993-2000) (Chaverot, 2006).

Le Platier d'Oye s'est avancé sur sa partie ouest à un rythme allant de 9,9 m/an sur la période 1977-1983 à 0,2 m/an sur la période 1989-2000 (Chaverot, 2006). Dans sa partie est, le Platier d'Oye s'est avancé en moyenne de 6,0 à 7,5 m/an sur la période 1949-2000 (Chaverot, 2006) malgré un recul de 0,9 m/an entre 1975 et 1995 (SMCO, 2003). Les dunes du Platier d'Oye dessinent deux flèches divergentes progressant vers l'ouest et l'est. Les dunes des Escardines, situées au centre du Platier d'Oye, sont en recul continu (**Tableau 6.5** et **Figure 6.39**) à un taux de 0,3 m/an constant entre 1993 et 2000 (Chaverot, 2006) puis entre 2000 et 2005 (Duhamel, 2013). Les épis en pieux de bois et autres aménagements en pied de dunes (voir 5.1.3) semblent apporter une certaine stabilité toute récente au secteur puisque le recul n'y est plus que de 0,08 m/an entre 2005 et 2009 (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; Duhamel, 2013 ; DHI, 2013 ; Egis Ports, ULCO, 2014).

Tableau 6.5 : Taux d'évolution du trait de côte du littoral du Platier d'Oye (d'après Crapoulet, 2015). Sur la période 1963-2009, le marqueur de position du trait de côte correspond au pied de dune ou de végétation dunaire digitalisé à partir de photographies aériennes orthorectifiées et géoréférencées (années 1963, 1983, 2000, 2005 et 2009) ; la marge d'erreur totale est estimée à 6 m. Le taux d'évolution du trait de côte sur la période 2008-2014 repose sur le traitement et l'analyse de données topographiques issues de LiDAR aéroporté.

Dune	Période de mesure par orthophotographie géoréférencée					LiDAR 2008-2014
	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	
Abri côtier	+ 2,2 m/an	+ 1,3 m/an	+ 2,9 m/an	+ 0,2 m/an	+ 1,7 m/an	+ 1,5 m/an
Centrale (ouest)	- 0,9 m/an	- 0,8 m/an	+ 0,1 m/an	- 0,4 m/an	- 0,5 m/an	- 0,2 m/an
Centrale (est)	+ 2,5 m/an	- 0,2 m/an	+ 1,2 m/an	- 0,07 m/an	+ 0,9 m/an	+ 0,2 m/an

À Grand-Fort-Philippe, la dune progresse vers l'est vers le canal canalisé de l'Aa (Figure 6.40) : la dune qui s'était élargie et élevée n'est plus recouverte par les eaux et s'est végétalisée. Elle protège désormais les marais. Des dunes embryonnaires sont également observables à l'extrémité est. À l'est du canal de l'Aa, Petit-Fort-Philippe (commune de Gravelines) est protégé par un perré et l'estran est en engraissement (Figure

6.39).

D'après les comparaisons bathymétriques effectuées par Aernouts et Héquette (2004), les fonds marins aux abords de Calais présentent une relative stabilité (-2 à 2 m) entre 1977 et 1997. L'évolution des fonds des littoraux de Calais au Fort-Vert et du Platier d'Oye a été quantifiée grâce à des relevés réalisés au LiDAR aéroporté entre mai 2008 et janvier 2014 (Figure 6.41).



Figure 6.40 : Progression et végétalisation de la dune de Grand-Fort-Philippe vers le canal de l'Aa (A : photo aérienne de 1963 ; B : fond de plan Géoportail – issus de IGN-PPige, geoportail.gouv.fr)

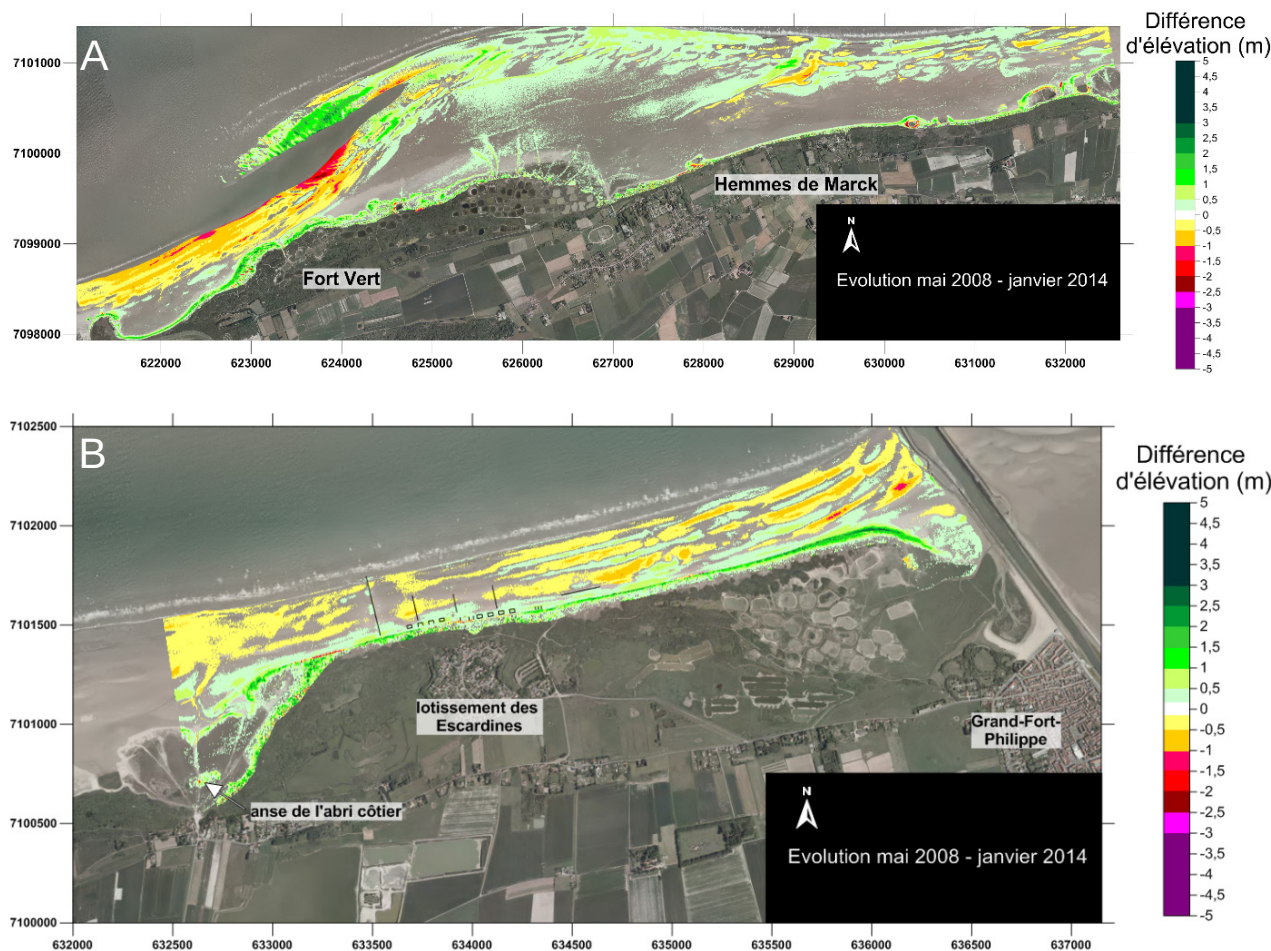


Figure 6.41 : Variations d'altitude du littoral (A) allant de l'est de Calais aux Hemmes de Marck et (B) du Platier d'Oye entre mai 2008 et janvier 2014 (Crapoulet, 2015)

6.1.7 Cellule hydrosédimentaire de la jetée des Huttes (Gravelines) à la jetée de Malo (Dunkerque)

Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.7.a. Evolution historique

Cette cellule correspond à l'étendue du port de Dunkerque. Son linéaire est entièrement anthropisé et n'a donc pas d'évolution descriptible par l'indicateur national de l'érosion côtière (Cerema, 2015) (Figure 6.42). La progression du trait de côte prend en compte le processus d'évolution par accollement de bancs côtiers au littoral (Garlan, 1990) modifiant alors la morphologie du trait de côte.

En 1825 (Figure 6.43-A), cette zone était caractérisée par un unique chenal permettant d'accéder au port dont l'extension était limitée à l'emprise de la citadelle. Un système de digues et fossés, aujourd'hui disparu, protégeait les terres émergées à l'ouest de Dunkerque (voir 5.1.3) (Figure 6.43-A-B-C).

Les petits-fonds à l'avant de cette cellule présentent des bancs sableux longitudinaux et des chenaux d'accès au port de Dunkerque. Entre 1911 et 1962, leur évolution est essentiellement naturelle, avec un déplacement des bancs sableux vers la côte et vers l'est sous l'action des courants longitudinaux (Figure 6.44). Les grands travaux entrepris entre 1962 et 2000 pour les diverses extensions du port, notamment la construction complète de la digue du Braek, de l'avant-port ouest et la création du canal des Dunes, ont fortement influé sur la morphologie des petits-fonds. L'implantation de l'avant-port ouest a entraîné une accumulation de sédiments en arrière des jetées favorisant l'apparition de la plateforme sableuse visible sur la Figure 6.45 dès 1977. Le chenal d'accès entre l'avant-port ouest et le port est représente une barrière dans les échanges entre la zone de plage, les petits-fonds et le large, où sont

situés plusieurs bancs de sable constituant un stock sédimentaire très important dans la dynamique globale observée sur la façade méridionale de la mer du Nord (Garlan, 1990 ; Vicaire, 1991 ; Corbau, 1991, 1995 ; Tessier, Trentesaux, 1997 ; Tessier *et al.*, 1999 ; Anthony, 2000, 2002 ; Aernouts, 2005 ; Anthony, Héquette, 2005 ; Héquette *et al.*, 2005, 2009 ; Héquette, Hemdane, 2006 ; Trentesaux, 2005). Le trait de côte au droit de l'avant-port ouest de Dunkerque a ainsi avancé de près de 3 km au XX^e siècle (Bertier, 2009).

6.1.7.b. Evolution récente

Les évolutions de ce secteur sont en lien direct avec les aménagements et l'entretien des ouvrages portuaires (voir 5.1.3.b.). Il existe actuellement deux plages fortement anthropisées : la plage du Clipon et l'estran devant la digue du Braek (Figure 6.45).

Initialement, la plage du Clipon était un site naturel, puis au cours de l'évolution du port de Dunkerque, les sédiments de dragage y ont été stockés et du sable y a été prélevé (voir 5.3.4). Entre 1982 et 1984, le canal des Dunes a été creusé et les déblais ont été stockés entre le canal et la mer comme protection (voir 5.1.3.b.). Ce canal reliant les deux ports empêche l'échange entre les bancs sableux au large et les petits-fonds et inversement (Bertier, 2009).

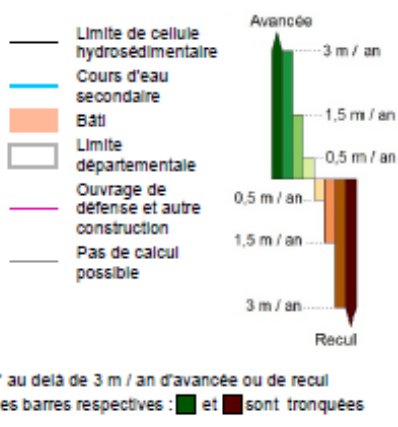
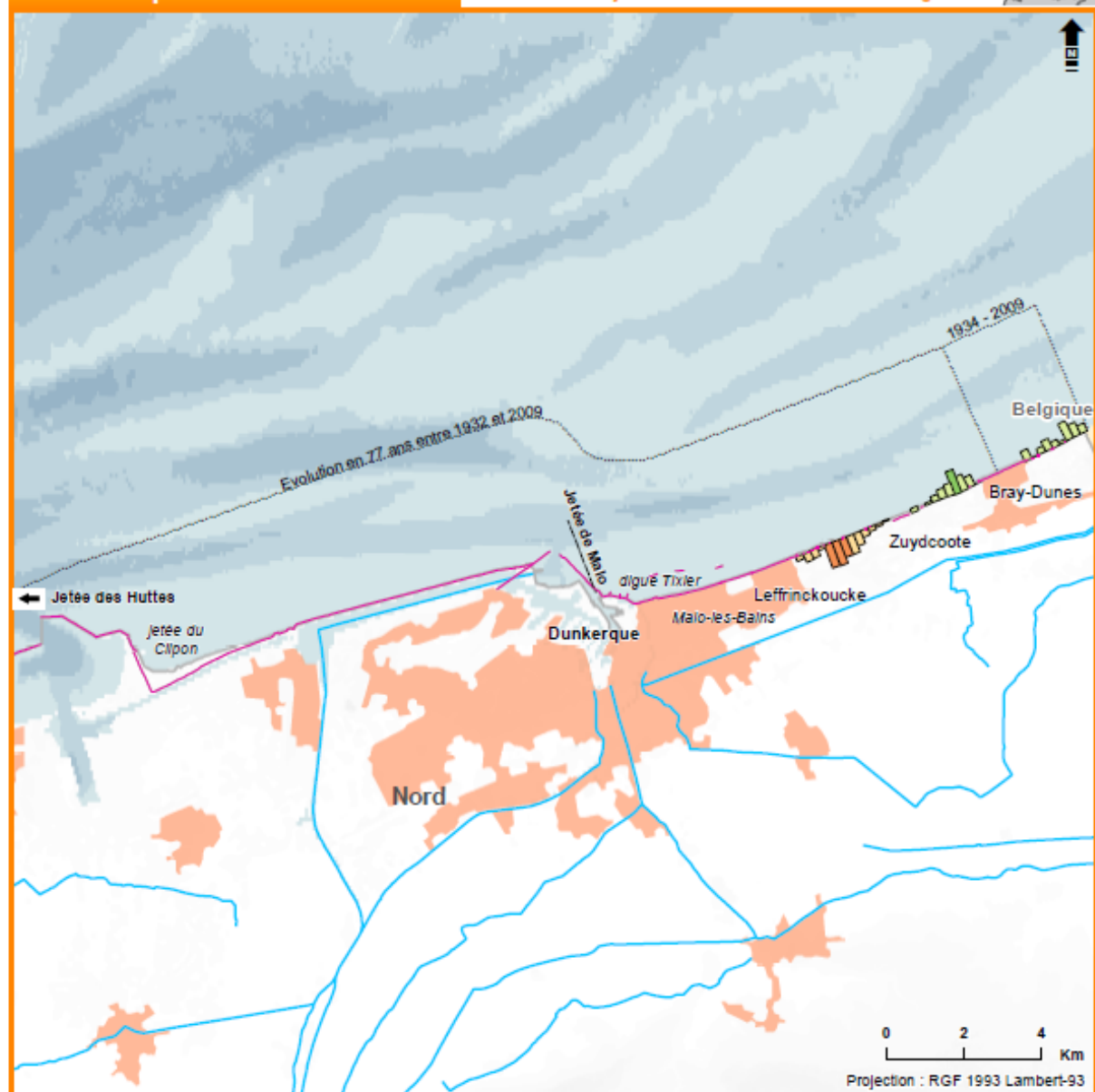
Sur le plan sédimentaire, les dunes de la plage du Clipon progressent. Seul un secteur à l'est de la plage du Clipon était en recul avant la mise en place d'enrochements (Tresca, 2006). Plus à l'est, la digue du Braek a fixé le trait de côte qui n'a pas connu d'évolution significative entre 1971 et 2009 (Bertier, 2009).

Malgré les nombreuses infrastructures présentes, Tresca (2013) a démontré que la dynamique naturelle prévaut sur le littoral de cette cellule hydrosédimentaire quasi-fermée au sein de laquelle les formes dunaires résultent de la combinaison de facteurs humains et naturels.

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Evolution passée du trait de côte Cellules 7 et 8 : jetée des Huttes à la frontière belge



Cet indicateur est basé sur les taux de l'évolution passée du trait de côte, observée sur orthophotographies entre deux dates éloignées de plusieurs décennies. Les prises de vues aériennes utilisées sont issues :

- Pour les plus anciennes, des archives traitées par l'Ifremer, de la BD-Ortho historique de l'IGN et du CRIGE PACA sur la période 1920-1965,
- Pour les plus récentes, de l'Ortholittoral V2 et la BD-Ortho® IGN sur la période 2005-2012.

L'indicateur représente des tendances d'évolution pluriannuelles entre deux dates qui ne rendent pas nécessairement compte des dynamiques d'évolution au sein même de la période observée, ni des potentiels changements récents de dynamique. L'indicateur n'est pas calculé lorsqu'un ouvrage se substitue au trait de côte naturel ; il ne remonte pas dans les estuaires et ne couvre généralement pas les extrémités des flèches sableuses.

Les taux d'évolution du trait de côte comportent une part d'incertitude liée à l'orthorectification et au calage des photographies, à l'interprétation et à l'influence des ouvrages et aménagements côtiers.

Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire et cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Indicateur national de l'érosion côtière - Cerema
 Base de données ouvrage - Cerema
 BD Alti® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrique de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 6.42 : Evolution passée du trait de côte de la jetée des Huttes à la jetée de Malo (Dunkerque)

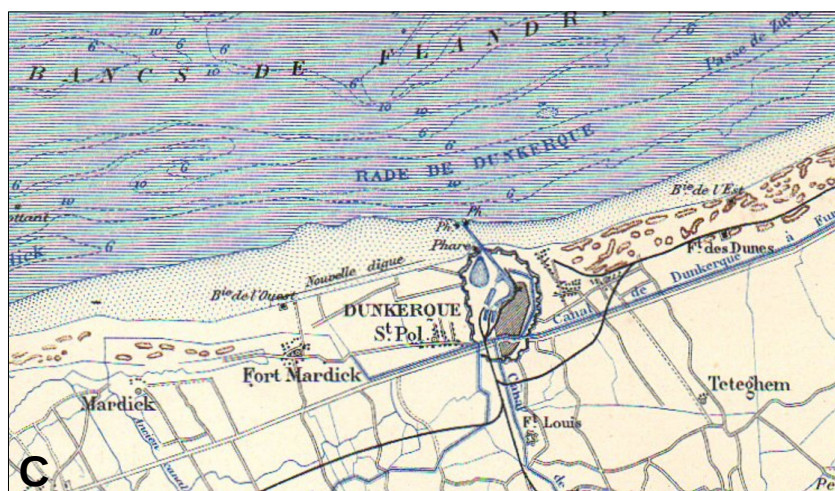
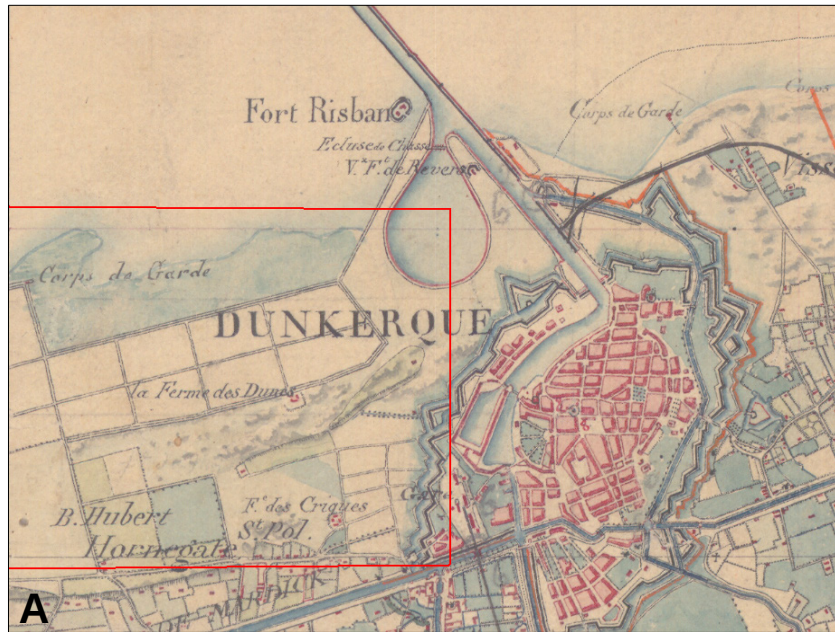


Figure 6.43 : Système de digues et de fossés présent à Dunkerque (A) en 1825 (encadré en rouge) et (B) en 1870 ; (C) « Nouvelle digue » à l'ouest du chenal en 1880 à Dunkerque (extraits de cartes de (A) IGN, 1825 ; (B) Durand, 1870 ; (C) Marga, 1880)

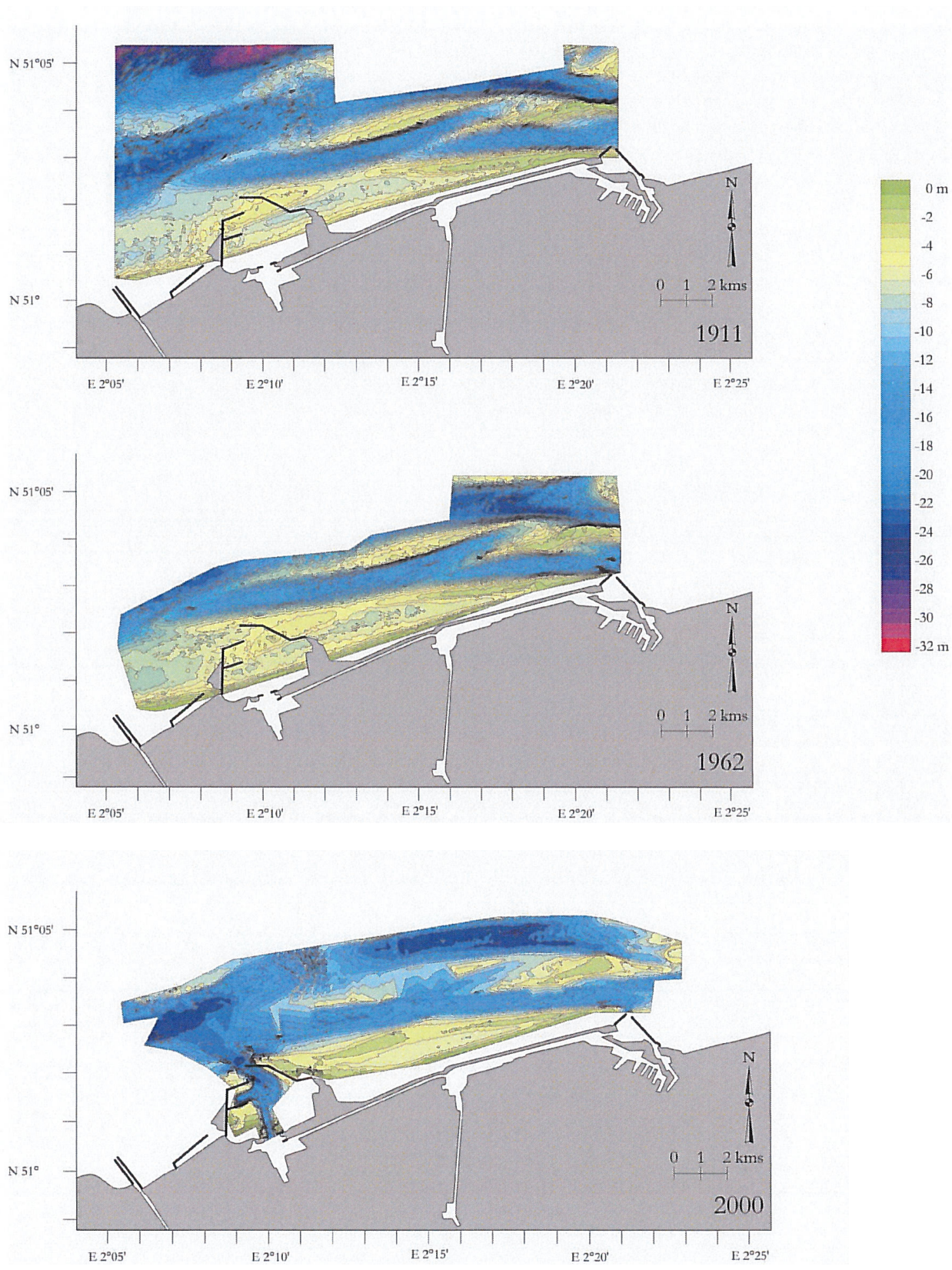


Figure 6.44 : Evolution des petits-fonds à l'avant du port de Dunkerque entre 1911 et 2000 (Bertier, 2009)

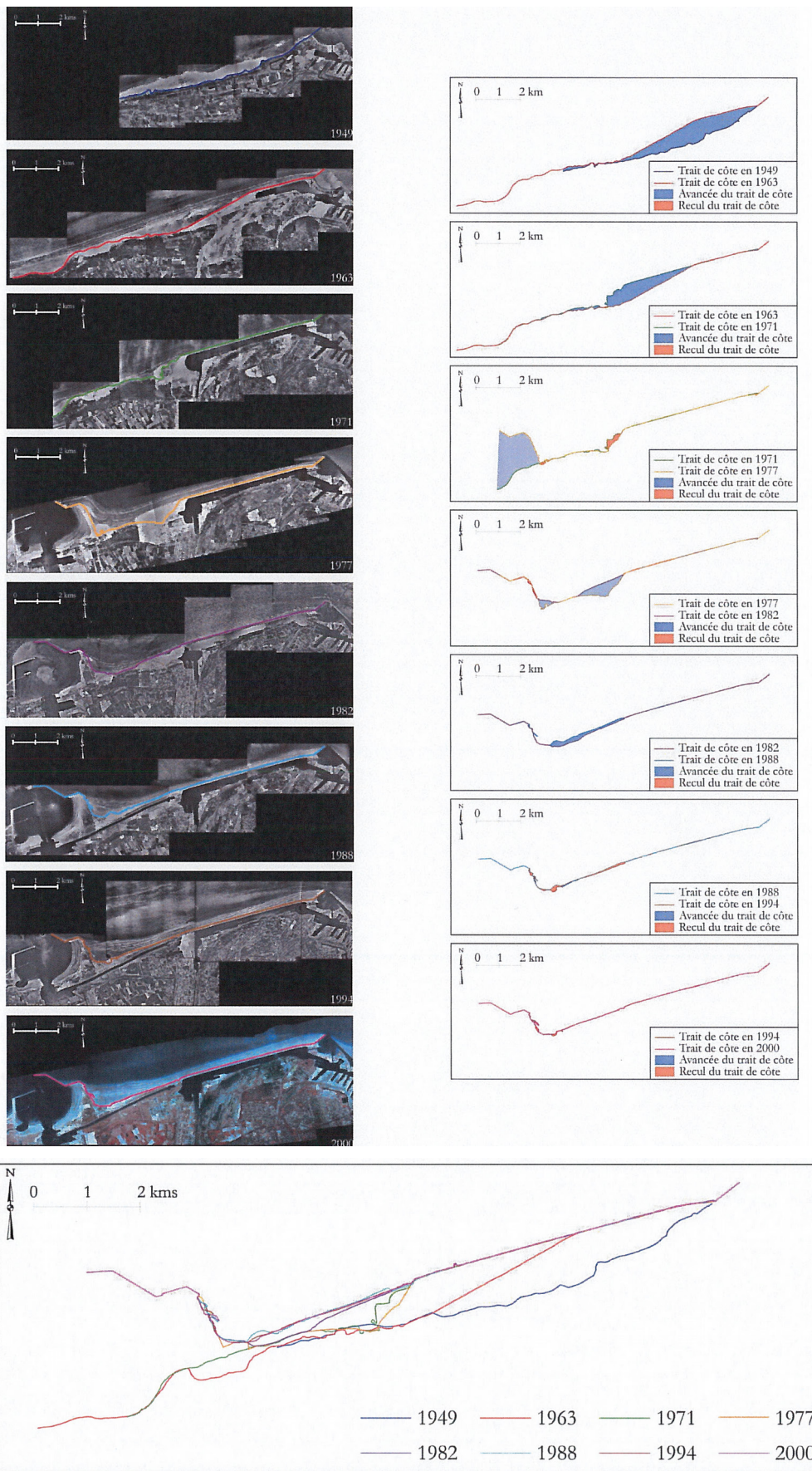


Figure 6.45 : Evolution de la position du trait de côte du port de Dunkerque de 1949 à 2000, pour chaque campagne de photographies aériennes et entre deux campagnes successives (Bertier, 2009)

6.1.8 Cellule hydrosédimentaire de la jetée de Malo (Dunkerque) à la frontière belge

Le littoral de cette cellule est principalement anthropisé avec de nombreux ouvrages et des sites poldérisés (voir 5.1.3.a.). Dans les zones non-anthropisées, les dunes forment une barrière littorale continue. Les valeurs détaillées d'évolution du linéaire de cette cellule sont disponibles en 9.5 Annexe du chapitre 6.

6.1.8.a. Evolution historique

Le littoral de cette cellule a peu évolué depuis la fin du Moyen Âge. Les travaux de Mathys (2009) sur la

partie belge montrent, en effet, une stabilité générale du trait de côte dans la partie occidentale de la côte flamande. Après une longue période de retrait (de 2 800 à 1 200 ans B.P.), le littoral s'est stabilisé vers 750 ans (Figure 6.46). La seconde période de recul, autour de 1400 ans, n'a pas impacté les côtes françaises.

Depuis le XVIII^e siècle, où le cordon dunaire n'était alors interrompu que par la ville de Dunkerque, le secteur a connu un important développement de stations balnéaires et de zones industrialo-portuaires dans l'agglomération dunkerquoise (Figure 6.47). Ce littoral est demeuré ininterrompu et entièrement bordé par un cordon dunaire jusqu'au XIX^e siècle, où la station balnéaire de Bray-Dunes a été bâtie (Deboudt, 1997 ; Fauchois, 1998).

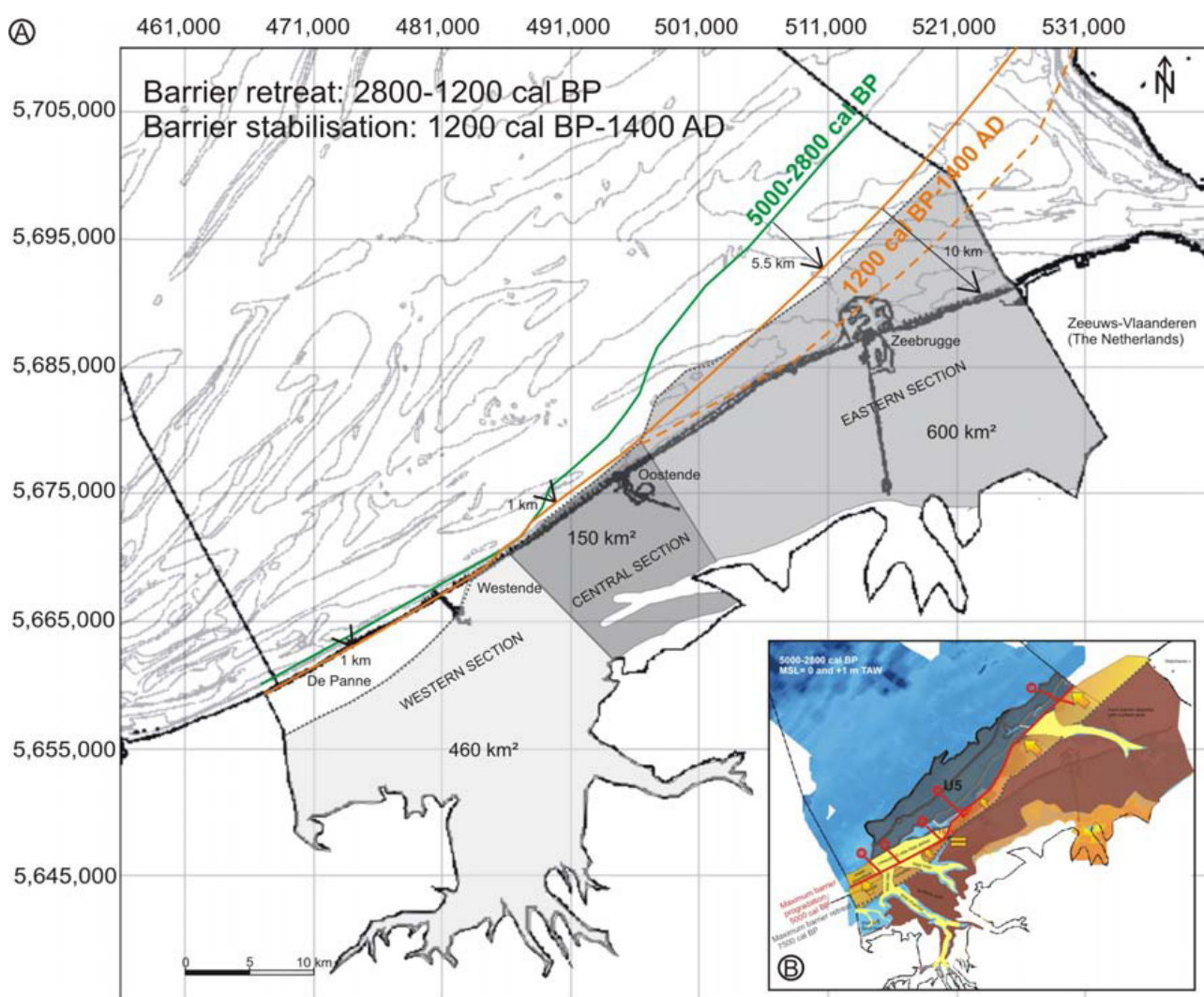


Figure 6.46 : Recul du littoral franco-belge entre 2800 et 1200 ans B.P. ; 1400 AD = 1400 ans ; la ligne en pointillés indique le trait de côte autour de 1300 lorsque le cordon dunaire a été largement dégradé par l'impact humain (d'après Mathys, 2009 ; d'après Coornaert, 1989)

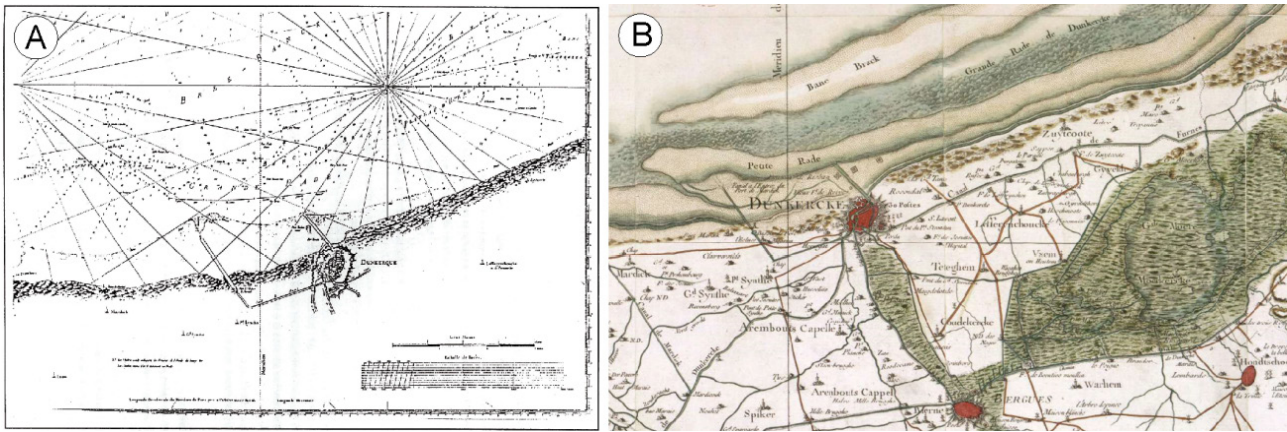


Figure 6.47 : Extraits (A) de la carte des côtes de Flandres (Couldre de la Bretonnière, 1776 – d’après le service photographique des archives nationales) et (B) de la carte de Cassini de la région de Dunkerque (EHES, 2015 ; Maspataud, 2011)

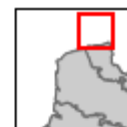
À l’est de Dunkerque, le banc Hills a évolué de manière comparable aux ridens de la Rade situés devant le port de Calais (Corbau *et al.*, 1993) : ils se sont formés au XVIII^e siècle et s’accroissent depuis, tout en migrant vers le rivage et en s’étendant vers l’est (Augris, Clabaut, 2001). Plus au large, les fonds du chenal de navigation de la mer du Nord font l’objet de levés hydrographiques effectués de manière récurrente par le Shom (annuels, bi-annuels et décennaux). Il s’agit du seul environnement du plateau continental français où la présence des dunes est prise en compte dans les levés hydrographiques (Figure 6.48). Les données acquises permettent de suivre la dynamique des structures sédimentaires telles que les bancs et les dunes de sable, de connaître les secteurs les plus sensibles, la direction dans laquelle les dunes se

déplacent préférentiellement et leurs rythmes moyens de déplacement (Le Bot *et al.*, 2000 ; Garlan *et al.*, 2008). L’objectif est d’assurer la sécurité de la navigation dans la zone (Garlan, 2007 ; Garlan *et al.*, 2008).

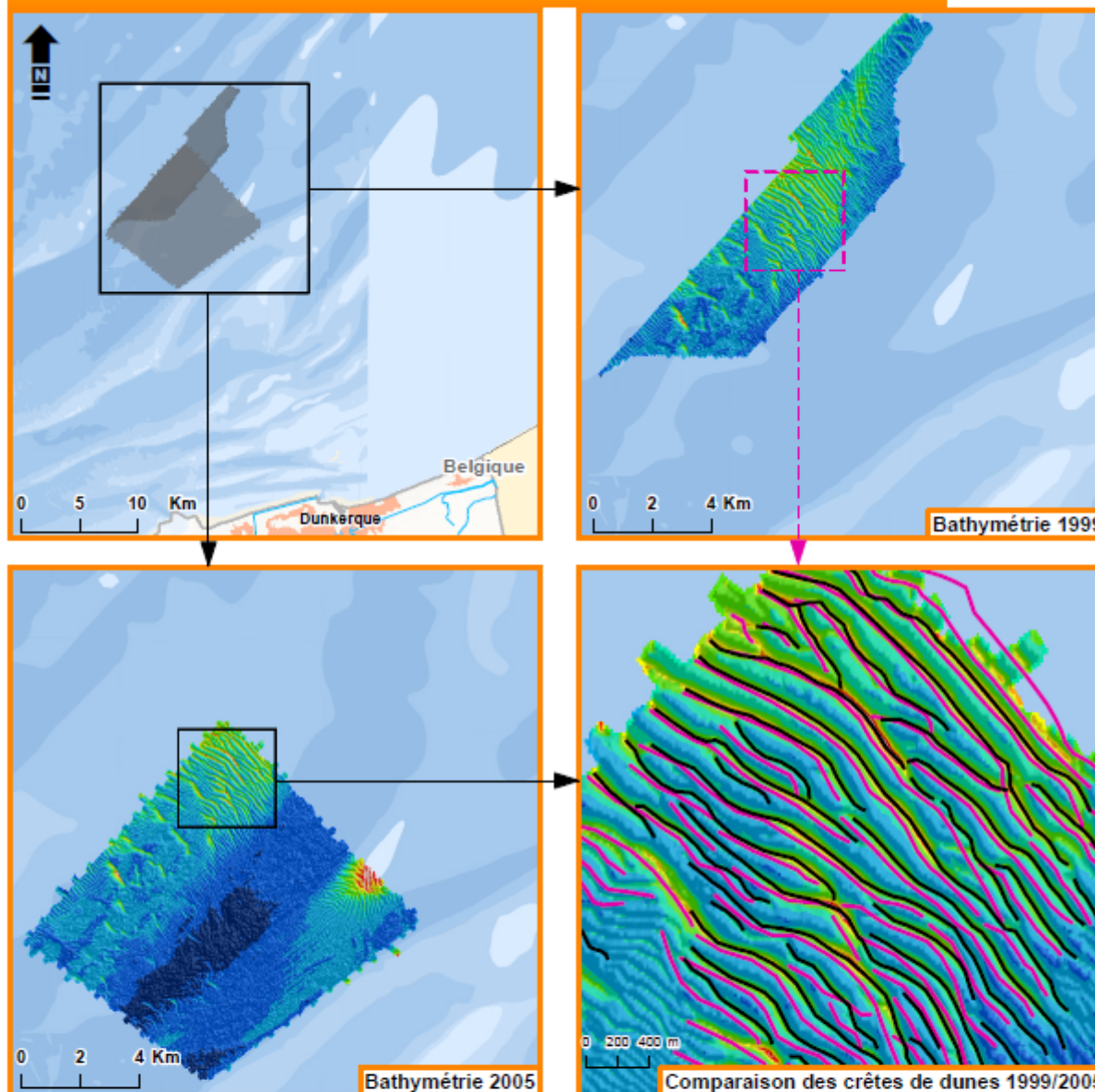
L’est de la cellule est fixé par la digue Tixier jusqu’à Leffrinckoucke (Figure 6.42). Les seuls secteurs naturels de la cellule sont les trois dunes Dewulf, Marchand et du Perroquet. La dune Dewulf a un bilan qui tend à l’érosion à un taux moyen de 0,5 m/an sur la période 1932-2009, tandis que les dunes Marchand et du Perroquet sont plutôt en accrétion à un taux de 0,5 m/an sur la même période (1934-2009 pour la dune du Perroquet) (Figure 6.42). Entre chaque secteur dunaire, le littoral est fixé au droit des stations balnéaires de Zuydcoote et Bray-Dunes (Figure 6.42).

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel



Evolution bathymétrique de dunes sous-marines entre 1999 et 2005 - Dunes du Pas-de-Calais



— Cours d'eau secondaire ■ Bâti □ Limite départementale

Projection : RGF 1993 Lambert-93

Bathymétrie en mètres (1999 et 2005) *

■ -22 à -23,99	■ -28 à -29,99
■ -24 à -24,99	■ -30 à -31,99
■ -25 à -25,99	■ -32 à -33,99
■ -26 à -26,99	■ -34 à -35,99
■ -27 à -27,99	■ -36 à -42

Comparaison de levés récents dans la zone PDC5 pour le suivi de l'évolution des fonds. Exemple de cartographie des crêtes de dunes entre le levé S200102000 (réalisé en septembre 1999) et le levé S200600300-1 (réalisé en octobre 2005) au nord-est du banc de Sandettié.

Les crêtes de dunes sont représentées sur la bathymétrie du levé le plus récent. Les corps sédimentaires migrent vers le nord-est : la dynamique sédimentaire est assez forte puisqu'elle peut être estimée dans ce secteur d'environ 10 m par an. La vitesse de migration peut néanmoins varier selon la localisation des dunes vis-à-vis de leur exposition au courant dominant (SHOM, 2009).

* La profondeur en mètres de la bathymétrie est définie par rapport au zéro des cartes marines

► Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr

Source - Copyrights :
GEOFLA® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
Pays limitrophes - EEA
Cours d'eau - BD Carthage

Bathymétrie 1999 et 2005 - SHOM
Bathymétrie métropole - Ifremer
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012



Figure 6.48 : Évolution bathymétrique des dunes sous-marines du Pas-de-Calais entre 1999 et 2005

6.1.8.b. Evolution récente

L'évolution générale du trait de côte de la cellule constatée sur la période 1957-2010 (Figure 6.49) présente des vitesses variables de - 0,9 à + 0,5 m/s (Tableau 6.6 ; Maspataud, 2011). Là où l'avant-dune est présente, l'ensemble du secteur est stable (SMCO, 2003 ; Chaverot, 2006 ; Maspataud, 2011 ; DHI, 2013), comme le montre la position inchangée des blockhaus allemands de la Seconde Guerre mondiale et d'un petit ouvrage militaire français de la Première Guerre mondiale (Lanoy-Ratel, 2004). Ces systèmes plages-dunes montrent une résilience importante après les épisodes de tempête (Clabaut *et al.*, 2000 ; Maspataud *et al.*, 2009).

L'anthropisation du littoral s'est faite progressivement avec par exemple la construction du front de mer de Zuydcoote en 1987 (Maspataud,

2011). Les zones urbanisées de Malo-Leffrinckoucke et de Bray-Dunes sont pourvues d'un perré (voir 5.1.3). La plage de Malo est protégée par trois brise-lames (voir 5.1.3) en enrochements installés entre 1978 et 1988 pour stopper la baisse du niveau de sable constaté depuis 1959 (Maspataud, 2011). L'estran devant la digue des Alliés a dû être rechargé (voir 5.1.3.b.) en raison d'un abaissement du niveau de sable à raison de 300 000 m³ en décembre 2011 et de 1,2 Mm³ en mars 2014 (Cartier *et al.*, 2014).

Le reste du secteur est dunaire et a évolué différemment en fonction du temps (Tableau 6.7) et de l'espace (Figure 6.49) entre 1957 et 2010 (Maspataud, 2011). Cette portion du littoral a également fait l'objet de relevés au LiDAR aéroporté (Figure 6.50) de mai 2008 à janvier 2014 (Crapoulet, 2015).

Tableau 6.6 : Vitesses d'évolution moyennes sur l'ensemble du littoral est-dunkerquois en mètres par an de 1957 à 2010 (d'après Maspataud, 2011)

Période	Vitesses d'évolution moyennes (en m/an)
1957-1971	+ 0,4
1971-1983	- 0,5
1983-1994	- 0,9
1994-2005	+ 0,3
2005-2010	+ 0,2
1957-2010	- 0,1

Tableau 6.7 : Taux d'évolution du trait de côte du littoral est-dunkerquois de 1963 à 2009 et relevés LiDAR de 2008 à 2014 (d'après Crapoulet, 2015). Sur la période 1963-2009, le marqueur de position du trait de côte correspond au pied de dune ou de végétation dunaire digitalisé à partir de photographies aériennes orthorectifiées et géoréférencées (années 1963, 1983, 2000, 2005 et 2009) ; la marge d'erreur totale est estimée à 6 m. Le taux d'évolution du trait de côte sur la période 2008-2014 repose sur le traitement et l'analyse de données topographiques issues de LiDAR aéroporté.

Dune	Période de mesure par orthophotographie géoréférencée					LiDAR 2008-2014
	1963-1983	1983-2000	2000-2005	2005-2009	Bilan 1963-2009	
Dewulf	- 0,4 m/an	- 0,9 m/an	+ 0,8 m/an	- 0,3 m/an	- 0,4 m/an	- 0,3 m/an
Marchand	+ 0,4 m/an	- 0,6 m/an	+ 0,7 m/an	- 0,1 m/an	+ 0,3 m/an	- 0,1 m/an
Perroquet	+ 0,2 m/an	+ 0,3 m/an	+ 2,5 m/an	+ 1,1 m/an	+ 0,4 m/an	+ 0,8 m/an

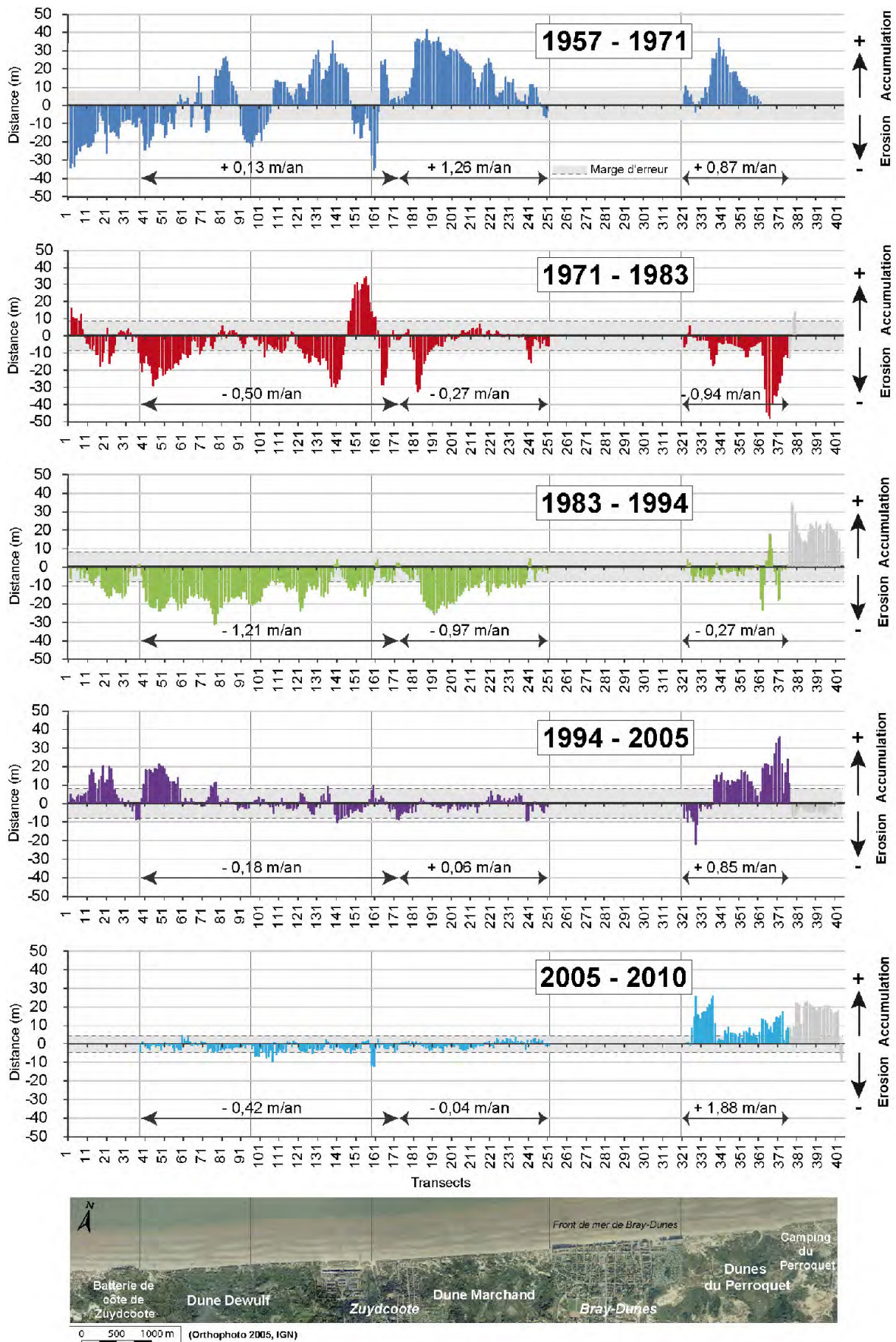


Figure 6.49 : Evolution du trait de côte à l'est de Dunkerque pendant différentes périodes entre 1957 et 2010 (Maspataud, 2011)

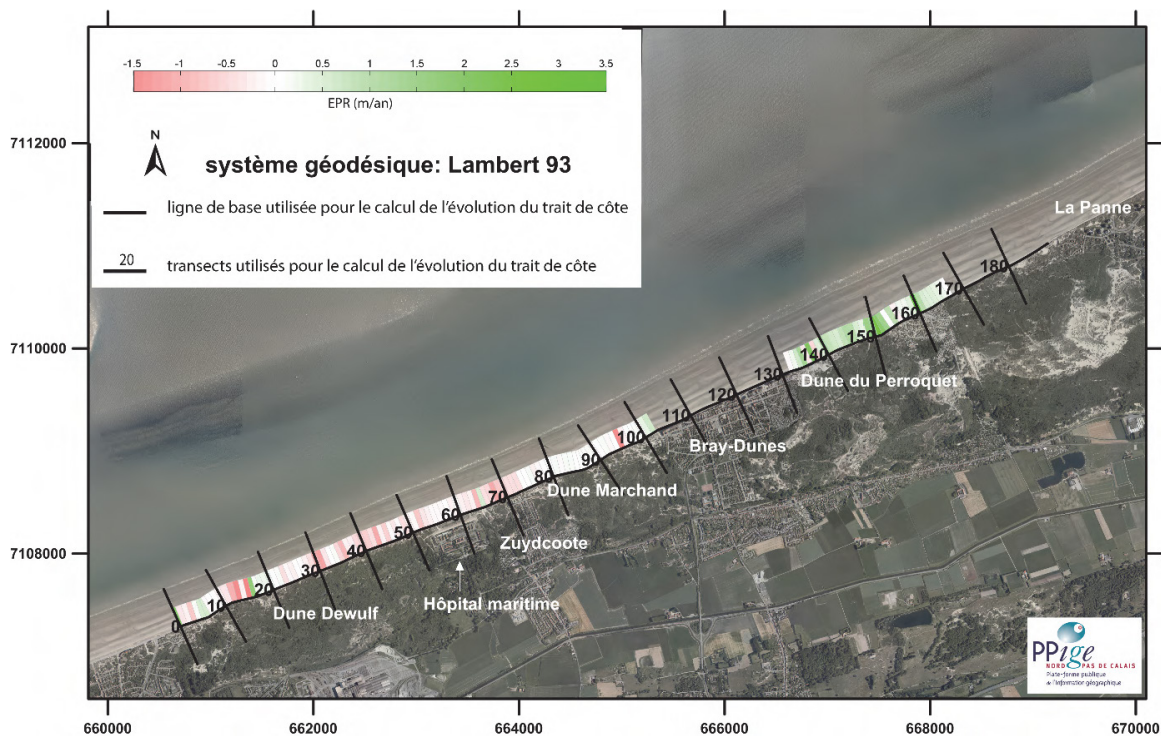


Figure 6.50 : Vitesses d'évolution moyennes (en m/an) du trait de côte du secteur dunaire est-dunkerquois de 2008 à 2014 par relevés LiDAR (Crapoulet, 2015)

Le littoral dunaire est-dunkerquois peut être divisé en trois sous-ensembles, à savoir d'ouest en est (d'après Maspataud, 2011 ; Crapoulet, 2015) :

- (1) Un **secteur ouest en érosion**, sur l'ensemble du littoral le long de la **dune Dewulf** (Figure 6.51) d'une longueur de 3,1 km entre Leffrinckoucke et Zuydcoote (Figure 6.50). Cette dune est large d'environ 600 m avec un cordon bordier d'altitude moyenne comprise entre 15 et 20 m NGF (Crapoulet, 2015). Le recul du trait de côte est très net depuis 1957 et atteint - 50 m à l'ouest et - 45 m en partie centrale de la dune Dewulf, soit une érosion moyenne de l'ordre de - 0,3 m/an sur la période 1957-2010 (Maspataud, 2011) et de - 0,4 m/an pour la période 1963-2009 (Crapoulet, 2015) ; ces valeurs restent comparables à celles établies sur la période 1932-2009 avec un recul moyen de 0,3 m/an et localement jusqu'à 0,7 m/an (Cerema, 2015). Quelques secteurs très réduits affichent une faible accrétion, qui résulte du comblement d'anciennes brèches. Vers l'est, le recul enregistré à l'aplomb de l'hôpital maritime de Zuydcoote sur la période 1957-2010 est plus réduit avec environ 10-15 m (Maspataud, 2011).
- (2) Un **secteur central stable**, au niveau de la **dune Marchand**, qui s'étend de Zuydcoote à Bray-dunes sur 1,8 km. Le cordon bordier présente une altitude moyenne et une

largeur similaire à la dune Dewulf. Cette dune présente une faible évolution, d'environ - 0,05 m/an sur la période 1957-2010 (Maspataud, 2011), alors qu'elle est en accrétion sur la période 1932-2009 d'en moyenne 0,3 m/an (Cerema, 2015). À l'instar de la dune Dewulf, la période 1983-2000 a en effet été érosive sur tout le linéaire de la dune Marchand, avec une tendance moyenne de - 0,6 m/an. Depuis le début du XXI^e siècle, la dune semble stable (Crapoulet, 2015).

- (3) Un **secteur en accumulation à l'est**, la **dune du Perroquet** (Figure 6.52), qui s'étend de Bray-Dunes jusqu'à la frontière franco-belge sur 1,6 km (Figure 6.50). Elle atteint une largeur de 1 500 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. Ce secteur est en progradation, quelle que soit la période interannuelle considérée, à une vitesse moyenne de + 0,4 m/an entre 1963 et 2009 (Crapoulet, 2015) et + 0,2 m/an entre 1934 et 2009 (Cerema, 2015). Au droit du camping du Perroquet, il a été mesuré une avancée de 1,2 m/an sur la période 1963-2009 (Crapoulet, 2015) due aux installations de fascines et de ganivelles par les propriétaires du camping pour protéger leurs installations (voir 5.1.3).



Figure 6.51 : Dune Dewulf (cliché Adrien Cartier, 2011)



Figure 6.52 : Dune du Perroquet (cliché Adrien Crapoulet, 2014)

Au droit de ces trois 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 Hills), affleurant aux marées basses de vives-eaux. Ce chenal et ce banc étant absents 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 (Figure 6.53). 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 (Crapoulet, 2015 ; d'après Héquette *et al.*, 2009).

Ruz *et al.* (2009) ont également démontré que l'évolution des dunes dans ce secteur était plus dépendante de la fréquence des niveaux de marée élevés associés à des vagues de tempêtes générées localement que des phénomènes de vents forts et continus comme cela avait été suggéré auparavant. L'absence de tempêtes majeures associées à des niveaux de pleines mers de vives-eaux ces dix dernières années peut ainsi expliquer la relative stabilité du trait de côte sur ce secteur (d'après Egis Ports, ULCO, 2014).

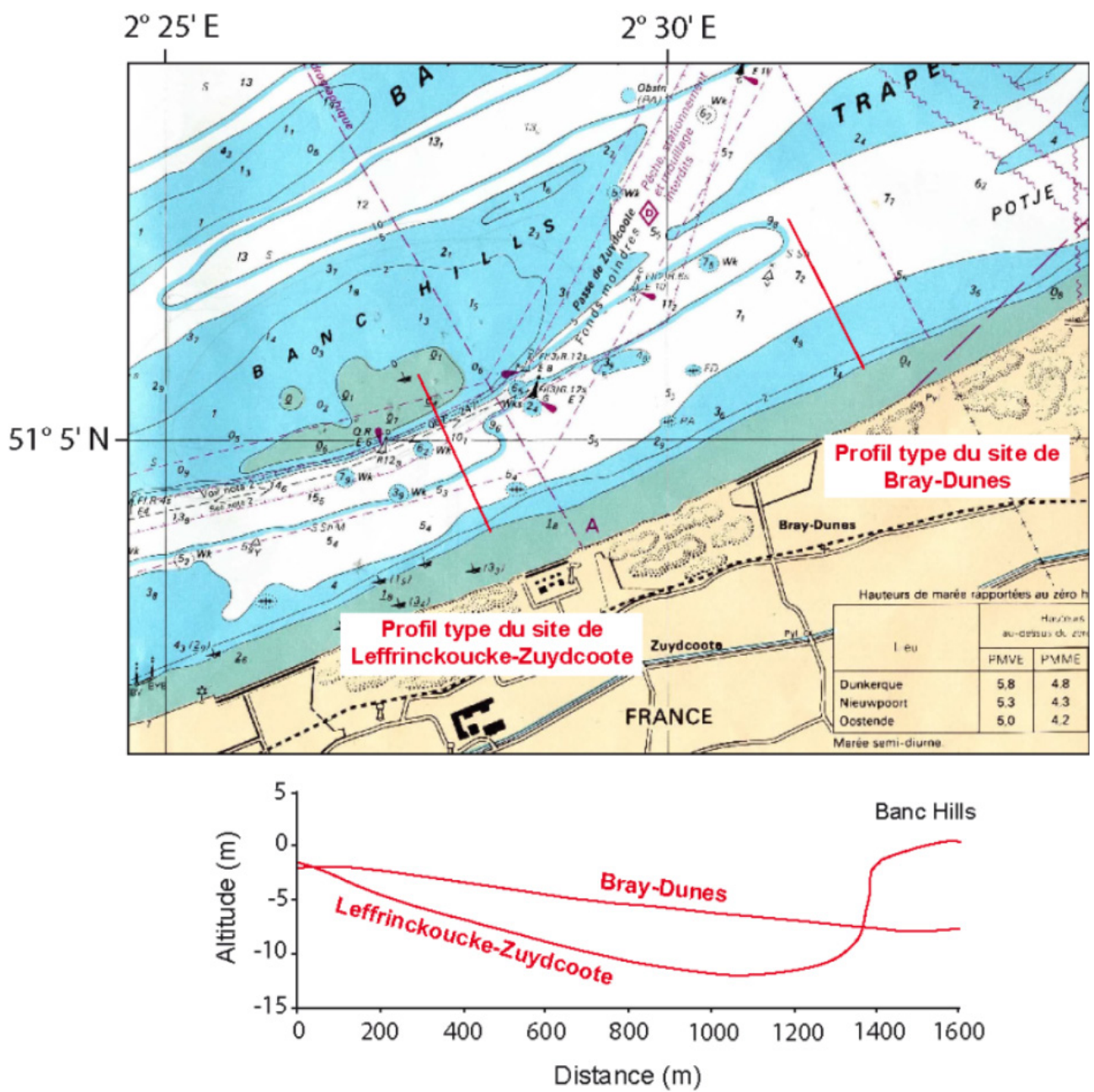


Figure 6.53 : Profils bathymétriques de l'avant-côte de Leffrinckoucke-Zuydcoote et de Bray-Dunes (Crapoulet, 2015 ; tiré de Maspataud, 2011 ; d'après Héquette et al., 2009, extrait de la carte marine du Shom)

6.2 Evolution événementielle sur le littoral

L'évolution événementielle du littoral dépend des types de côte. Suite au passage de tempêtes, les côtes d'accumulation peuvent subir des reculs ponctuels pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres et/ou des abaissements métriques de l'estran. Ces formes d'érosion côtière peuvent générer des submersions marines dans les zones basses, notamment lorsqu'elles attaquent des cordons littoraux étroits (cordons dunaires, cordons de galets...). Les côtes d'accumulation disposent toutefois d'une capacité de régénération, ou résilience, si elles disposent d'un temps et d'un stock de sédiments suffisants pour se reconstruire après le passage de la tempête. Les côtes à falaises évoluent le plus souvent au rythme d'éboulements, d'effondrements ou de glissements. Ces événements ponctuels dans le temps et dans l'espace ne sont pas nécessairement liés au passage d'une tempête mais sont irréversibles. Ils peuvent se traduire occasionnellement par des reculs plurimétriques.

6.2.1 Côtes d'accumulation

Sur les côtes sableuses et les baies du littoral de la pointe du Hourdel à la frontière belge, des événements météorologiques tempétueux peuvent provoquer des désordres ou des reculs significatifs du trait de côte. Leurs impacts dépendent du moment où se produit la surcote pendant le cycle quotidien de la marée (Héquette, 2013) (Figure 6.54) :

- si une surcote se produit à marée haute, une érosion de la dune côtière peut se produire ;
- si une surcote se produit à marée basse, il n'y aura pas ou peu de conséquence.

En baie de Somme, l'influence des forçages météorologiques et hydrodynamiques marins sur le transport sédimentaire et la morphodynamique des dunes a été observée au cours de quatre campagnes de mesures effectuées entre juin 2013 et février 2014 (Michel, 2016). Il a ainsi été mis en évidence l'impact des coups de vent sur l'accélération de la vitesse de transport des sédiments, tant du point de vue du transport sédimentaire marin (impact sur l'hydrodynamisme par l'augmentation de la profondeur d'eau et de la vitesse des courants maximaux) que de la migration éolienne des dunes (Figure 6.55).

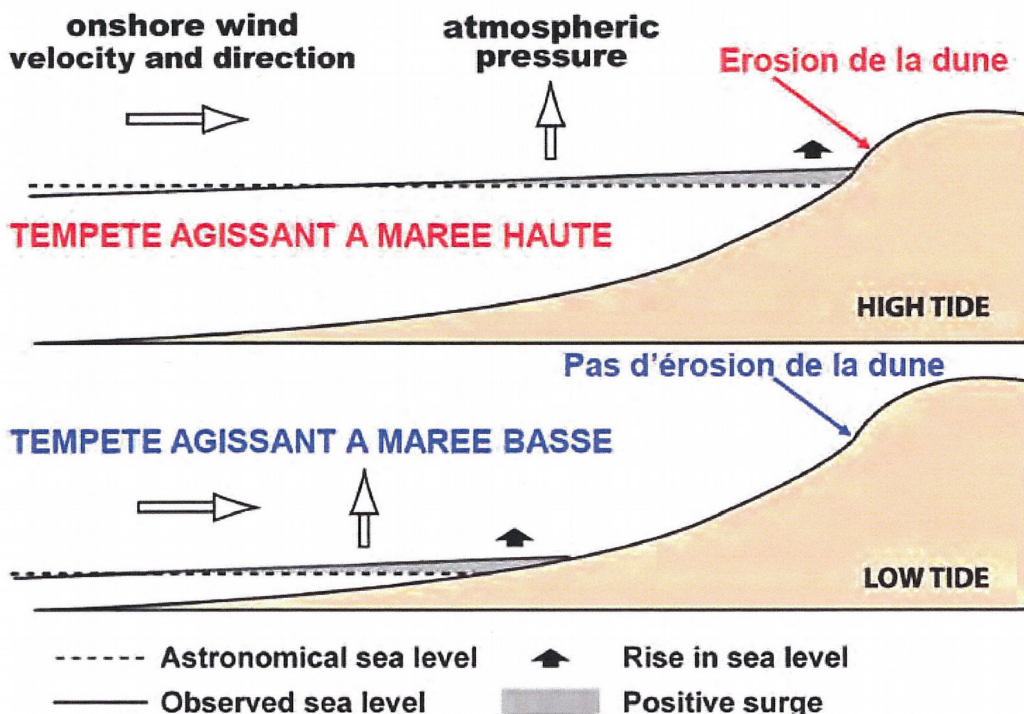


Figure 6.54 : Schéma de l'impact d'une surcote à marée haute et marée basse (d'après Héquette, 2013 ; Chaverot et al., 2005)

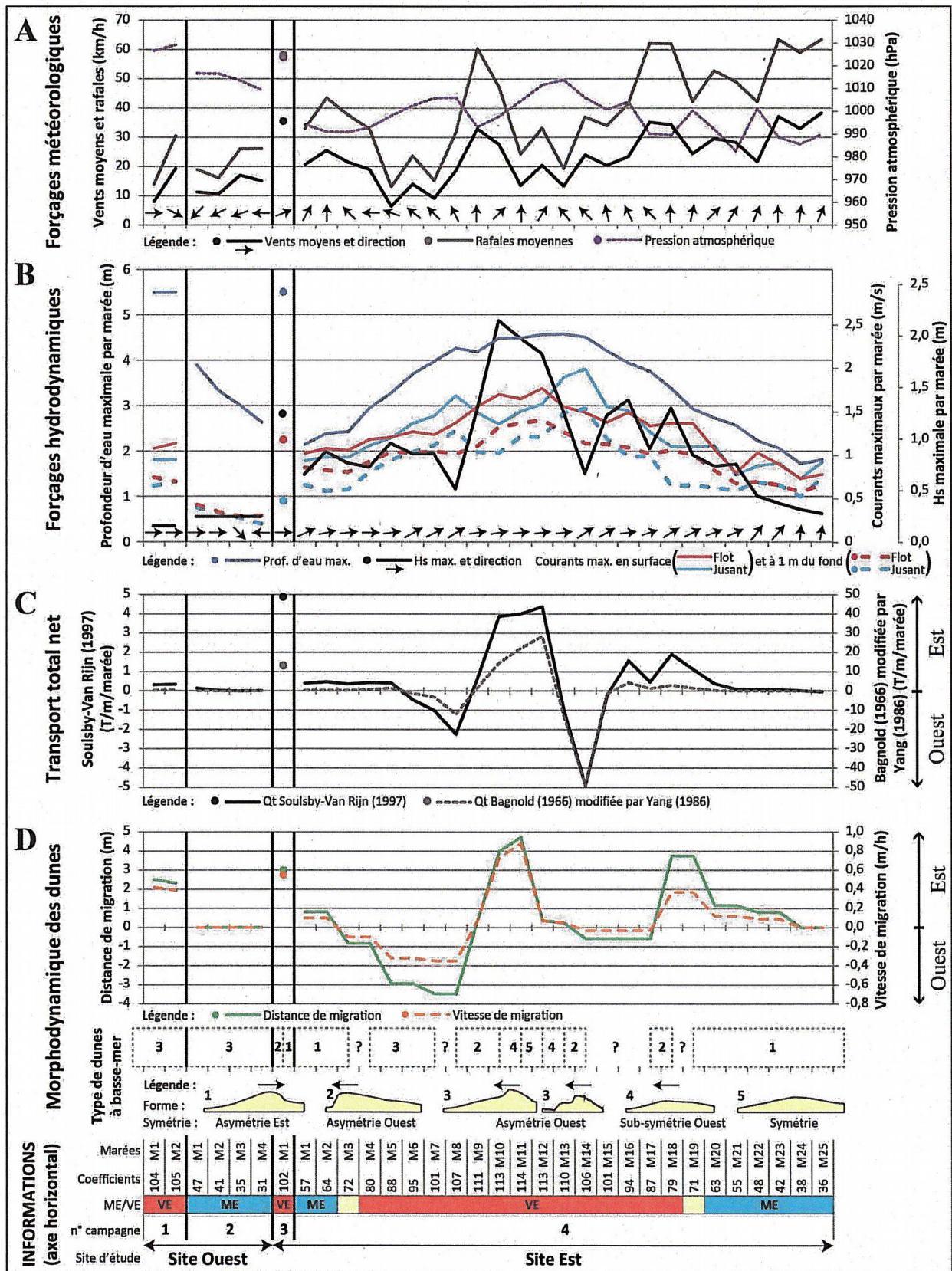


Figure 6.55 : Influence des forçages météorologiques et hydrodynamiques marins sur le transport sédimentaire total net et la morphologie des dunes, observée chronologiquement lors de quatre campagnes de mesures effectuées entre juin 2013 et février 2014 (Michel, 2016)

Les dates d'événements détaillés ci-après sont uniquement celles qui ont provoqué des apports ou des pertes sédimentaires au littoral ainsi que des dégâts constatés sur les ouvrages de protection qui constituent eux-mêmes le trait de côte. Cette partie, rédigée d'après les travaux de Maspataud (2011), met en avant les principales perturbations morphogènes recensées dans le chapitre 3 (Tableau 3.4).

Sur les côtes de la Manche, le principal événement ayant causé de nombreux dégâts au littoral est la série de tempêtes de 1990 (Bastide, 2011). Ces tempêtes se sont accompagnées d'une marée de forte amplitude, de vents orientés face à la côte et soufflant en rafales à 150 km/h. Les tempêtes d'ouest survenant en baie de Somme contribuent au rapprochement des bancs sableux vers la côte : une fois aux abords de la baie, le piégeage des sédiments est conforté par une asymétrie des courants dominée par le flot, dans l'estuaire de la Somme comme dans les autres estuaires comme l'Authie (Bastide, 2011 ; d'après Marion, 2007).

Les côtes les plus touchées par des dégâts sur le littoral de la province sont celles de la mer du Nord. Les principaux événements ponctuels ayant occasionné d'importantes pertes sableuses ou reculs du front dunaire s'accompagnent de fortes surcotes (voir également Tableau 3.4) :

- **les 31 janvier, 1^{er} et 2 février 1953**, quatre marées successives d'un coefficient de 83 sur les côtes de la mer du Nord accompagnées d'un vent de nord-ouest engendrent une surcote de 2,40 m à Dunkerque et de 1,5 m à Sangatte. Les dunes sont endommagées et des falaises d'érosion apparaissent. Un abaissement de l'estran de - 1 m est constaté à Sangatte. De nombreuses digues le long de la mer du Nord sont détruites ;
- **les 11 et 12 janvier 1978**, des vents violents (137 km/h) d'ouest-sud-ouest qui virent au nord avec des coefficients de marée de 109 et 107 provoquent une surcote de 1,13 m à Dunkerque. Le niveau d'eau est de 7,3 m CM et la promenade de Malo et des infrastructures de Calais sont submergées. Lors de cet événement, la dune à l'est de Dunkerque subit un recul de 5 m.
- **les 1 et 2 février 1983**, lors d'une marée de coefficient 97, une surcote de 2,01 m à Dunkerque et un niveau d'eau à 7,28 m CM, provoquent un recul des dunes atteignant localement 8 m.
- **les 1 et 2 janvier 1995**, des vents de 75 km/h, qui soufflent de façon prolongée, induisent une surcote de 1,15 m à Dunkerque avec un coefficient de marée de

101. Le niveau d'eau est alors de 7,25 m CM à Dunkerque. L'impact érosif n'est pas chiffré, mais il est noté une forte baisse du niveau de sable sur l'estran et un recul des dunes important, notamment au droit des dunes Dewulf et Marchand.

- **du 18 au 21 mars 2007**, des tempêtes accompagnées d'un coefficient de marée de 102 à 115 érodent le cordon dunaire à différents endroits du littoral de la Manche et de la mer du Nord. Le niveau d'eau extrême mesuré le 18 mars est de 9,62 m CM à Boulogne-sur-Mer et de 8,06 m CM à Calais pour une surcote de 0,82 m à Boulogne-sur-Mer et de 0,85 m à Calais. A Wissant, l'estran a atteint, au cours de l'hiver 2007, son plus bas niveau jamais observé depuis un siècle (DHI, 2009).
- **le 9 novembre 2007, la tempête Tilo** provoque une surcote record de 2,40 m à Dunkerque. Cette surcote record avait déjà été atteinte lors des tempêtes des 31 janvier, 1^{er} et 2 février 1953. Les dégâts au littoral sont d'ailleurs similaires : les plages et cordons dunaires sont fortement érodés, sans que les reculs soient quantifiés.
- **les 7-8 février (tempête Ruzica) et 9 mars 2016 (tempête Susanna)**, des vents de secteur ouest à nord-ouest combinés à de forts coefficients de marée (maximum 95 le 8 février et 111 le 9 mars 2016) ont provoqué un abaissement du niveau de sable des plages (ROLNP, 2016b).

En plus des événements isolés, des séries de tempêtes peuvent toucher le littoral de la province. Au cours de ces séries, les dunes attaquées par les vagues de façon prolongée n'ont souvent pas le temps de se reconstruire : des mesures topographiques détaillées de fronts dunaires et de hauts de plage ont montré que l'impact des tempêtes sur les fronts dunaires du littoral de la province dépendait aussi fortement du temps pendant lequel les dunes côtières sont touchées par les vagues pendant un événement tempétueux (Héquette, 2010 ; d'après Ruz, Meur-Férec, 2004 ; Ruz *et al.*, 2009). Les séries d'événements tempétueux les plus marquantes sur le littoral de la mer du Nord sont celles survenues :

- **du 1^{er} novembre au 31 décembre 1921**, Sangatte a été frappée d'une série de 4 tempêtes n'ayant pas entraîné de fortes surcotes (coef. max. 103) mais qui ont occasionné des reculs du front dunaire compris entre 2 et 12 mètres sur des portions linéaires de plusieurs centaines de mètres.

- **entre le 25 janvier et le 1^{er} mars 1990**, une dizaine de tempêtes se succède sur les côtes de la Manche. La première, Daria avec des vents à 150 km/h, provoque une surcote de 2,06 m à Boulogne-sur-Mer et 1,24 m à Calais. Les 11 et 12 février, la Normandie et la Picardie sont touchées par des submersions. Du 26 février au 1^{er} mars, des digues cèdent en Picardie. L'ensemble de ces tempêtes a provoqué un recul des dunes de 20 m à Zuydcoote et jusqu'à 10 m à Sangatte. A Leffrinckoucke, le niveau de sable sur l'estran a baissé de 1,5 m et les dunes ont reculé de 16 à 20 m. A Zuydcoote et à Bray-Dunes, le niveau de sable en haut de plage a baissé de 3 m. Les perrés de Leffrinckoucke et de Bray-Dunes ont subi des dégâts et une incursion marine a été recensée dans les dunes au droit du camping du Perroquet à la frontière belge. Par ailleurs, le cordon de galets des Bas-Champs de Cayeux-sur-Mer, au sud de la baie de Somme, rompt sur près de 2 km provoquant d'importantes inondations.
- **d'octobre 2013 à février 2014**, une série de tempêtes touche les côtes de la façade atlantique et de la Manche (Daubord, 2014), notamment : Christian (26-29 octobre 2013), Godehart (3-6 novembre 2013), Xaver (5-8 décembre 2013), Dirk (23-27 décembre 2013), une tempête sans nom (31 janvier – 2 février 2014), Petra (4 et 5 février 2014) et Qumaira (6 et 7 février 2014). Xaver impacte le littoral de la province principalement le 06 décembre 2013. C'est une période de grande marée, la surcote est de 2,40 m à Dunkerque et de 1,7 m à Calais à marée basse dans les 2 cas. La période de retour est supérieure au centennal à Dunkerque et Calais. A Boulogne-sur-Mer, la surcote est de 1 m et l'événement inférieur au centennal. L'impact de cet événement sera toutefois limité :
 - la digue de Sangatte est endommagée sur un linéaire de 40 m ;
 - entre Malo et Leffrinckoucke des franchissements de l'ouvrage sont observés et le perré est endommagé ;
 - le trait de côte recule de plusieurs mètres dans les secteurs dunaires et particulièrement entre le cap Gris-Nez et la frontière belge.

Les secteurs anthropisés peuvent également être fortement endommagés, du fait principalement de la destruction des ouvrages. Par exemple, à Dunkerque, la digue des Alliés (digue Tixier) a été détruite à trois reprises :

- **le 03 décembre 1909**, elle a été endommagée sur un linéaire de 380 m ;
- **les 1^{er} et 2 mars 1949**, une tempête provoque des surcotes importantes, le franchissement de la digue et deux brèches alors que les coefficients de marée sont de 85 et 87. La situation empire entre les 15 et 17 mars quand des coefficients de marée de 111 et 117 permettent le franchissement de la digue par les brèches ouvertes et provoquent des inondations ;
- **le 31 janvier 1953**, une tempête de longue durée (24 à 36 h de vents supérieurs à 70 km/h sans interruption, soit plus d'un cycle de marée) avec des vents violents du nord-nord-ouest et une chute brutale de la pression atmosphérique induit une surcote de 2,40 m à Dunkerque. La digue des Alliés est rompue en deux endroits. Les brèches, d'environ 75 m chacune, laissent entrer l'eau qui inonde une partie de Dunkerque. Lors de cet événement, des ruptures de digue et des inondations sont recensées à de nombreux endroits de la mer du Nord, notamment à Bray-Dunes et à Sangatte où la surcote était de 1,50 m. Les coefficients de marée étaient de 82 et 83. Cette tempête est également bien connue pour avoir causé des inondations très importantes et dramatiques aux Pays-Bas et en Grande-Bretagne.

Seuls 2 événements ont engendré un engraissement du littoral :

- **du 15 au 30 novembre 1921** à Sangatte, le pied de dune est engraisé et l'estran est exhausé de plus de 1 mètre (Héquette, Rufin-Soler, 2007) ;
- **le 23 février 1999**, la digue de Malo à Dunkerque subit un fort ensablement (Maspataud, 2011).

6.2.2 Falaises

L'érosion des secteurs à falaises est caractérisée par des périodes de stabilité ponctuées par des éboulements ou des glissements. La fréquence des événements est conditionnée par la nature géologique des falaises (voir 2.5 *Facteurs et mécanismes d'évolution du littoral*) : les éboulements peuvent être réguliers et rapprochés pour les falaises crayeuses ou plus espacés pour les falaises avec des alternances de bancs durs et de bancs meubles. Les facteurs provoquant

l'érosion de ces falaises sont essentiellement continentaux, la mer évacuant simplement les cônes d'éboulis ou les bourrelets de glissement en pied. Les descriptions chiffrées de ce type d'événement sont rares, en particulier parce que la plus grande partie du linéaire de falaise ne présente pas d'enjeux spécifiques. Néanmoins, quelques descriptions apparaissent parfois dans la presse locale lorsque des désordres ont été occasionnés dans des secteurs urbanisés (voirie, bâtiments, etc.). Les éléments présentés ici n'ont pas, par conséquent, un caractère exhaustif (Tableau 6.8).

Tableau 6.8 : Principaux événements recensés et dimensionnés ayant impacté les côtes à falaises sur le littoral de la pointe du Hourdel à la frontière belge depuis 1940 (d'après (1) Pierre, 2005 ; (2) BRGM, 1995 ; (3) CETE Nord-Picardie, 2007 (4) observations du Cerema Nord-Picardie en temps réel)

Date	Lieu	Type de mouvement(s)	Nature de la falaise	Hauteur de la falaise	Volume et recul associé de la crête	Réf.
1940-1950	Équihe-Plage	Glissement	Grès et argile du Jurassique	40-45 m	nc	(1)
1957-1963	Entre le Cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez	Écroulement(s)	Craie du Crétacé	90 m	120 000 m ³	(1)
1992-1993				80 m	150 000 m ³	(1)
1995	Boulogne-sur-Mer (calvaire des Marins, boulevard Sainte-Beuve)	Glissement	Argile de Châtillon (Jurassique)	nc	nc	(2)
1998	Cran d'Escalles	Écroulement	Craie du Crétacé	50 m	5 000 tonnes (2 500 m ³)	(3)
2000/2001	Cap Blanc-Nez	Écroulement	Craie du Crétacé	90 m	50 000 m ³	(1,3)
Fin 2013	Équihe-Plage	Écroulement du banc rocheux au sommet suite au glissement progressif des argiles de base	Grès et argile du Jurassique	40-45 m	Linéaire de 25 m et recul de 6 m	(4)
Début 2014	Équihe-Plage			40-45 m	Linéaire de 75 m et recul de 6 m	(4)
2014	Entre le cap de la Crèche et Wimereux			nc	nc	(4)

6.3 Impact du changement climatique

Du fait de son impact sur les facteurs climatiques, hydrodynamiques (en particulier l'élévation du niveau de la mer ; voir 3.4.2 *Evolution des paramètres hydrodynamiques*) et sur les habitats naturels, le changement climatique aura des répercussions sur l'évolution du littoral et des fonds marins. Cependant, très peu d'études disposent d'un échantillon suffisant de données fiables, homogènes et sur une période assez longue, typiquement sur plusieurs décennies, sur les relations entre les formes littorales et les processus d'évolution, ce qui ne permet pas de conclure sur une éventuelle accélération des phénomènes à l'échelle du siècle passé (Onerc, 2015). La modélisation fidèle des vitesses et des rythmes d'évolution reste partielle et la capacité de résilience de certaines formes un domaine méconnu (Onerc, 2015). L'érosion côtière n'est pas un phénomène

généralisable : elle dépend des capacités intrinsèques d'adaptation de chaque milieu (Onerc, 2015). Au-delà d'un certain seuil, bientôt ou déjà atteint, les évolutions et adaptations passées du milieu ne seront plus représentatives des évolutions futures (Onerc, 2015). Sans en dramatiser les effets potentiels, le changement climatique doit donc être pris en compte afin d'adapter au mieux les territoires et réduire leur vulnérabilité. Ces effets potentiels sont listés ci-après en fonction des types de côte : côtes d'accumulation (plages et massifs dunaires ou estuaires, marais et lagunes) et côtes à falaises rocheuses.

6.3.1 Côtes d'accumulation

6.3.1.a. Plages et massifs dunaires

À l'échelle mondiale, la majorité des plages est constituée de matériaux hérités de la dernière transgression marine. Leur érosion est aujourd'hui essentiellement liée à une pénurie naturelle

d'apports en sédiments, aggravée par des actions humaines contemporaines (travaux de régularisation des débits des fleuves et rivières, notamment barrages, extractions de sables et de galets dans les cours d'eau, sur les plages et dans les dunes, etc.) (Paskoff, 2000).

L'élévation du niveau de la mer est souvent invoquée pour expliquer l'érosion contemporaine des plages, notamment du fait de la « loi de Bruun » (Bruun, 1962 ; Paskoff, 2000). Pourtant son rôle direct est difficile à évaluer et à isoler des autres facteurs de mobilité et elle ne saurait rendre compte seule des évolutions spatiales et temporelles du trait de côte. Par exemple, lors des 20 dernières années, le niveau d'eau est monté de 4 mm sans conséquence notable sur le recul du trait de côte dans les secteurs dunaires de la province (Maspataud, 2011). L'accélération de l'élévation du niveau de la mer, du fait du niveau marin atteint et de son impact sur la propagation des houles, devrait ainsi contribuer à accentuer l'érosion des plages là où elle se manifeste déjà et, éventuellement, atteindre de nouveaux territoires, jusque-là abrités, lorsque les apports en sédiments ne permettront plus au système de s'adapter (Paskoff, 2000 ; Wong *et al.*, 2014). Les modifications des courants littoraux, des vents dominants ou du régime de tempête pourraient être plus préjudiciables que la montée des eaux (Maspataud, 2011). Les projections de diminution des états de mer futurs et de changement d'orientation des houles (voir 3.4.2.b) pourraient toutefois limiter les capacités de transport sédimentaire à la côte et avoir un effet finalement moins important sur le recul des côtes basses meubles. Du fait des fortes incertitudes d'évolution de ces paramètres climatiques et hydrodynamiques, l'adaptation des côtes d'accumulation reste aujourd'hui difficile à appréhender et dépendra fortement des contextes locaux.

Par ailleurs, du fait de l'élévation du niveau moyen de la mer, les côtes basses meubles, qui ne se seront pas suffisamment élevées par adaptation naturelle aux nouvelles conditions (Psuty, Silveira, 2010), seront susceptibles d'être plus régulièrement « attaquées » par les vagues voire submergées. Une augmentation en fréquence des événements tempétueux diminuerait la capacité de résilience des dunes qui auraient alors potentiellement moins de temps pour se reconstruire entre deux événements. Les cordons littoraux d'ores et déjà identifiés comme étroits et fragiles du fait d'un faible apport en sédiments ne s'adapteront probablement pas à des conditions fortes d'élévation du niveau de la mer ; leur rupture pourra être à l'origine de submersions marines.

Un exemple d'engraissement du littoral est néanmoins à prendre en considération : à l'est du port de Calais, la migration vers la côte d'un banc

pré-littoral qui est venu s'accoler au rivage s'est soldée par un apport massif de sables à la côte. Cet apport a favorisé la formation de dunes en haut de plage et une avancée du trait de côte vers le large (Héquette, Aernouts, 2010). La progression du rivage vers le large a été de plusieurs dizaines de mètres pendant la deuxième moitié du XX^e siècle, et même de plusieurs centaines de mètres là où la progression des dunes a été la plus rapide. Cette période pendant laquelle le trait de côte s'est avancé vers la mer à l'est de Calais a pourtant été caractérisée par une élévation du niveau de la mer, ce qui montre qu'une hausse du niveau marin ne cause pas nécessairement de l'érosion et un recul du littoral, qui peut au contraire progresser vers le large si les apports sédimentaires sont suffisamment abondants (Héquette, 2013).

La position du trait de côte dépend ainsi grandement du bilan sédimentaire de la zone côtière, en fonction des apports et des pertes de sédiment dans la cellule hydrosédimentaire (Maspataud, 2011 ; Héquette, 2013). Les études actuelles projettent sa position par extrapolation des tendances passées (Conservatoire du littoral, 2005). Cependant, en raison des redistributions des stocks sédimentaires actuellement actifs ou qui le deviendraient, il est impossible de garantir que les zones actuellement en érosion ou en sédimentation naturelle (les baies et estuaires) le seront toujours dans un siècle (Onerc, 2015). Il est toutefois probable qu'en cas d'élévation rapide du niveau de la mer, les systèmes côtiers ne disposeront pas d'un temps suffisant pour s'adapter, ce qui aura des répercussions sur le recul du trait de côte (Planton *et al.*, 2015).

6.3.1.b. Estuaires et marais

L'évolution des milieux estuariens et des marais, sous l'effet du changement climatique, est complexe et dépend de nombreux facteurs.

L'élévation relative du niveau de la mer, s'accompagnant d'une augmentation des courants de flot et d'un remplissage du bassin tidal, se traduirait en effet différemment sur les estuaires selon la vitesse d'élévation du niveau marin (Van Maanen *et al.*, 2013 ; Ifremer-UBO-Artélia-GIP Loire Estuaire, 2014) :

- en cas d'une montée lente, la surface de l'estran pourrait augmenter vers l'amont, par inondation de secteurs auparavant exondés, ce qui pourrait provoquer une dominance de jusant et l'export de sédiment ;
- ou au contraire diminuer, en cas d'une montée rapide (dominance du flot) liée à une source de sédiments insuffisante, ce qui conduirait alors à une évolution de type lagune.

A titre d'exemple, un parallèle peut être fait avec l'évolution au cours de l'Holocène de la mer du Nord, qui était initialement constituée d'un grand nombre de petits estuaires peu profonds et a été progressivement inondée par manque d'apports de sédiments (Beets, Van der Speck, 2000 ; Dissanayake *et al.*, 2012 ; Ifremer-UBO-Artélia-GIP Loire Estuaire, 2014). L'évolution des estuaires pourrait également se traduire par une évolution du nombre et de la largeur des chenaux en aval et en amont de l'estuaire, ainsi que par l'érosion de l'embouchure et l'extension consécutive du delta de jusant à l'extérieur (Van Maanen *et al.*, 2013 ; Ifremer-UBO-Artélia-GIP Loire Estuaire, 2014).

Sous réserve d'un apport sédimentaire suffisant, les marais maritimes seraient moins sensibles à la montée du niveau de la mer en contexte macrotidal (Simas *et al.*, 2001 ; Pont *et al.*, 2002 ; Ganju, Schoellhamer, 2006 ; Ifremer-UBO-Artélia-GIP Loire Estuaire, 2014). Une augmentation du nombre de tempêtes serait par ailleurs susceptible d'accroître les épisodes de surcote, et ainsi de favoriser la sédimentation dans les marais maritimes (Ifremer-UBO-Artélia-GIP Loire Estuaire, 2014) ; des modélisations en ce sens ont été menées dans la mer des Wadden (Schuerch *et al.*, 2013 ; Temmerman *et al.*, 2013) et l'estuaire de l'Escaut (Temmerman *et al.*, 2004).

L'évolution de la végétation subtidale et intertidale (schorre) aura également une influence importante dans l'évolution des marais. En cas d'accélération de la montée du niveau de la mer, une diminution d'accrétion dans le marais pourrait se traduire par un taux d'inondation trop important pour le maintien de la végétation, une disparition progressive de celle-ci et un ralentissement ou un arrêt de l'accrétion, conduisant à la conversion du marais en estran nu voire en surface subtidale (Kirwan *et al.*, 2010 ; Ifremer-UBO-Artélia-GIP Loire Estuaire, 2014). Le seuil critique d'élévation du niveau marin, qu'il ne faudrait pas dépasser pour maintenir le marais, augmenterait avec le marnage et la concentration en MES des chenaux d'alimentation.

Il faut toutefois considérer ces modélisations avec prudence car les références des données des modèles montrent une grande variabilité des prédictions tandis que les données en entrée de modèle (précipitations par exemple) sont encore incertaines.

6.3.2 Côtes à falaises rocheuses

Une grande partie des falaises rocheuses est stable ou évolue faiblement actuellement, sous l'effet de :

- processus marins, tels que les vagues et courants marins qui déblaient les matériaux éboulés en pied de falaise et peuvent

attaquer directement la paroi, créant potentiellement des sous-cavages déstabilisants,

- processus subaériens ou continentaux, tels que les températures (gel/dégel), les précipitations et infiltrations, la salinité de l'air et de l'eau, qui agissent par désagrégation mécanique ou chimique des roches.

Cependant, en fonction de caractéristiques lithostratigraphiques (perméabilité des roches, alternance de roches meubles et cohérentes...), certaines falaises évoluent davantage, notamment les falaises crayeuses. Une grande majorité de travaux indique que les vitesses de recul des falaises devraient s'accroître avec une élévation du niveau de la mer. Toutefois, la difficulté de déterminer l'efficacité respective des divers processus marins et continentaux qui se combinent et se relaient pour aboutir au recul des falaises conduit à manier les résultats proposés avec beaucoup de prudence (Onerc, 2015).

À titre d'exemple pour montrer la difficulté des quantifications prospectives, le réchauffement climatique devrait s'accompagner sur la province d'une réduction du nombre de jours de gel (voir 3.4.1.a), limitant les effets de ce paramètre important dans l'érosion des falaises calcaires et crayeuses. En revanche, les pluies, probablement plus intenses même sur des périodes plus courtes (voir 3.4.1.c), pourraient favoriser le déclenchement d'effondrements ou de glissements sur les falaises constituées de matériaux peu résistants ou meubles (Onerc, 2015). Or, le retrait accéléré des falaises peut produire plus de débris susceptibles de protéger le pied des abrupts des actions marines. Le recul des falaises « exposées » à la mer est plus important que les falaises aux abrupts plus faiblement battus (Costa, 2004 ; Letortu, 2013 ; Onerc, 2015). Il est donc probable que les falaises déjà en situation de recul appréciable à l'échelle d'une vie humaine et cédant du terrain sous l'effet direct de l'érosion des vagues devraient voir leur évolution accélérer avec l'élévation du niveau de la mer (Paskoff, 1998). Par ailleurs, dans le cas des falaises, il est possible qu'un changement du régime des précipitations, encore incertain, ait plus d'impact que la montée des eaux.

Enfin, il faut noter que l'impact d'une diminution du pH (acidification des océans - voir 3.4.1.d) sur l'évolution des falaises calcaires ou crayeuses n'a pas fait l'objet de recherches approfondies en métropole alors que le phénomène est bien identifié pour son impact sur les récifs coralliens ou les enveloppes calcaires de certaines espèces de plancton (mollusques, crustacés) et autres coquillages.

