



HAL
open science

Données sédimentologiques

Alain Trentesaux, Anaïs Daburon, Sophie Le Bot, Caroline Maurin, Bertrand Michard, Mathilde Minguet, Amélie Roche, Laure Simplet, Vincent Vancraenenbroeck, Arnaud Héquette

► **To cite this version:**

Alain Trentesaux, Anaïs Daburon, Sophie Le Bot, Caroline Maurin, Bertrand Michard, et al.. Données sédimentologiques. 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-03044497

HAL Id: hal-03044497

<https://hal.science/hal-03044497>

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 4

Données sédimentologiques

Coordinateurs

Anaïs DABURON, *Cerema Nord-Picardie*

Caroline MAURIN, *Cerema Nord-Picardie*

Alain TRENTESAUX, *Université de Lille*

Contributeurs

Anaïs DABURON, *Cerema Nord-Picardie*

Arnaud HEQUETTE, *Université du Littoral-Côte-d'Opale*

Sophie LE BOT, *Université de Rouen*

Caroline MAURIN, *Cerema Nord-Picardie*

Bertrand MICHARD, *Cerema Eau, mer et fleuves*

Mathilde MINGUET, *Cerema Nord-Picardie*

Amélie ROCHE, *Cerema Eau, mer et fleuves*

Laure SIMPLET, *Ifremer*

Alain TRENTESAUX, *Université de Lille*

Vincent VANCRAENENBROECK, *Cerema Nord-Picardie*

4. DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES

Les actions conjuguées de la mer et du vent ont pour effet de déplacer les sédiments et donc de modifier la morphologie du littoral. Ce transport peut se faire transversalement ou longitudinalement à la côte. Les diverses zones du littoral français, dites provinces sédimentaires, sont définies à partir des possibilités d'échanges sédimentaires existant le long de la côte. La province de la frontière belge à la pointe du Hourdel se divise en plusieurs cellules hydrosédimentaires où le comportement hydrodynamique du littoral et les processus sédimentologiques sont indépendants de ceux des cellules adjacentes (voir *Chapitre 3 : Facteurs hydrodynamiques*). Ces portions de côte sont indépendantes de toute structure administrative et constituent l'échelle minimale d'analyse des transports sédimentaires transversaux et longitudinaux.

La définition des limites à terre et en mer de ces cellules s'avère souvent difficile du fait du régime macro à mégatidal qui élargit la zone d'échanges sédimentaires au sein du profil côtier. Celles-ci peuvent ponctuellement fluctuer en fonction des caractéristiques des tempêtes, mais restent globalement bien identifiées.

Ainsi, la province sédimentaire de la frontière belge à la pointe du Hourdel peut être découpée en 8 cellules hydrosédimentaires qui possèdent des caractéristiques et des limites propres (*Figure 4.1*). Elles sont décrites du sud (Manche) vers le nord (mer du Nord) en raison de la résultante générale des courants qui portent vers la frontière belge (SMCO, 2003) :

- de la pointe du Hourdel (baie de Somme) à la pointe de Routhiauville,
- de la pointe de Routhiauville (baie d'Authie) à la pointe du Touquet,
- de la pointe du Touquet (baie de Canche) à la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer),
- de la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer) au cap Gris-Nez,
- du cap Gris-Nez au port de Calais,
- du port de Calais à la jetée des Huttes (Gravelines),
- de la jetée des Huttes (Gravelines) à la jetée de Malo (Dunkerque),
- de la jetée de Malo (Dunkerque) à la frontière belge.

L'analyse des données sédimentologiques comprend la définition des caractéristiques granulométriques, morphologiques et minéralogiques des sédiments, ainsi que la nature des matériaux déposés ou en suspension qui reflète un équilibre dynamique lié aux agents de transport tels que les houles, les courants ou les vents. C'est la synthèse de ces données, concernant tant les sédiments que les facteurs hydrodynamiques, qui permet de définir les conditions d'érosion, de transport, de dépôt et de répartition des sédiments, soit, sous un terme général : la dynamique sédimentaire.

4.1 Nature et répartition des sédiments

La façade de la frontière belge à la pointe du Hourdel se caractérise par une faible profondeur, de forts courants de marée et la présence d'un ensemble de grands bancs sableux (Augris *et al.*, 1995 ; Augris, Clabaut, 2001). La répartition des sédiments sur les fonds marins s'explique par les contraintes hydrodynamiques (voir *Chapitre 3*, notamment 3.2.3. *Courants*) et par l'héritage géologique récent (voir 2.2. *Géologie des côtes et des fonds marins*). Ces conditions engendrent une lithologie variable en raison de la nature des matériaux et de la granulométrie des sédiments (Augris *et al.*, 1990). Deux types de formations sont présentes sur les fonds marins de la province (*Figure 4.2*) :

- un substratum rocheux correspondant aux formations sédimentaires indurées du Jurassique et du Crétacé, dans le détroit du Pas-de-Calais, au large du cap Gris-Nez, où les sédiments transitent sans se déposer sous l'effet des forts courants de marée,
- des sédiments meubles déposés lors de la dernière transgression (transgression flamandaise), en partie mobilisés dans les conditions hydrodynamiques actuelles.

Dynamiques et évolution du littoral

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

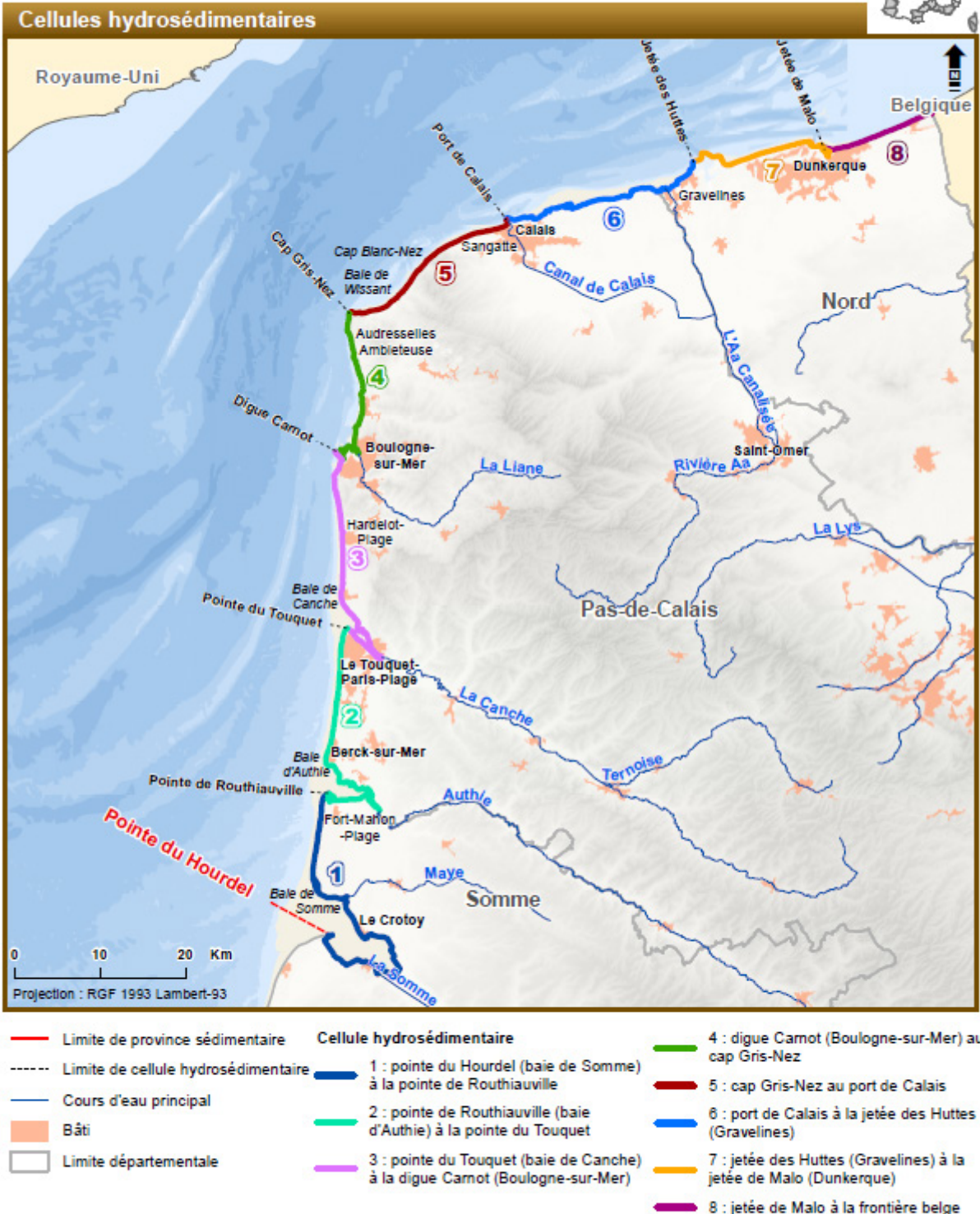


Figure 4.1 : Cellules hydrosédimentaires de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Dynamiques et évolution du littoral

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

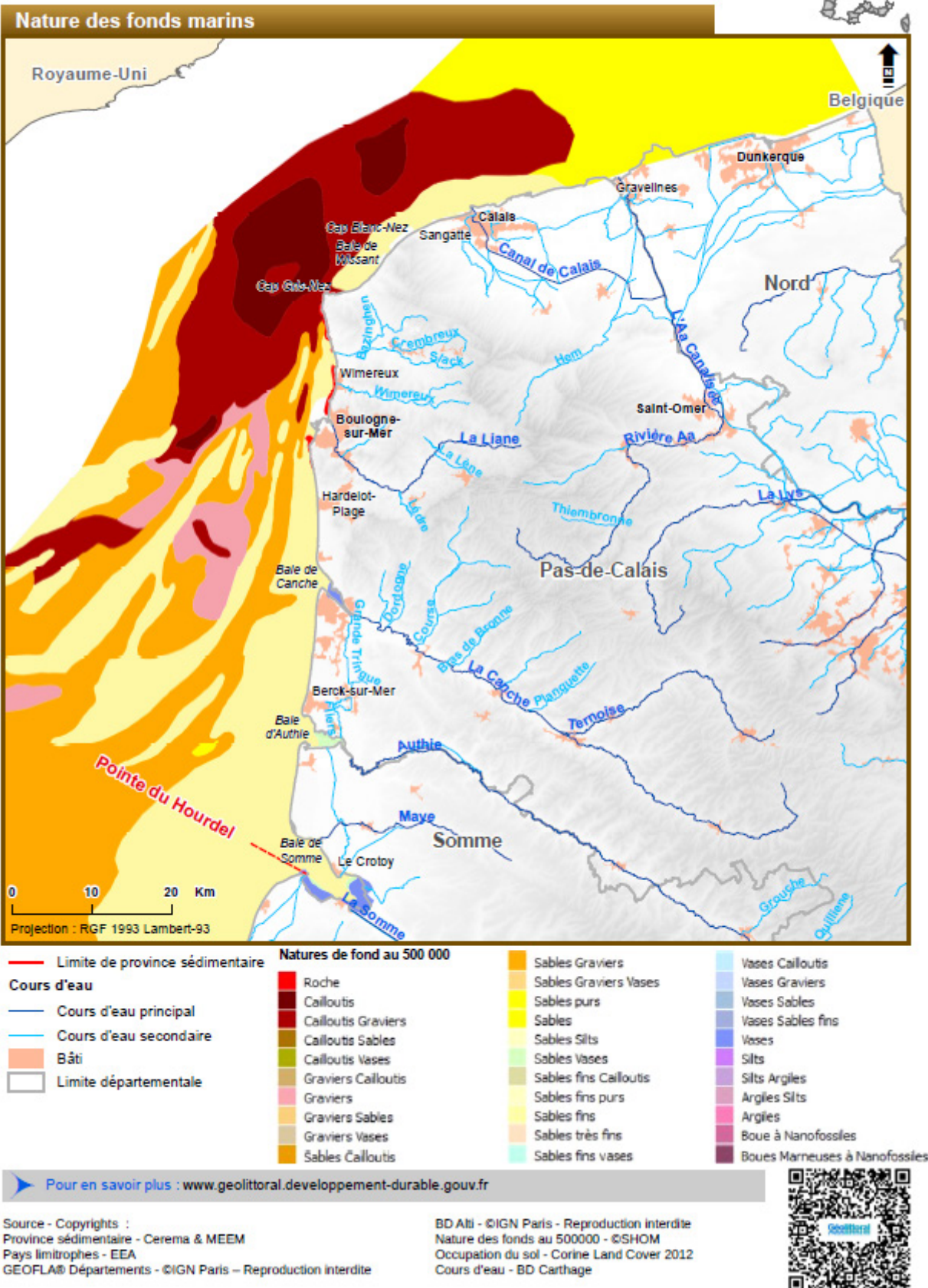


Figure 4.2 : Nature des fonds marins de la province au 1/500 000^e (Shom – Carte G)

Les sédiments meubles sont constitués à 54 % d'une couverture de cailloux et de graviers. Les sables représentent 46 % de la surface totale de la province. Ils se trouvent en mer du Nord vers la Belgique et en Manche au niveau des bancs et des estuaires (Figure 4.2). Sur la côte, les sédiments se répartissent le long des trois unités morphosédimentaires (voir 2.3.1. *Géomorphologie continentale*) :

- la plaine maritime picarde composée de plages sableuses, de bordures dunaires et d'estuaires,
- le Boulonnais où les caps rocheux alternent avec des baies aux sédiments meubles,
- la plaine maritime flamande composée de plages sableuses ourlées de dunes.

La localisation de ces unités est inhérente à la géologie continentale de la province : les formations géologiques affleurent, sur la côte, au niveau des falaises vives, formant parfois un platier rocheux au niveau de la plage et au large, formant quelques pointements rocheux tels que les ridens²⁸, les Quénocs et le Rouge-Riden²⁹.

La nature minéralogique des sédiments est homogène sur le littoral de la province. Ceux-ci sont composés essentiellement de quartz, de débris de coquilles (fraction carbonatée), de débris de silex et de roches dans les fractions plus grossières et d'une très faible fraction de minéraux lourds. La répartition des sédiments (Figure 4.2) reflète la distribution de l'énergie de la zone (voir 3.2.3 *Courants*). Le stock des bancs sableux et des plages, composé de sables fins ou moyens essentiellement siliceux (fraction biogène peu abondante, comprise entre 8 et 15 %), est très évolué et très bien classé (Augris, Clabaut, 2001).

4.1.1. Répartition générale des sédiments sur le plateau continental

La répartition des sédiments sur le plateau continental au large de la Manche et de la mer du Nord (Figure 4.2) est essentiellement contrôlée par les forts courants marins présents dans ce secteur (voir 3.2.3 *Courants*). Les sédiments meubles reposent sur un substratum rocheux pratiquement plan (Augris, Clabaut, 2001) et localement affleurant. Ils sont constitués d'une couverture caillouteuse et de sables (Tableau 4.1) ; les sédiments fins se trouvent principalement dans les secteurs abrités comme les estuaires ou piégés dans les interstices des sédiments grossiers (Anthony, Héquette, 2007).

4.1.1.a. Substratum rocheux

Au large, les affleurements rocheux sont disséminés et de taille généralement modeste. Des platiers et des petits pointements rocheux sont présents, face au secteur Boulogne-sur-Mer/Audresselles (Figure 4.2). Ils résultent de phénomènes d'érosion différentielle dans l'alternance de niveaux durs et tendres du Jurassique. Les terrains tendres du Crétacé inférieur (Wealdien), devant la baie de Wissant, et les terrains tertiaires, au nord de Gravelines, montrent des surcreusements de faible amplitude (Augris *et al.*, 1990).

4.1.1.b. Couverture sédimentaire

Peu d'informations existent sur l'épaisseur des sédiments meubles. Une étude sur les possibilités d'exploitation de matériaux marins sur les façades de la mer du Nord, de la Manche et de l'Atlantique (Augris *et al.*, 2006) a estimé l'épaisseur des sédiments comprise entre 0 et 50 m et majoritairement entre 5 et 30 m (Figure 4.3-B). La connaissance de ces épaisseurs est une donnée capitale pour évaluer les potentiels d'extraction de granulats marins (voir 5.2 *Extractions*) ou l'implantation des structures sur le fond (énergies marines renouvelables, réseaux...). Les paléovallées du Pléistocène dessinent deux réseaux aux directions globalement perpendiculaires où l'épaisseur des sédiments est supérieure à 1 m (Figure 4.3-A) :

Tableau 4.1 : Nature et répartition des fonds marins de la province (d'après Augris *et al.*, 1990)

Nature des fonds	Répartition
Fonds rocheux	5 %
Fonds caillouteux	40 %
Fonds sableux	55 %

28 Les ridens sont des reliefs sous-marins à sommet plat faisant saillie sur les fonds ; ils peuvent être formés de roche en place, de sédiments ou de matériaux organiques (SMCO, 2003). Ils désignent ici les affleurements rocheux de Jurassique supérieur au large de Boulogne-sur-Mer.

29 Les Quénocs et le Rouge-Riden sont des affleurements de l'Albien face au cap Blanc-Nez.

- un premier réseau qui prolonge les directions des fleuves côtiers principaux sans leur être nécessairement connecté (l'Yser, l'Aa, la Canche, l'Authie et la Somme) et montrant parfois un cours plus méandrisant que le cours actuel terrestre (Trentesaux *et al.*, 2011),
- un second réseau au centre de la Manche et de la mer du Nord correspondant au chenal du Lobourg (James *et al.*, 2002). Les fonds de ces dépressions sont en général recouverts de graviers remaniés à chaque transgression marine.

La couverture sédimentaire se divise en deux unités verticales (ROLNP, 2016b) :

- une unité inférieure, composée de cailloutis et de graviers (Tableau 4.2), sur une épaisseur de quelques dizaines de centimètres à un mètre et peu mobiles dans les conditions hydrodynamiques actuelles,
- une unité supérieure, composée de sables et de graviers et modelée par des bancs, dunes sous-marines (mégarides ou ridens) et rubans sableux.

Les cailloutis de l'unité inférieure comprennent principalement des galets mais aussi des blocs, des graviers et des sables en faible quantité. Ils sont composés d'une fraction terrigène (silex et débris de calcaires ou de grès) et d'une fraction biogène (coquilles plus ou moins fragmentées) (Augris *et al.*, 1990). Les sédiments de l'unité supérieure sont mobilisables par les courants de marée au large et par les houles aux abords des côtes (ROLNP, 2016b). Les contraintes liées aux courants sur le fond conditionnent la répartition granulométrique des formations meubles. Ainsi, la taille moyenne des grains diminue en s'éloignant du large du cap Gris-Nez vers la Manche et vers la mer du Nord (Clabaut,

1988 ; Dewez *et al.*, 1989 ; Augris *et al.*, 1990 ; Vicaire, 1991).

L'unité supérieure de la couverture sédimentaire meuble est composée de vastes édifices sableux qui sont principalement (Augris *et al.*, 1990) :

- vers la côte, le talus littoral, qui assure la transition entre le domaine des bancs du large et les plages et dunes littorales,
- au large, les bancs et autres corps sableux (Figure 4.4) :
 - des bancs sableux de 3 à 70 km de long et larges de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres pour une hauteur variant de 10 à 30 m qui peuvent être festonnés par des vagues de sables ; des formes isolées (barkhannes) sont présentes au large de Sangatte et de la baie de Wissant ;
 - des vagues de sables ou ridens³⁰ qui peuvent s'associer en « champs » de structures coalescentes situés en périphérie ou en terminaison des grands bancs du large ou à la base du talus littoral ;
 - des dunes de sable isolées ou non, d'une hauteur pouvant atteindre une dizaine de mètres pour une longueur d'onde de quelques centaines de mètres ;
 - d'autres corps sédimentaires, de moindre extension, qui se surimposent localement, comme des rubans sableux et traînées sableuses.

Ces corps sableux sont modelés en surface par des figures sédimentaires de moindre amplitude, comme les mégarides et les rides (Figure 4.4).

Tableau 4.2 : Granulométrie des composants de la couverture sédimentaire meuble de la province de la frontière belge à la baie de Somme (modifié d'après Augris *et al.*, 1990 : *0,2 mm dans le texte original / **vases dans le texte original)

Nature des fonds	Granulométrie correspondante
Cailloutis	Blocs supérieurs à 20 cm
	Galets de 2 à 20 cm
	Graviers de 2 mm à 2 cm
Sables	Sables grossiers 0,5 à 2 mm
	Sables moyens 0,25* à 0,5 mm
	Sables fins 0,063 à 0,25* mm
Sédiments fins	Silts 0,002 à 0,063 mm
	Argiles** inférieures à 0,002 mm

30 Les ridens désignent ici des hauts-fonds sableux.

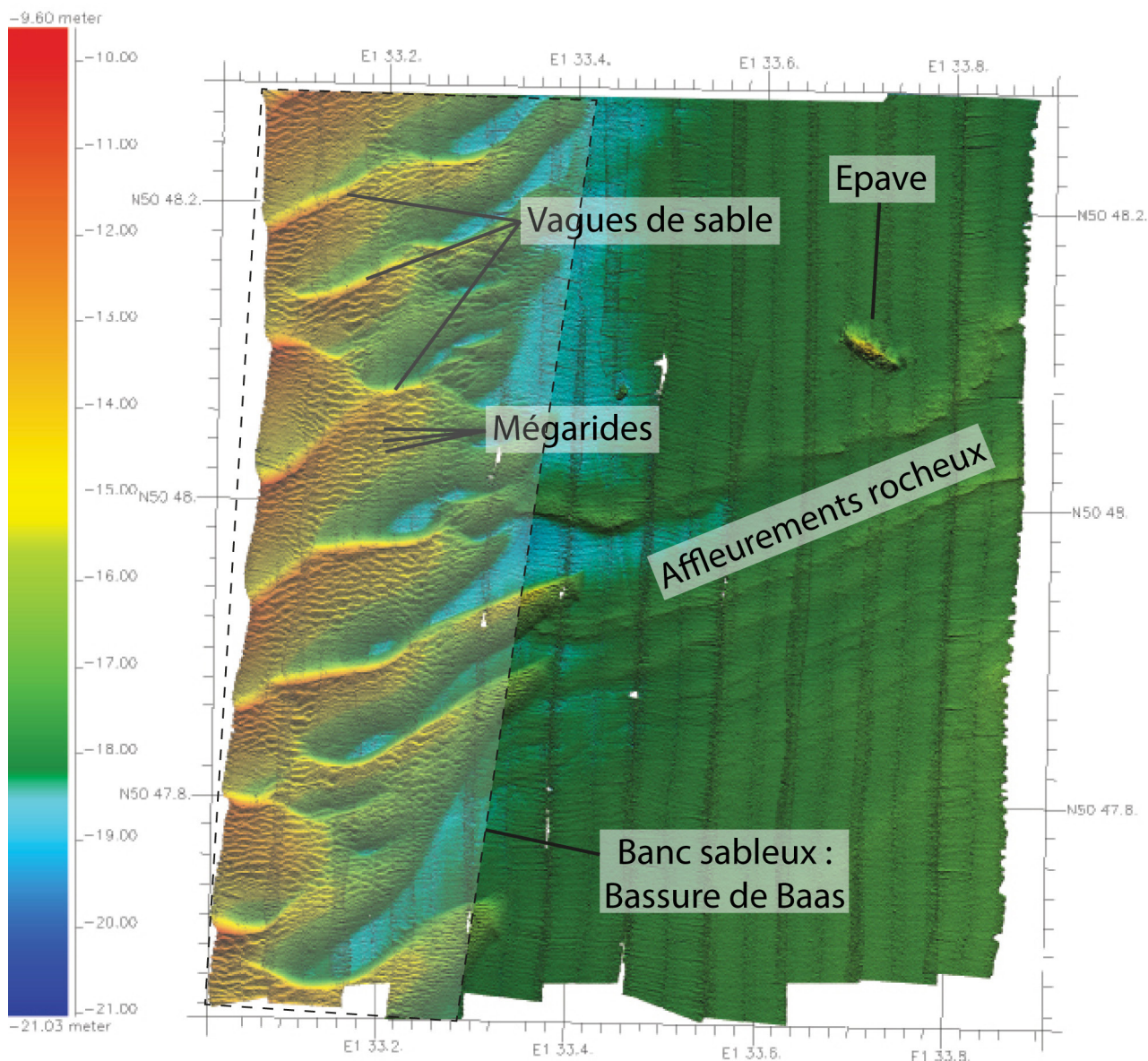


Figure 4.4: Superposition des formes sédimentaires d'accumulations sableuses au large d'Ambleteuse. La bathymétrie met en évidence le flanc est de la Bassure de Baas (entouré en pointillés), banc sableux recouvert de formes transverses au courant : des vagues de sable (grandes dunes sensu Ashley, 1990), elles-mêmes recouvertes de mégarides (moyennes et petites dunes sensu Ashley, 1990), à leur tour recouvertes de rides (identiques à celles observables sur les plages à marée basse). La zone comprise entre le banc et la côte est dépourvue de sédiment superficiel mobile et laisse apparaître les bancs plus résistants du Jurassique supérieur. L'épave identifiée mesure de 90 m de long (Trentesaux et Ifremer, 2016. Travaux en cours).

Les dunes sous-marines présentes au milieu du détroit du Pas-de-Calais (Figure 4.5) sont constituées de lithoclastes, de coquilles, de grains de quartz, de glauconie et de divers oxydes et phosphates (Le Bot, 2001). La composition des grains est constante pour une fraction granulométrique donnée (Tableau 4.3) ce qui permet

de supposer un nourrissage des dunes à partir d'un stock sédimentaire commun (voir 4.2 *Origine des sédiments*). Les observations de Le Bot (2001) montrent une colonisation des cailloux par des algues ou des bryozoaires de plusieurs centimètres de haut, témoins de l'immobilité de ces cailloux.

Tableau 4.3 : Composition des sédiments dans le détroit du Pas de Calais (d'après Le Bot, 2001)

Nature	Taille des grains	Composition
Graviers	> 4 mm	50 à 100 % de lithoclastes jusqu'à 12,5 mm Présence de fragments rocheux carbonatés
Sables très grossiers et granules fins	0,8 et 4 mm	Essentiellement des fragments de coquilles (jusqu'à 95 %)
Sables fins à grossiers	< 0,8 mm	Majoritairement des grains de quartz Faible pourcentage de phosphates, oxydes et glauconie

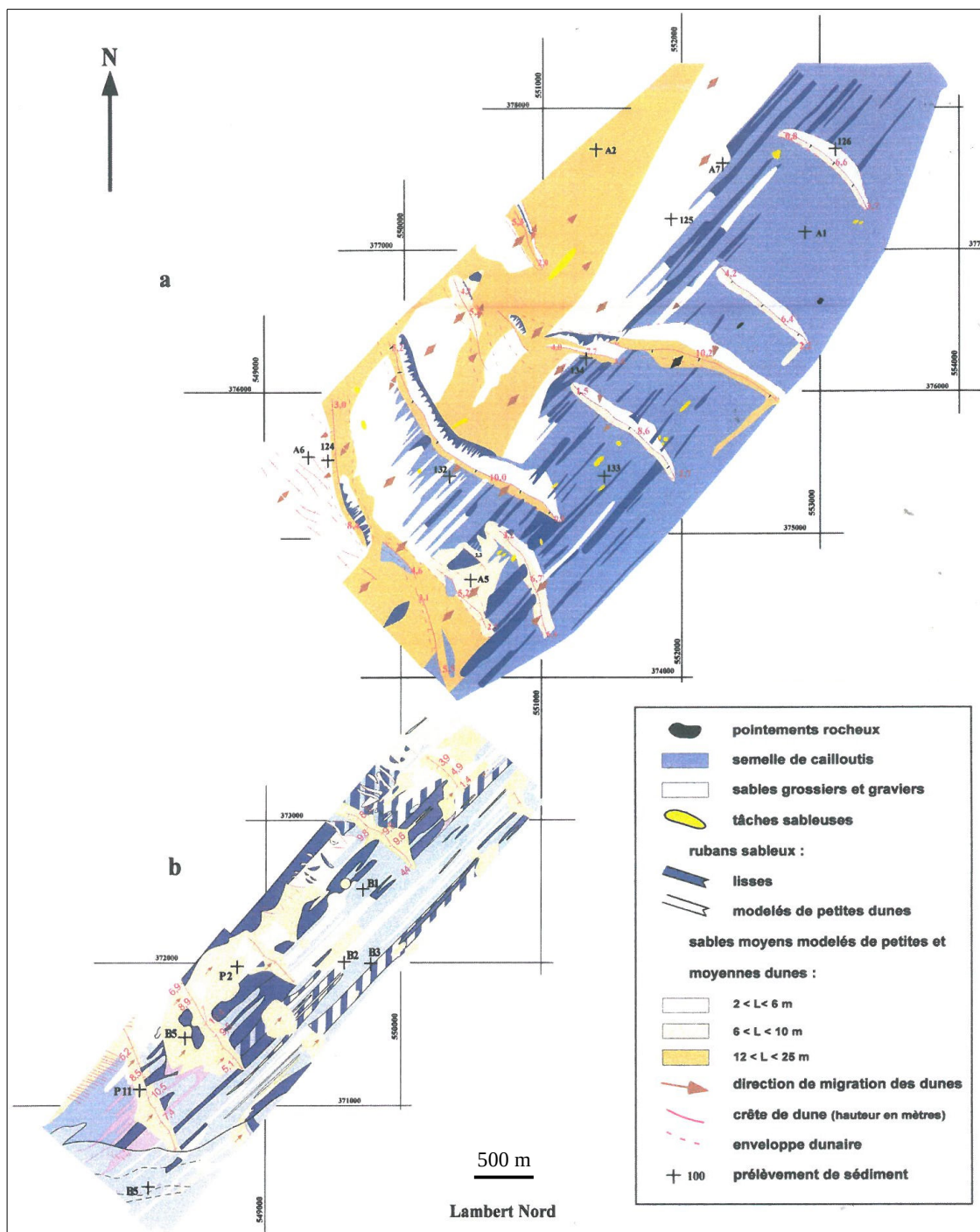


Figure 4.5 : Caractéristiques et distribution spatiale des faciès morphosédimentaires au centre du détroit du Pas de Calais ; interprétation de profils de sonar à balayage latéral (a : levé Shom/MHA, 1992 ; b : levé Shom/MHA, 1999) (d'après Le Bot, 2001)

4.1.2 Répartition générale des sédiments sur la bande côtière

4.1.2.a. Côtes rocheuses

Devant les côtes rocheuses, le talus littoral présente une pente de 2 à 3°. La roche qui le constitue peut affleurer ou être surmontée d'un placage de cailloutis ou de sables (Augris *et al.*, 1990). Près des côtes, les affleurements se présentent sous des formes variables (Figure 4.6) :

- devant le cap d'Alprech, le talus littoral rocheux est abrupt et passe rapidement vers le large à un platier rocheux ;
- devant le cap Gris-Nez, des crêtes rocheuses de plusieurs mètres de hauteur prolongent en mer les affleurements observés sur l'estran, ce qui constitue le type d'affleurement rocheux le plus étendu sur la province ;
- devant le cap Blanc-Nez, les roches des Gardes, des Quénocs et du Rouge-riden constituent également des reliefs importants de 5 à 8 mètres de hauteur.

Les processus d'érosion de ces côtes sont présentés au chapitre 2 (2.5 *Facteurs et mécanismes d'évolution du littoral*).

4.1.2.b. Côtes sableuses

Devant les plages sableuses des plaines maritimes picarde et flamande, le talus littoral prolonge la plage vers le large, jusqu'à une profondeur de 15 à 20 m. Sa morphologie est influencée par le type de côte auquel il est associé. Il est subdivisé en deux entités, selon la profondeur d'eau (Augris *et al.*, 1990) :

- une entité inférieure composée de sables moyens, modelée par des mégarides ;
- une partie supérieure composée de sables fins gris, parfois envasés, dépourvue de figures sédimentaires.

Les grains de sable de la province sont à 97 % de granulométrie³¹ moyenne à très fine (Tableau 4.4) : 14 % sont très fins (Φ entre 3 et 4), 68 % sont fins (Φ entre 2 et 3) et 15 % sont moyens (Φ entre 1 et 2). Seule la partie ouest de la baie de Wissant présente des gros grains (Φ inférieur à 1), probablement issus de l'érosion des falaises proches (Figure 4.7) (Anthony, Héquette, 2007).



Figure 4.6 : Exemples de côtes rocheuses de la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel (clichés Cédric Lefebvre, 2011 ; Isabelle Liénard, 2010 ; Vincent Vanraenenbroeck, 2014) ; (A) Équiheh, (B) Falaises d'Audresselles, (C) Cran de Quette (sud du cap Gris-Nez), (D) Cap Blanc-Nez.

31 Le diamètre moyen des grains est un élément descriptif de la granulométrie. Il peut être analysé en classe millimétrique ou via l'échelle Φ où $\Phi = -\log_2(\text{diamètre en mm})$.

Tableau 4.4 : Granulométrie moyenne des sables sur le littoral de la province en échelle Φ et en millimètres (d'après Anthony, Héquette, 2007)

Zone du profil	Type de sable	Granulométrie (Φ)	Granulométrie (mm)
Bancs de sables	Variable. Grande proportion de gros et moyen	0,5 à 4 (¼ des échantillons entre 0,5 et 2,5)	0,063 à 0,71 mm (¼ des échantillons entre 0,18 et 0,71 mm)
Plages	Fin et moyen	1,5 à 2,6	0,16 à 0,35 mm
Dunes éoliennes	Fin et moyen	1,7 à 2,5	0,18 à 0,31 mm
Estuaires	Moyen à très fin	1,8 à 4	0,063 à 0,29 mm

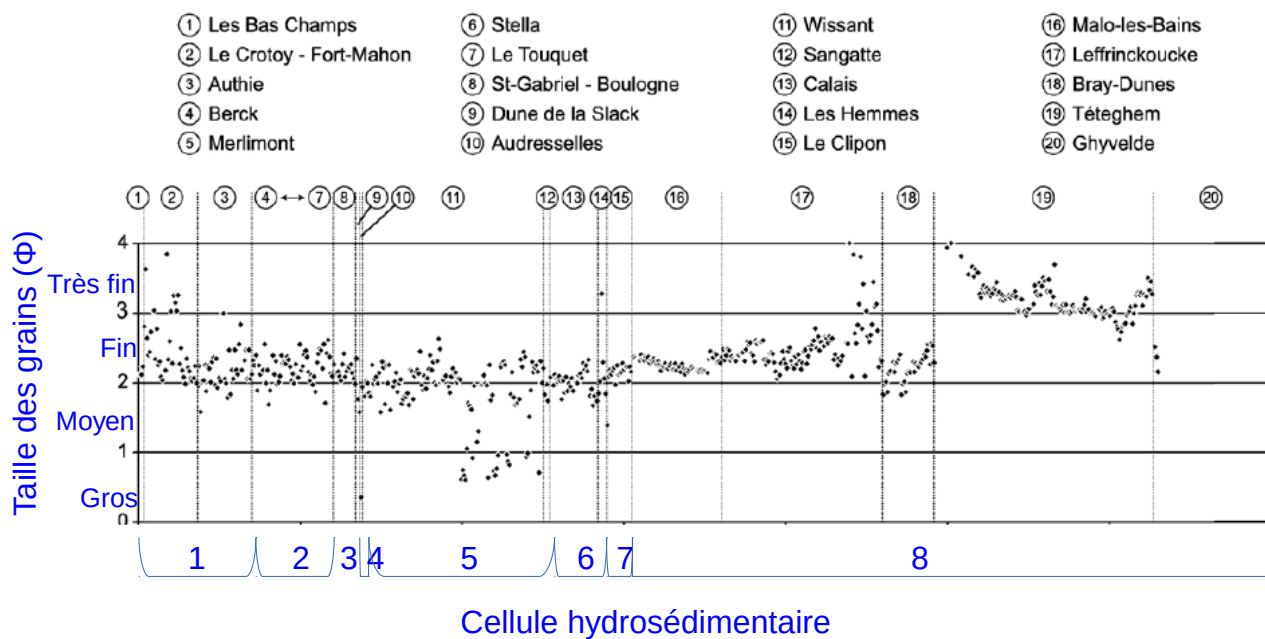


Figure 4.7 : Granulométrie des sables littoraux de la province (modifié d'après Anthony, Héquette, 2007).

4.1.2.c. Baies et estuaires

Baie de Somme

Dans la baie de Somme, les sédiments sont essentiellement fins (Figures 4.8-A et 4.9-D-E), de type « sables », et très homogènes (Figure 4.8-B), le diamètre médian fréquent étant de l'ordre de 0,15 à 0,20 mm (Beauchamp, 1998 ; d'après Sogreah, 1995 ; Latteux, 2001). Un granoclassement avec un gradient d'affinement du large vers la zone interne de la baie est néanmoins observé (Figure 4.9-A). La ligne du zéro hydrographique (représenté en pointillés noirs sur la figure 4.9) constitue une limite entre les sédiments fins du domaine intertidal et les sédiments plus grossiers du domaine subtidal (médiane à 0,24 mm à l'entrée de la baie pour Beauchamp, 1998 ; d'après les données de Sogreah, 1995 ; Michel, 2016). Ils sont un peu plus grossiers dans les chenaux et au contraire plus fins (moins de 0,1 mm) sur les mollières. Le pourcentage de vase est insignifiant hors mollières, à l'exception d'une bande littorale située entre Le Crotoy et la Maye et d'une bande subtidale, sous le zéro hydrographique, riche en faune benthique (Figure 4.9-C). Dans les mollières, ce pourcentage croît en s'éloignant des chenaux de drainage et des bordures des mollières, jusqu'à atteindre des proportions dépassant 70 % (Beauchamp, 1998 ; d'après Sogreah, 1995). Près du Crotoy, un banc de galets affleure dans la baie (Figure 4.9-F) qui est une continuité du banc du Mayocq situé plus au nord (Latteux, 2001).

Les sédiments du domaine intertidal sont pauvres en carbonates (< 30 %) tandis que les sables vaseux et les vases, présents dans les zones abritées et végétalisées du fond de la baie (schorre ou mollières), sont plus riches en carbonates (entre 30 et 50 %) (Figure 4.9-B). Des cordons coquilliers se sont également développés le long des rives nord de la baie de Somme (Michel, 2016).

Baie d'Authie

En baie d'Authie, considérée hors mollières, les sédiments sont essentiellement sableux : le diamètre médian en partie aval, la plus élargie de la baie, est de l'ordre de 0,20 à 0,30 mm, très légèrement moins fin en moyenne que celui du large (généralement inférieur à 0,25 mm). Dans la partie amont de la baie, le diamètre est de l'ordre de 0,20 à 0,25 mm à proximité du chenal, mais il peut descendre en dessous de 0,10 mm sur les bords de la mollière. Le pourcentage de vase est extrêmement faible dans toute la partie aval de la baie (de l'ordre de 0 à 1 %) et reste très faible dans la partie amont. Sur la marge ou à l'intérieur de la mollière, le pourcentage de vases dépasse aisément 30 % (Figure 4.10) (Latteux, 2001).

Baie de Canche

La granulométrie dans l'estuaire de la Canche montre une tendance à l'affinement de la taille des grains vers l'intérieur de l'estuaire (Figure 4.11, d'après Skonieczny, 2006) : des passages de sables moyens se superposent aux sables fins à l'extérieur de la baie et aux vases à l'intérieur de la baie.

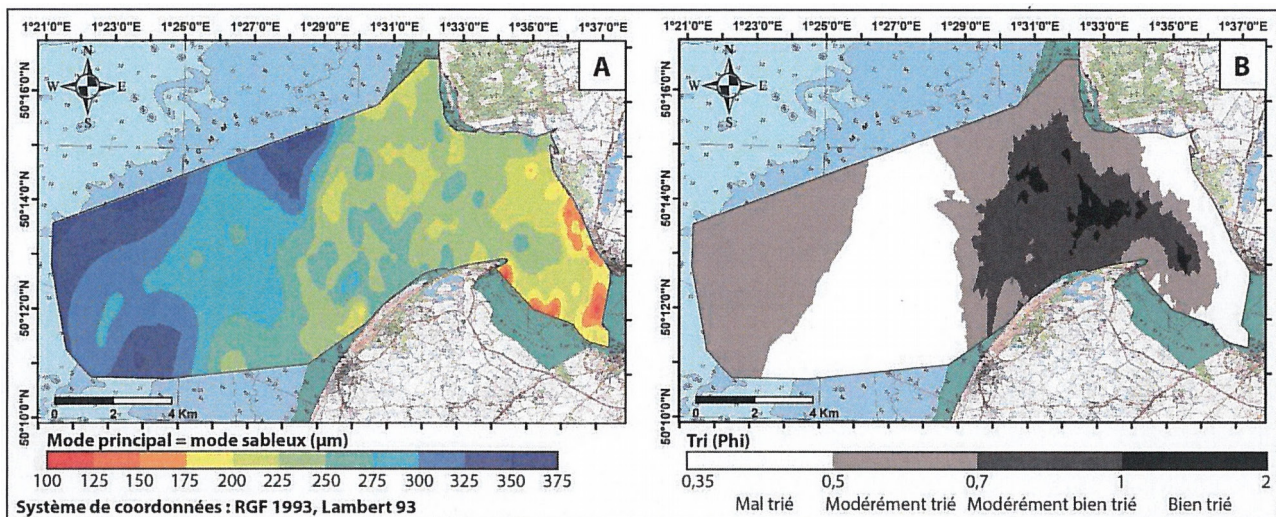


Figure 4.8 : Paramètres sédimentologiques de la baie de Somme en 2013, (A) mode sableux et (B) tri granulométrique (Michel, 2016)

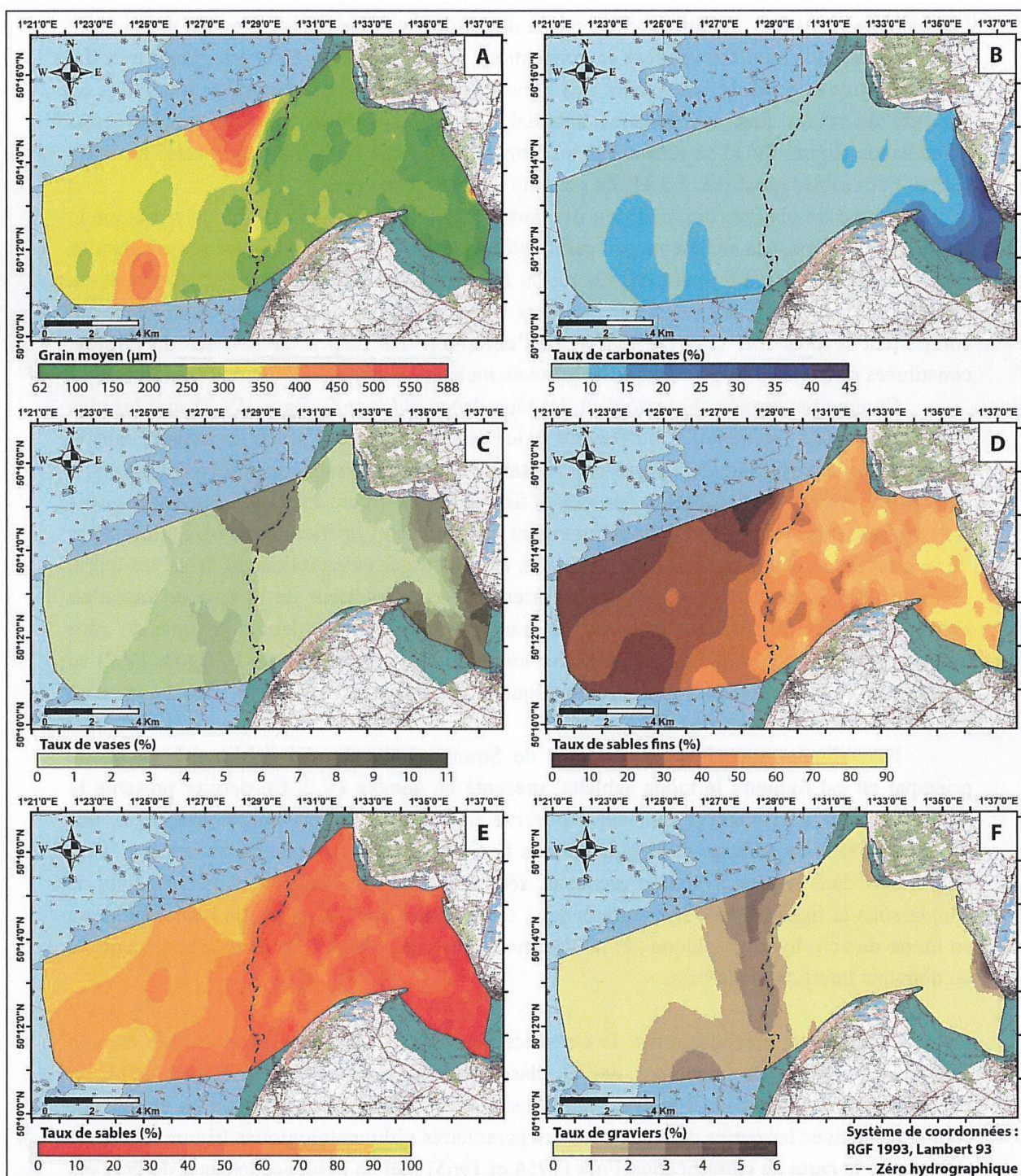


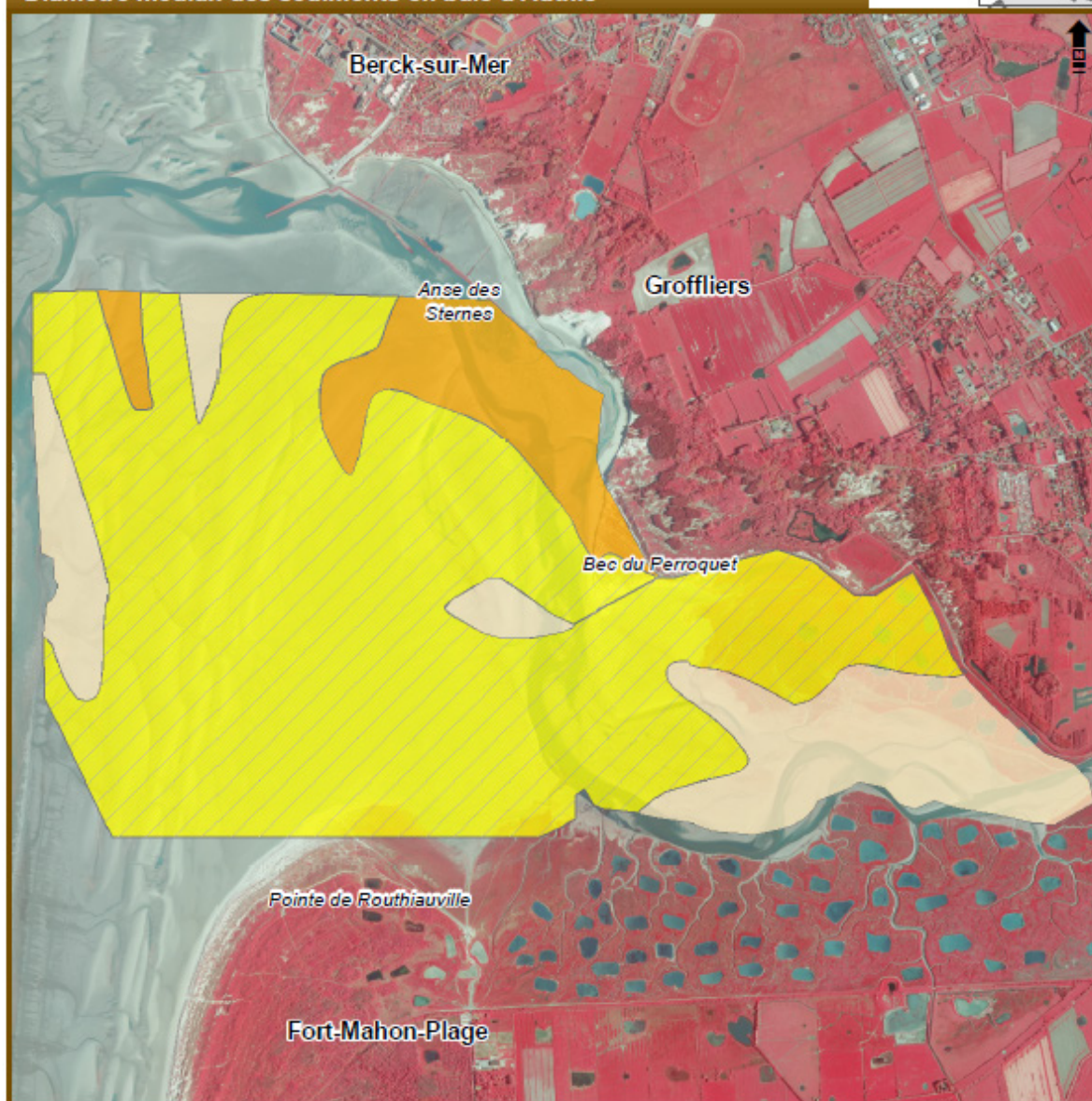
Figure 4.9 : Paramètres sédimentologiques de la baie de Somme en 2013, (A) grain moyen, (B) taux de carbonates, (C) taux de vases, (D) taux de sables fins, (E) taux de sables et (F) taux de graviers (Michel, 2016)

Dynamiques et évolution du littoral

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



Diamètre médian des sédiments en baie d'Authie



0 0.5 1 Km

Projection : RGF 1993 Lambert-93

Médiane des sédiments

-  > 0.25 mm
-  Entre 0.25 et 0.20 mm
-  < 0.20 mm

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

Source - Copyrights :
Diamètre médian des sédiments - Dobroniak et al., 1998; Latteux, 2001
Ortho littorale V2 - MEEM



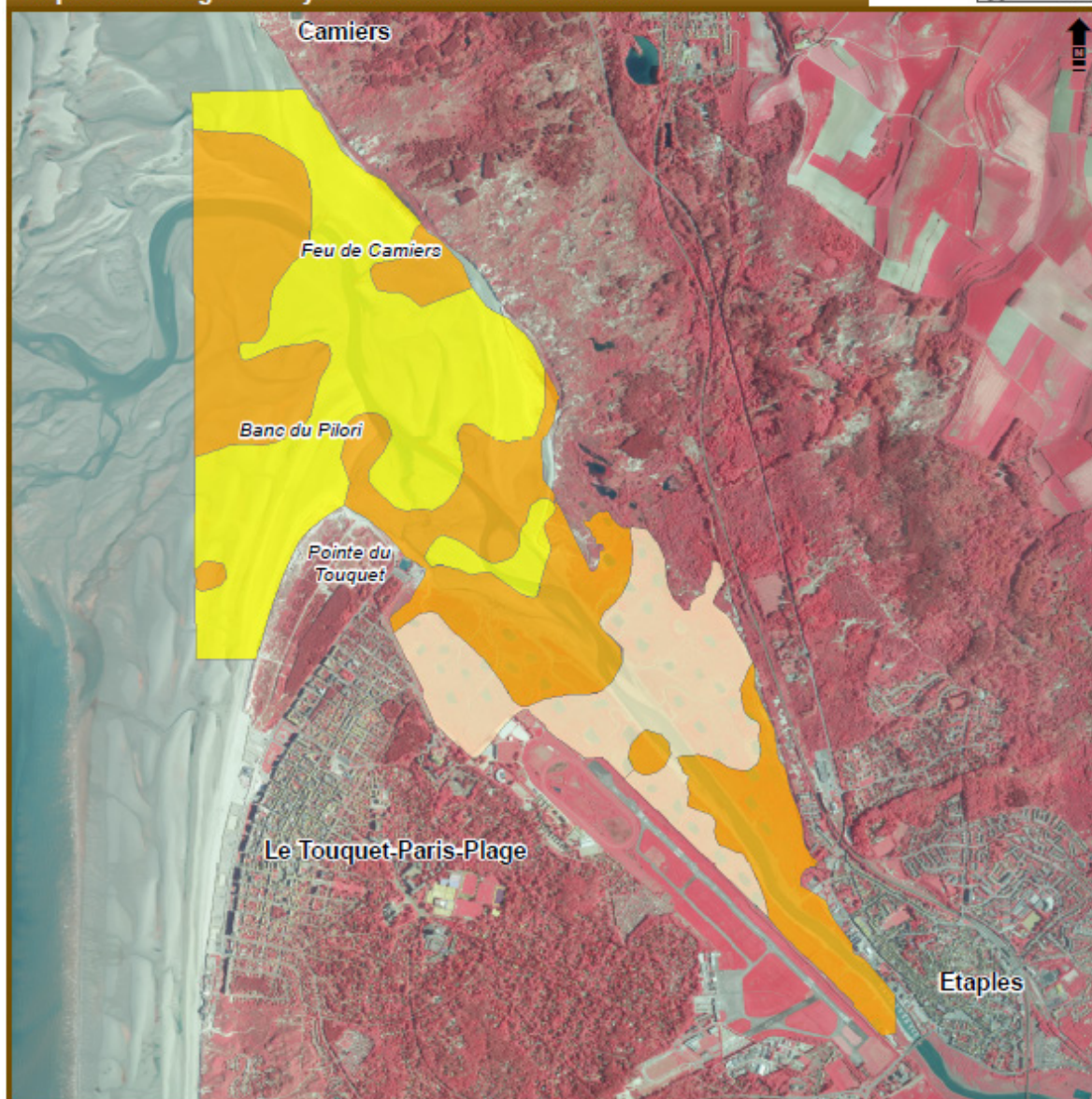
Figure 4.10 : Répartition des diamètres médians des sédiments en baie d'Authie (hors mollières) (carte modifiée d'après Latteux, 2001 ; d'après Dobroniak, 1998a)

Dynamiques et évolution du littoral

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



Répartition du grain moyen dans l'estuaire de la Canche



0 0.5 1 Km

Projection : RGF 1993 Lambert-93

Médiane des sédiments

- > 0.25 mm
- Entre 0.25 et 0.063 mm
- < 0.063

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

Source - Copyrights :
Diamètre moyen des sédiments - Skonieczny, 2006
Ortho littorale V2 - MEEM



Figure 4.11 : Répartition du grain moyen en 2006 dans l'estuaire de la Canche (carte modifiée d'après Skonieczny, 2006)

4.2 Origine des sédiments

Les sédiments sur les fonds de la Manche et au sud de la mer du Nord sont des dépôts hétérogènes périglaciaires d'origines terrestre, fluviatile et par ruissellement, apportés notamment par la Tamise, le Rhin et la Meuse au cours du Pléistocène (voir 2.2 *Géologie des côtes et des fonds marins*) (Houbolt, 1968 ; Zagwijn, 1979 ; Le Bot, 2001 ; Augris, Clabaut, 2001). Durant la dernière glaciation du Pléistocène, au Weichselien, le niveau de la mer a baissé, permettant ainsi l'exondation et l'assèchement des terrains. Ces derniers ont alors subi une érosion massive qui a conduit à l'accumulation de sédiments fluviaux et éoliens. Lors de la remontée du niveau marin, ces sédiments ont constitué un stock sédimentaire repris et associé aux sédiments holocènes d'origines marine et continentale, provenant de l'érosion des falaises et du fond de la mer. Cet ensemble sédimentaire s'est déposé sur la topographie issue de l'érosion périglaciaire.

4.2.1 Apports terrestres

Le volume sédimentaire issu du recul des falaises est difficile à évaluer. Seul le Boulonnais est un secteur à falaises source d'apports terrestres à l'origine des dépôts grossiers à l'ouest de la baie de Wissant (Anthony, Héquette, 2007) (Figures 4.12 et 4.13).

Entre le cap Gris-Nez et la pointe du Riden, à la pointe aux Oies, et entre le cap d'Alprech et Équihen-Plage, le haut estran est parsemé de blocs gréseux métriques. Là où le substrat affleure en permanence, apparaissent les « tables à ridens ». Les blocs métriques, d'origine purement locale, proviennent des bancs gréseux (grès de la Crèche essentiellement) affleurant en paroi de falaise (Pierre, 2005).

Le pied de falaise n'est atteint, par temps calme, que sur une courte section au nord du Petit Blanc-Nez et au droit du cap Blanc-Nez. Le pied des falaises argilo-gréseuses, dont l'altitude est comprise entre 6 et 8 m NGF, reste donc aussi hors de portée des flots si la mer est calme (Pierre, 2005).

4.2.2 Apports fluviatiles

Les fleuves côtiers de la province ont un débit solide modeste (voir 3.3.1 *Les grands fleuves*). En période de haut niveau marin, comme actuellement, les sédiments apportés par les fleuves sont essentiellement constitués de particules fines. Ceci explique qu'au débouché des fleuves se créent des vasières sous-marines, mais en Manche et en mer du Nord, celles-ci ne sont pas pérennes, les vases étant remobilisées durant les périodes de forte énergie pour être réintroduites dans les estuaires ou emportées dans des environnements protégés ou plus profonds (Garlan, Marchès, 2010). L'apport de sédiments fluviaux est alors limité puisque les débouchés des fleuves sont petits et leurs estuaires captent les apports fluviatiles et les sables marins (Anthony, Héquette, 2007). Les embouchures des fleuves, quand elles correspondent à des estuaires, ont donc plus un rôle de piège à sédiments que de source (voir 4.4 *Puits de sédiments*).

Le débit solide des quatre principaux fleuves côtiers de la province (Canche, Authie, Liane et Wimereux) (Figure 4.14) est modeste et essentiellement constitué de matériel fin (silts et argiles) : les apports de matières en suspension (MES) totales ont été estimés à 192 000 t/an sur la période 2001-2002 pour l'ensemble de ces quatre fleuves (Hébert *et al.*, 2004). Ces apports témoignent de l'importance des petites rivières mais il convient de les replacer dans le contexte de la Manche. Si certains auteurs (Chaussepied *et al.*, 1989 ; Delesmont, Delesmont, 1993) soulignent l'importance des apports du Boulonnais et du nord de la plaine picarde par rapport à ceux de la façade de la mer du Nord, ces apports sont relativement modérés par rapport à ceux de la Somme mais faibles par rapports à ceux de la Seine (900 000 t/an d'apports de MES) (Hébert *et al.*, 2004 ; d'après Bentley *et al.*, 1993 ; Carpentier, 1999 ; Prygiel *et al.*, 2000). Néanmoins, si les apports de l'Authie, de la Canche et des rivières du Boulonnais restent relativement faibles à l'échelle de la Manche, ils n'en demeurent pas moins importants au niveau local. Concernant les fleuves du Boulonnais, les apports sont très irréguliers et principalement liés aux crues (Hébert *et al.*, 2004).

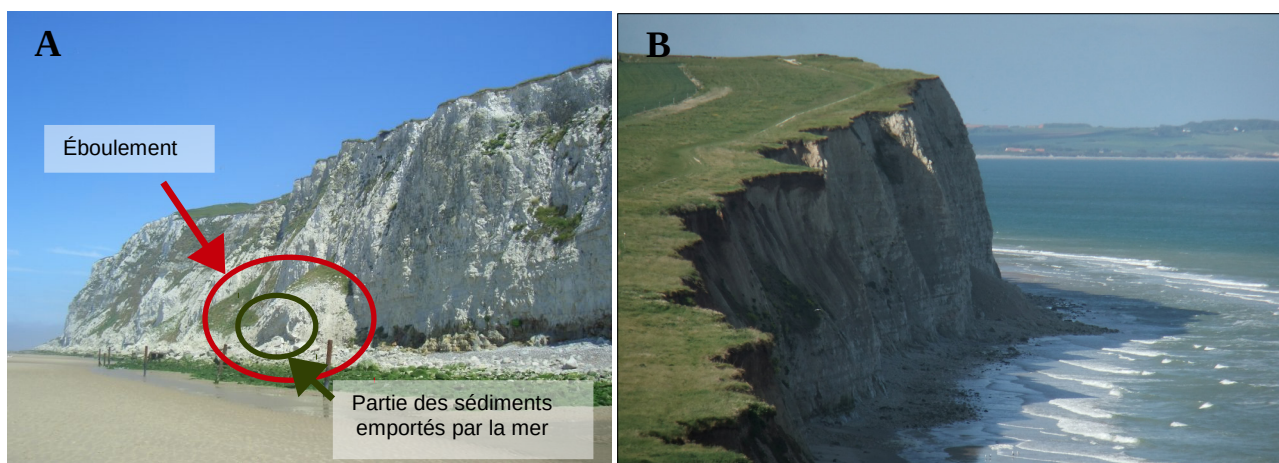


Figure 4.12 : Exemples d'éboulements au Cran d'Escalles ; les photos A et B montrent un début du lessivage par la mer : la craie désagrégée part en suspension dans la mer (B) ; à cet endroit, les courants importants emportent rapidement les sédiments (clichés Cédric Lefebvre, 2013 et 2014)



Figure 4.13 : Falaises d'Équihen-Plage (A) de profil et (B) de face (clichés Cédric Lefebvre, 2013)

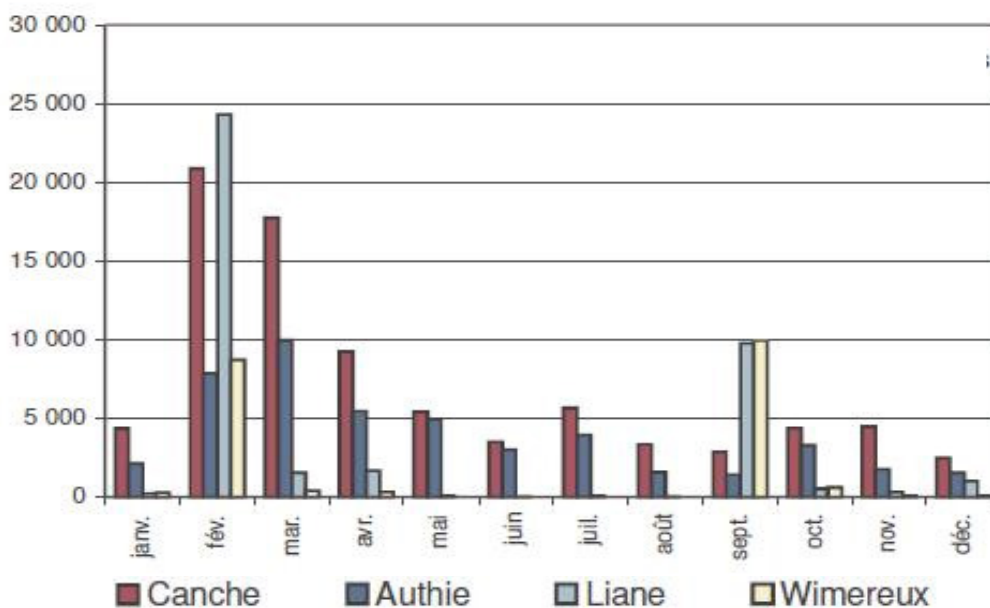


Figure 4.14 : Flux saisonniers (en t/mois) de matières en suspension totales (Hébert et al., 2004)

Dans la **baie de Somme**, un apport important de sédiments provient de l'embouchure de la Somme vers les zones d'engraissements de la baie d'Authie et de la baie de Somme (De Santis et al., 2014). La concentration en MES dans la baie de Somme, pendant les renverses de courant donc lorsque seules subsistent en suspension les vases, est approximativement comprise en 20 et 1 000 mg/l et leur répartition sur la verticale est relativement homogène (Latteux, 2001 ; Latteux, De Croutte, 1995).

Lorsque le courant est important, la charge en sable devient prépondérante et le profil sur la verticale devient très marqué : le sable est transporté en suspension et les concentrations au fond dépassent 50 g/l pour des vitesses de courant atteignant 2,5 m/s (Latteux, 2001).

En **baie d'Authie**, la concentration en MES, essentiellement des vases, est de l'ordre de 40 à 80 mg/l, assez homogène sur la verticale lorsque le courant est faible (Latteux, 2001, 1999). Cette concentration est nettement plus importante que celle observée dans le fleuve pendant la même période (de l'ordre de 20 mg/l). Dès que le courant dépasse 0,5 m/s, la concentration augmente rapidement et le gradient vertical se manifeste, montrant une concentration bien plus élevée au fond qu'en surface. Il s'agit donc de vases en suspension en permanence auxquelles s'ajoute une fraction sableuse à forte hétérogénéité verticale de concentration lorsque le courant devient important, tout comme en baie de Somme (Latteux, 2001).

En **baie de Canche**, d'après les données de Hébert et al. (2004, Figure 4.14), les flux mensuels en MES sont plus importants que dans les autres baies de la façade. Ils suivent les mêmes tendances saisonnières que dans la baie d'Authie, hormis en période hivernale où ils dépassent 20 000 t/mois (en février). La **Liane** et le **Wimereux** ont également un pic d'apport de MES en septembre (environ 10 000 t/mois) et en février (environ 24 000 t/mois pour la Liane et 8 000 t/mois pour le Wimereux).

4.2.3 Apports marins

Les sédiments apportés par la mer sont du sable et des vases. Ce sont ces sédiments qui s'accumulent dans les baies et estuaires du littoral de la province. Par exemple, dans la baie de Somme, à l'entrée de la petite baie au large du Crotoy, le flux entrant a été évalué à 0,54 t/m alors que le flux sortant était de 0,30 t/m en marée de vive eau, une différence de 0,24 t/m restant dans la petite baie pour un cycle de marée (voir également 3.3.1.c. *Apports solides des principaux cours d'eau*) (Beauchamp, 1998 ; d'après les données de l'étude de Sogreah, 1995).

Les sédiments marins proviennent des fonds de la mer du Nord et de la Manche. La couverture sédimentaire du sud de la mer du Nord a été étudiée à l'échelle régionale par Houbolt (1968), Veenstra (1969) et Larssonneur et al. (1982). La constance de la nature des particules sédimentaires permet d'invoquer un nourrissage de la zone à partir d'un stock sédimentaire commun (Le Bot, 2001). Le sédiment présent est composé de particules de tailles comprises entre 0,1 mm et 30 cm et couvre la gamme des sables fins aux cailloutis (Le Bot, 2001) :

- les cailloutis sont caractéristiques de la semelle³² de sédiment résiduel, décrite par Veenstra (1969) et Le Bot (2001) dans le sud de la mer du Nord, par Smith (1988) entre le Sandettié et le South Falls, ou encore par McCave et Langhorne (1982) sous le banc du Norfolk (Le Bot, 2001). Les galets de silex et de craie proviennent de l'érosion des formations sous-jacentes ou voisines respectivement d'âge crétacé et jurassique (Le Bot, 2001 ; d'après Veenstra, 1969). Ils ont été mis en place durant les phases initiales de la transgression holocène, lorsque les courants étaient plus puissants (Le Bot, 2001).
- le stock sableux présent dans le sud de la mer du Nord provient essentiellement de la décharge du système Rhin-Meuse et de la Tamise au cours du Pléistocène (Houbolt, 1968 ; Zagwijn, 1979). Ce stock présente un mode de 0,35 mm, observé au centre du détroit du Pas de Calais par Le Bot (2001) et

sur les bancs sableux du South Falls et du Sandettié par Houbolt (1968 ; in Le Bot, 2001).

4.2.4 Apports faunistiques et floristiques

La production bioclastique peut être importante et contribue à la nature parfois fortement carbonatée des sédiments superficiels récoltés au large. Les coquilles des dunes sous-marines du détroit du Pas de Calais (Figure 4.15) sont rapidement fragmentées puis émoussées par abrasion et sont fortement aplaties. La présence de coquilles entières et peu abîmées indique que la majorité de la fraction biogène est d'origine locale et actuelle. Un remaniement d'éléments coquilliers issus des formations plus anciennes n'est cependant pas à exclure. D'autres éléments biogènes, notamment des tubes de serpules, ont également été observés dans ce secteur (Le Bot, 2001).

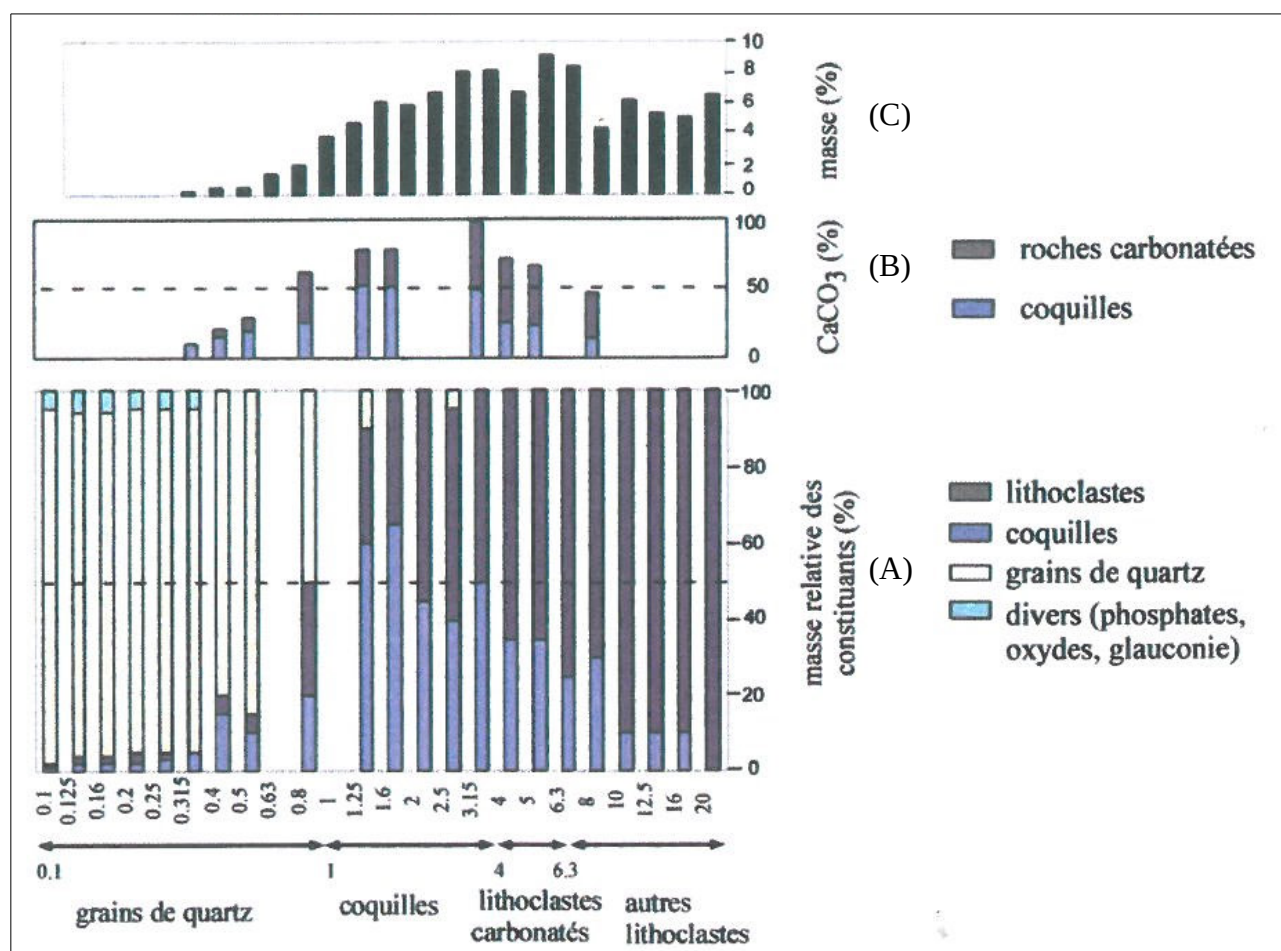


Figure 4.15 : Nature des particules sédimentaires au sommet d'une dune sous-marine du détroit du Pas-de-Calais ; (A) distribution des différents composants et (B) teneur en carbonates en fonction des (C) fractions granulométriques (Le Bot, 2001)

32 Terrains plastiques situés à la base d'une unité chevauchante et facilitant sa progression (Foucault, Raoult, 2005)

4.3 Mouvements des sédiments

Les mouvements de sédiments longitudinaux ont fait l'objet de nombreuses études sur le littoral de la frontière belge à la pointe du Hourdel au cours des dernières décennies selon différentes techniques comme le traçage fluorescent par Corbau *et al.* (1994), Pedreros *et al.* (1996) et Sedrati (2006), ou l'utilisation de modèles numériques par Hemdane (2006) (Schwartz, 2006 ; Cartier, 2011). Des levés cartographiques et l'analyse d'échantillons de sédiment ont conduit à différencier deux zones distinctes le long des côtes (Augris, Clabaut, 2001) :

- une zone du large où les sédiments transitent parallèlement à la côte, de la Manche orientale vers la mer du Nord méridionale, sous l'influence des courants de marée, notamment dans le détroit du Pas de Calais, constitué de fonds rocheux, de blocs et de cailloutis (Figure 4.2) ;
- une zone côtière, d'une largeur de 500 à 1 500 m, où les courants de marée sont atténués et où l'action des houles devient progressivement dominante : les courants de marée et de houles convergent pour déposer les sédiments les plus fins dans la zone des 10 m de profondeur (Garlan, Marchès, 2010). Cette zone côtière se caractérise par la présence de sables fins et de vase, déposés par décantation dans la zone d'énergie minimale.

La limite entre zone côtière et zone du large se situe entre 7 et 10 m de profondeur³³, et correspond, selon les secteurs, à la base de la zone des sables fins envasés ou à celle du talus littoral, qui coïncide avec le bord méridional des chenaux d'accès aux ports de Calais, Dunkerque-Ouest et Dunkerque-Est. Une telle limite est connue à l'échelle de la Manche (Larsonneur, 1971).

4.3.1 Transits sédimentaires au large

Le domaine marin de la province sédimentaire est une zone privilégiée de transit de sédiments de la Manche vers la mer du Nord, jusqu'à une distance à la côte de plusieurs kilomètres (Figure 4.16). Ceci est dû à la prédominance du courant de flot, qui porte vers le nord ou le nord-est, sur le courant de

jusant, de sens opposé (Dewez *et al.*, 1989). La résultante de ce transit, parallèle à la côte, est orientée du sud vers le nord de la baie de Somme au cap Gris-Nez et de l'ouest vers l'est du cap Gris-Nez à la frontière belge (Augris, Clabaut, 2001). Dans ce type de contexte dominé par la marée, il n'y a peu ou pas de formes sédimentaires liées à l'action de la houle, rapidement arasées. L'action des houles de tempête provoque une mise en suspension des sédiments, qui sont repris par les courants (Augris, Clabaut, 2001). Les sables migrent donc de la Manche vers la mer du Nord jusqu'à une distance de 7 à 8 km de la côte (Le Bot, Trentesaux, 2004).

Au-delà de cette distance, soit à la limite de divergence (Figure 4.16), le transit sédimentaire se fait dans le sens opposé (Augris *et al.*, 1990 ; Vicaire, 1991). La zone du large est soumise à des courants de marée qui ont une vitesse en surface supérieure à 1,5 nœuds (soit 0,8 m/s), ce qui est suffisant pour déplacer des sables moyens, en flot comme en jusant (voir également 3.2.3 *Courants*). Ces courants peuvent être perturbés par les vents et induire des circulations résiduelles inverses (Le Bot, Trentesaux, 2004). Le transit résultant est donc orienté dans le sens du courant le plus intense et il détermine le sens de migration des corps sédimentaires entre la Manche et la mer du Nord (Augris *et al.*, 1990). Le transit sédimentaire moyen par charriage dans le détroit du Pas de Calais a été estimé à 0,2 m³ par mètre linéaire et par jour (Beck *et al.*, 1991).

Bancs de sable et inversion locale du transit sédimentaire

Au large de Dunkerque, la légère obliquité des bancs sableux par rapport aux courants est responsable d'inversions locales du transit sédimentaire. Le courant (de flot ou de jusant) qui prédomine sur un flanc est freiné par le sommet du banc, et se trouve atténué lorsqu'il aborde l'autre flanc, ainsi le courant opposé y devient dominant (Figure 4.17) (Augris *et al.*, 1990). À long terme, des profils sismiques réalisés sur les bancs du Snouw et du Braek indiquent que les parties des bancs sableux face à la côte progressent vers celle-ci tandis que la face exposée au large progresse dans cette direction (Tessier *et al.*, 1999). Une conséquence possible est la multiplication du nombre de bancs sur des échelles pluri-séculaires non déterminées.

³³ À noter que les mouvements sédimentaires s'effectuent exclusivement entre la côte et la profondeur limite d'action des houles, dite « profondeur de fermeture ».

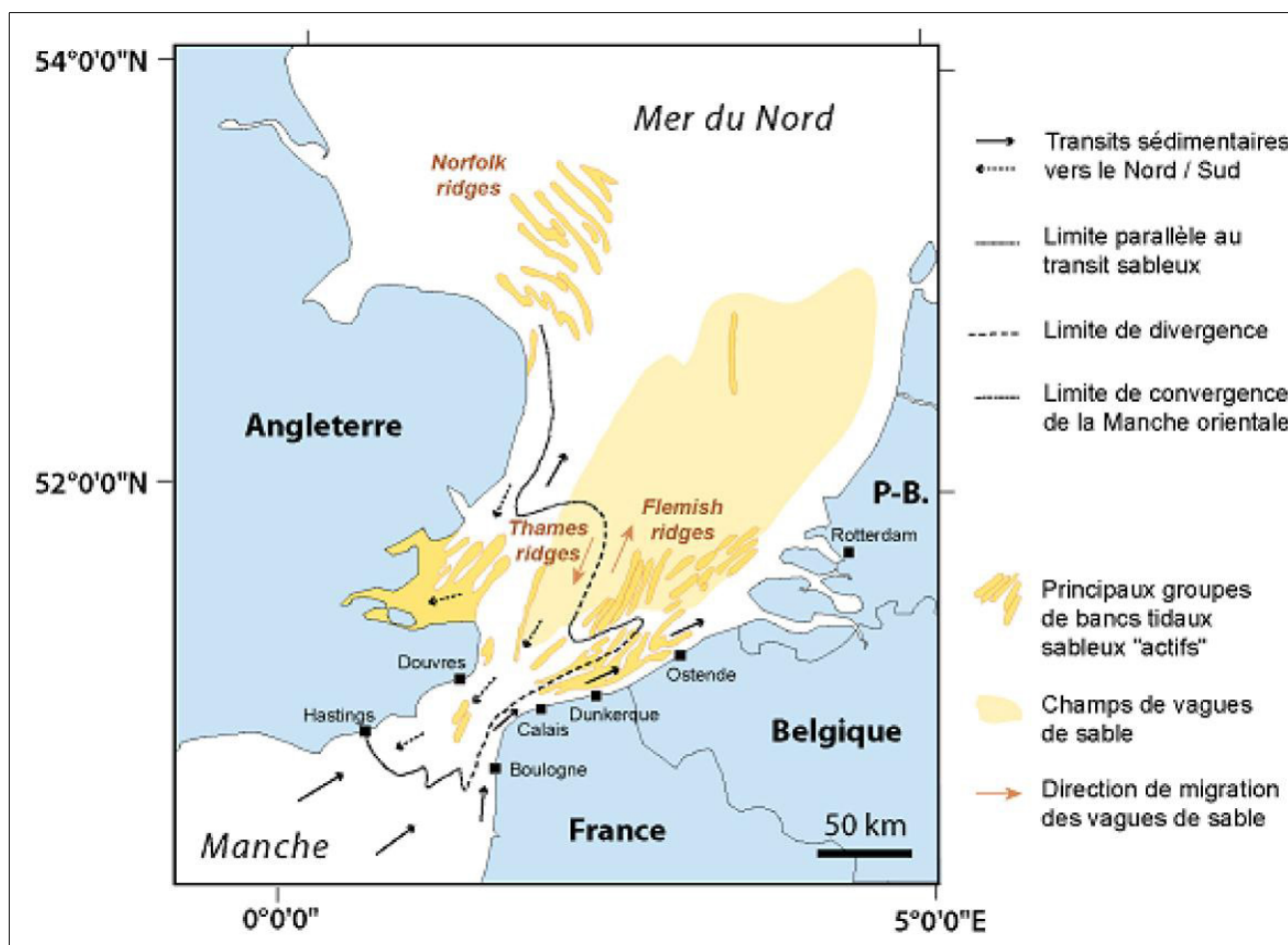


Figure 4.16 : Direction des transits sédimentaires au niveau du détroit du Pas de Calais et localisation des principaux groupes de bancs tidaux et de vagues de sable (Cartier, 2011 ; d'après Houbolt, 1968)

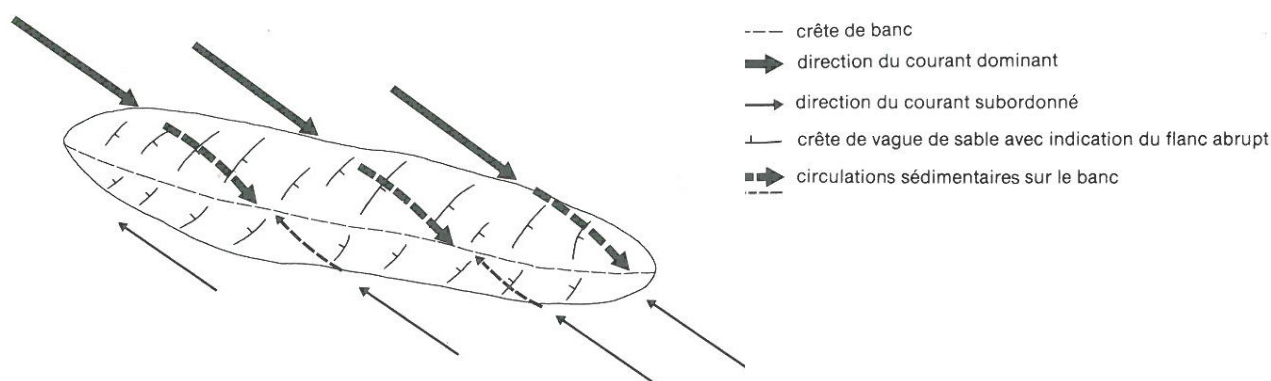


Figure 4.17 : Schéma des transits sédimentaires sur les bancs sableux de la façade nord de la province (Augris et al., 1990)

La comparaison des documents cartographiques établis entre 1836 et 1990 montre que la plupart des bancs sableux de la façade nord de la province n'ont subi que peu ou pas d'évolution spatiale. Cela peut être dû aux techniques de positionnement employées lors des campagnes bathymétriques comme le montrent les travaux les plus anciens sur la plate-forme belge et qui comprennent les bancs au large de Dunkerque (Van Cauwenbergh, 1971).

Au nord de Calais, l'évolution des ridens de la Rade est plus importante : les corps sableux ont migré vers le sud à une vitesse moyenne comprise entre 3 et 33 m/an pendant la période 1911-1988 (Augris et al., 1990 ; Garlan, 1990). Ce mouvement a également été accompagné par un déplacement vers l'est le long de la côte qui a favorisé l'accolement du banc au rivage (Héquette, Aernouts, 2010).

Dans le détroit du Pas de Calais, les mouvements de dunes situées à l'extrémité du banc du South Falls ont été étudiés par Le Bot (2001). Deux secteurs aux caractéristiques contrastées ont été mis en évidence (Figure 4.18) :

- un secteur sud-est avec des dunes sablo-graveleuses qui reposent sur une semelle de cailloutis résiduels. Sur le long terme, elles migrent vers le sud-ouest à des vitesses de 6 à 13 m/an, sous l'effet du courant de jusant dominant, accéléré dans ce secteur entre les deux bancs sableux qui forment un entonnoir. Elles sont typiques des environnements de haute énergie, appauvris en sédiments sableux : isolées, de forme tridimensionnelle, elles présentent des longueurs d'onde particulièrement grandes et sont généralement dépourvues de dunes surimposées (Le Bot, 2001) ;
- un secteur nord-ouest qui possède des caractéristiques à valeur locale : la semelle de cailloutis est couverte de sables moyens, modelés en forme de petites à très grandes dunes. Ces dernières, agencées en un champ compact, ont des morphologies bi-dimensionnelles homogènes, adaptées à leur milieu. Elles sont typiques des environnements riches en sables et de plus basse énergie. Ce secteur nord-ouest est soumis à un hydrodynamisme plus faible que le secteur sud-est : il est dominé par le flot car protégé du jusant par la présence du banc du South Falls. L'hydrodynamisme tidal est caractérisé par une compétence plus faible des courants et une asymétrie moins prononcée, en faveur du flot. A long terme, les dunes migrent à la vitesse de 5 m/an environ en direction du nord-est, sous l'effet du courant de flot (d'après Le Bot, 2001).

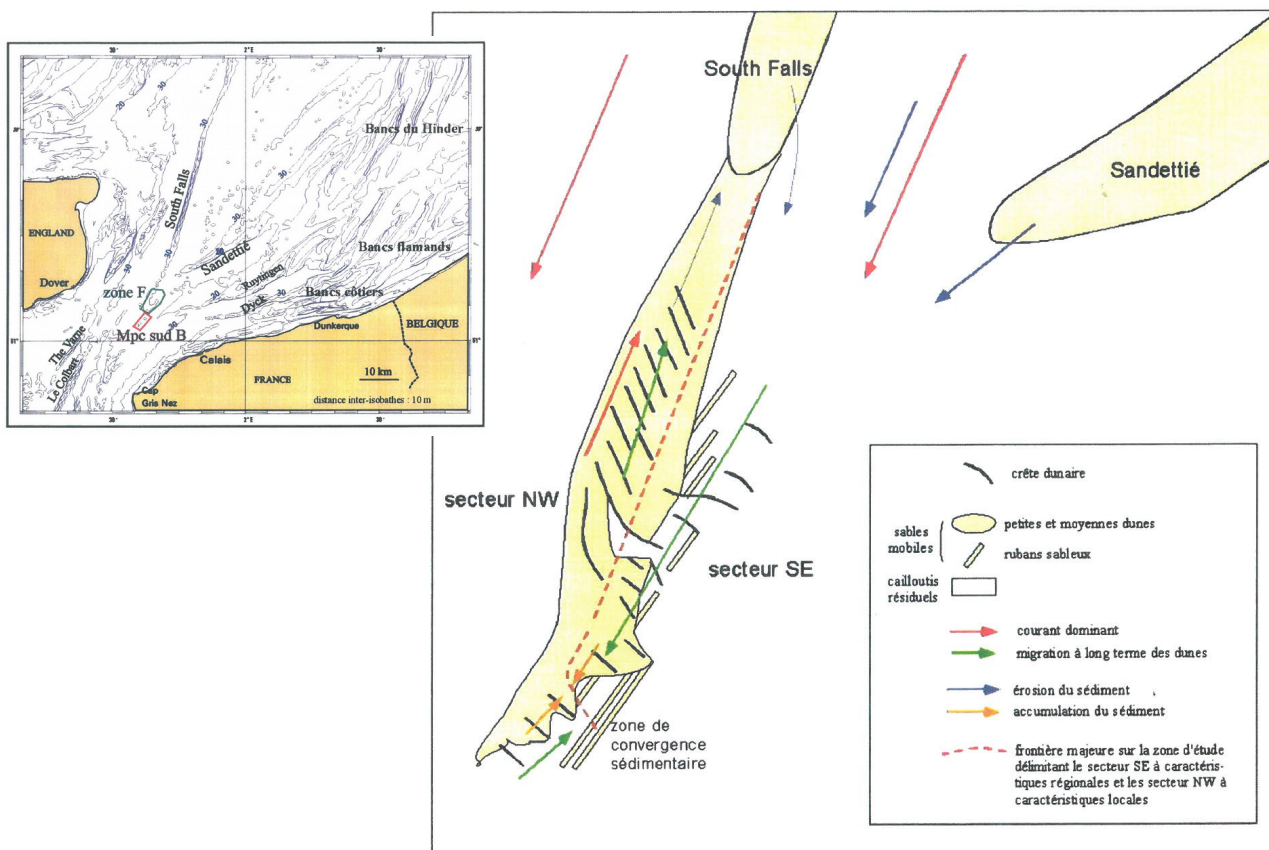


Figure 4.18 : Caractéristiques hydrosédimentaires et morphodynamiques du champ de dunes sous-marines au large de Calais et transport sédimentaire régional (d'après Le Bot, 2001). Carte de localisation : extrait de la carte marine N°6735, Shom, Europe 50, Mercator.

4.3.2 Modes et agents de transport à la côte

Les trois modes de transport sédimentaire fondamentaux intervenant au large et sur la bande côtière sont le charriage, la saltation et la suspension (Figures 4.19 et 4.20) (LNH, 1986 ; Augris *et al.*, 1990). Ils sont induits par l'action d'agents de transport, notamment les courants de marée, de houle et le vent, qui contribuent au déplacement et au dépôt des sédiments sur la province sédimentaire de la pointe du Hourdel à la frontière belge (Héquette *et al.*, 2008 ; Garlan, Marchès, 2010). L'action de la houle qui décroît rapidement avec la profondeur est considérée comme insignifiante au-dessous de 10 m de profondeur (profondeur limite de l'action des houles). Au-delà, ce sont les courants qui sont les principaux agents de transport des sédiments (Figure 4.21). Les modes de transport varient en fonction des sédiments transportés (LNH, 1986) :

- les galets sont transportés sur les fonds marins par charriage (déplacement progressif) et par saltation (déplacement par bonds) ;

- les sables sont emportés par les courants marins et la houle par suspension et saltation parallèlement à la côte ;
- les sables fins sont charriés par le vent sur l'estran à marée basse (édification des dunes) ;
- les vases et les matières très fines sont transportées essentiellement par les courants marins par suspension.

Au large, sous l'action des forts courants de marée, le transport sédimentaire s'effectue parallèlement à la côte, de la Manche vers la mer du Nord. Ce mouvement se produit principalement sur les bancs sableux, où la quantité de sédiment mobilisable est importante : les débits sédimentaires par charriage sont de l'ordre de 70 m³/m/an (Augris *et al.*, 1990). Bien que l'influence de la marée diminue à l'abord des côtes au profit de la houle, le courant de marée reste assez fort mais la granulométrie des sédiments transportés est plus fine. De ce fait, les vitesses de courant sont, dans la majorité des cas, supérieures aux vitesses d'entraînement des particules (Augris *et al.*, 1990).

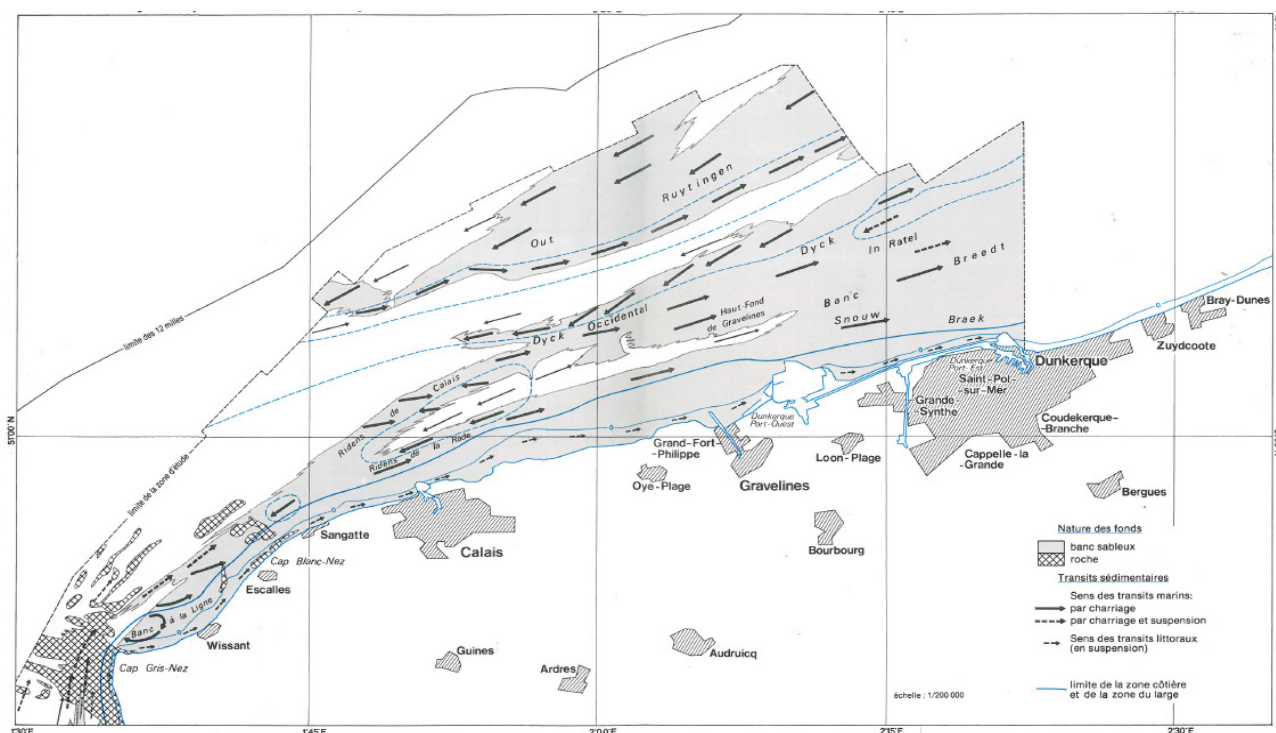


Figure 4.19 : Dynamique sédimentaire sur la façade nord (mer du Nord) de la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel (Augris *et al.*, 1990)

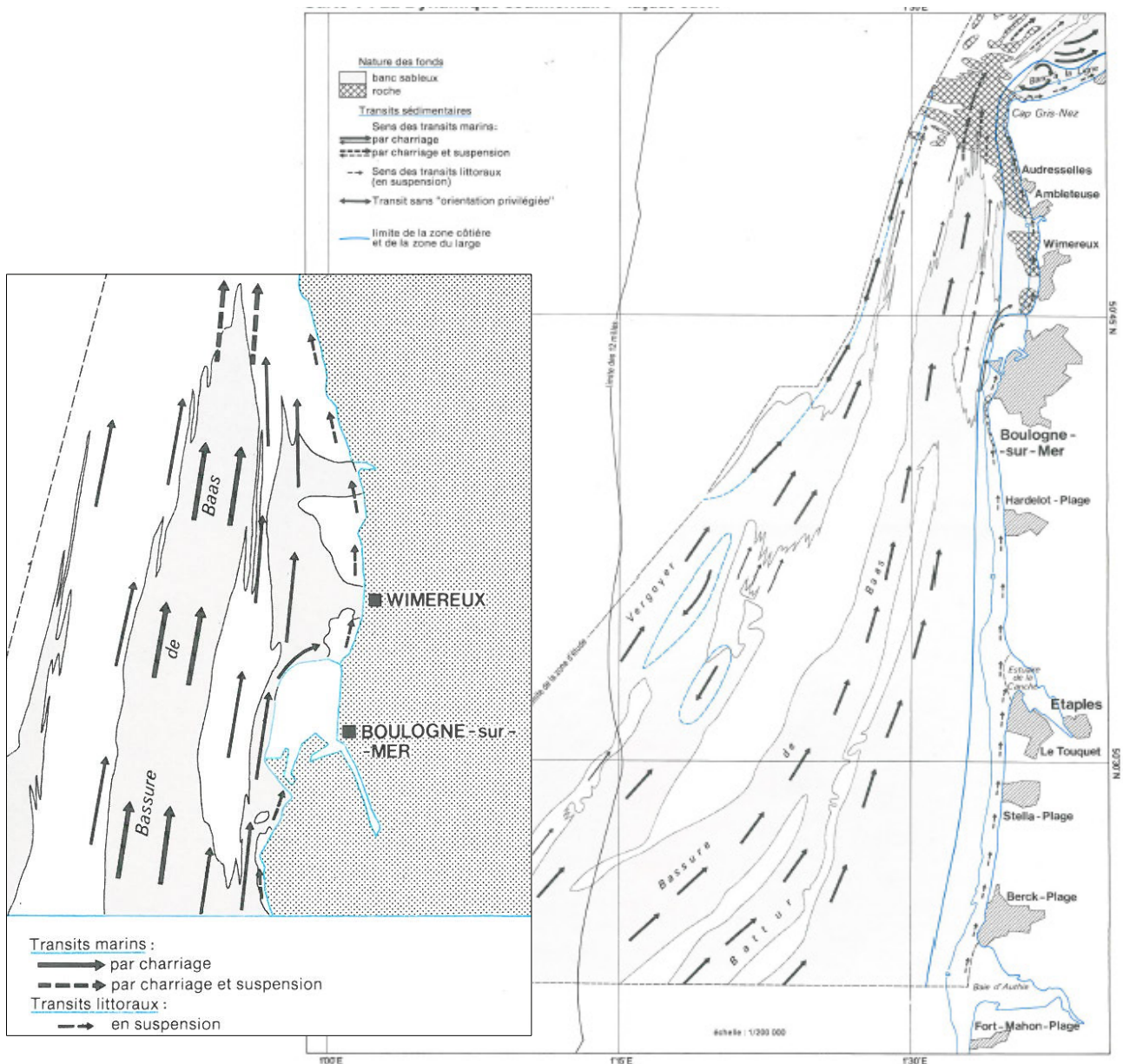


Figure 4.20 : Dynamique sédimentaire sur la façade ouest (Manche) de la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel et zoom sur les transits sédimentaires aux abords de la Bassure de Baas, au nord de Boulogne-sur-Mer (Augris et al., 1990)

Aux abords des côtes, l'association des courants de marée et de houle, notamment lorsque l'incidence de la houle est oblique, engendre un courant parallèle au rivage appelé « dérive littorale » (concept introduit par Longuet-Higgins, 1970 ; Castelle, 2004). Ce courant de dérive contribue au transit sédimentaire en déplaçant des volumes importants de sédiments le long de la côte (Garlan, Marchès, 2010). Elle est orientée sud-ouest/nord-est sur les côtes de la Manche et ouest-sud-ouest/est-nord-est sur les côtes de la mer du Nord (Augris et al., 1990) et sa vitesse maximale est de l'ordre de 1 m/s (LNH, 1986). Le transport sédimentaire

s'effectue globalement dans le sens de propagation de la houle : il est généralement admis que le transport sédimentaire longitudinal est fortement dépendant de l'énergie de la houle et de son angle d'incidence avec le trait de côte (Komar, Inman, 1970 ; Cartier, 2011). Pour des vagues obliques au rivage, le jet de rive transporte les sédiments vers le haut dans le sens de la vague, lors du déferlement et sur l'estran. Le retrait de la vague entraîne les sédiments vers le bas selon la plus grande pente : cela produit un transport sédimentaire en dents de scie (voir La gestion du trait de côte, MEEDDM, 2010).

Dynamiques et évolution du littoral

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



Les différents modes de transport sédimentaire



- | | |
|---|--|
| --- Limite de province sédimentaire | Modes de transport |
| — Cours d'eau principal | - - - Comblement des baies et des ports |
| — Cours d'eau secondaire | → Transport sous l'action des courants |
| Bâti | → Transport sous l'action de la houle (transport littoral) |
| Limite départementale | - - - Apports de vase |
| | - - - Transport de particules fines en suspension |

[Pour en savoir plus : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr](http://www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr)

Source - Copyrights :
Province sédimentaire - Cerema & MEEM
Mouvements de sédiments - LNH 1986
Pays limitrophes - EEA
Bathymétrie de métropole - Ifremer

GEOFLA® Départements - ©IGN Paris - Reproduction interdite
BD Alt® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
Cours d'eau - BD Carthage



Figure 4.21 : Mouvements sédimentaires sur la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel en fonction des agents de transport (LNH, 1986)

Dans les baies et estuaires de la province, le régime sédimentologique est lié au transport des vases et des particules fines, notamment par les courants de marée (LNH, 1986).

Sur les plages de la province, composées de sables ou de galets, des mouvements sédimentaires dans le profil sont présents. Ils agissent sur la variation du profil de plage qui est en équilibre dynamique avec les conditions de forçage. Ainsi, en fonction des vents, de la houle et des courants (voir *Chapitre 3 Facteurs hydrodynamiques*), il est possible d'observer une alternance de période pendant laquelle le profil connaît une érosion et une période où le profil de plage connaît un engraissement (MEEDDM, 2010).

Le littoral de la frontière belge à la pointe du Hourdel comporte des plages macrotidales dont les processus sédimentaires ont fait l'objet d'une étude en 2011 (Cartier, 2011). À partir d'analyses statistiques réalisées sur des données récoltées au cours de campagnes de terrain et associées à des suivis morphologiques journaliers, il a été mis en évidence les paramètres qui influencent significativement le transport sédimentaire de ces plages, tout particulièrement dans la zone de surf (Cartier, 2011). Ainsi, cette étude a démontré que malgré de forts transports sédimentaires dans le profil, les fluctuations morphologiques sont mineures sur les plages à fort marnage et que les bâches ont un rôle majeur dans le maintien de la morphologie du système barre-bâche. Ces zones dépressionnaires permettent le recyclage du sédiment transporté vers le haut de plage et le redistribuent vers le bas de plage, limitant ainsi les migrations transversales des barres, l'augmentation

du transport en suspension dans ces dépressions facilitant ces mécanismes (Cartier, 2011 ; Cartier, Héquette, 2013).

Près des côtes, les échanges sédimentaires entre le domaine marin proprement dit, et plus précisément les « petits-fonds », les plages et les dunes sont permanents. Ces échanges sont limités à une bande côtière d'une largeur variable en fonction des conditions générales (importance de la marée, orientation des courants et des houles dominantes, pente des fonds) (Augris, Clabaut, 2001).

Sur les plages macrotidales, la dynamique sédimentaire éolienne est très puissante. Lorsque le vent souffle sur l'estran découvert à marée basse, l'accumulation éolienne en haut de plage peut être très rapide : au cours d'un seul cycle de marée, des volumes de 2,5 m³ par mètre linéaire peuvent être déplacés (Battiau-Queney, 2014). Cela contribue à la constitution d'importants stocks de sable (prismes d'accrétion) en haut de plage. Lors d'une tempête associée à une grande marée (niveau d'eau élevé), les prismes d'accrétion éolienne sont érodés. Au moment de la marée descendante a lieu une chute brutale de pression hydrostatique dans le sable : c'est alors que des micro-falaises d'érosion se forment (jusqu'à 80 cm de hauteur). Lors des marées suivantes, les paquets de sable tombés de la falaise d'érosion sont pris en charge et emportés par la mer pour être évacués vers le large. Ces formes d'érosion sont nombreuses et complexes, car elles peuvent être dues à une compilation de phénomènes sur plusieurs jours. Elles sont par exemple visibles sur les plages de Merlimont ([Figure 4.22](#)) où les accumulations éoliennes sont importantes (Battiau-Queney, 2014).

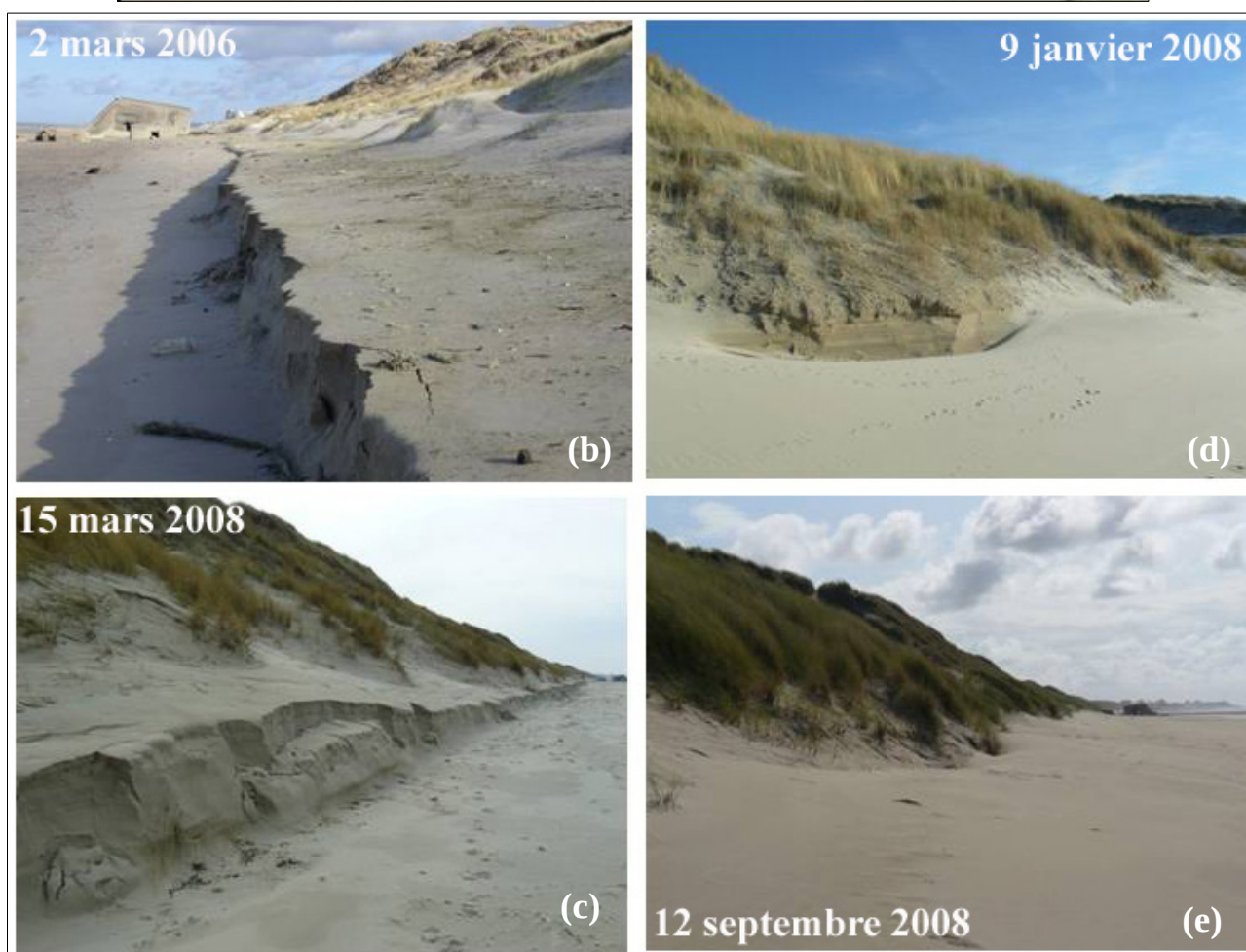


Figure 4.22 : Exemples de combinaison de phénomènes d'érosion sur la plage de Merlimont ; (a) bourrelet d'accumulation éolienne, (b) traces de swash visibles en haut de la falaise d'érosion, (c) mini-falaise d'érosion visible, (d) et (e) disparition de la falaise d'érosion recouverte par un prisme d'accrétion éolienne (d'après Battiau-Queney, 2014)

4.3.3 Cellule hydrosédimentaire de la pointe du Hourdel (baie de Somme) à la pointe de Routhiauville (1)

Cette cellule hydrosédimentaire comprend l'estuaire de la Somme qui forme une baie dont l'étude est indépendante.

Baie de Somme

La baie de Somme est un estuaire en comblement : la moyenne d'accumulation sableuse a été calculée à presque 1,5 Mm³/an (hors schorre et chenaux) pour une élévation moyenne des fonds de 4 cm/an sur la période 2011-2013 (Michel, 2016). Ces valeurs sont doublement supérieures à celles proposées par Latteux (1998) puis Beauchamp (1998) qui estimaient les dépôts supplémentaires annuels sur l'estran à 700 000 m³/an pour un exhaussement moyen des fonds de 1,8 cm/an (Michel, 2016 ; d'après Verger, 2005).

Il s'agit d'un estuaire de type « picard » : la rive sud, en accrétion, forme un poulier et la rive nord, en érosion, forme le musoir (Dobroniak, 1999a). La pointe du Hourdel constitue le poulier en rive sud de la baie de Somme et la pointe de Saint-Quentin, en rive nord de la baie, constitue le musoir. Cet estuaire présente une grande diversité d'environnements morphosédimentaires : la slikke, le schorre (ou mollière), un massif dunaire développé sur les rives et une plate-forme sableuse correspondant à un delta mixte de flot et de jusant qui comble l'estuaire. Il joue le rôle « d'épi hydraulique » déviant vers le large ou vers l'intérieur de la baie les apports provenant du sud (Latteux, 2001) : la conjugaison d'une importante surface marnée et d'une marée particulièrement forte se traduit par un prisme de marée très volumineux dans l'estuaire et donc des débits de remplissage et de vidange très importants. Les fortes vitesses induites arasent le débouché, les apports solides en provenance du sud sont entraînés vers l'intérieur de l'estuaire durant son remplissage et vers le large pendant sa vidange.

La réduction de surface exondable a réduit le prisme de marée : l'écoulement amoindri de vidange ne permet plus un effet de chasse et les sédiments sont repoussés moins loin au large et avec moins de vigueur (Latteux, 2001), favorisant ainsi l'exhaussement des fonds dans l'estuaire externe. Les points les plus bas (chenaux) qui interrompent le plus efficacement le transit côtier se sont significativement relevés et la sous-alimentation du littoral situé au nord de l'estuaire s'est trouvée moins sévère, ce qui a contribué à limiter progressivement l'érosion de la pointe de Saint-Quentin (nord de la baie de Somme) (Latteux, 2001).

Une quantification des flux sédimentaires par charriage et par suspension a été conduite par Michel (2016) au droit de la pointe du Hourdel, sur la période du 27 janvier au 9 février 2014, où se sont succédé plusieurs coups de vent. Les flux intégrés sur le cycle de marée semi-diurne montrent une direction vers l'est, c'est-à-dire vers le fond de la baie qui souligne le phénomène de comblement qui l'anime, à l'exception des périodes où des vents de terre s'établissent et induisent à une inversion des flux résiduels. Les flux sédimentaires instantanés atteignent 5 300 g/m/s en vive-eau et 28 g/m/s en morte-eau. Les flux sédimentaires résiduels, intégrés à l'échelle du cycle semi-diurne, atteignent 4,9 à 49 t/m (transport total) et 1,64 à 29 t/m (charriage) selon les conditions hydrodynamiques (morte-eau ou vive-eau, période calme ou agitée jusqu'à 2,15 m de hauteur significative de houle) et les formules empiriques utilisées (Bagnold, 1963, modifiée par Gadd *et al.*, 1978 ; Bagnold, 1966, modifiée par Yang, 1986 et Soulsby, 1997) (Figure 4.23). Le transport par suspension représente le mode de transport dominant dans cet environnement de champs de dunes du Hourdel, avec un transport net qui est 4,3 à 8,4 fois plus important que le transport net par charriage (selon les formulations de Soulsby, 1997). Les dunes hydrauliques, qui tapissent l'estran sableux, répondent à ces modifications de flux sédimentaires : adaptation de la morphologie, modification de la polarité, migration des dunes (Figure 4.24).

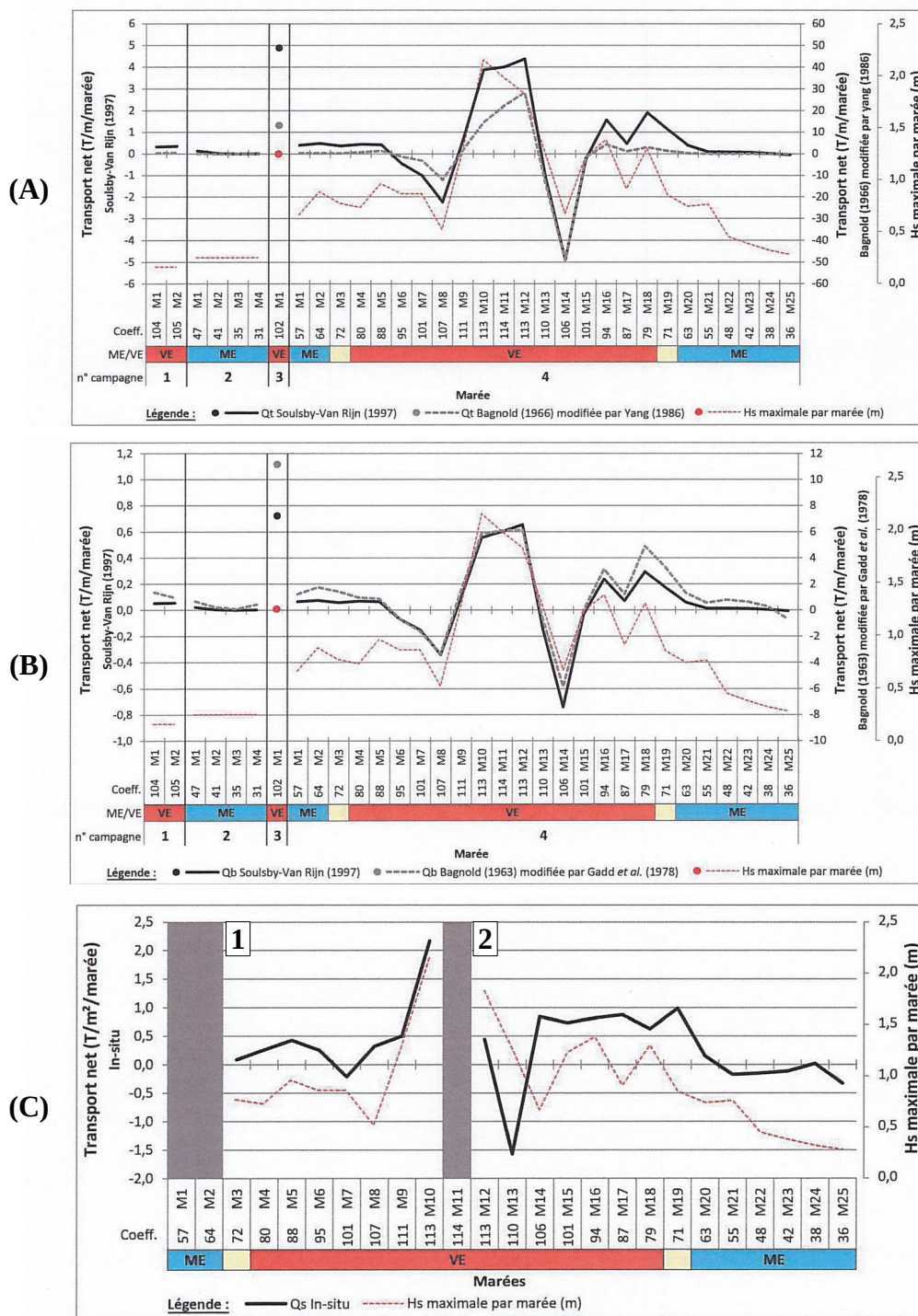


Figure 4.23 : Calculs de transport sédimentaire réalisés en baie de Somme par Michel (2016) au cours de 4 campagnes de mesures (1 : 24-25/06/2013 ; 2 : 26-28/09/2013 ; 3 : 5/12/2013 ; 4:27/01-09/02/2014). Transport (A) total net par marée (Q_t) selon les formules de Soulsby-van Rijn (Soulsby, 1997) et Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), (B) charrié net par marée (Q_b), selon les formules de Soulsby-van Rijn (Soulsby, 1997) et Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) et (C) en suspension net par marée (Q_s), calculé grâce aux mesures in-situ (turbidité calibrée grâce aux sédiments issus de pièges et courantométrie) durant la campagne n°4 ; (C-1 : transport entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10 ; C-2 : transport entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant).

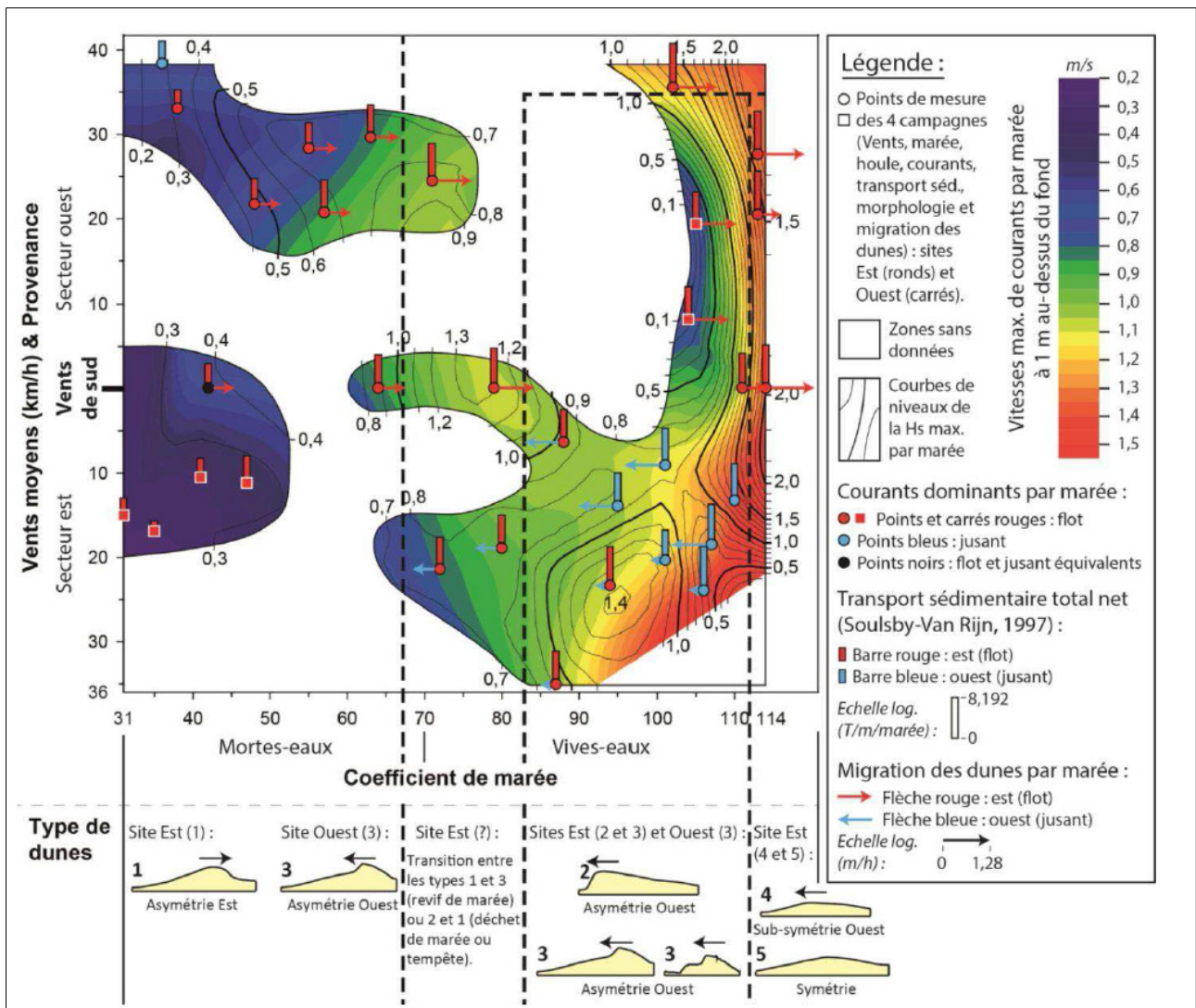


Figure 4.24 : Influence des forçages météorologiques (vents) et hydrodynamiques marins (marée, houle et courants) sur le transport sédimentaire total net et la morphodynamique des dunes (taux de migration et morphologie à basse mer) en baie de Somme. Les vitesses des vents de sud (N180°), indiqués de gauche à droite sur cette figure (de la morte-eau à la vive-eau), sont de 37,1 ; 25,5 ; 34,3 ; 33 et 13,6 km/h (Michel, 2016)

4.3.3.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

Aucune information, hormis la dérive littorale vers le nord, ne permet de préciser les mouvements longitudinaux de sédiments.

Une contre-dérive semble avoir été mise en évidence entre le littoral de Quend (zone source) et la zone du Marquenterre (zone de dépôt) et donc un transport sédimentaire du nord vers le sud (Bastide,

Anthony, 2006). La convexité de la pointe de Saint-Quentin s'est progressivement transformée en concavité avec la mise en relief d'une « Nouvelle Pointe » aux XVIII^e et XIX^e siècles (Latteux, 2001).

La pointe de Routhiauville progresse vers le nord à une vitesse de plus de 10 m/an entre 1671 et 1953 puis d'environ 5 m/an entre 1961 et 1999 (Latteux 2001, d'après Costa, 2000), grâce à un apport annuel de sédiments évalué à 80 000 m³ (Latteux, 2001).

4.3.3.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Sur la plage, les évolutions varient entre érosion et sédimentation. Le littoral du Marquenterre, qui s'étend sur plus de 12 km entre la baie de Somme et la baie d'Authie, se compose d'un cordon dunaire de 3 à 4 km de large, divisé en deux sous-ensembles séparés par une dépression médiane humide de 600 à 800 m. Ce stock sableux s'est accumulé principalement par les apports éoliens au cours de l'Holocène à partir des flèches littorales à pointe libre de Saint-Quentin au sud et de Routhiauville au nord. À partir des observations par photographies aériennes depuis 1935 et des levés LiDAR³⁴ réalisés sur ce secteur, les volumes sédimentaires en accrétion du domaine subtidal ont été estimés. Ainsi, le volume piégé dans les dunes du Marquenterre au-dessus de 5 m NGF serait d'environ 211 Mm³ (résultats LiDAR). Entre 1935 et 2007, la pointe de Saint-Quentin aurait gagné 2,6 Mm³ de sédiments et la pointe de Routhiauville 3,9 Mm³ (Walker, 2016). Les mesures de flux éoliens actuels vers l'est donnent des valeurs de l'ordre de 20 m³/an.

Les littoraux de Quend et Fort-Mahon subissent un recul du trait de côte marqué (voir *Chapitre 6*). À Quend et Merlimont, deux systèmes Ecoplage® ont

été mis en place en 2008 et 2014 sur une longueur de 900 m chacun (voir 5.1 *Aménagements côtiers, ouvrages de défense et ouvrages portuaires*). Les flux sédimentaires de ces plages sont donc modifiés par le système. En particulier à Quend, la plage connaît entre 2008 et 2012 un engraissement au niveau du pied de dune et du haut estran et une érosion du moyen et bas estran, et une évolution saisonnière avec une période d'érosion de juin à décembre et une période d'accrétion de décembre à juin (*Tableaux 4.5 et 4.6*) (De Santis *et al.*, 2014).

À l'extrémité nord du Marquenterre, la pointe de Routhiauville se redresse vers l'ouest en même temps qu'elle progresse vers le nord (Latteux, 1999, 2001) à une vitesse de l'ordre de 300 m entre 1935 et 1997, soit de 4,6 m/an entre 1961-1965 et 1999 (Latteux, 2001 ; d'après Costa, 2000).

Une étude sur le transport éolien de sable dans un contexte de plage macrotidale à barres sableuses a été menée au droit de Fort-Mahon (Anthony *et al.*, 2009) : elle a démontré que les bâches (creux entre les barres sableuses) sont des intercepteurs de sédiments très efficaces, ce qui inhibe la mobilisation de sable dans le profil vers le haut de plage et le pied de dune.

Tableau 4.5 : Evolution des volumes sédimentaires selon différentes périodes de 2008 à 2012 pour la plage de Quend par secteur (d'après De Santis *et al.*, 2014)

Sous-unité morphologique	Zone	Volume en érosion (m ³)	Volume en accrétion (m ³)	Bilan sédimentaire (m ³)	Épaisseur moyenne (cm)
Pied dune	Zone complète	-98	29 285	29 187	1,4
	Zone nord	0	7 340	7 400	1,2
	Zone sud	-98	21 885	21 787	1,5
Haut estran	Zone complète	-6 993	47 054	40 060	0,4
	Zone nord	-1 165	26 172	25 553	0,7
	Zone sud	-5 828	20 336	14 508	0,2
Moyen estran	Zone complète	-73 708	30 341	-43 368	-0,2
	Zone nord	-39 896	16 800	-23 097	-0,2
	Zone sud	-33 812	13 541	-20 271	-0,2
Bas estran	Zone complète	-15 737	7 377	-8 360	-0,1
	Zone nord	-13 976	2 461	-11 515	-0,3
	Zone sud	-1 761	4 916	3 155	0,2
Zone étude		-96 536	114 057	17 519	0,04

34 Light detection and ranging

Tableau 4.6 : Evolution des volumes sédimentaires selon différentes périodes de 2008 à 2012 pour la plage de Quend (d'après De Santis et al., 2014)

Période	Érosion (m ³)	Accrétion (m ³)
Décembre 2008 – juin 2009	25 245	92 586
Juin 2009 – décembre 2009	87 228	26 923
Décembre 2009 – juin 2010	37 698	72 526
Juin 2010- décembre 2010	48 603	46 049
Décembre 2010- mars 2011	63 298	69 283
Mars 2011 – novembre 2011	128 271	40 300
Novembre 2011 – avril 2012	45 473	73 369
Avril 2011 – septembre 2012	80 074	63 057

4.3.4 Cellule hydrosédimentaire de la pointe de Routhiauville (baie d'Authie) à la pointe du Touquet (2)

Cette cellule hydrosédimentaire comprend l'estuaire de l'Authie qui forme une baie dont l'étude est indépendante.

Baie d'Authie

L'estuaire de l'Authie est un estuaire en comblement de type « picard » (Deloffre, 2005 ; d'après Briquet, 1930), comme la baie de Somme : la rive sud, en accrétion, forme un poulie et la rive nord, en érosion, forme le musoir. Étant par contre beaucoup plus petit que l'estuaire de la Somme, son inertie vis-à-vis des phénomènes sédimentaires est bien plus faible et son déplacement rapide vers le nord en est la conséquence. De plus, le delta se réduit également en emprise longitudinale, à mesure que le débouché du chenal, par lequel s'effectue la plus grande part de l'évacuation des sédiments perd sa tendance à la migration (Latteux, 2001). L'estuaire de l'Authie présente une grande diversité d'environnements morpho-sédimentaires : la slikke, le schorre (ou mollière), un massif dunaire développé sur les rives et une plate-forme sableuse correspondant à un delta mixte de flot et de jusant qui comble l'estuaire. Dans le cas de l'Authie, cette

plate-forme sableuse est alimentée d'une part par les apports marins de la dérive littorale, et d'autre part par l'érosion des dunes du nord de l'estuaire (Anthony, Dobroniak, 1998). La zone d'érosion au nord de l'estuaire présente des sous-cellules sédimentaires (Figures 4.25 et 4.26) : entre 1989 et 2009, la rive nord, entre la Grande Dune et le sud du Bois de Sapins, s'érode de 10 000 à 15 000 m³/an et la zone de l'anse des Sternes s'érode de 20 000 m³/an (Sogreah, 2009). Cela représente donc un volume sableux d'environ 30 000 à 50 000 m³/an (Figure 4.26) qui transite devant la rive nord vers l'intérieur de la baie et participe à son colmatage (Sogreah, 2009). Ces sables en transit forment une seconde flèche sableuse interne appelée « contre poulie » constituée de petits champs de dunes vives embryonnaires transitoires (Dobroniak, 2000) (Figure 4.26) : c'est le « Bec du Perroquet », qui s'engraisse de 15 000 à 20 000 m³ de sédiments par an (Figure 4.25) voire plus de 24 000 m³/an (Dobroniak, 2000). Le sable est en effet à nouveau mobilisé pour se déposer dans les sédiments sablo-vaseux intertidaux et conduire à l'ensablement du schorre (Figure 4.27), au niveau du poulie de l'estuaire (Dobroniak, 2005). En revanche, l'accrétion verticale du schorre se fait à partir des sédiments fins apportés par la marée dans les zones peu profondes et protégées de la houle. Le matériel sableux issu du transit décrit ci-avant tend à couvrir les dépôts fins (Dobroniak, 1999b).

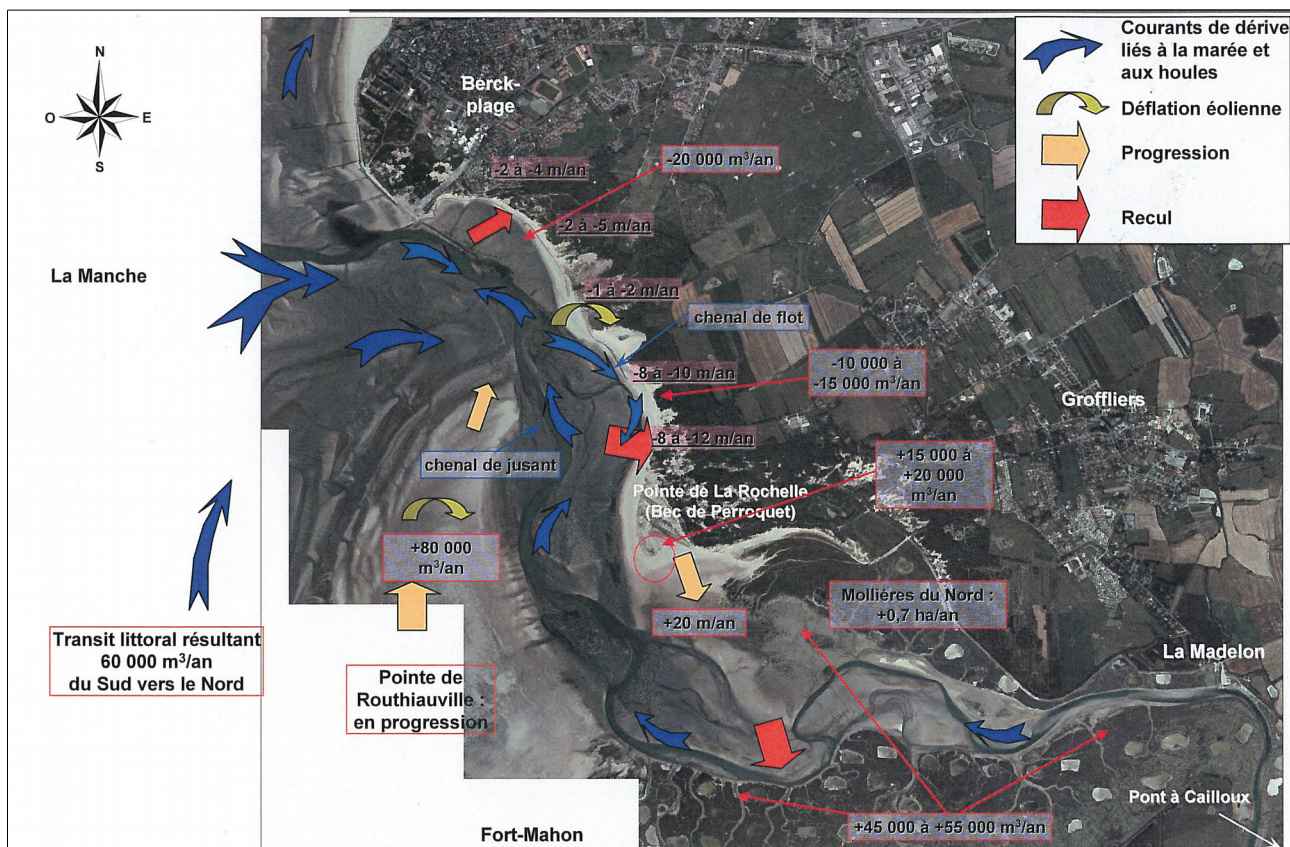


Figure 4.25 : Schéma du fonctionnement hydrosédimentaire de la baie d'Authie entre 1989 et 2009 (Sogreah, 2009)

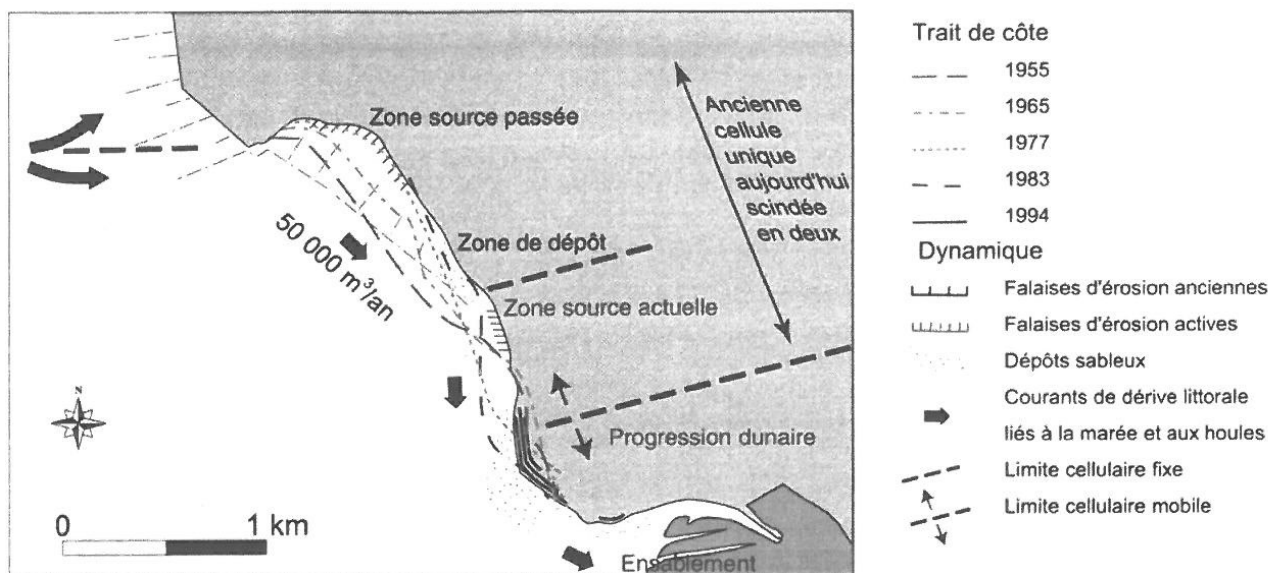


Figure 4.26 : Sous-cellules estuariennes et transit littoral sur la rive nord de l'estuaire de l'Authie (Dobroniak, 1998b, 1999b)

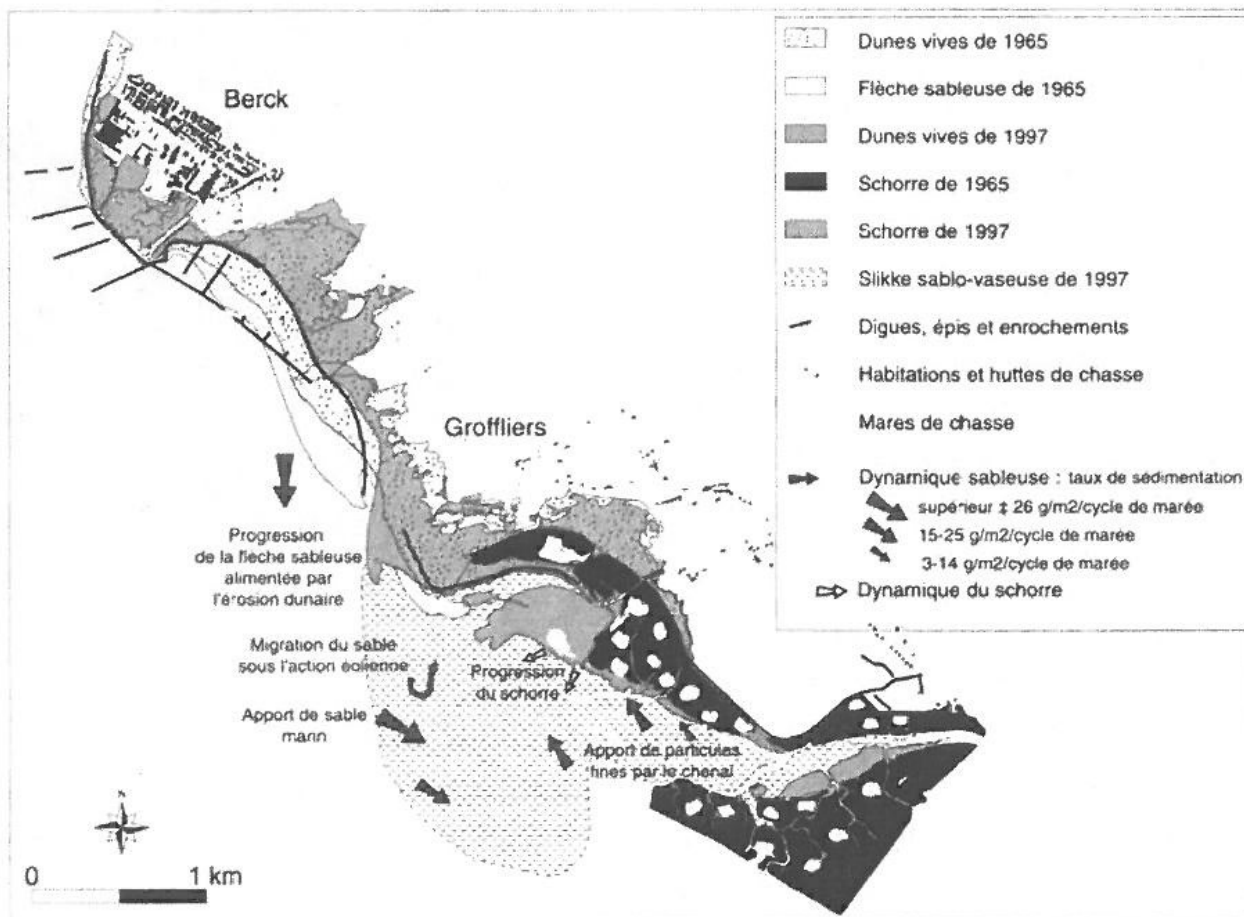


Figure 4.27 : Evolution des schorres et dunes vives de la rive nord de l'estuaire de l'Authie, d'après les photogrammétries IGN de 1965 et 1997 (Dobroniak, 1998b, 1999b, 2000)

La vasière de l'Authie est typique des milieux estuariens protégés. Elle est caractérisée par une sédimentation nettement marquée à l'échelle de l'année et rythmée par le cycle de marée semi-diurne. Ce site se situe dans un contexte protégé des vagues d'agitation : les débits de l'Authie étant faibles, le principal forçage hydrodynamique sur ce site est le forçage tidal (voir *Chapitre 3 Facteurs hydrodynamiques*). Ainsi, la baie présente une sédimentation classique des zones protégées, dont le taux de sédimentation est fonction de l'amplitude de marée.

La forte concentration en MES dans la colonne d'eau (pic à ~1 g/l) est associée à des courants de flot et de jusant modérés (respectivement < 0,5 m/s et < 0,4 m/s) et à une turbulence faible (< 0,5 N/m²). La décantation des particules fines s'effectue alors au cours de la période de flot, et la vasière s'engraisse à ce moment du cycle (+ 0,5 cm). Au cours de la période d'étalement de haute mer, la majeure partie des MES est décantée et la vasière est alors stable (Tableau 4.7). La contrainte critique au fond varie

peu au cours du cycle lunaire au niveau de la vasière. Toutefois, des périodes d'agitation liées à des événements exceptionnels de courte durée peuvent se produire, mais ce type d'événement ne semble pas avoir d'impact sédimentaire, y compris en période de dépôt (Deloffre *et al.*, 2007). En période de vive-eau, les apports sont importants (concentration pouvant atteindre 1 g/l sur la vasière), et la vasière est en sédimentation. En période de morte-eau, les apports sont faibles (concentration < 100 mg/l sur la vasière), et la vasière est stable (Tableau 4.7). Ces résultats, obtenus à l'échelle du cycle de marée semi-diurne, sont cohérents avec les données acquises à l'échelle annuelle (Figure 4.28) (Deloffre, 2005). Les concentrations de MES sur la vasière sont également plus importantes en vive-eau (1 g/l) qu'en morte-eau (0,1 g/l). Ce mécanisme est lié à l'augmentation des conditions hydrodynamiques dans le chenal de l'Authie. En période de vive-eau, la contrainte de fond est plus importante et entraîne une remise en suspension des sédiments fins : la vasière s'engraisse donc plus fortement en vive-eau qu'en morte-eau (Deloffre *et al.*, 2007).

Tableau 4.7 : Enregistrements sédimentaires et leur préservation au sein des vasières intertidales de l'estuaire de l'Authie (d'après Deloffre, 2005)

Période	Mouvements	État de la vasière
Flots et jusants modérés	Les particules fines décantent	Engraissement
Étale de haute mer	La majeure partie des MES est décantée	Stable
Marée de vive-eau	Les sédiments fins sont remis en suspension	Engraissement
Marée de morte-eau	Les apports sont faibles (< 100 mg/l)	Stable

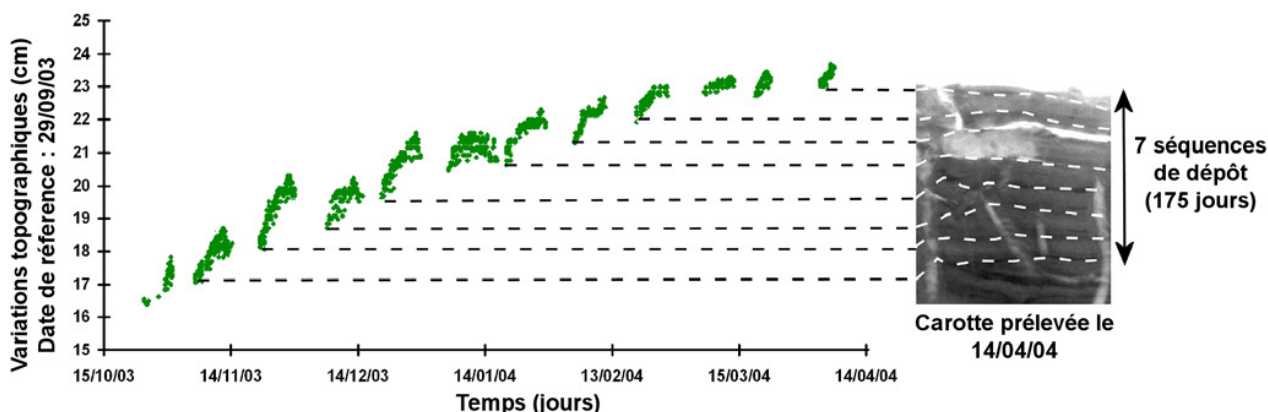


Figure 4.28 : Comparaison des données altimétriques et la partie sommitale d'une carotte prélevée le 14/04/2004 sur l'estuaire de l'Authie (Deloffre, 2005)

4.3.4.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

Entre Berck-sur-Mer et le Touquet-Paris-Plage, les vents dominants d'ouest, perpendiculaires au trait de côte, alimentent les cordons dunaires en sable si une bande de sable sec suffisamment large est disponible. Les cordons dunaires en retour constituent un stock de sable qui va permettre de rééquilibrer les pertes subies au niveau de l'estran pendant les tempêtes en alimentant les barres qui vont alors jouer le rôle de brise-lames naturels (Egis Ports, ULCO, 2014). Seules les tempêtes survenant pendant des marées de pleine mer de vive-eau peuvent atteindre le pied de la dune et l'éroder (Battiau-Queney, 2014).

4.3.4.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Entre Berck-sur-Mer et le Touquet, la côte se présente sous la forme d'un vaste estran sableux marqué par une alternance de barres et de bâches dans les parties centrales et inférieures de l'espace intertidal (Egis Ports, ULCO, 2014 ; d'après Anthony *et al.*, 2004). Par l'important marnage existant sur ce secteur, l'espace intertidal au droit de Merlimont atteint 800 m. Au cours d'un seul cycle de marée, les zones de déferlement (ou « surf zone »), de jet de rive (ou « swash zone ») et de déflation éolienne se déplacent régulièrement sur cette frange côtière (Figure 4.29).

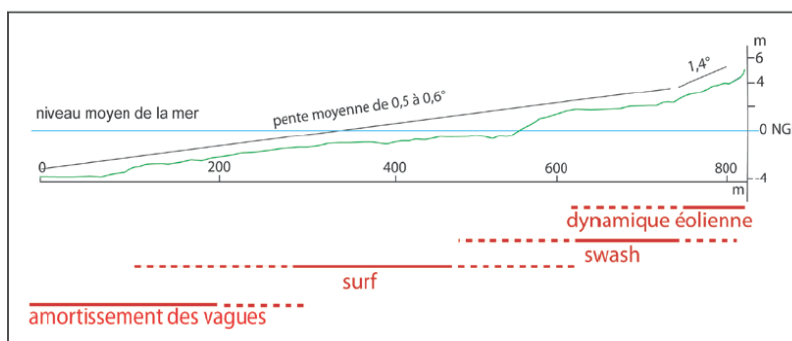


Figure 4.29 : Migration des zones de déferlement (« surf zone »), de jet de rive (« swash zone ») et de déflation éolienne pendant un cycle de marée, sur l'espace intertidal des plages de la côte d'Opale ; exemple de Merlimont (Battiau-Queney, 2014)

Le système dunaire de cette cellule est organisé en trois grands ensembles : deux cordons dunaires allongés nord-sud parallèlement à la côte, et une « plaine interdunaire » qui s'élargit du nord au sud. Le cordon dunaire interne s'est mis en place dans sa position actuelle depuis moins de 900 ans, alimenté par le sable de la plage transporté par les vents de secteur ouest, pendant le Petit âge glaciaire³⁵.

La plage de Merlimont est un exemple de plage sans intervention humaine. Les échanges de sable entre la plage et l'avant-dune sont libres. Ainsi, l'observation de l'évolution naturelle du haut de plage et du front dunaire est possible. Au-dessus des laissees de mer et grâce à l'action fixatrice des plantes pionnières, les dunes embryonnaires peuvent se développer librement, disparaître ou au contraire grossir pour édifier un prisme d'accrétion

éolienne ou une banquette (Figure 4.30) (Battiau-Queney, 2014) : le haut de plage enregistre les effets combinés des dynamiques marine, éolienne et végétale comme le montre cette série de photographies prises sur le même site de Merlimont entre mai 1995 et septembre 2006. En mai 1995 (Figure 4.30-A), après une série de fortes tempêtes, l'avant-dune est taillée en falaise avec paquets glissés. Puis des dunes embryonnaires se sont à nouveau formées en haut de plage. En mars 2006, après une grande marée (coefficient 115) et une mer forte, les dunes de la première ligne ont été détruites mais d'autres non-atteintes par la mer sont colonisées par l'*Agropyron* (Figure 4.30-B). Six mois plus tard, la plage se raccorde à l'avant-dune par une large concavité due à une nouvelle accumulation éolienne en haut de plage (Figure 4.30-C).



Figure 4.30 : Extrême mobilité du haut de plage à Merlimont le long de la Réserve biologique domaniale de la côte d'Opale entre 1995 et 2006 ; (A) Situation après une série de fortes tempêtes (mai 1995), (B) bas de dunes colonisés par l'*Agropyron* (mars 2006), (C) progression de la dune sur la plage (septembre 2006) (Battiau-Queney, 2014)

³⁵ Période froide ayant duré du début du XIV^e à la fin du XIX^e siècle, durant laquelle il a été observé une avancée des glaciers (d'après Foucault, Raoult, 2005).

4.3.5 Cellule hydrosédimentaire de la pointe du Touquet (baie de Canche) à la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer) (3)

Cette cellule hydrosédimentaire comprend l'estuaire de la Canche qui forme une baie dont l'étude est indépendante.

Baie de Canche

Comme l'estuaire de la Somme et de l'Authie, la baie de Canche est un estuaire dit « picard » avec un engraissement de la rive sud et un amaigrissement de la rive nord. Cet estuaire s'est progressivement comblé et s'est décalé vers le nord, ce qui a réduit les influences marines et a limité la navigation. Depuis 1990, des travaux sur la digue submersible en rive droite ont permis une ouverture de l'estuaire permettant une plus grande entrée des eaux marines et une érosion sensible du rivage dunaire au droit du Feu de Camiers, modifiant le fonctionnement du système estuarien (Picouet, 1993 ; voir 5.1.1.b. Les baies).

La dérive littorale vers le nord transporte une grande quantité de sable qui s'accumule en amont du barrage hydraulique formé par la Canche, en donnant un poulier : le banc du Pilori, flèche à pointe libre enracinée à la rive sud, dans les dunes du Touquet, qui tend à fermer l'estuaire (Figure 4.31). Dans le domaine intertidal, le courant de jusant emporte au large des sédiments sablo-argileux qui, en se déposant en éventail, forment un delta de jusant. Le courant de flot transporte des quantités importantes de sables (non quantifiées) dont une grande partie se dépose en arrière du banc du Pilori en formant une flèche interne appelée « contre poulier », parfois présente au sud du Feu de Camiers. La partie aval de l'estuaire présente des sables en rive droite et de la vase en rive gauche où se développent des mollières (schorres) (d'après Battiau-Queney, Théroutane, 2010). Cette situation est cependant variable car des schorres se sont développés localement en rive droite entre 2000 et 2013 (Gosset, 2015).

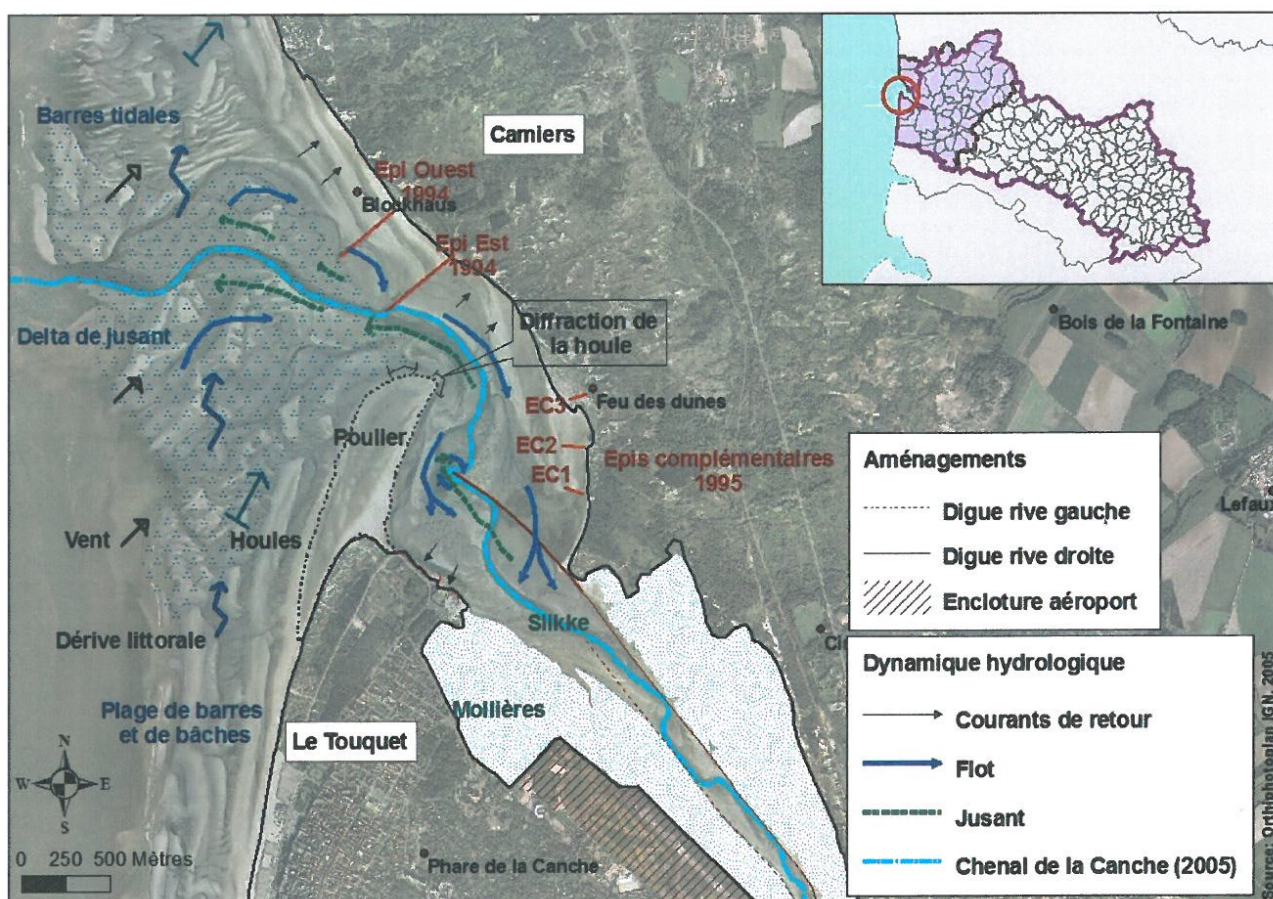


Figure 4.31 : Morphologie et fonctionnement de l'estuaire de la Canche (Le Coadou, 2011)

Le vent permet un déplacement des sédiments à marée basse qui engendre l'engraissement des dunes de la rive sud de la baie de Canche à partir de sables prélevés sur l'estran (Le Coadou, 2011). Un phénomène particulier existe : les houles du flot sont diffractées à l'arrière du banc du Pilon et arrivent donc perpendiculairement au rivage nord de la pointe du Touquet, puis génèrent des courants et des vagues qui érodent le littoral et engraisent l'estuaire par la suite (Le Coadou, 2011 ; d'après Thérouanne, 2001 ; Thérouanne *et al.*, 2002). La dynamique sédimentaire au nord de l'estuaire de la Canche résulte de la position du banc du Pilon qui canalise les courants marins et le chenal de la Canche vers le nord.

4.3.5.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

La dérive littorale est orientée du sud vers le nord sur le secteur de Camiers à Équihen-Plage. Peu d'informations sont existantes pour définir la dynamique sédimentaire sur la zone d'Équihen-Plage à Boulogne-sur-Mer. Il peut être envisagé une certaine continuité par rapport aux secteurs plus au sud, avec une dérive littorale dirigée vers le nord et un transport sédimentaire résiduel vers le nord (Egis Ports, ULCO, 2014). Cette hypothèse est appuyée par les travaux d'expertise et les résultats de modélisation hydro-sédimentaire qui montrent que les sédiments issus de l'érosion de la rive nord de la Canche sont transportés jusqu'au nord immédiat de Boulogne-sur-Mer : une partie de ces sédiments, stoppée par la digue Carnot, digue sud du port de Boulogne-sur-Mer (voir 5.1.2.a. *Le port de Boulogne-sur-Mer*), s'accumule sur la plage d'Hoverport (SMCO, 2003).

4.3.5.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Au nord d'Hardelot-Plage, la configuration de l'estran permet aux vents dominants d'alimenter les cordons dunaires en sable si une bande de sable sec suffisamment large est disponible. Le cordon dunaire constitue alors un stock de sable qui va permettre de rééquilibrer les pertes subies au niveau de l'estran pendant les tempêtes d'hiver. Durant ces tempêtes,

le sable du haut de plage et du cordon dunaire est emporté dans la partie inférieure de l'estran et va alimenter les barres intertidales, qui vont en retour jouer le rôle de brise-lames naturels.

Comme pour les mouvements longitudinaux, peu d'informations existent pour définir la dynamique sédimentaire sur la zone d'Équihen-Plage à Boulogne-sur-Mer. Il peut aussi être envisagé une certaine continuité par rapport aux secteurs plus au sud avec une action des agents marins sur le pied de falaise et le transport de matériaux érodés.

Sur la commune de Saint-Étienne-au-Mont, la présence d'une dune bordière (la dune d'Écaut) présente une grande capacité de résilience. La dune stocke le sable que le vent prélève sur la plage à marée basse et en rend une partie à la mer lorsque les vagues de tempête sapent son pied. Ainsi, une alternance de recul-avancée du trait de côte est observée. Bray-Dunes, Merlimont ou le Touquet-Paris-Plage sont d'autres exemples de ce fonctionnement (Battiau-Queney, 2014 ; d'après Battiau-Queney *et al.*, 2006).

4.3.6 Cellule hydrosédimentaire de la digue Carnot (Boulogne-sur-Mer) au cap Gris-Nez (4)

4.3.6.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

Une partie des sédiments issus de l'érosion de la rive nord de la baie de Canche est « réfléchi » par la digue Carnot et alimente un banc sableux situé au nord du port de Boulogne-sur-Mer (SMCO, 2003).

Du nord de Boulogne-sur-Mer jusqu'à Gravelines, le transit sédimentaire est très important (mais difficilement quantifiable), du fait des fortes valeurs de courants dans le détroit du Pas de Calais (Figure 4.32) (SMCO, 2003).

4.3.6.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Aucune information n'est actuellement connue sur cette portion du littoral.

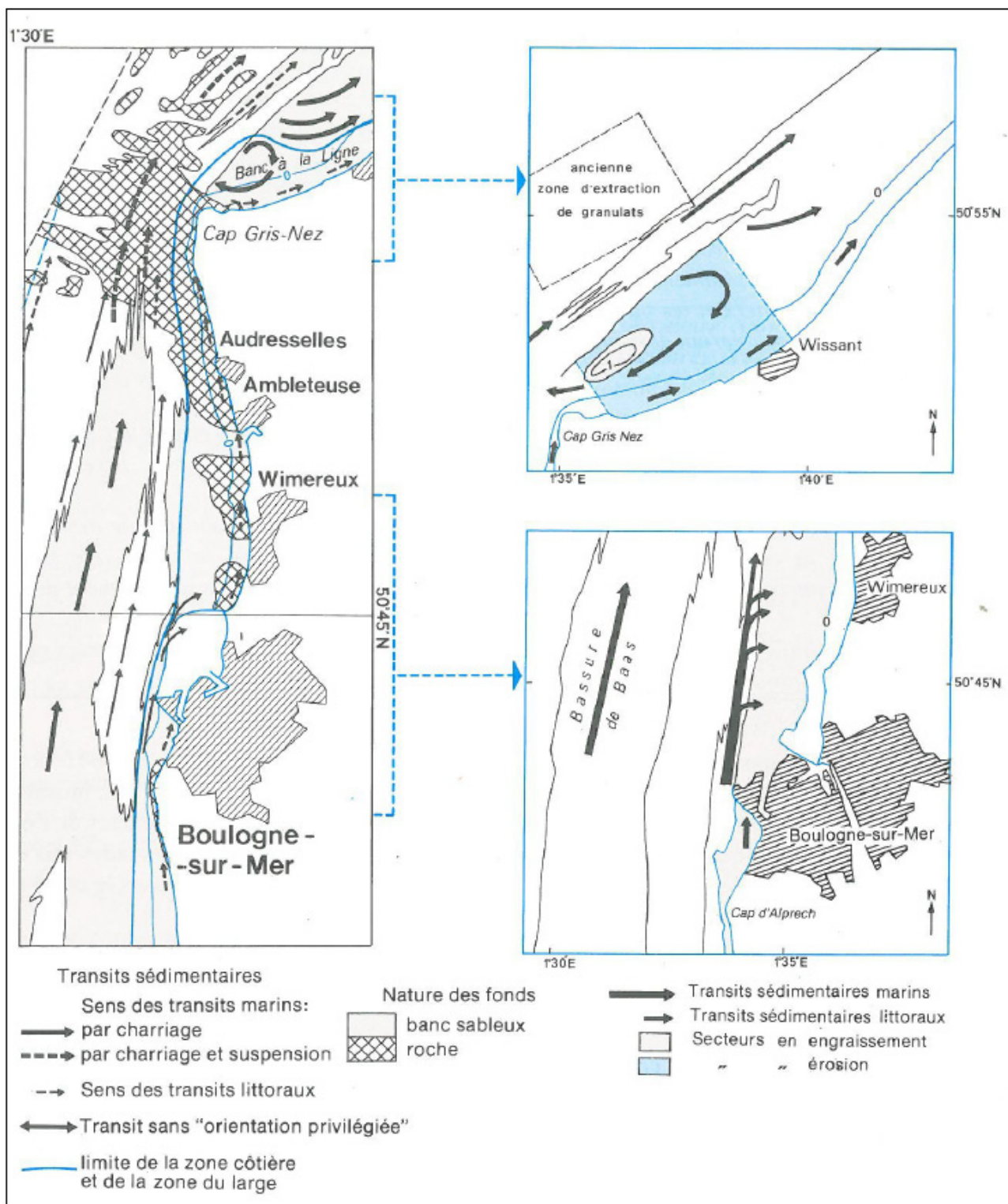


Figure 4.32 : Processus sédimentaires affectant le domaine côtier de Boulogne-sur-Mer à Wissant (Augris et al., 1990)

4.3.7 Cellule hydrosédimentaire du cap Gris-Nez au port de Calais (5)

4.3.7.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

Le changement d'orientation de la côte au niveau du cap Gris-Nez provoque une modification importante des courants dans la baie de Wissant située immédiatement en aval du cap par rapport au courant de flot dominant. Les courants de marée, orientés sud-ouest/nord-est au large sont déviés vers la côte à l'approche de celle-ci (Augris *et al.*, 1990). Le transit sédimentaire, alors orienté vers le nord-est, est très important (non-quantifié) du fait des fortes valeurs de courants dans le détroit du Pas de Calais. Des bancs sableux s'étendent du cap Gris-Nez au cap Blanc-Nez sous le nom de « banc à la Ligne », en face des plages de Wissant (Figure 4.34). C'est un banc de sillage qui se développe en arrière du cap Gris-Nez et qui agit directement sur les conditions de propagation des houles à la côte. Il aurait avancé de 600 m vers l'est de 1640 à 1835, ce qui montre bien la dominante ouest-est du transport des sédiments par les courants (LNH, 1986). Son rapprochement des côtes serait également responsable d'une contre-dérive de direction ouest-sud ouest (Egis, 2014).

Les apports de la dérive littorale sont les seuls à alimenter les parties ouest et centrale de la baie de Wissant. Ces apports sont insuffisants pour compenser les pertes estimées à plus de 10 Mm³ sur la période 1911-2002, soit une perte de 116 000 m³ par an pour l'ensemble de la baie (Aernouts, Héquette, 2006). En cas de houle de nord, il est observé une interruption relative du transit au droit de Calais sur une portion de quelques centaines de mètres près du littoral. Cette

discontinuité reste locale car il existe un transit au large entre cette cellule hydrosédimentaire et celle située directement à l'est, du port de Calais à la jetée des Huttes (SMCO, 2003).

4.3.7.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

La baie de Wissant présente une morphologie de plage sableuse macrotidale caractérisée par un large estran et par un ensemble de barres intertidales, appelé système barre-bâche (Figure 4.33). La côte de la baie de Wissant alterne entre phases d'accrétion et d'érosion en fonction de la position des bancs sableux qui fournissent du sable à la plage (Héquette *et al.*, 2013). L'évolution de la baie au cours du XX^e siècle a fait l'objet de nombreuses études (Clabaut, 1988 ; Aernouts, 2005 ; Aernouts, Héquette, 2006) synthétisées par Géodunes (Cartier, 2014).

Les petits-fonds³⁶ de la **baie de Wissant** ont été étudiés par Aernouts (2005) à partir des levés bathymétriques réalisés en 1911, 1977 et 2002 (Figure 4.35). Sur cette période, la baie est déficitaire d'environ 10 Mm³ de sédiments soit 116 000 m³/an. Ce déficit serait lié aux extractions de sable réalisées sur le banc à la Ligne au cours des années 1960-70 (Ferrière *et al.*, 1993) (voir 5.2 *Extractions*) : le démaigrissement du banc, qui était une bonne source de sédiments, n'a pas permis une bonne alimentation des plages (Aernouts, Héquette, 2006) et a modifié l'exposition de l'estran à la houle, qui était mois dissipée sur les côtes (Aernouts, Héquette, 2006 ; Héquette *et al.*, 2013 ; Egis, 2014). L'augmentation de la fréquence des tempêtes et des surcotes, constatée dans les années 1970-80, est également une explication à ce déficit sédimentaire (Cartier, 2014 ; d'après Clabaut *et al.*, 2000 et Vasseur, Héquette, 2000).



Figure 4.33 : Système barre-bâche de la baie de Wissant (Cartier, 2011)

36 Fonds situés à une profondeur de 0 à 10 m.

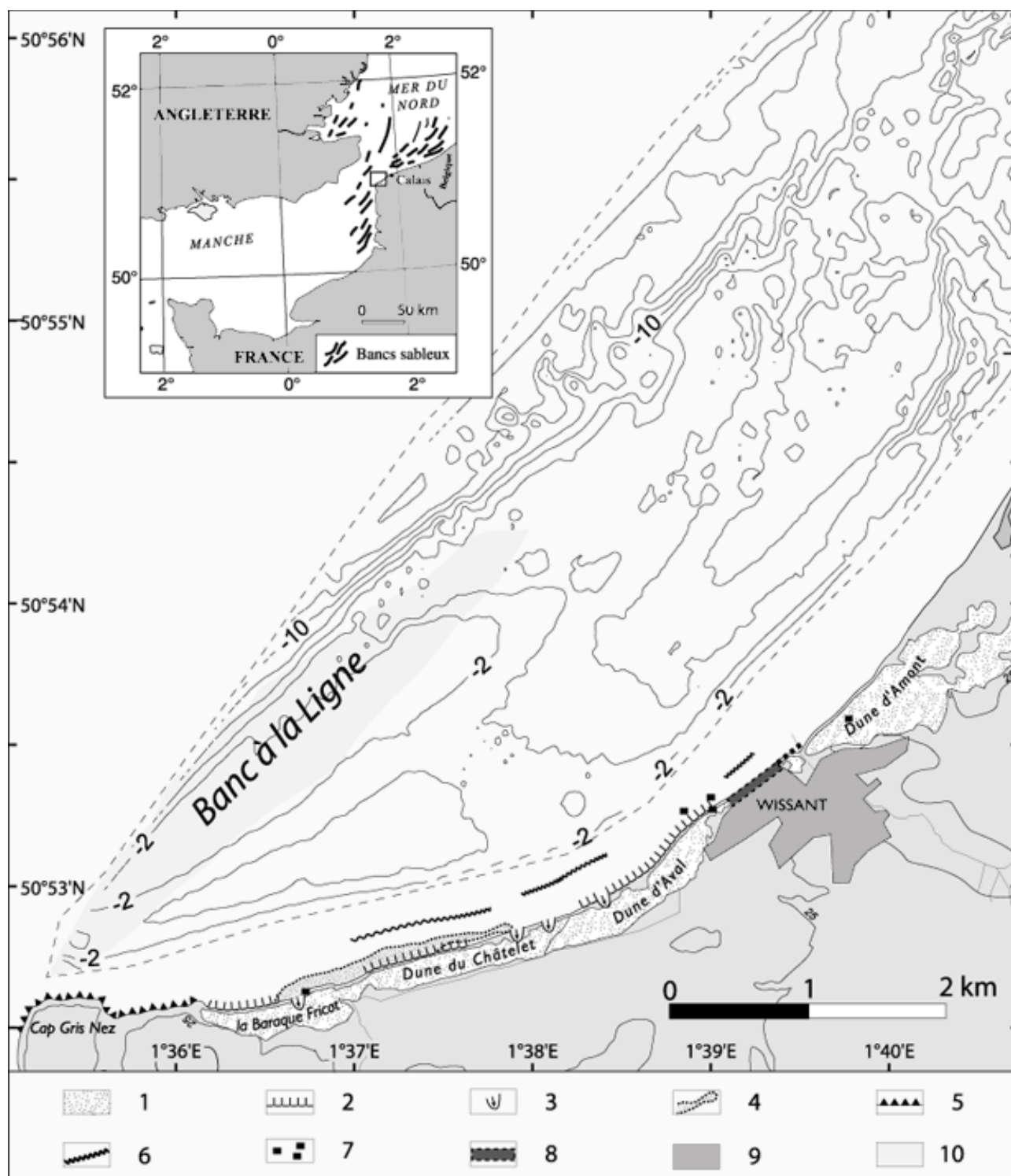


Figure 4.34 : Localisation de la baie de Wissant (les isobathes correspondent à la bathymétrie de 2002 ; 1 : dunes littorales ; 2 : falaises dunaires ; 3 : brèche ou siffle-vent ; 4 : cordon de galets ; 5 : falaises rocheuses ; 6 : affleurement de tourbe ; 7 : blockhaus ; 8 : digue ; 9 : zone urbanisée ; 10 : localisation approximative du banc à la Ligne (Aernouts, Héquette, 2006 ; d'après Cohen et al., 1999a et Sipka, 1998 ; fond de carte de la partie terrestre modifié d'après Messence, Cohen, 2002)

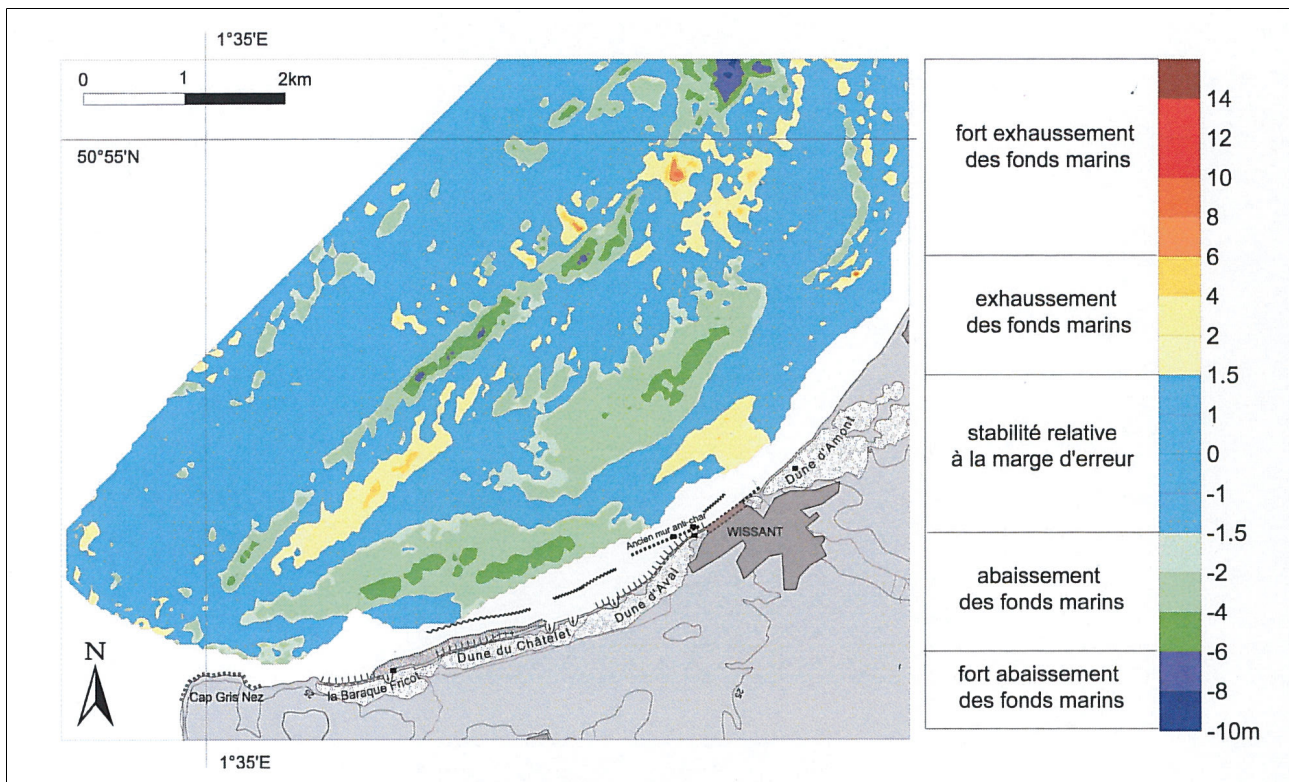


Figure 4.35 : Carte différentielle d'évolution des fonds marins de la baie de Wissant entre 1911 et 2002 (Aernouts, 2005)

Les plages de la baie de Wissant sont en déficit sédimentaire important, visible par l'apparition de bancs de tourbe sur l'estran (Figure 4.36), l'abaissement de la plage de la Sirène (à l'est de la baie de Wissant) ou encore la disparition de la plage devant le perré de Wissant (Cartier, 2014 ; voir 6.1.5). À l'inverse, le centre de la baie est en accrétion (au droit des dunes du Châtelet et d'Aval). Le niveau de la plage au pied du perré de Wissant était de + 8,95 mCM³⁷ en 1998 (Sipka, 1998). À cette même date, la cote d'arase de la digue était à

+ 9,95 mCM et la cote en pied d'ouvrage à + 5,205 mCM (DHI, 2013). Le niveau de la plage a ensuite diminué progressivement (Figure 4.37) : + 9,35 mCM en 1999 (Cohen *et al.*, 1999a), + 7,75 mCM en 2000 (Cohen, Vanhée, 2000 ; mise à jour de Cohen *et al.*, 1999b ; Cohen *et al.*, 1998), + 6,11 mCM en 2004 (Sedrati, 2006) et + 5,58 mCM en 2014 (Crapoulet, 2015). Cela représente donc une baisse altimétrique de - 3 mètres en 16 ans, soit une moyenne de près de - 20 cm/an (Figure 4.38).



Figure 4.36 : Bancs de tourbe visibles sur l'estran de la baie de Wissant en face la dune d'Aval au printemps 2014 (Cartier, 2014)

37 Pour la conversion des niveaux du référentiel hydrographique (CM) à NGF, voir [Tableau 3.9](#) : Altitude du niveau moyen et du zéro hydrographique en mètre au niveau des ports de référence de la province.

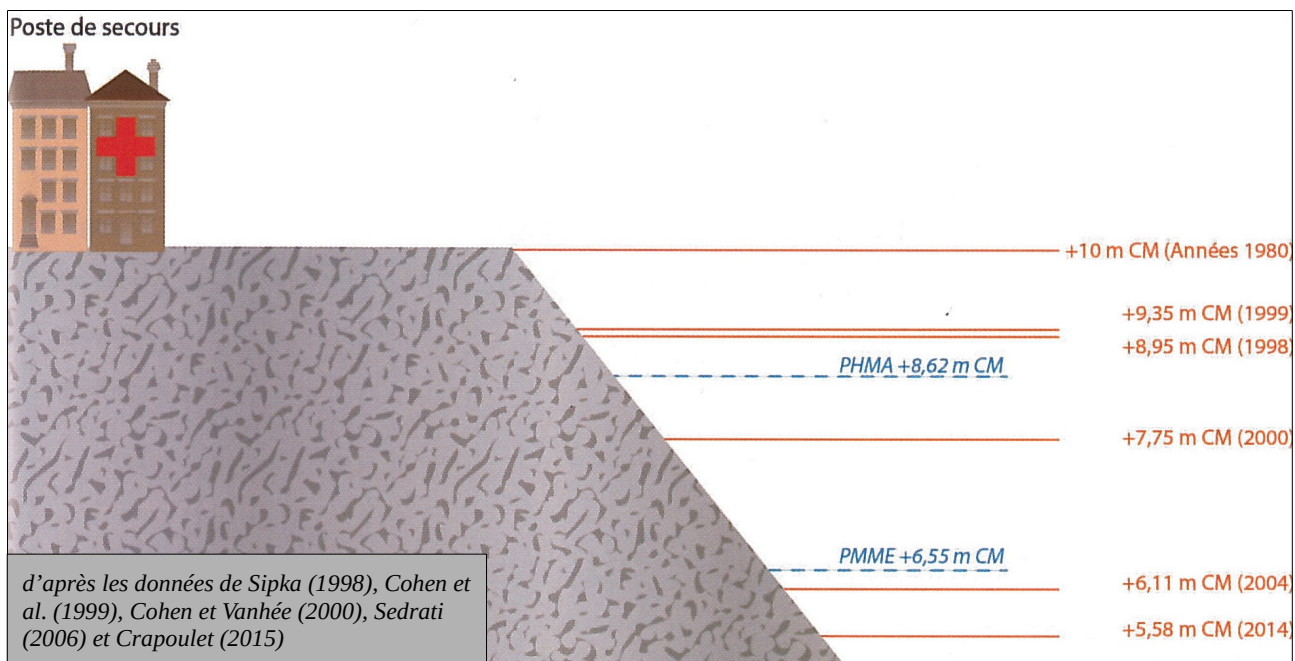


Figure 4.37 : Niveau de la plage au droit du perré de Wissant de 1980 à 2014 (Cartier, 2014)



Figure 4.38 : Photographies de la plage de Wissant en 1998 et en 2014 (Cliché 1998 Olivier Cohen, cliché 2014 Géodunes, Cartier, 2014)

Entre 2008 et 2014, le stock de sable des **dunes** de la baie de Wissant (Figure 4.39) a subi une perte de sédiments de 80 000 m³ maximum au niveau de la dune d'Aval et une stabilité au niveau de la dune d'Amont (Crapoulet, 2015). Sur la période 1949-2000, la tendance est la même : la dune d'Aval a perdu 250 m, les dunes Fricot et du Châtelet ont perdu de 50 à 100 m tandis que la dune d'Amont a gagné 100 m, par les accumulations éoliennes et les apports de sédiments issus de l'érosion de la partie ouest de la baie (Aernouts, 2005) (voir également 6.1.5. Cellule hydrosédimentaire du cap Gris-Nez au port de Calais).

Les conditions de vent sur la côte de la mer du Nord sont caractérisées par un régime équilibré de vents de mer, de terre et longitudinaux, ce qui peut expliquer la morphologie relativement étroite et linéaire du cordon dunaire caractéristique de cette côte. Les conditions d'énergie éolienne restent modérées sur les côtes de la mer du Nord, notamment à Wissant, où les circulations

hydrodynamiques sur la plage intertidale permettent le développement de formes sableuses sous-marines, ce qui favorise la mobilisation de sable sur le haut de plage, au détriment de la plage et des dunes (Anthony *et al.*, 2006). Des mesures de transport éolien de sable et des relevés topographiques ont été réalisés pendant un an dans la baie de Wissant pour comprendre les relations entre le haut de plage et la dune (Ruz, Meur-Férec, 2004). Cette étude a montré que le transport éolien et la dynamique du **système haut de plage/dune** sont fortement contrôlés par l'amplitude et la fréquence des hauts niveaux d'eau : la sédimentation éolienne sur le haut de plage a lieu pendant la période estivale, le reste de l'année les sables éoliens d'été déposés sur le haut de plage sont remobilisés et la dune est en érosion. En raison de la faible élévation de l'estran supérieur dans la partie centrale de Wissant, les niveaux d'eau peuvent affecter régulièrement le haut de plage et le pied de dune lors des grandes marées astronomiques (Ruz, Meur-Férec, 2004).

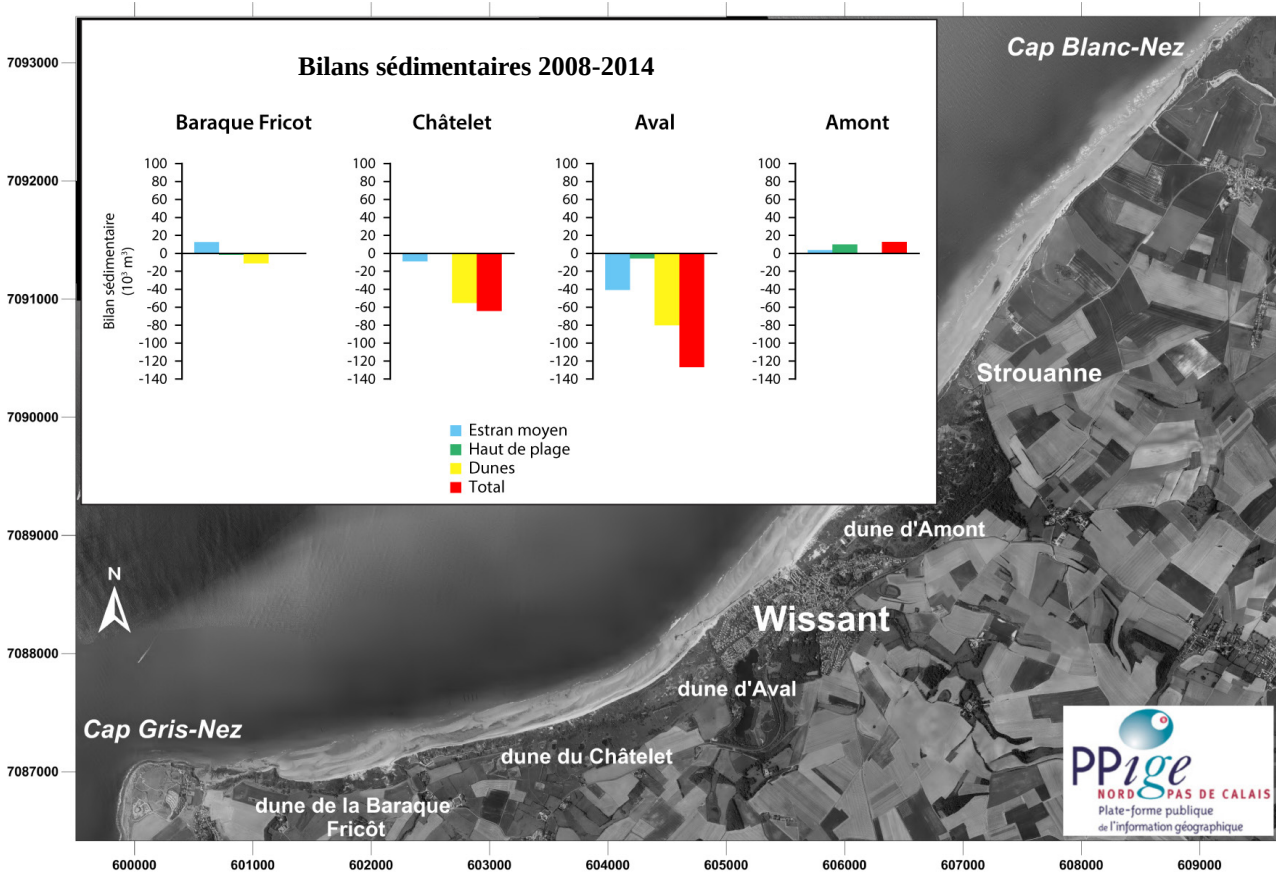


Figure 4.39 : Bilans sédimentaires de l'estran moyen, du haut de plage et des dunes de la baie de Wissant entre 2008 et 2014 (modifié d'après Crapoulet, 2015)

4.3.8 Cellule hydrosédimentaire du port de Calais à la jetée des Huttes (6)

4.3.8.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

Le transit sédimentaire global résultant sur la cellule est orienté vers l'est. Il est interrompu en grande partie par les ouvrages de l'avant-port Ouest de Dunkerque, au niveau de la jetée des Huttes de Gravelines (d'après SMCO, 2003).

4.3.8.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Le site des Hemmes de Marck, au centre de la cellule hydrosédimentaire, présente une importante dynamique d'accrétion (+ 10 000 m³/an) de par son type de plage à estran très large (1 500 m), à profil convexe et pente très douce, ce qui permet d'amortir la majeure partie des énergies reçues sur la plage. La disponibilité du stock sédimentaire provenant de l'avant-côte (bancs tidaux) favorise d'autant plus cette dynamique positive. Sur ce secteur, les courants de marée dominant en énergie par rapport aux vagues car le marnage est important et les houles ont tendance à être dissipées par les nombreux bancs tidaux situés au large. La dynamique morphosédimentaire est principalement régie par l'association de très hauts niveaux d'eau de vive-eau immergeant la plate-forme à des perturbations météorologiques (Aubry, 2010). Cette dominance des processus hydrodynamiques durant la période de vive-eau sur l'ensemble du profil plage-plate-forme est facilement observée : ils diminuent progressivement durant le jusant (dit aussi « phase de déchet ») jusqu'à n'être actifs que sur la plage, puis devenir minoritaires, par rapport aux processus éoliens. Ces derniers deviennent progressivement dominants durant la phase de flot (dit aussi « revif », déflations importantes), d'abord sur les barres intertidales de la plage, sur la barre d'interface de swash puis majoritaires durant la morte-eau (Aubry, 2010). L'ensemble de ce contexte hydrodynamique est responsable d'une organisation à long terme des stocks sédimentaires près des côtes qui a donné naissance aux fortes accumulations sableuses composées des dunes côtières et de bancs

subtidaux au large ou à proximité des côtes. Le site des Hemmes de Marck reste le seul secteur en accrétion significative du littoral de la côte d'Opale et présente une morphologie atypique : l'accolement d'un banc tidal à la côte et une très large plate-forme sableuse reliée à un profil à barres et à bâches convexe.

De plus, la présence d'une dépression topographique au centre de la plate-forme favorise les dépôts fins (zone temporaire de sédimentation fine) et accentue le comblement et l'accrétion générale du secteur. Ces derniers sont localisés préférentiellement en bas de plage. Ils vont par la suite progressivement migrer à court terme le long du profil vers le haut de la plate-forme (450 m de migration onshore mesurée en 6 mois, Aubry, 2010). Ces particules fines sont plus particulièrement entraînées par les courants engendrés par les houles de secteur nord ou durant les phases de beau temps parallèlement à la migration vers le haut de plage des barres (Aubry, 2010).

Les résultats d'une topographie transversale, réalisée entre mars 2007 et janvier 2009, permettent de déduire les évolutions volumétriques du secteur des Hemmes de Marck. Une sédimentation de 215 m³ par mètre linéaire de plage a été enregistrée. En extrapolant ces résultats sur l'ensemble du secteur, soit sur près de 1 500 m de large, ceci équivaut à près de 575 tonnes de sédiments en 21 mois. Le secteur des Hemmes de Marck a donc connu en une année une accrétion totale d'environ 10 000 m³, répartie pour la plupart sur la zone de plage avec près de 8 500 m³/an d'accrétion et seulement 1 500 m³/an d'accrétion sur la totalité de la plate-forme (Aubry, 2010). Sur ce même secteur, une comparaison des données bathymétriques annuelles de l'avant-plage réalisée sur la période 2010-2014 a montré que les petits-fonds avaient gagné près de 2,5 Mm³ de sédiments, essentiellement au niveau du banc des Ridens de la Rade, soit environ 620 000 m³/an (Héquette *et al.*, 2015). Ces résultats rejoignent ceux obtenus par Héquette et Aernouts (2010) à partir de données bathymétriques de 1911 à 2005 qui avaient permis d'estimer que le ridens de la Rade avait gagné environ 100 Mm³ de sédiments, soit approximativement 10 Mm³/an. Ces volumes conséquents représentent une part très importante des volumes sédimentaires qui s'accumulent dans la zone côtière de la mer du Nord.

4.3.9 Cellule hydrosédimentaire de la jetée des Huttes (Gravelines) à la jetée de Malo (Dunkerque) (7)

Cette cellule hydrosédimentaire correspond à plage du Clipon située entre le port Ouest et le port Est de Dunkerque. Elle résulte d'une avancée artificielle de la ligne de rivage vers la mer lors de l'extension du Grand port maritime de Dunkerque (GPMD) au cours des années 1970 et 80.

4.3.9.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

La circulation sédimentaire au sein de cette cellule, qui s'étend sur près de 15 kilomètres, est dominée par sa composante longitudinale, avec un courant de flot plus important que celui de jusant. Comme le reste du littoral de la côte d'Opale, cette cellule est caractérisée par un contexte hydrodynamique particulier, avec des marées fortes de type macrotidal, des courants de marée importants dominés par le flot et une houle courte à fetch limité, atténuée par la présence de nombreux bancs tidaux proches de la côte (Bertier, 2009).

Il existe deux courants littoraux en sens opposé avec une dérive littorale résultante dominante de l'ouest vers l'est : selon les conditions des vagues, le sable est mobilisé et redistribué pour alimenter le secteur est ou ouest (Figure 4.40) (Egis Ports, ULCO, 2014).

Le littoral dunkerquois est fortement anthropisé depuis l'implantation du Port autonome de Dunkerque (aujourd'hui GPMD). Chaque infrastructure et aménagement agit de façon plus ou moins importante sur la circulation hydrodynamique et le transit sédimentaire, comme les jetées des Huttes à l'ouest et de Malo à l'est, qui bloquent une partie du transit sédimentaire longitudinal dirigé vers la Belgique. Ce site présente donc une dynamique complexe, avec de nombreuses barrières pour le transit sédimentaire. La plupart des sédiments ne fait que transiter longitudinalement sur la plage en majeure partie vers l'est : par exemple, La digue du Braek, située devant le port Est de Dunkerque, fixe le trait de côte mais ne capte pas les sédiments qui passent devant l'infrastructure (voir également 5.1.3.b. Les ports de Calais et de Dunkerque). Les sédiments ne peuvent se déposer et alimenter le trait de côte uniquement dans la partie ouest de la cellule et contre la jetée ouest du port Est (Bertier, 2009).

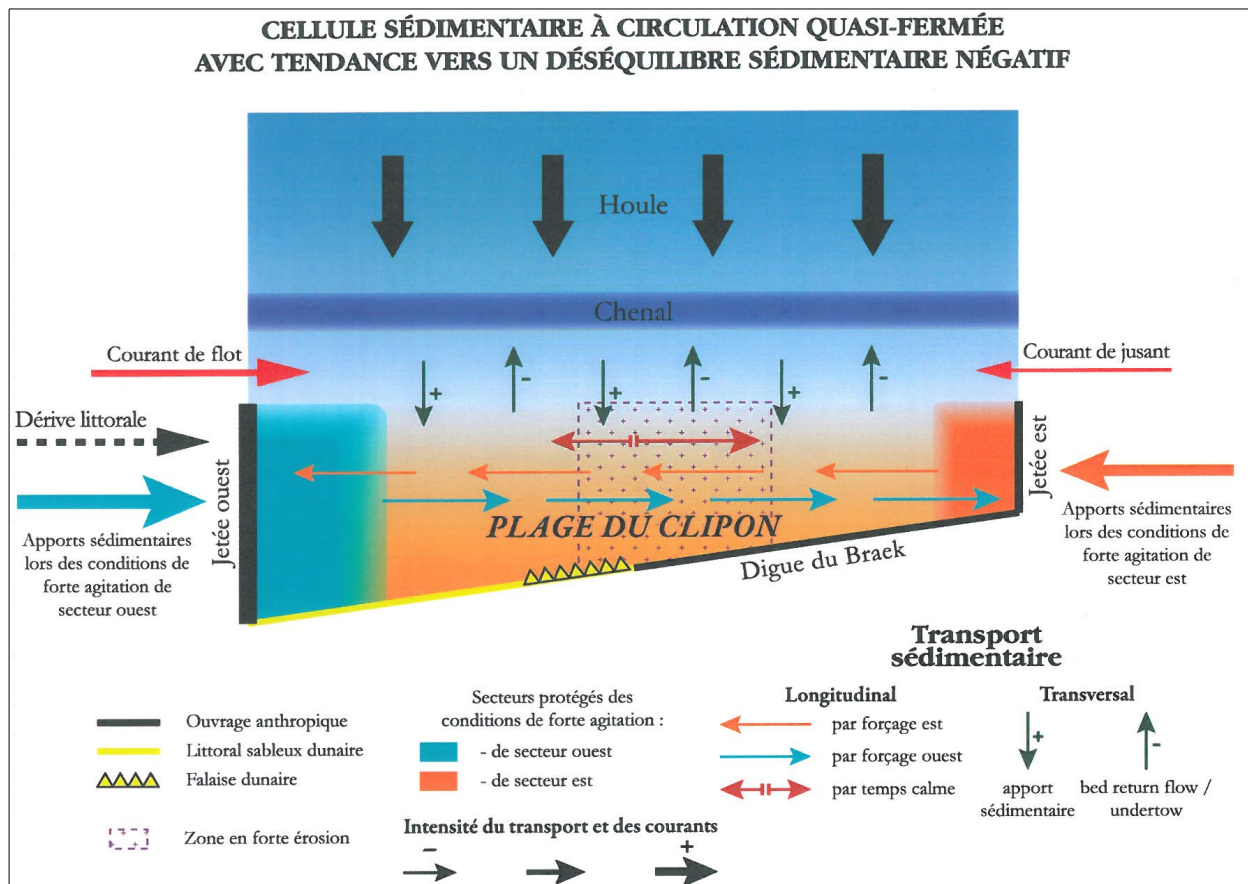


Figure 4.40 : Schéma de synthèse de la circulation hydrodynamique et sédimentaire au sein de la cellule de la plage du Clipon, allant de la jetée des Huttes (jetée ouest) à la jetée de Malo (jetée est) (Bertier, 2009)

À l'est de la cellule, le transport net est de l'ordre de 18 000 m³/an avec un transit littoral résultant vers l'est (voir Figure 4.43). Ce transport ne passe pas l'entrée de l'avant-port Est de Dunkerque suite à l'élévation du chenal de l'ordre de -14 mCM : les sédiments y sont piégés et il est vraisemblable que quelques dizaines de milliers de mètres cubes par an de sédiments y soient également apportés par les courants de marée (DHI, 2011).

4.3.9.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Cette cellule hydrosédimentaire peut être considérée comme quasi-fermée, avec quelques échanges avec le secteur plus à l'est, présentant une tendance à un déséquilibre sédimentaire négatif (Bertier, 2009). Néanmoins, sur la période 1983-2011 (Figure 4.41), le bilan sédimentaire de la cellule montre que les dunes végétalisées avancent, bien que la mer ait gagné du terrain aux extrémités est et ouest de la cellule (Tresca, 2013). En fonction des conditions, le transit sédimentaire est différent (Figure 4.42) : lors des conditions calmes, la morphologie évolue

faiblement avec un léger développement et une migration vers le haut de plage des barres ; lors des conditions agitées, au contraire, l'estran devient lisse sur une grande partie de la plage. Un abaissement de l'estran dans la partie centrale et la partie est de la plage est parfois perceptible suite à ces conditions qui peuvent, lorsqu'elles sont conjuguées à une marée de vive-eau, résulter en un recul de la falaise dunaire (Bertier, 2009).

À l'extrémité ouest de la cellule, le secteur entre la digue du Ruythingen et le canal des Dunes est à l'abri de l'agitation du fait de sa localisation en aval de la dérive de l'avant-port Ouest (Hemdane, 2006 ; Bertier, 2009) (voir également 5.1.3.b. *Les ports de Calais et de Dunkerque*), et propice à la sédimentation sablo-vaseuse (Héquette et al., 2012). Lors de la construction de la digue du Ruytingen (entre 1971 et 1977), un cordon dunaire artificiel a été mis en place de part et d'autre sur une largeur de 100 m : il est aujourd'hui érodé au nord de la digue du Ruytingen (Tresca, 2013). Des dunes se sont également édifiées à partir de deux flèches littorales qui se sont formées puis accolées à la côte entre 1983 et 2000 (Figure 4.41) (Tresca, 2013).

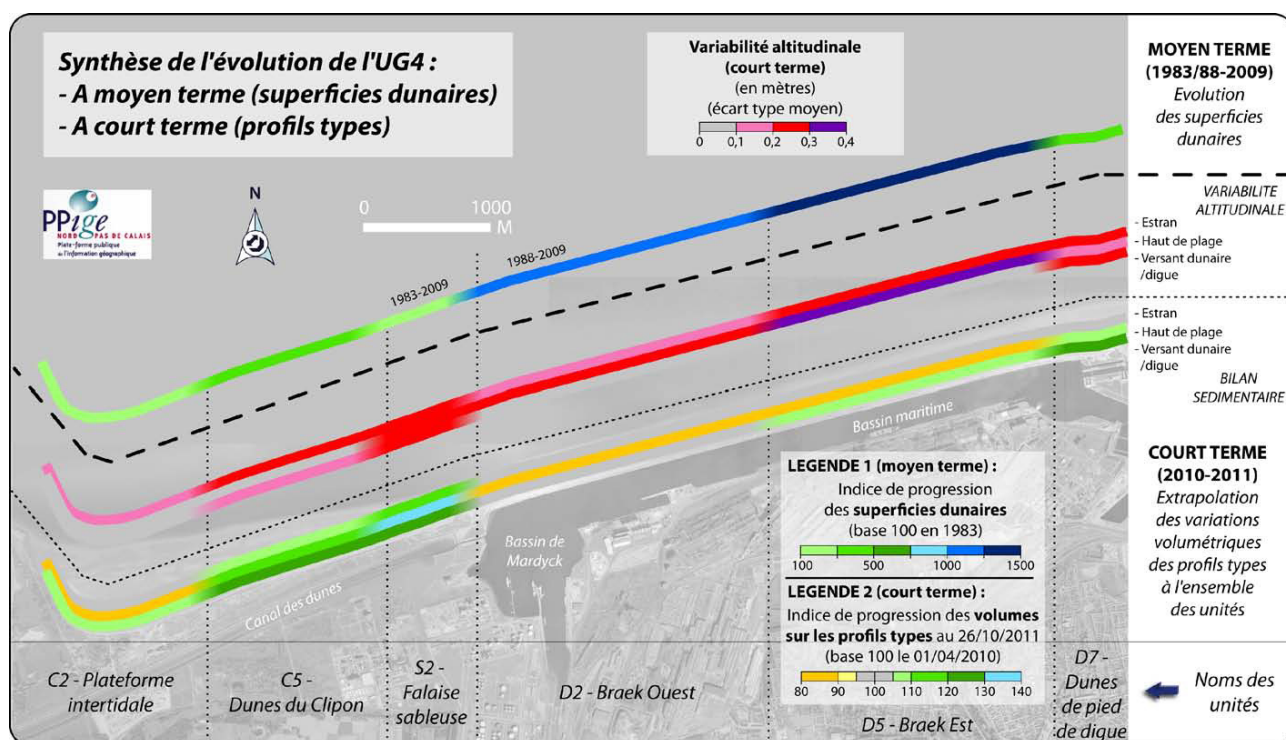


Figure 4.41 : Synthèse de l'évolution de la cellule 7 (appelée UG4 dans Tresca, 2013) à moyen et à court terme, et variabilité altitudinale de la plage et du versant externe de la dune bordière. L'évolution des superficies dunaires et des volumes sur les profils-types est exprimée en indice. L'indice 100 correspond à la superficie de la première photographie aérienne (1983) ou au premier volume pour les profils (01.04.2010), ce qui permet d'exprimer l'évolution dans le temps en pourcentage. Pour le court terme, ces valeurs ont été calculées pour les profils-types et extrapolées à l'ensemble des unités définies (C2, C5, S2, D2, D5, D7), le reste des profils ayant confirmé une évolution homogène. Néanmoins, ces évolutions pour une unité entière sont données à titre indicatif, et il se peut qu'il y ait des disparités qui n'apparaissent pas dans cette figure de synthèse (Tresca, 2013).

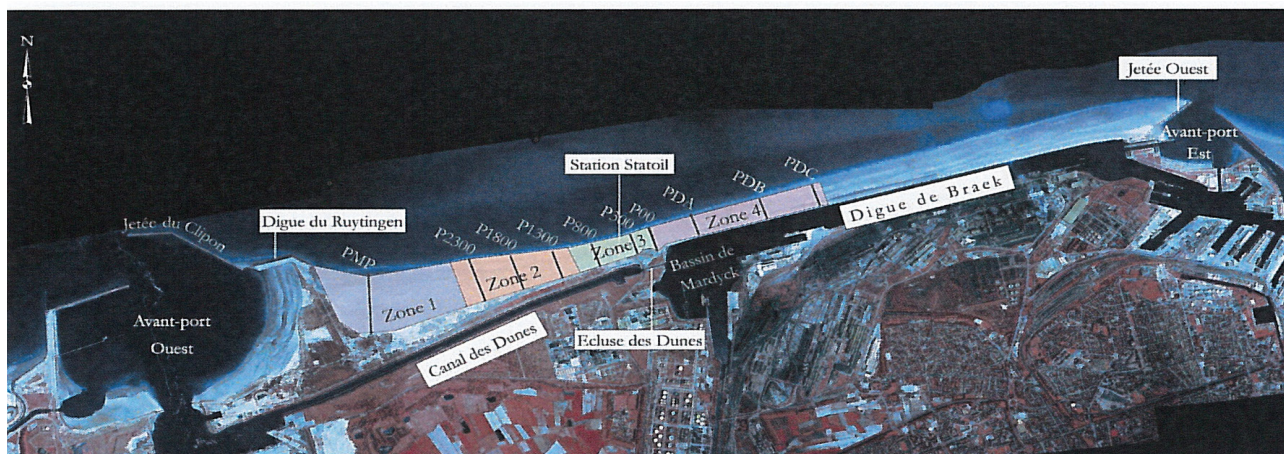
Au centre de la cellule, 500 000 m³ de matériaux issus du dragage du canal des dunes, creusé entre 1983 et 1984, ont été utilisés pour créer la plage artificielle du Clipon entre 1983 et 1988 (voir 5.1.3.b. *Les ports de Calais et de Dunkerque*). Cet aménagement a été complété par un double cordon dunaire bordier artificiel constitué de matériel hétérogène et recouvert de buissons. En avant, sur la plate-forme supratidale sableuse, deux rangées de fascines parallèles à la côte et distantes de 5 m ont été plantées pour favoriser l'accumulation éolienne (Meur-Férec, Ruz, 1998). Ce secteur ouest de la plage du Clipon a progradé de 60 à 147 m entre 1988 et 1992 (voir également 6.1.7.b.). Entre 1992 et 1994, deux formes d'érosion apparaissent et s'agrandissent entraînant un recul compris entre 10 et 20 m. Puis cette érosion se résorbe entre 1994 et 1997, le secteur s'avance de nouveau entre 1999 et 2005, pour prendre progressivement une forme rectiligne et se stabiliser jusqu'en 2011 (Tresca, 2013). Plus à l'est de la plage du Clipon, 2 Mm³ de déblais sablo-limoneux (voir 5.1.3.b. *Les ports de Calais et de Dunkerque*) sont rejetés entre 1972 et 1977. Entre 1983 et 1988, la plage est remaniée : le domaine terrestre gagne jusqu'à 57 m, alors que l'extrême est de la plage recule jusqu'à 25 m. Le secteur est de la plage du Clipon est en accrétion de 1988 à 1992 (avancée de la végétation). Cette tendance s'inverse entre 1992 et 2011, où le secteur s'érode sur une moyenne de 50 m, principalement au niveau de la jonction avec la digue du Braek (Tresca, 2013).

Une quantité importante mais non-quantifiée de sédiments passe au-dessus de la digue du Braek lors des épisodes de vents forts (Bertier, 2009). Tresca (2013) a mis en évidence les conditions

optimales de transport éolien sur la façade maritime du GPMD : le transport maximal se produit lorsque le vent est supérieur à 11 m/s avec une direction frontale de nord-nord-ouest, oblique de nord-nord-est ou longitudinale de nord-est à est-nord-est. Ce sont les dunes de pied de digue qui semblent être la principale source de sable des accumulations sur la route en arrière de la digue, ainsi que dans le bassin maritime. La mobilisation du sable est permise par le faible couvert végétal de ces dunes, ainsi qu'au fait qu'il s'agit d'un stock de sable toujours sec en l'absence de précipitations, contrairement à l'estran qui est soumis à l'influence de la marée.

À l'ouest de la digue du Braek, des dunes de revers de digue³⁸, abritées des vents frontaux, sont couvertes par une végétation dense : la mobilisation du sable par le vent est aujourd'hui quasiment impossible sur ces dunes. Vers l'est de la digue, des dunes de sommet de digue et de bordure de bassin sont davantage exposées au vent, et leur couvert végétal est de moins en moins important. Les dunes de pied de digue situées au contact de la jetée de Saint-Pol, à l'extrémité est, sont partiellement recouvertes de végétation et de multiples couloirs de déflation permettent une facile mobilisation du sable par le vent. Le sable de ces dunes est exporté en partie vers l'arrière de la digue, comme le prouve le développement parallèle des dunes de bassin à proximité (Tresca, 2013). À l'arrière de la digue, le chenal creusé et reliant les deux ports empêche l'échange entre les bancs de sable au large et les petits-fonds et inversement (Figure 4.40) : les sédiments qui arrivent du large aboutissent dans le chenal et sont transportés vers l'est par les forts courants tidaux (Bertier, 2009).

38 Ces dunes se sont édifiées contre la digue, côté terre, à l'abri des vents dominants.



Zone morphologique 4	Zone morphologique 3	Zone morphologique 2	Zone morphologique 1
Plage adossée à la digue du Braek Estran moins large (de 200 à 250 m d'ouest en est) à pente faible (1,5 %) Présence de 2 barres	Présence de falaises dunaires (entre 2 et 6 m) en haut de plage Estran entre 300 et 350 m (d'est en ouest)	Morphologie typique des plages à barres-bâches du Nord et du Pas-de-Calais Estran entre 500 m et 650 m (d'est en ouest)	Présence d'une vaste plateforme entre le haut et le milieu de plage Large estran sableux (de 700 à 1000 m d'est en ouest)

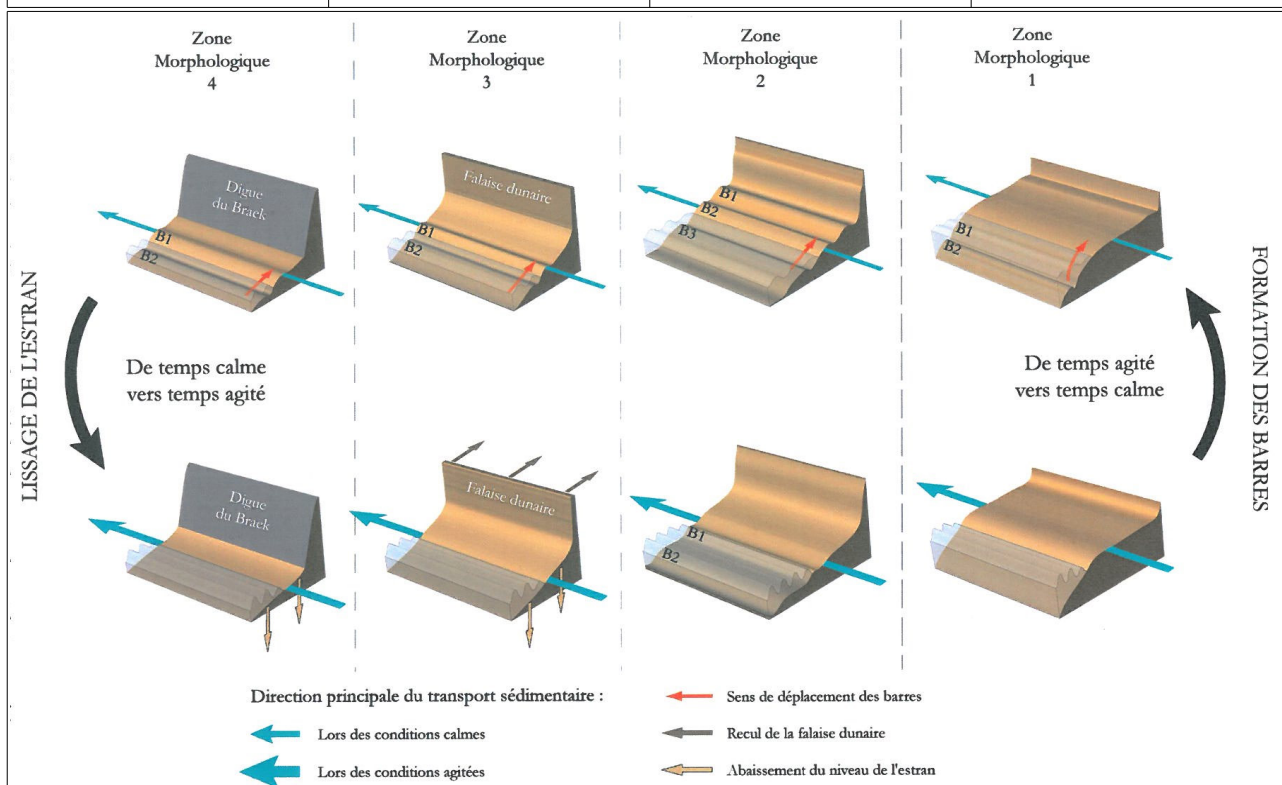


Figure 4.42 : Variabilité morphologique de l'estrans de la plage de Clipon entre les périodes de temps calme et de temps agité, en fonction des 4 zones morphologiques décrites (les profils PMP, P2300, P1800, P1300, P800, P300, P00, PDB et PDC sont détaillés dans Bertier, 2009) (d'après Bertier, 2009)

4.3.10 Cellule hydrosédimentaire de la jetée de Malo (Dunkerque) à la frontière belge (8)

Cette cellule hydrosédimentaire débute immédiatement à l'aval de l'avant-port Est de Dunkerque et se poursuit au-delà de la frontière belge (SMCO, 2003).

4.3.10.a. Sens et intensité des mouvements longitudinaux de sédiments

Le transit sédimentaire longitudinal s'effectue de l'ouest vers l'est sous l'influence des courants de

houle et de marée de flot (Egis Ports, ULCO, 2014 ; SMCO, 2003). Lors de l'étude pour le confortement de la digue des Alliés par rechargement de plage (voir 5.1.3.b.), le transport net au droit de la digue des Alliés (plage de Malo-les-Bains) a été évalué (Figure 4.43). Le secteur de la digue des Alliés est alimenté par un transport induit par la marée de l'ordre de 5 000 m³/an tandis que le transit littoral augmente de pratiquement 0 à 15 000 m³/an avec une résultante portant vers l'est. L'analyse des topobathymétries associées aux modélisations a mis en évidence une érosion chronique de la plage et de l'avant-plage au droit de la digue des Alliés : en raison des différences d'apports dus à la houle et à la marée, le déficit sédimentaire moyen est estimé à 10 000 m³/an (moyenne sur une période de 26 ans, 1985-2011) (DHI, 2011 ; Cartier *et al.*, 2014).

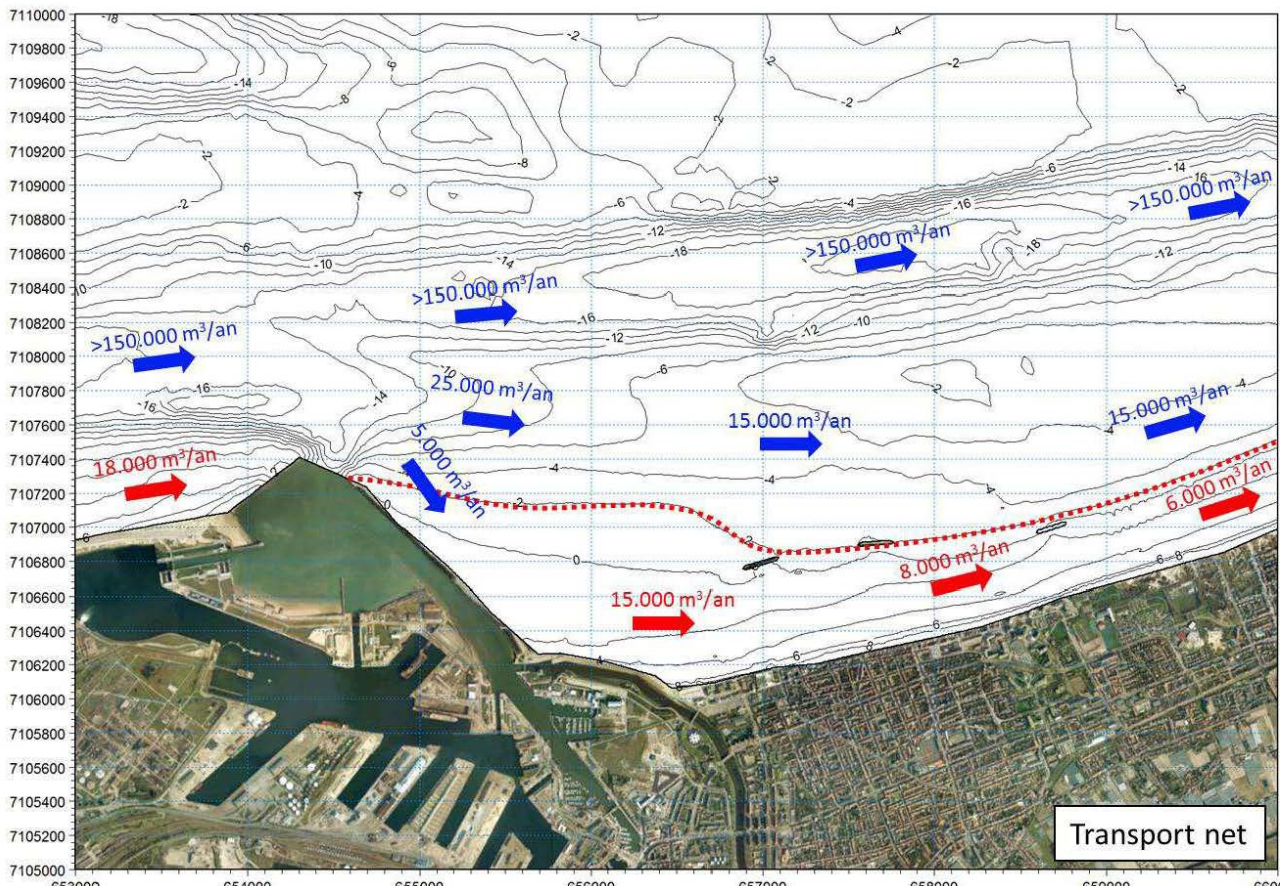


Figure 4.43 : Taux annuels de transport net moyennés sur la période 1979-2001 au droit de la digue des Alliés. La limite d'action des houles, illustrée par la ligne en pointillés rouges, se situe environ à -2 m CM sur ce secteur. De part et d'autre de cette isobathe, une distinction est faite entre le transport induit par les courants de marée (flèches bleues) et le transit littoral généré par les courants de houle (flèches rouges) (DHI, 2011 ; Grunnet *et al.*, 2012 ; Cartier *et al.*, 2014)

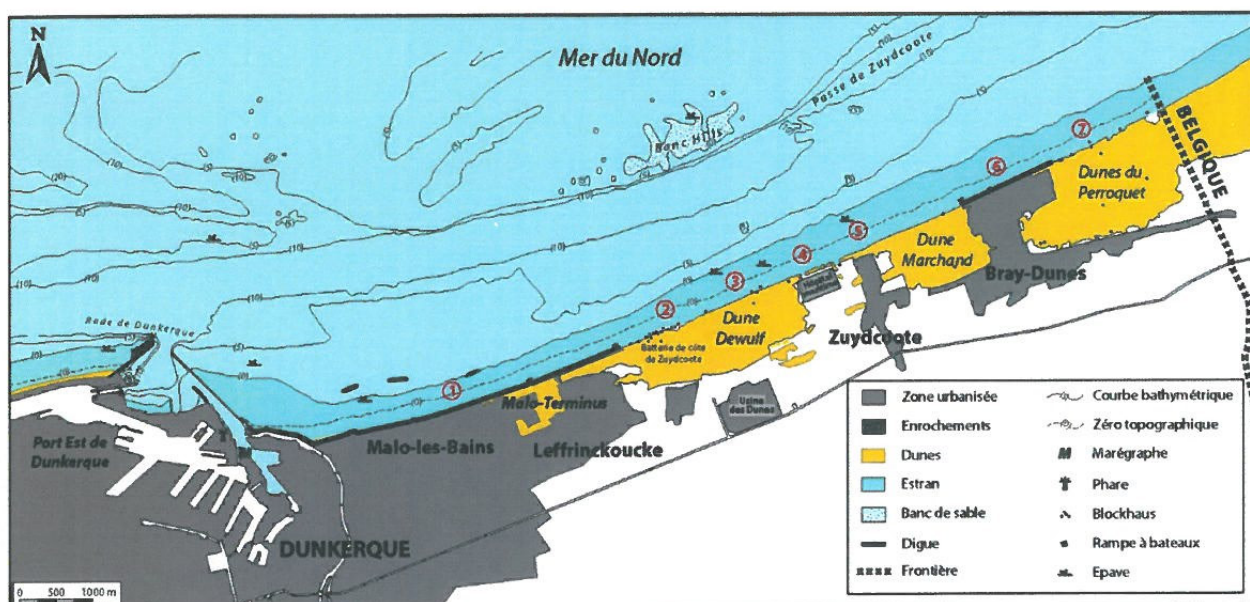


Figure 4.44 : Présentation de la cellule hydrosédimentaire de la jetée de Malo à la frontière belge ; 1) digue de mer de Dunkerque-Malo-les-Bains, 2) batterie militaire de Zuydcoote, 3) dune Dewulf, 4) cordon dunaire devant l'hôpital maritime de Zuydcoote, 5) front de mer ouvragé de Zuydcoote, 6) digue de mer de Bray-Dunes et 7) plage sauvage des dunes du Perroquet (d'après Maspataud, 2011)

Au large, à environ 1 400 m de la plage, un banc sableux parallèle à la côte est présent, le banc Hills, séparé de la plage par le chenal de Zuydcoote, d'une profondeur variant de - 10 à - 15 mCM (Figure 4.44). La canalisation des courants dans ce chenal induirait de forts courants au droit de Zuydcoote, où le banc est plus haut et se rapproche de la côte. La canalisation des courants aurait pour conséquence la mobilisation et le transport des sédiments vers l'est, où ils pourraient se déposer à la faveur d'une diminution de la vitesse des courants induite par la présence moins marquée du banc et du chenal (Héquette *et al.*, 2009). Ceci expliquerait la présence d'un secteur en érosion à l'ouest au niveau des dunes Dewulf, où le niveau du haut de plage est plus bas, et de secteurs stables et en accrétion à l'est au niveau des dunes Marchand et du Perroquet respectivement, où le niveau en haut de plage est plus élevé (Egis Ports, ULCO, 2014 ; d'après Maspataud *et al.*, 2013).

4.3.10.b. Sens et intensité des mouvements de sédiments dans le profil

Les mouvements de sédiments perpendiculaires à la côte ne sont pas bien connus. La dynamique liée aux courants de marée parallèles à la côte est le principal marqueur morphologique de la zone et peut

masquer les effets d'un transport qui lui serait perpendiculaire. Il apparaît cependant que les bancs de Flandre³⁹ agissent comme des brise-lames naturels (Villaret, 2004).

Au centre et à l'est de la cellule, le front de mer est caractérisé par la présence de trois massifs dunaires totalisant une longueur de 7 km, avec de l'ouest vers l'est, les dunes Dewulf, les dunes Marchand et les dunes du Perroquet (Figure 4.45). L'évolution morphologique des dunes littorales de l'est de Dunkerque est marquée par une migration du bourrelet bordier vers l'intérieur des terres. Les sites de la dune Dewulf et des dunes du Perroquet, pourtant proches (4 km de distance) et soumises aux mêmes forçages météomarins, présentent une réponse morphodynamique bien différente, à l'échelle événementielle comme pluriannuelle : les dunes du Perroquet bénéficient d'apports sableux importants mais non quantifiés, éoliens comme marins, tandis que la dune Dewulf reste épisodiquement sensible aux tempêtes et perd du sédiment. Les apports enregistrés à l'est sur les dunes du Perroquet sont largement supérieurs à ceux perdus à l'ouest sur la dune Dewulf entre 2007 et 2010, suggérant de possibles échanges sableux ou apports extérieurs, à partir des petits-fonds, qui expliqueraient l'engraissement des dunes du Perroquet (Figure 4.45) (Maspataud, 2011).

39 Les bancs de Flandre correspondent à neuf bancs de sable, d'orientation est-nord-est/ouest-sud-ouest et disposés parallèlement au rivage de la mer du Nord, au large de Dunkerque. Ils sont à moins de cinq mètres de profondeur et séparés par des sillons profonds de dix à vingt mètres. Ces bancs ont été édiés sur le socle continental (d'une profondeur très modeste à cet endroit) grâce aux courants de marée. Leur formation est liée au gain de flot, c'est-à-dire que la masse des matériaux apportée par le flot est supérieure à celle qu'enlève le jusant.

Malgré le recul du front de la dune Dewulf, visible par la présence de formes érosives liées aux facteurs naturels (houles de tempête, vent), et une forte fréquentation humaine, ce secteur présente un bilan sédimentaire équilibré au cours des dernières décennies, de 1971 à 2000 (Clabaut *et al.*, 2000). Ce bilan équilibré est dû à l'élévation de la dune et à son élargissement, ainsi qu'au comblement d'anciennes et importantes zones de déflation, combinés au développement du couvert végétal. Ruz *et al.* (2009)

ont 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 qu'à 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 vive-eau entre 2004 et 2014 peut ainsi expliquer la relative stabilité du trait de côte sur ce secteur (voir 6.1.8) (Egis Ports, ULCO, 2014).

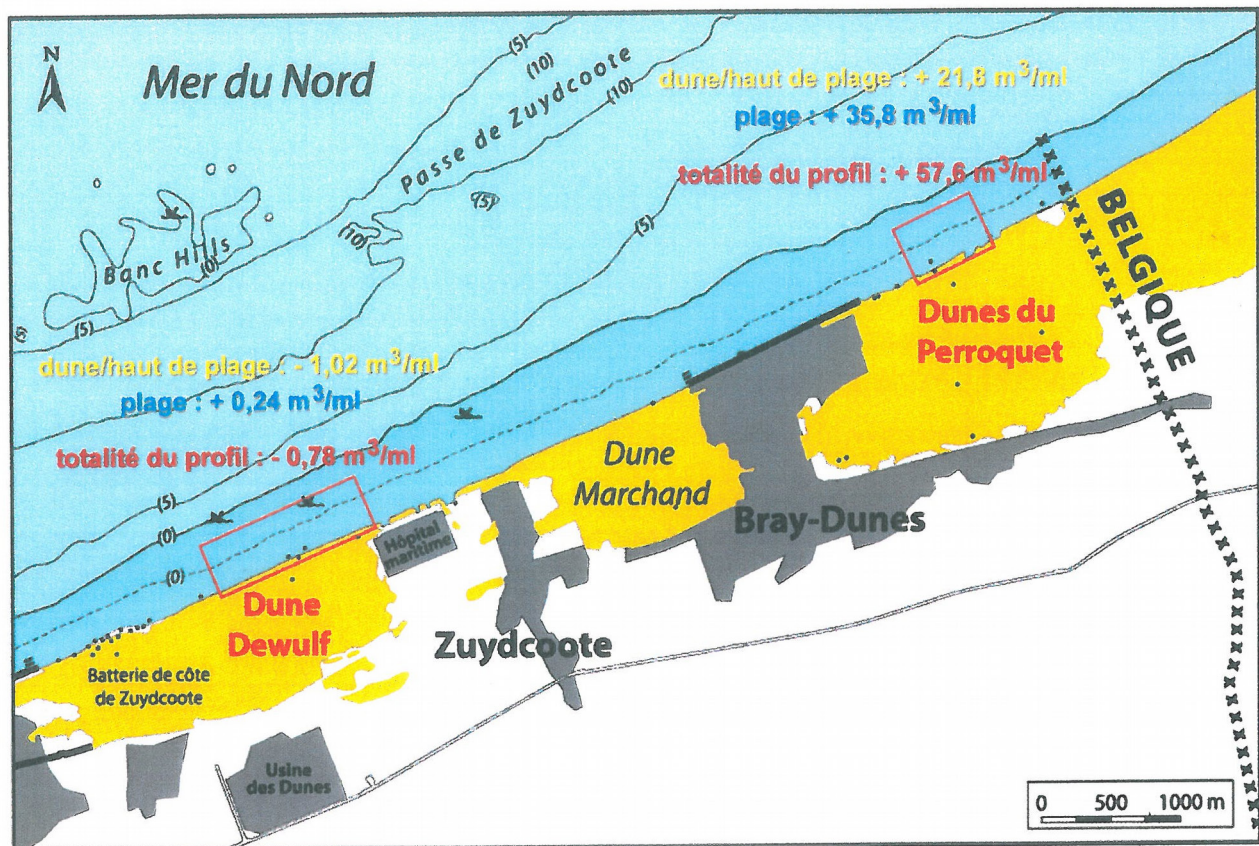


Figure 4.45 : Bilans volumétriques moyens de 2007 à 2010 sur les dunes de Dewulf et du Perroquet, au centre et à l'est de la cellule hydrosédimentaire (Maspataud, 2011)

4.4 Puits de sédiments

Les puits de sédiments sont des lieux dans lesquels un sédiment entrant ne peut revenir dans le système côtier par des phénomènes physiques naturels. Ces sédiments sont soit définitivement perdus (non-remobilisables) pour le système, soit temporairement déposés dans des réservoirs tels que les massifs dunaires, les baies et les estuaires qui constituent un réservoir sédimentaire au littoral.

4.4.1 Pertes de sédiments définitives

Les sédiments transitant longitudinalement et au large passent la frontière belge et sont alors perdus pour le système sédimentaire de la province, notamment de la cellule hydrosédimentaire 8. Aucun puits de sédiments avec pertes définitives n'a pu être mis en évidence sur la province. Les zones les plus profondes telles que les fosses elles-mêmes ne semblent pas piéger de matériel, au vu des connaissances actuelles.

4.4.2 Dépôts temporaires et remobilisables

Les dépôts temporaires et remobilisables de sédiments sont par contre nombreux : les fleuves constituent un réservoir de sédiments non-négligeable car leurs débouchés sont petits et leurs estuaires captent les apports fluviaux et les sables marins (Anthony, Héquette, 2007). Les estuaires et baies de la province sédimentaire sont en comblement, à l'image des baies de l'ensemble de la Manche. La présence de massifs dunaires sur le littoral de la frontière belge à la baie de Somme qui participent au piégeage des sédiments, notamment éoliens, ainsi que les fonds marins sont également à prendre en considération dans les réservoirs sédimentaires de la province.

4.4.2.a. Les estuaires de la Somme, de la Canche, de l'Authie et de la Slack

La **baie de Somme** est en cours de comblement. La pointe de Saint-Quentin, au nord, s'érode moins depuis que les fonds et les chenaux sont en exhaussement ; cette évolution bathymétrique et topographique, naturelle et renforcée par les travaux de renclôture dans la baie, a été constatée grâce aux levés de 1835, 1878, 1936, 1963 et 1993 (Latteux, 2001 ; voir 5.1.1.b. et 6.1.1). Cela est dû à la réduction de la surface exondable et du prisme de

marée qui a entraîné un effet de chasse moins puissant. De plus, une plate-forme sableuse, correspondant à un delta mixte de flot et de jusant, comble l'estuaire, notamment par les apports sédimentaires venant du sud qui sont déviés vers l'intérieur de la baie durant son remplissage (Latteux, 2001). Une synthèse sur le comblement de la baie de Somme a été réalisée par Michel (2016) sur une période de 35 mois entre mars 2011 et novembre 2013 (Figure 4.46).

Sur cette période, la dynamique sédimentaire est très variable (érosion ou accrétion) à l'échelle saisonnière, mais montre une tendance au comblement (accrétion) pour des pas de temps supérieurs à l'année pour l'ensemble de la baie à l'exception d'une zone externe (zone 6 – Figure 4.46). La dynamique de comblement s'organise selon un gradient ouest-sud-ouest/est-nord-est, avec une zone externe en légère accumulation (zone 7), des zones littorales sud en comblement (zones 5 et 9) et un secteur nord à l'équilibre dynamique (zones 4 et 8), en fin de comblement (zone 3) ou déjà comblé (zone 2).

Au nord de l'**estuaire de l'Authie**, les sables transitent du nord vers le sud : environ 30 000 à 50 000 m³/an de sable se dirigent vers l'intérieur de la baie (Figures 4.25 et 4.26). Une partie de ces sables se dépose pour former le contre-poulier tandis qu'une fraction sablo-vaseuse contribue à l'ensablement du schorre au niveau du poulier de l'estuaire (Dobroniak, 2005). L'intensité de la sédimentation de la vasière de l'Authie, comme la majorité des zones protégées macrotidales, dépend de l'amplitude de marée (Deloffre *et al.*, 2007).

L'**estuaire de la Canche** s'est progressivement comblé et s'est décalé vers le nord (Picouet, 1993). La quantité de sédiments captée par la baie de Canche n'est pas connue car les mouvements sont très variables au sein de la baie : la dérive littorale vers le nord transporte du sable qui s'accumule sur le banc du Pilon et tend à fermer l'estuaire, le courant de flot transporte des sables qui se déposent sur le contre-poulier et le courant de jusant forme un delta de jusant composé de sédiments sablo-argileux (Figure 4.31). Dans la partie aval de l'estuaire, des sables se déposent en rive droite et de la vase est présente en rive gauche où se développent des mollières (schorres) (Battiau-Queney, Théroutanne, 2010).

Aucune information n'est disponible concernant l'estuaire de la Slack, mais il apparaît néanmoins sur les photographies aériennes récentes que les stocks sableux augmentent.

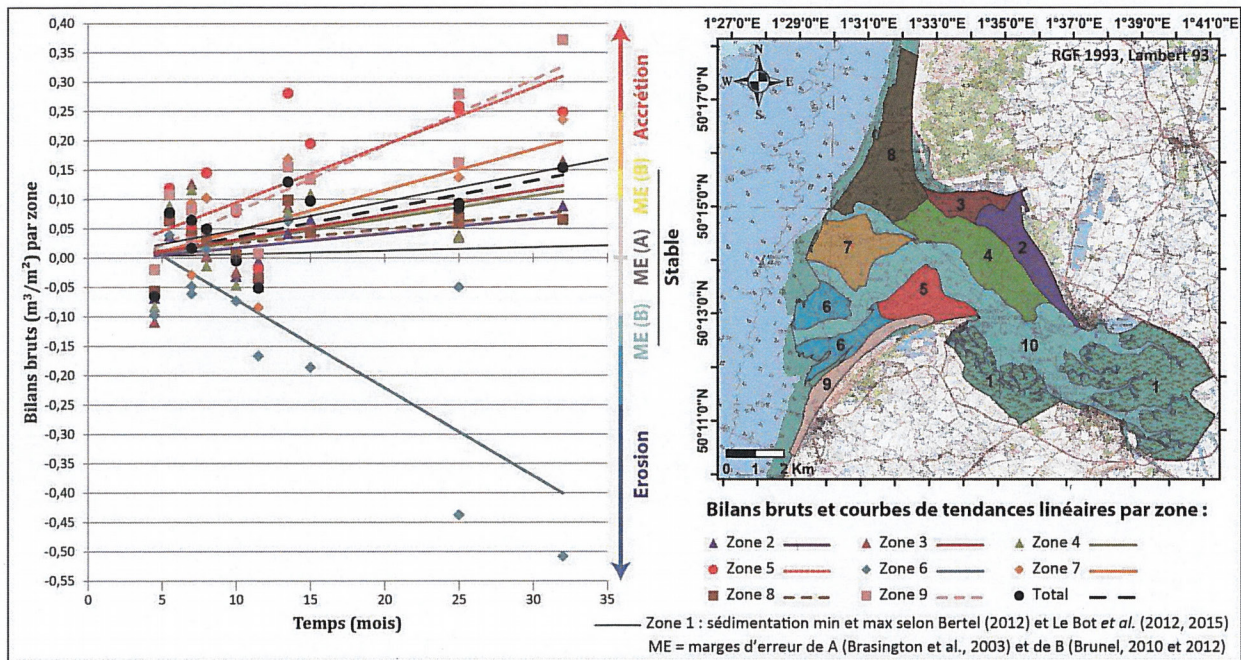


Figure 4.46 : Évolution des bilans sédimentaires brut (en m^3/m^2) en baie de Somme, sur la période mars 2011 – novembre 2013 (Michel, 2016)

4.4.2.b. Les massifs dunaires

Les massifs dunaires jouent un rôle de pièges à sédiments : par exemple, l'engraissement des dunes de la rive sud de la baie d'Authie est lié au déplacement par le vent des sédiments prélevés à marée basse sur l'estran (Le Coadou, 2011). Les cordons dunaires constituent un stock de sable qui va permettre de rééquilibrer les pertes subies au niveau de l'estran pendant les tempêtes en alimentant les barres qui vont en retour jouer le rôle de brise-lames naturels (Egis Ports, ULCO, 2014). La plage s'amaigrit sous l'action de houles hivernales, hautes et cambrées : le départ de sédiments est en partie compensé par les échanges sédimentaires avec la dune qui constitue un réservoir de sable. En période de beau temps, le sable revient sur la plage sous l'action de houles peu cambrées et peut être accumulé sur la dune par action éolienne (Augris *et al.*, 1990). A moyen terme, les dunes littorales de la province possèdent une bonne capacité de régénération post-tempête et constituent des réserves en sable qui contribuent au maintien de l'équilibre du système plage/dune (Ruz, dans ROLNP, 2016a).

Bien que les évolutions des dunes soient contrastées d'un secteur à l'autre, les levés topographiques LiDAR des plages et dunes côtières acquis sur le littoral de la province entre 2008 et 2014 montrent que les dunes auraient gagné $1,5 \text{ Mm}^3$ de sable en un peu moins de 6 ans (Héquette *et al.*, dans ROLNP, 2016a).

4.4.2.c. Les fonds marins et bancs pré-littoraux

La Manche et la mer du Nord disposent de stocks de sédiments dont la localisation dépend des courants et des marées. Selon leur intensité, les sédiments sont de natures diverses allant des graviers aux argiles. Au large des côtes de la province, il existe trois types de bancs : les bancs au large liés à la marée (bancs tidaux), les bancs dominés par la houle à proximité de la côte et un banc de sillage accroché au cap Gris-Nez lié à la diffraction des houles par le cap (Trentesaux, dans ROLNP, 2016a).

Ces stocks sous-marins constituent une réserve importante de sédiments estimée à 149 Gm^3 en Manche (ROLNP, 2016b ; d'après Auffret, 1982 ; et Augris *et al.*, 2006) mais non-renouvelable à l'échelle d'une vie humaine. Au niveau du banc des Ridens de la Rade (au droit de Calais), des volumes sédimentaires estimés entre $620\,000 \text{ m}^3$ (Héquette *et al.*, 2015) et 1 Mm^3 (Héquette, Aernouts, 2010) s'accumulent chaque année. La fraction mobile de ce stock peut participer à l'alimentation de la bande littorale ainsi qu'à l'évolution des plages et des dunes (ROLNP, 2016b). Mais les interactions de ces formes avec la côte sont encore mal connues : l'étude des échanges de sédiments et des échanges d'énergie permettrait de mieux comprendre comment ces bancs pourraient servir de stock sableux qui parfois manque au littoral à proximité immédiate (Trentesaux, dans ROLNP, 2016a).

4.5 Bilan sur les mouvements de sédiments

Sur la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel, les limites des huit cellules hydrosédimentaires sont bien établies dans la littérature existante. Elles sont liées aux « épis hydrauliques » constitués par les estuaires de la côte d'Opale, au cap Gris-Nez et aux jetées portuaires de Boulogne-sur-Mer, Calais et Dunkerque qui bloquent la majeure partie du transit sédimentaire le long de la province. La dernière limite de cellule hydrosédimentaire, positionnée à la frontière belge, ne correspond pas à une réalité physique : les sédiments transportés sortent du système français et sont transportés vers le nord-est de la mer du Nord (Belgique, Pays-Bas, Allemagne...).

Les apports sédimentaires de la province sont principalement des apports marins pour les fonds de la Manche et de la mer du Nord et des apports fluviaux et terrestres sur les côtes. Les apports marins sont des sédiments issus des formations d'âge jurassique à crétacé, mis en place lors de la transgression holocène et remaniés, tels que les cailloutis et les galets de silex ou de craie. Les apports d'origines terrestre, fluviale et par ruissellement sont des dépôts hétérogènes périglaciaires apportés notamment par les fleuves au cours du Pléistocène. Les apports terrestres et fluviaux sont d'ailleurs toujours présents sur la province : ce sont des dépôts grossiers issus de l'érosion des secteurs à falaise (Boulonnais, cap Gris-Nez, pointe aux Oies, etc.) qui se présentent sous la forme de blocs métriques. Les apports fluviaux sont essentiellement des particules fines en quantité modeste et captées par les estuaires, qui ont un rôle de puits de sédiments : les baies présentent donc une concentration élevée de particules fines. Les apports faunistiques et floristiques sont des éléments coquilliers remaniés, issus de formations anciennes, ou des coquilles entières et peu abîmées, témoins d'une origine locale et actuelle. Ces éléments bioclastiques sont uniquement décrits sur les dunes sous-marines du détroit du Pas de Calais.

Les mouvements de sédiments sur la province sont

essentiellement longitudinaux (Tableau 4.8) : le transport sédimentaire longitudinal résultant est orienté vers le nord pour la façade Manche et vers l'est à nord-est pour la façade de la mer du Nord (Figure 4.47). Ces directions de transport sont en accord avec l'asymétrie des courants tidaux orientés vers le nord, associée à des houles dominantes de direction est à nord-est (Cartier, 2011). Le volume sédimentaire déplacé au large de la province a été estimé à 0,2 m³/mètre/jour (Augris *et al.*, 1990).

Une particularité est notable sur l'estran de la baie de Wissant, où le transit sédimentaire résultant est dirigé vers l'est-nord-est malgré une contre-dérive littorale orientée ouest-sud-ouest présente d'Escalles au cap Gris-Nez (Figure 4.47). Les volumes déplacés sur l'estran de Wissant sont estimés à 1,6 m³/mètre/jour de tempête (Augris *et al.*, 1990).

Le système de barres-bâches présent sur la province ne charrie pas de volumes significatifs de sédiments bien qu'il soit important pour canaliser les transports sédimentaires sur l'estran. Les fortes concentrations de sédiments en suspension dans les bâches, telles que révélées par une distribution verticale très uniforme des sédiments dans la colonne d'eau, s'expliquent par une forte rugosité de fond qui permet une meilleure diffusion du sédiment vers la surface (Cartier, 2011).

Le transport sédimentaire dans le profil est fonction de la morphologie du littoral : les secteurs dunaires de la province sont globalement à l'équilibre voire en accrétion tandis que les secteurs à falaise sont en déficit sédimentaire. Les effets des estuaires sont également à prendre en considération dans les cellules hydrosédimentaires concernées (Tableau 4.8).

Les puits de sédiments remobilisables sont nombreux sur le littoral de la province : les baies et les estuaires captent les apports fluviaux et les sables marins et les massifs dunaires piègent les sédiments notamment éoliens. Aucun puits de sédiments avec pertes définitives n'a pu être mis en évidence sur la province, hormis les sédiments sortant du système sédimentaire français de la cellule hydrosédimentaire de la jetée de Malo à la frontière belge et continuant vers le nord-est de la mer du Nord.

Tableau 4.8 : Synthèse des apports sédimentaires, des puits de sédiments et des mouvements sédimentaires identifiés

N° de cellule	Apports sédimentaires	Puits de sédiments	Mouvements sédimentaires...
			...longitudinaux
8	Apports marins de la dérive littorale Apports éoliens et marins à partir des petits-fonds sur les dunes du Perroquet	Massifs dunaires au centre et à l'est de la cellule (dunes Dewulf, Marchand et du Perroquet) Banc du Hills	Transit sédimentaire vers l'est qui se poursuit au-delà de la frontière Dépôts sédimentaires par diminution du courant au niveau du banc au droit de Zuydcoote)
7	Apports de la dérive littorale	Dunes de bassin	Transit sédimentaire résultant vers l'est (dérives littorales vers l'est en fonction des vagues) Transit sédimentaire bloqué à l'ouest par la jetée des Huttes et à l'ouest du port Est (18 000 m ³ /an de sédiments piégés)
6	Apports de la dérive littorale Érosion éolienne de l'estran	Dunes de Marck Système barres/bâches Bancs tidaux (ridens de la Rade)	Transit littoral vers l'est-nord-est, interrompu par les ouvrages de l'est de Dunkerque (jetée des Huttes de Gravelines)
5	Falaises des caps Gris-Nez et Blanc-Nez	Dunes de Wissant Banc à la Ligne	Interruption du transit sédimentaire littoral au droit de Calais en cas de tempête Transit sédimentaire important vers l'est et le nord-est au large (sédiments au droit de Calais) Engraissement du centre et de l'ouest de la baie de Wissant par la dérive littorale Courants et transit sédimentaire déviés en baie de Wissant Contre-dérive orientée ouest-sud-ouest au niveau du banc à la Ligne
4	MES par la Liane et la Slack	Estuaires de la Liane et de la Slack Dunes de la Slack	Dérive littorale vers le nord : les sédiments issus de l'érosion de la baie de Canche alimentent un banc sableux au nord du port de Boulogne-sur-Mer Transport sédimentaire important de Boulogne-sur-Mer à Gravelines
3	MES par la Canche Apports terrestres des falaises entre Équihe-Plage et Boulogne-sur-Mer	Baie de Canche Cordons dunaires au nord d'Hardelot-Plage jusqu'à Saint-Etienne-au-Mont (dunes d'Ecault)	Système de poulier (banc du Pilon sur la pointe du Touquet) / musoir Dérive littorale vers le nord : transport des sédiments issus de l'érosion du nord de la baie de Canche jusqu'au nord du port de Boulogne-sur-Mer Accumulation des sédiments bloqués par la digue Carnot, située au nord de Boulogne-sur-Mer, sur la plage d'Hoverport
2	MES par l'Authie Apports marins de la dérive littorale et érosion des dunes au nord de l'estuaire	Baie d'Authie Cordon dunaire entre Berck-sur-Mer et le Touquet-Paris-Plage (nord de l'estuaire de l'Authie)	Dérive littorale vers le nord Système de poulier (pointe de Routhiauville) / musoir Contre-dérive avec formation d'un contre-poulier (Bec du Perroquet) d'environ 20 000 m ³ /an
1	MES par la Somme Apports marins de la dérive littorale et du domaine subtidal	Baie de Somme Dunes de Quend Système barres/bâches	Dérive littorale vers le nord Système de poulier (pointe du Hourdel) / musoir Contre-dérive vers le sud entre Quend-Plage et le Marquenterre Progression de la pointe de Routhiauville vers le nord de 5 m/an (entre 1970 et 1999) grâce à un apport de 80 000 m ³ /an de sédiments

...du nord au sud par cellule hydrosédimentaire sur la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel

	...dans le profil	Bilan sédimentaire de la cellule
Province belge de la pointe du Hourdel (à 1 400 m)	Érosion à l'ouest de la cellule : 10 000 m ³ /an (1985-2011) au droit de la digue des Alliés Érosion au niveau de la dune Dewulf Secteur stable au centre de la cellule (dune Marchand) Accrétion à l'est de la cellule (dunes du Perroquet) : apports largement supérieurs aux pertes de la dune Dewulf à l'ouest de la cellule, notamment grâce aux petits-fonds	Équilibre sédimentaire
Province belge à l'ouest en Province belge à l'est par la jetée de	Aucun dépôt possible (cellule entièrement anthropisée) sauf à l'ouest de la cellule, contre la digue du Ruythingen, et à l'est de la cellule, contre la jetée ouest du port Est Transport éolien emportant le sable du pied de la digue du Braek en arrière de la route et dans le bassin (accrétion des dunes de bassin)	Déséquilibre sédimentaire : bilan négatif
Province belge à l'avant-port Ouest	Accrétion par transport sédimentaire éolien (10 000 m ³ /an au niveau des Hemmes de Marck) Fortes accumulations sableuses (dunes côtières et bancs subtidiaux) : gains estimés à 620 000 m ³ /an au niveau des Ridens de la Rade	Déséquilibre sédimentaire : bilan positif
Province belge à l'est de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer à l'ouest de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer à l'est de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer (forts courants)	Pertes de 116 000 m ³ /an (1911-2002) pour l'ensemble de la baie de Wissant (supérieures à l'engraissement) Sédimentation éolienne sur le haut de plage en période estivale Cellule en accrétion ou en érosion en fonction de la position des bancs sableux	Déséquilibre sédimentaire : bilan négatif
Province belge à l'est de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer à l'ouest de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer (forts courants)	Pas d'information	nc
Province belge à l'est de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer à l'ouest de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer (forts courants)	Transport éolien de l'estran aux cordons dunaires au nord d'Hardelot-Plage jusqu'à Saint-Etienne-au-Mont (dune d'Escaut) Transport des matériaux érodés en pied de falaise entre Équihen-Plage et Boulogne-sur-Mer	nc
Province belge à l'est de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer à l'ouest de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer (forts courants)	Transport de sédiments fins et de 50 000 m ³ /an de sable du nord de l'estuaire à l'intérieur de la baie d'Authie Échanges libres entre la plage et l'avant-dune au droit de Merlimont Transport éolien d'ouest, de l'estran aux cordons dunaires, entre Berck-sur-Mer et le Touquet	nc
Province belge à l'est de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer à l'ouest de la rive nord de la baie de Boulogne-sur-Mer (forts courants)	Apports du sud entraînés à l'intérieur de la baie de Somme et vers le large (transferts sédimentaires cross-shore subtidal/intertidal) : – baie de Somme (sauf schorre et chenaux) : moyenne d'accumulation sableuse de presque 1,5 Mm ³ /an et élévation moyenne (2011-2013) des fonds de 4 cm/an, – littoral au droit de Quend-Plage : moyenne (2008-2012) de 106 740 m ³ /an d'érosion et 100 150 m ³ /an d'accrétion (dont 20 m ³ /an de transport éolien vers l'est).	nc

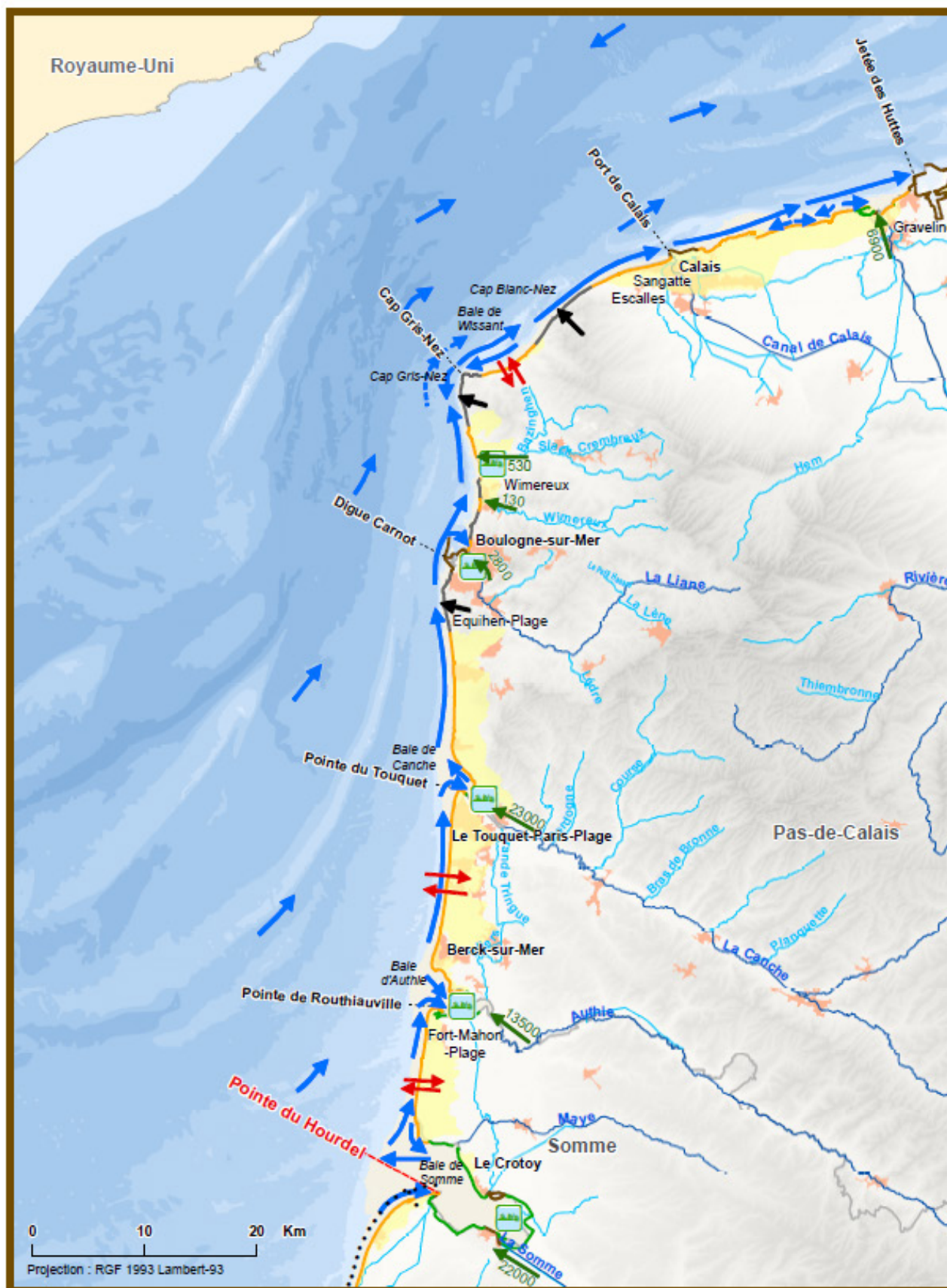
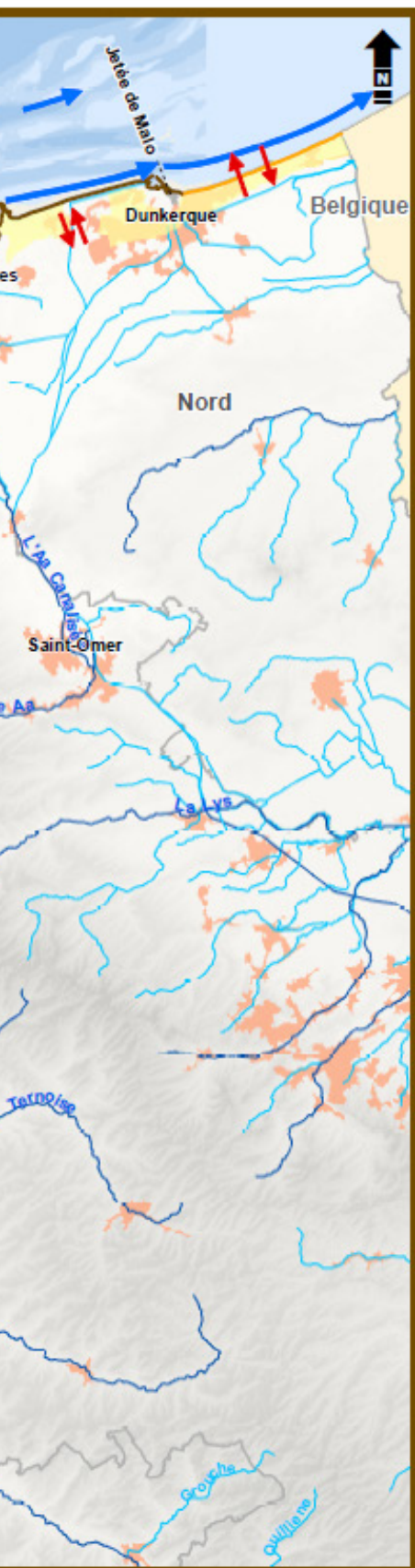


Figure 4.47 : Bilan des mouvements sédimentaires sur la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Dynamiques et évolution du littoral

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

Synthèse des échanges sédimentaires connus sur la province



- Limite de province sédimentaire
- Limite de cellule hydrosédimentaire
- Cours d'eau**
- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire
- Bâti
- Limite départementale
- Type de côte**
- Falaise et côte rocheuse
- Côte d'accumulation sableuse ou sablo-limoneuse
- Côte d'accumulation vaseuse
- Côte artificialisée (zone portuaire ou poldérisée)
- Grève et cordon de galets
- Apports sédimentaires**
- ➔ Apports terrestres (falaises)
- ➔ Apports fluviaux (en t/an de MES : Matières En Suspension)*
- * données d'après :
Chaussepied et al., 1989
Latteux et De Crouette, 1995 (Somme)
Latteux, 1999 (Authie)
- Mouvements sédimentaires**
- ➔ Transport résultant
- ➔ Transport en suspension
- ↔ Echanges plage/dune connus
- Puits de sédiments temporaire**
- Baie ou estuaire
- Massif dunaire



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

Source - Copyrights :
Province sédimentaire, cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
Nature de l'estran - Cerema
Bathymétrie de métropole - Ifremer
Pays limitrophes - EEA
GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
Cours d'eau - BD Carthage
TC Histolitt - ©SHOM - ©IGN Paris - Reproduction interdite



