

***Détermination de l'alea de submersion
marine intégrant les conséquences du
changement climatique en région
Nord – Pas-de-Calais***

Ressources, territoires et habitats
Énergie et climat Développement durable
Prévention des risques Infrastructures, transports et mer

**Présent
pour
l'avenir**

Détermination de l'aléa de submersion marine intégrant les conséquences du changement climatique en région Nord – Pas-de-Calais

Etape 2-3-1 : Caractérisation des aléas submersions marines et érosion côtière intégrant des scénarios climatiques de référence - Évolution du trait de côte



Caractérisation des aléas submersions marines et érosion côtière intégrant des scénarios climatiques de référence - Évolution du trait de côte

2/4 rue Edouard Nignon
CS 47202
F-44372 Nantes Cedex 3
France

Tel: +33 2 4048 4040
Fax: +33 2 4048 1313
dhi@dhigroup.com
www.dhigroup.com

<u>Client</u> DREAL NORD-PAS-DE-CALAIS	<u>Représentant du Client</u> Marie-Alexandrine BERTAUX-VALERE
---	---

<u>Projet</u> Détermination de l'aléa de submersion marine intégrant les conséquences du changement climatique en région Nord-Pas de Calais		<u>Projet N°</u> 2170006			
<u>Auteurs</u> Guillaume KERAMBRUN (GKE)		<u>Date</u> Décembre 2013			
		<u>Approuvé par</u> Jean-Paul DUCATEZ (JPD)			
2	Modification suite remarque DDTM 62	GKE	JPD	JPD	09/12/13
1	Version provisoire	GKE	JPD	JPD	17/11/12
Révision	Description	Par	Vérfifié	Approuvé	Date
<u>Mots clés</u> Erosion, changement climatique, modélisation, tempêtes, Nord-Pas de Calais		<u>Classification</u> <input type="checkbox"/> Ouvert <input type="checkbox"/> Interne <input checked="" type="checkbox"/> Client			

Distribution	Nb de copies
DREAL	1 (numérique)
DHI	1 (numérique)

SOMMAIRE

1	PREAMBULE	1-1
2	PRESENTATION DE LA FRANGE LITTORALE DU NORD-PAS-DE-CALAIS.....	2-1
2.1	La plaine maritime flamande	2-4
2.1.1	Le cadre morphologique.....	2-4
2.1.2	Les incidences de l'implantation humaine sur le littoral	2-7
2.2	La plaine maritime picarde	2-11
2.2.1	Le cadre morphologique.....	2-11
2.2.2	Les incidences de l'implantation humaine sur le littoral	2-12
2.3	Le Boulonnais	2-17
2.3.1	Le cadre morphologique.....	2-17
2.3.2	Evolution de la configuration du littoral	2-18
3	PRINCIPAUX PROCESSUS PHYSIQUES EN JEU DANS L'EROSION LITTORALE.....	3-20
3.1	Les houles.....	3-20
3.2	Les courants	3-22
3.3	Transport littoral	3-23
3.4	Causes de l'érosion côtière	3-23
3.4.1	Causes de l'érosion naturelle	3-23
3.4.2	Causes de l'érosion anthropique	3-24
3.5	Caractéristiques des agents hydrométéorologiques sur le littoral du Nord – Pas-de-Calais.....	3-24
3.5.1	Les températures	3-24
3.5.2	Les précipitations	3-25
3.5.3	Les vents.....	3-25
3.5.4	Les houles.....	3-26
3.5.5	Variations du niveau des eaux : marées et surcotes	3-28
4	EROSION DU LITTORAL DU NORD - PAS DE CALAIS	4-1
4.1	Données disponibles	4-1
4.1.1	Traits de côte	4-1
4.1.2	Publications scientifiques	4-5
4.2	Méthodologie	4-7
4.3	Limite de la méthode et incertitude.....	4-10
5	EROSION DU TRAIT DE COTE	5-1
5.1	UG1	5-2
5.2	UG2	5-6
5.3	UG3	5-11
5.4	UG4	5-19
5.5	UG5	5-21
6	REFERENCES	6-1

1 PREAMBULE

Conséquences attendues du changement climatique à l'échelle planétaire, l'élévation du niveau moyen des océans et l'augmentation des tempêtes (plus fréquentes et d'une intensité accrue) sont des facteurs aggravants des risques littoraux de submersion marine et d'érosion littorale.

C'est dans ce contexte que la DIREN Nord Pas-de-Calais, aujourd'hui devenue DREAL, assistée par le CETMEF et entourée d'un comité de pilotage regroupant les principaux acteurs institutionnels concernés, engage la réalisation d'une étude ambitieuse visant à caractériser l'aléa de submersion marine intégrant les conséquences du changement climatique sur les zones littorales et arrière-littorales du Nord – Pas de Calais.

Le groupement **DHI / GEOS** a été retenu par la DREAL Nord - Pas de Calais pour répondre à la troisième et dernière phase du programme de caractérisation des aléas naturels littoraux lancé par la DIREN en 2006.

Conformément aux attentes du maître d'ouvrage, l'étude permettra de fournir les outils nécessaires à la définition d'une véritable stratégie régionale de gestion intégrée des risques littoraux de submersion et d'érosion.

2 PRESENTATION DE LA FRANGE LITTORALE DU NORD-PAS-DE-CALAIS

Ce présent chapitre reprend le rapport de l'étape 1 de l'étude de « Détermination de l'aléa de submersion marine intégrant les conséquences du changement climatique en région Nord – Pas-de-Calais ».

D'une longueur de 140 km, entre la baie d'Authie et la frontière franco-belge, le littoral régional comporte trois entités (Clabaut, 1994) :

- un secteur sableux, de Sangatte à la frontière franco-belge. Les dunes flamandes, en arrière desquelles se trouve la plaine maritime flamande, qui se poursuit jusqu'au Pays-Bas, sont interrompues par l'estuaire de l'Aa, le port de Calais et le complexe portuaire de Dunkerque.

- un secteur sableux, de la Baie d'Authie à Equihen. Les dunes « picardes » qui séparent le domaine marin de la plaine maritime picarde, sont interrompues par les estuaires de l'Authie et de la Canche.

- ces deux secteurs sableux sont reliés par un secteur rocheux, d'une longueur de 40 km, du Cap d'Alprech (Le Portel) à Sangatte. Les falaises littorales sont simplement interrompues par le port de Boulogne, édifié dans l'estuaire de la Liane, l'estuaire de la Slack et les secteurs sableux des dunes de la Slack et de la Baie de Wissant.

Les plages ont une largeur moyenne de 300 m environ. Celles-ci peuvent exceptionnellement atteindre 1800 m à l'Est de Calais ; elles sont plus étroites devant les falaises du Boulonnais (200 m environ).

Le domaine marin se caractérise par :

- une profondeur faible, qui n'excède 50 m que dans le chenal du Lobourg, dépression allongée selon un axe N-S sur la façade Ouest.

- une morphologie particulière, dominée par la présence de longs bancs sableux effilés formant de nombreux hauts-fonds (PLAGE, 2003) :

- le long de la façade littorale picarde : trois bancs sableux alignés et orientés NE-SW à N-S (le Vergoyer, la Bassure de Baas et le Batture), dont l'extension décroît aux abords du Cap Gris-Nez à la faveur des affleurements rocheux et des cailloutis ;

- le long de la façade nord, le nombre et les dimensions des bancs sableux augmentent progressivement vers la frontière belge pour atteindre au large de Dunkerque le nombre de quinze bancs parallèles orientés WSW-ENE, qui pour certains affleurent à marée basse et constituent la partie méridionale du complexe des bancs de Flandre.

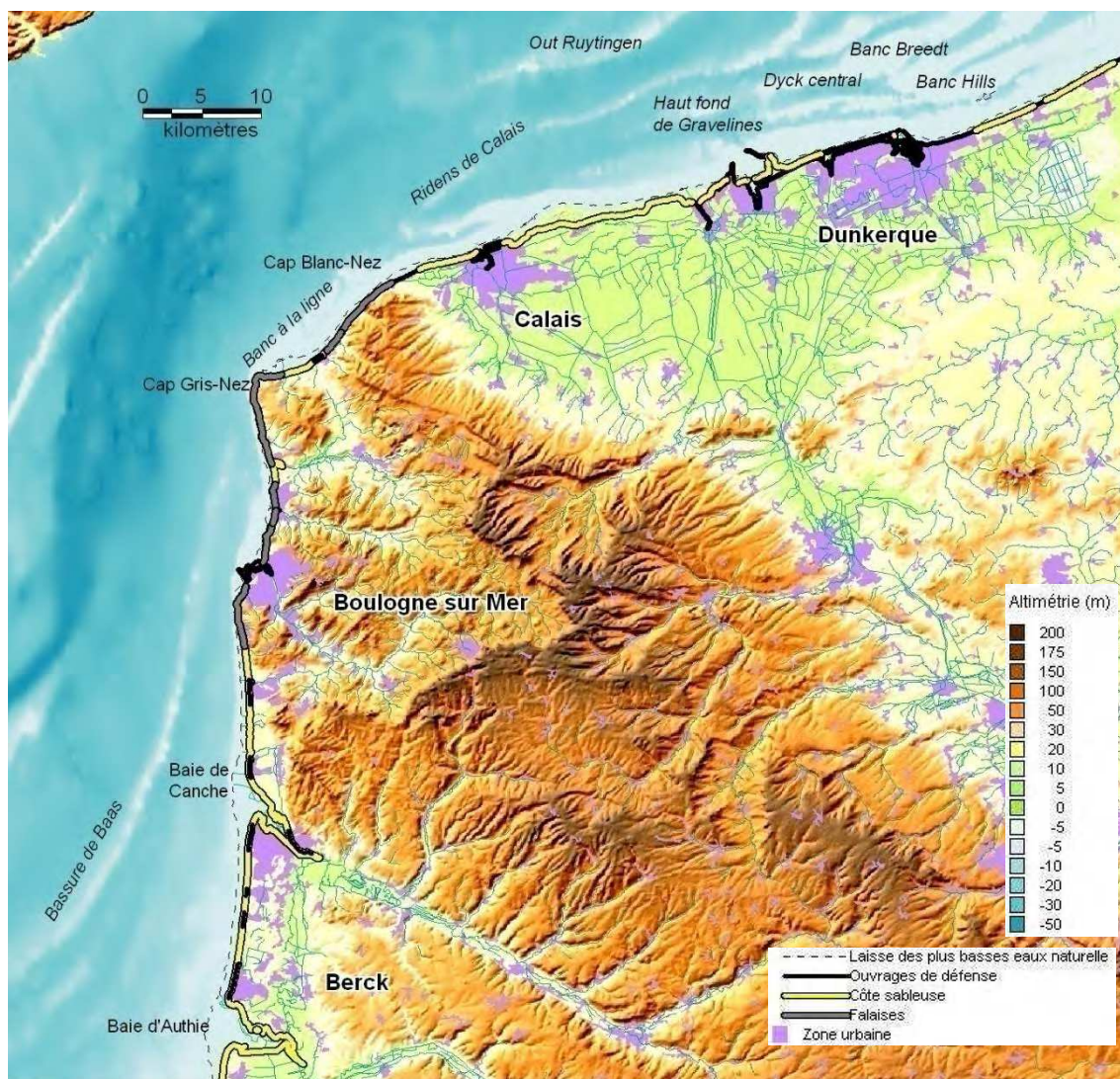


Figure 2-1 Géographie physique du littoral Nord-Pas de Calais

La population est concentrée au niveau des quatre pôles urbains et industriels de Dunkerque, Calais, Boulogne-sur-Mer et Etaples. Par ailleurs, le front de mer est ponctuellement occupé par de nombreuses stations balnéaires (Bray-Dunes, Zuydcoote, Wissant, Audresselles, Ambleteuse, Wimereux, Hardelot, Sainte-Cécile, Le Touquet, Stella-Plage, Merlimont, Berck). La fréquentation touristique est importante et entraîne des variations fortes de population selon les saisons.

Une grande partie des espaces naturels du littoral est aujourd'hui préservée par des protections réglementaires et par une importante politique d'acquisition du Conservatoire du Littoral.

2.1 *La plaine maritime flamande*

2.1.1 *Le cadre morphologique*

Entre Sangatte et Bray-Dunes (frontière franco-belge), le rivage s'étend sur une soixantaine de kilomètres.

Les dunes de morphologie flamande forment un bourrelet littoral unique orienté Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est, dans le sens des vents dominants. Il est généralement étroit (250 m maximum à l'Ouest de Calais, 1000 m maximum à l'Est de Dunkerque) et peu élevé (5 à 15 mètres IGN). Ce bourrelet dunaire est interrompu par des zones industrialo-portuaires (Calais, Grand-Fort-Philippe, Dunkerque). Le rivage est par ailleurs artificialisé par des ouvrages de défense côtière devant les secteurs urbanisés (Sangatte, Leffrinckoucke, Zuydcotte, Bray-Dunes).



*Figure 2-2 Cordon dunaire de Sangatte (au premier plan) et zone portuaire de Calais (au second plan)
(Photo, Le Cornec / Géos)*

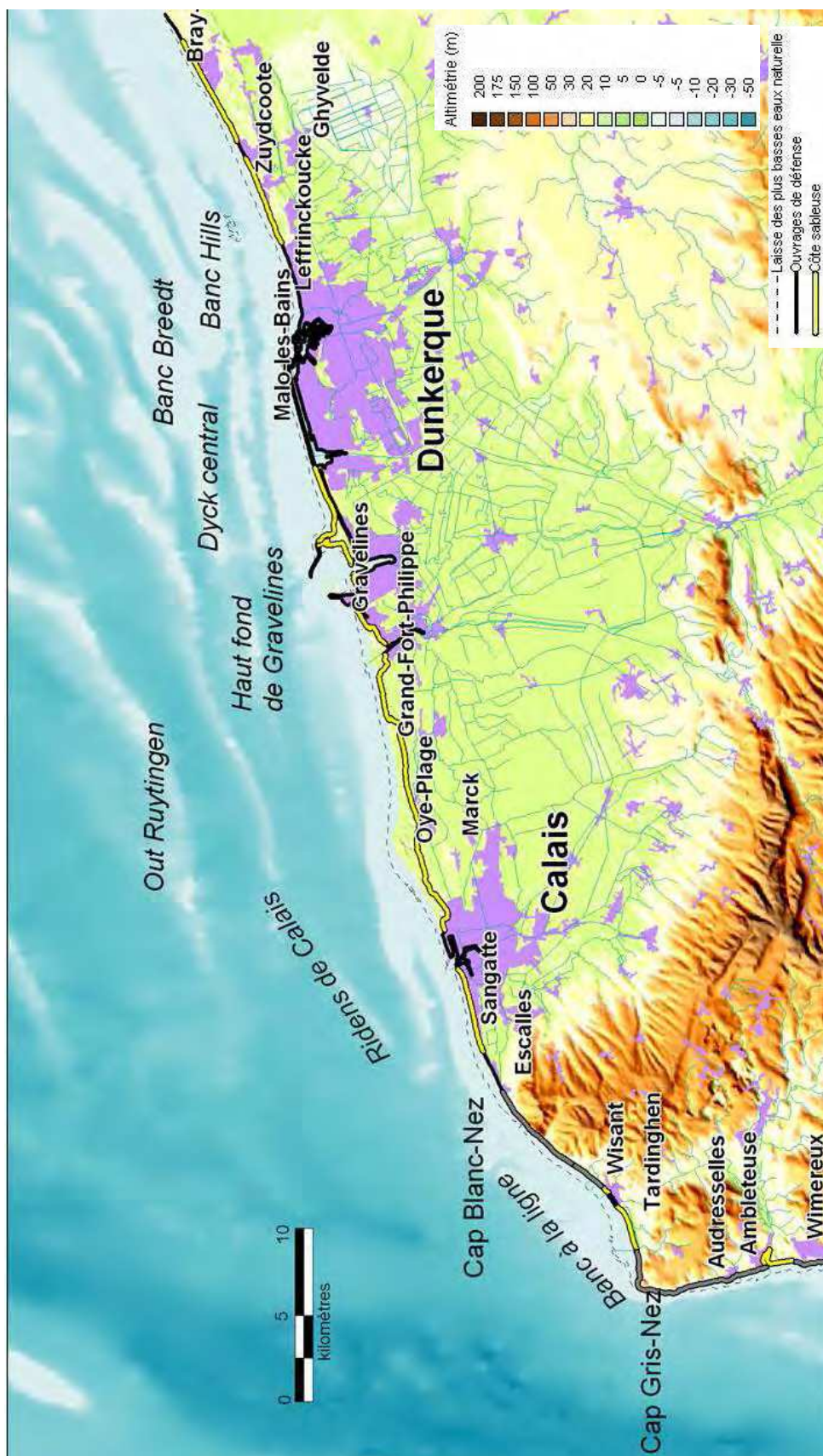


Figure 2-3 La plaine maritime flamande

Les secteurs dunaires qui subsistent sont pour la plupart propriétés du Conservatoire du Littoral et sont donc de ce fait protégés de l'extension urbaine.

Ils sont localisés (Duval, 1986):

- entre Sangatte et Calais, ils couvrent une surface de 80 ha sur 7,5 km de rivage ;
- entre Calais et Grand-Fort-Philippe, les dunes du Fort-Vert et de Oye-Plage s'étendent sur 600 ha le long d'un rivage de 17 km ;
- entre Zuydcoote et Bray-Dunes, sur 7 km de rivage (800 ha).

Les ouvrages de défense côtière ainsi que la barrière naturelle du cordon dunaire constituent une véritable protection contre les pénétrations marines dans la plaine maritime flamande. Cet arrière-pays agricole, de faible altitude (3 à 4 mètres IGN, inférieure aux marées hautes de vive-eau) est établi sur des polders et pénètre jusqu'à 35 km à l'intérieur des terres. La plaine maritime qui correspond au vaste delta de l'Aa est drainée par un réseau puissant et complexe de fossés (watergangs) rejetant l'eau dans des canaux débouchant à la mer au niveau des agglomérations de Calais et Dunkerque et Gravelines.

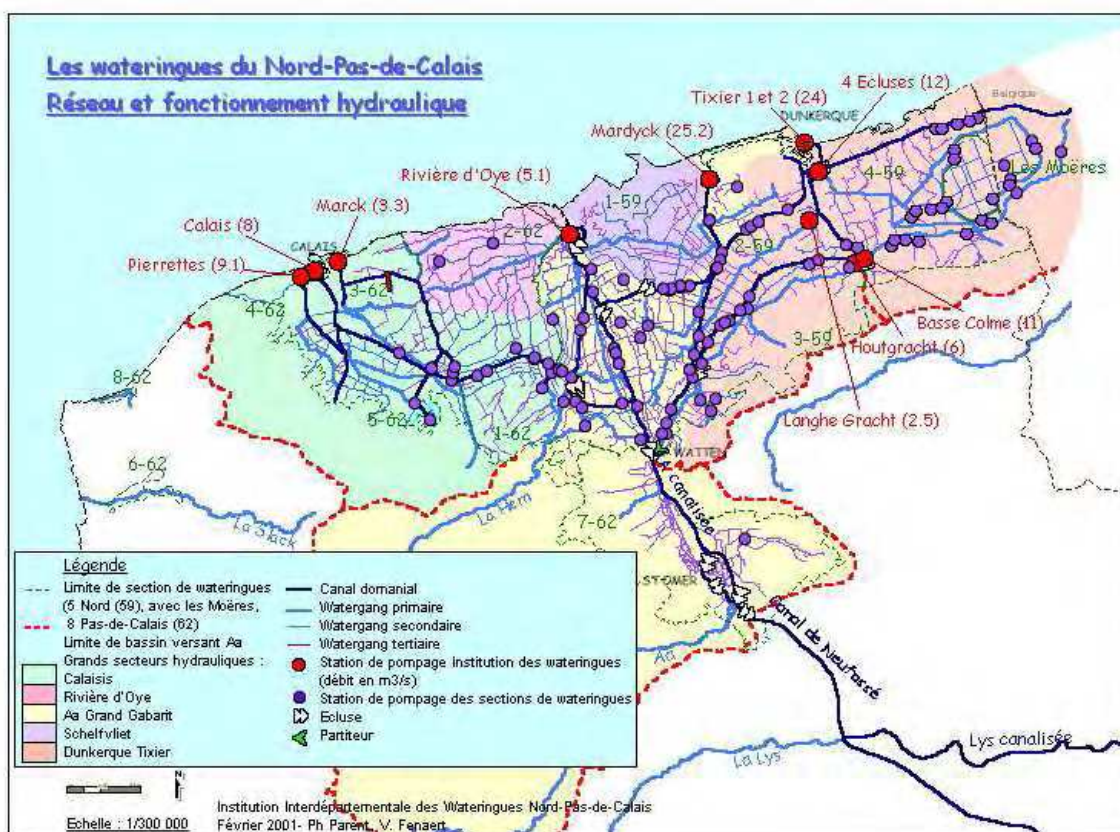


Figure 2-4 Institution Interdépartementale Nord-Pas-de-Calais pour la réalisation des ouvrages généraux d'évacuation des crues de la région des Waterings (Source, Institution Interdépartementale des Waterings)

Vers le Nord, le cordon dunaire surplombe une large plage qui se prolonge par un estran sableux très développé à pente douce. Celui-ci se découvre à marée basse sur 300 à 600 mètres entre Dunkerque et la frontière belge et sur 300 à 1800 mètres entre Sangatte et Dunkerque.

Le colmatage de l'estuaire de l'Aa résulte notamment des dépôts sédimentaires fluviaux et marins. Ces sédiments se sont accumulés lors de la transgression flandrienne lorsque

le niveau proche de l'actuel fut atteint. La ligne de rivage s'est à plusieurs reprises déplacée avant d'occuper la position qui est aujourd'hui la sienne. Le cordon dunaire s'est formé progressivement et a évolué avec l'avancée du trait de côte. Aussi, d'anciens cordons dunaires apparaissent sur une profondeur de 1 à 3 kilomètres, notamment à Ghyvelde, Armbouts-Cappel, Oye et Marck.

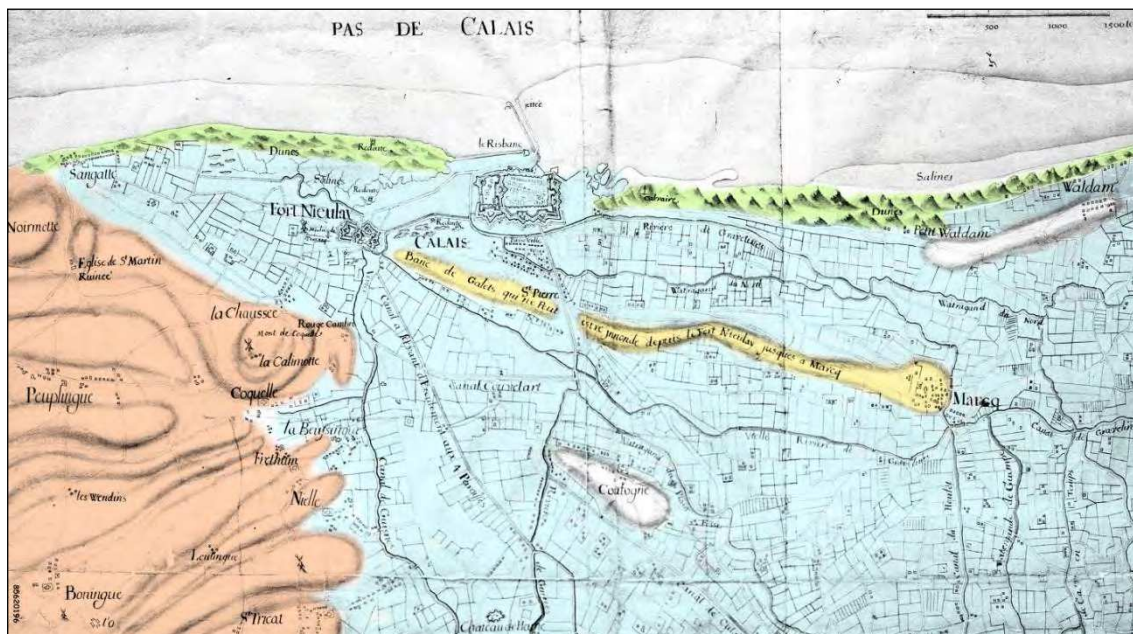


Figure 2-5 Un ancien cordon littoral apparaît sur cette carte du 18^{ème} siècle. Il est mentionné : « Banc de galets qui ne peut être inondé depuis le Fort Nieulay jusqu'à Marcq ». (Source, SHD Vincennes - Repr. Inventaire Général, ADAGP, 1985)



Figure 2-6 La dune fossile de Ghyvelde (Photo, Le Cornec / Géos)

2.1.2 Les incidences de l'implantation humaine sur le littoral

Les marécages de la Flandre maritime, inondés lors des tempêtes, se colmataient peu à peu avec les alluvions provenant des rivières et par les sables amenés par les vents. L'homme allait conforter cette tendance naturelle en réalisant de nombreux travaux de drainage et en consolidant ces dépôts. L'objectif était d'accélérer les tendances naturelles du delta de l'Aa au colmatage pour développer l'activité agricole sur les polders.



Figure 2-7 Carte des noms de lieux dans le pays des Morins en l'an 800, par Jacques Malbrancq (1580 – 1653) (Source, OELM 1994)

En 28 av. J.C., peu après la conquête de la Gaule par César, le territoire de l'actuelle plaine maritime flamande a été décrit par Strabon: "*l'océan s'épanche deux fois par jour dans la plaine et fait douter si ces parages font bien partie de la terre ferme. Les gens habitent de petites îles et placent leurs cabanes sur des éminences formées en quelques endroits par la nature ou par la main de l'homme, et assez élevées pour que les marées ne puissent les atteindre*".

Le cordon dunaire littoral commençait à jouer un rôle de barrière naturelle à l'envahissement des flots. On attribue aux moines bénédictins, aux environs du 7^{ème} siècle, les premières tentatives de transformation des marais humides en polder. Ils encouragèrent les populations à valoriser ces terrains marécageux pour leur mise en culture. (G. Delaine, 1994)

Les techniques apportées par les moines du 7^{ème} siècle consistent à bloquer le sable pour former des dunes artificielles dans les échancrures qui laissaient pénétrer la mer, à creuser des fossés et à construire des barrages qu'ils ouvraient à marée basse pour écouler les eaux du pays. Progressivement les eaux se retirèrent. Mais les parties les plus basses restèrent à l'état de moères et formèrent longtemps un golfe, puis un lac communicant avec la mer par Dunkerque, Furnes et Nieuport (OELM, 1994).

Au début du 10^{ème} siècle, la plaine maritime flamande parsemée de nombreux îlots poursuivait son comblement avec les sédiments marins et fluviaux. Le niveau des terres remontait et l'Aa s'écoulait vers la mer par une multitude de bras. La plaine n'était submergée que lors des marées d'équinoxe.

Périodiquement, les tempêtes de la Mer du Nord inondaient la plaine maritime d'eau salée. Ces inondations rendaient le sol stérile et provoquaient des famines. En 1169, Philippe d'Alsace crée les Wateringues, une administration indépendante, pour mener une politique cohérente d'assèchement du territoire compris entre Saint-Omer, Dunkerque et Calais (ancien delta de l'Aa).

L'ensemble du dispositif, qui repose sur **la maîtrise de l'eau**, consiste :

- à évacuer les eaux à la mer,
- à faire barrage aux entrées d'eau marine à marée haute,
- à maintenir le plan d'eau à un niveau constant dans les terres en périodes humides,
- à retenir l'eau douce en périodes sèches.

Les Grandes et les Petites Moères étaient des lacs insalubres quand en 1617, un ingénieur nommé Cobergher entreprit de dessécher la Grande Moère (Verger, 2005), grâce à un système élaboré de canaux et de moulins à vent. Mais la région subit de nombreuses inondations. En 1646, avant de capituler devant les français, les espagnols avaient ouverts les écluses et introduit la mer dans les canaux. Les digues furent rompues et les Moères complètement envahies par les eaux.

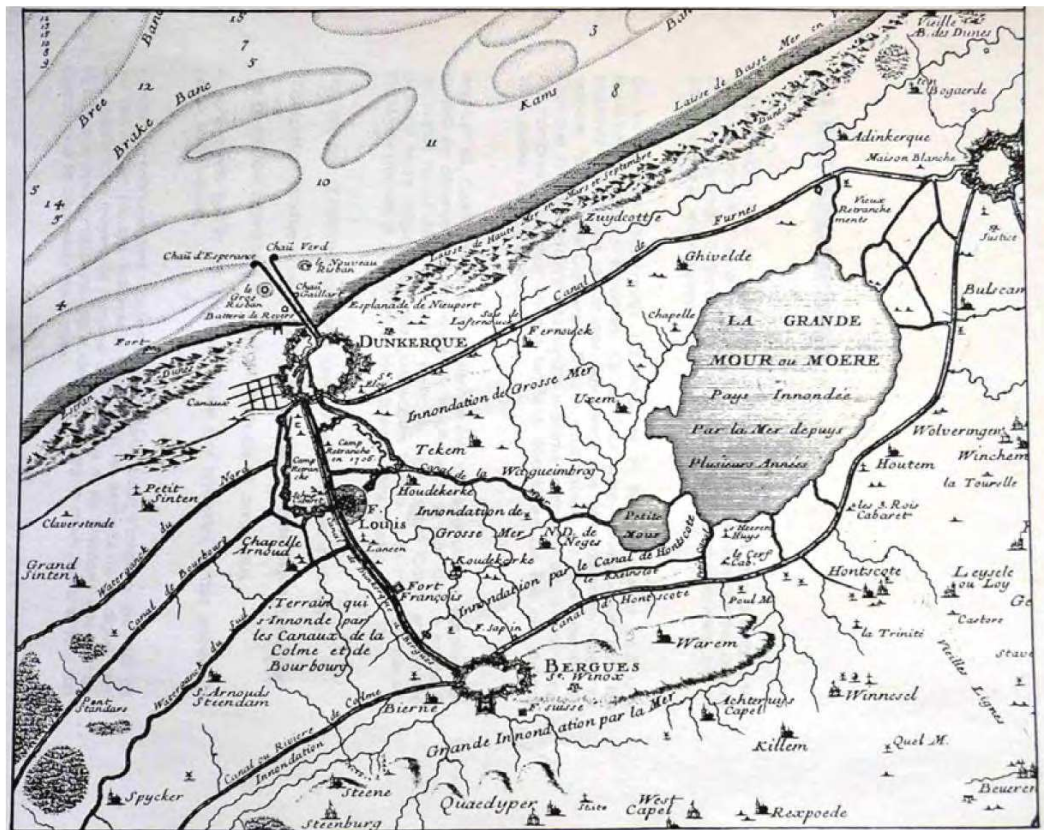


Figure 2-8 Les environs de Dunkerque en 1709, carte de Nicolas De Fer (Source, OELM 1994)

P. Deboudt (1997) mentionne que « jusqu'à la fin du 16^{ème} siècle, l'intervention humaine ne se situe pas sur le trait de côte mais à l'intérieur de la zone littorale où de nouveaux territoires sont soustraits à l'influence marine. Le front littoral constitue le premier rempart d'un système de défense, constitué de plusieurs digues intérieures et

associant plusieurs lignes successives de défense contre les eaux marines et intérieures ».

Il précise notamment que : « L'aménagement des salines de Sangatte se fait au rythme de l'édification des digues : digue Camyn et digue Royale de Sangatte à Nieulay au 15^{ème} siècle, digue de Mouron en 1770, digue Taaf en 1773 et digue Bodart en 1811. C'est essentiellement par la construction de la digue Mouron que les salines de Sangatte sont rencloses à la fin du 18^{ème} siècle ».

Malgré cette nouvelle organisation, les Wateringues ne sont pas à l'abri de catastrophe. L'action des vagues lors des tempêtes pouvait déstabiliser localement le rivage sableux, très mobile. La rupture du cordon dans ses parties les plus étroites était devenue rapidement une menace pour les populations

Afin d'empêcher la formation de nouvelles brèches dans la dune et d'assurer la pérennité des diverses activités, des ouvrages de protection (digues) ont été édifiées sur les points les plus sensibles à partir du 16^{ème} siècle. Ces travaux de grande envergure ont d'abord été réalisés dans les secteurs les plus sensibles aux inondations. C'est à partir de cette période que se développe l'idée de stabiliser le trait de côte et que se généralise la mise en place d'ouvrages longitudinaux (digues, perrés) ou transversaux (ensembles d'épis perpendiculaires aux plages).

2.2 La plaine maritime picarde

2.2.1 Le cadre morphologique

Entre Equihen-Plage (au Sud de Boulogne/Mer) et la Baie d'Authie, le rivage s'étend sur environ 40 kilomètres.

Les dunes de morphologie picarde sont orientées perpendiculairement aux vents dominants. Elles forment un véritable massif (qui atteint 3 à 4 km d'épaisseur) échancré par les estuaires de la Canche et de l'Authie.

Ces dunes peuvent se subdiviser en deux catégories en fonction de leur morphologie (Duval 1986) :

- entre Equihen et le Nord de la Baie de Canche, elles couvrent une superficie de 3200 ha et bordent 15 km de rivage. Leur progression vers l'Est a été ponctuellement arrêtée par un relief élevé. Elles sont venues se plaquer sur une paléo-falaise (limite occidentale du plateau crayeux de l'Artois) d'où une altitude très élevée pouvant dépasser les 100 m (dunes du Mont Saint-Frieux, dunes d'Étaples).

Le rivage est artificialisé par des ouvrages de défense côtière au niveau des stations balnéaires d'Equihen-Plage, Hardelot-Plage, Sainte-Cécile, et Saint-Gabriel.

- entre la baie de Canche et la baie d'Authie, elles couvrent 1900 ha et bordent 20 km de la façade maritime. Ces dunes relativement élevées (jusqu'à 30 m) offrent généralement un bourrelet ancien et un bourrelet littoral plus récent, que sépare une plus ou moins vaste « plaine interdunaire » à caractère humide marqué. Ce secteur de marais arrière-littoraux (Bas-Champs), situés sous le niveau marin extrême, est drainé par la Petite Arche vers l'Authie et par les canaux de la Grande Tringue et de la Petite Tringue vers la Canche.

L'unité du massif est divisée sur le rivage par les stations balnéaires du Touquet, de Stella-Plage, de Merlimont-Plage et de Berck au niveau desquelles ont été édifiés des ouvrages de défense (perrés et épis en maçonnerie et en enrochements).

Les estuaires de la Canche et de l'Authie ont une morphologie très semblable. Ils s'orientent selon une direction Est-Sud-Est à Ouest-Nord-Ouest liée au transport résultant des sédiments vers le Nord : la rive Sud progresse vers le Nord, la rive Nord recule. A pleine mer, les estuaires sont entièrement remplis, à basse-mer seules s'écoulent l'Authie et la Canche dans un mince chenal. L'estran peut atteindre alors plus de 4 km à l'intérieur de la baie (Clique et Lepetit, 1986).

Les dunes dominent un large estran sableux, qui s'étend sur 600 mètres au sud de Boulogne-sur-Mer jusqu'à plus de 1000 mètres au Nord de Berck.

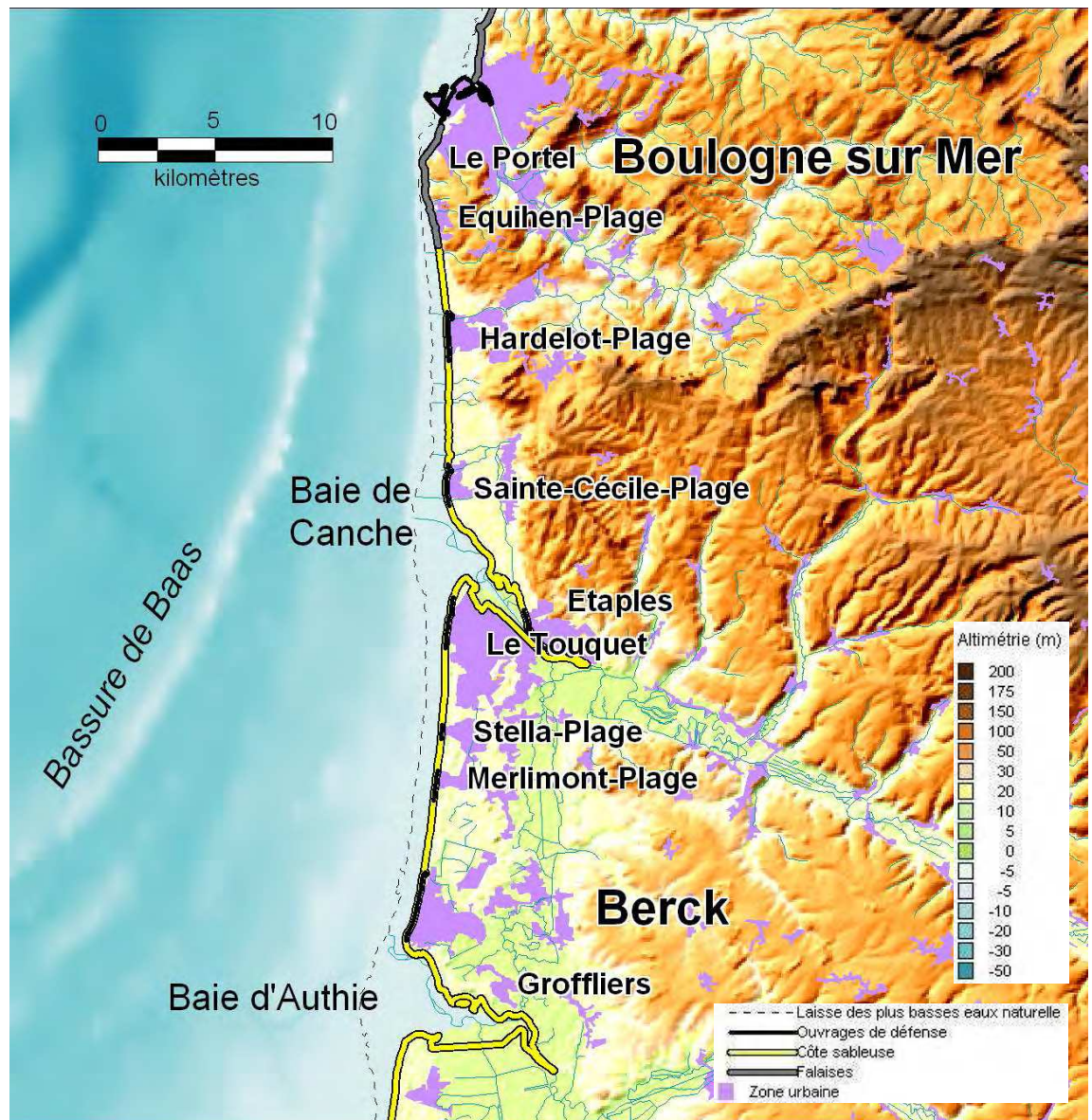


Figure 2-9 La plaine maritime picarde

2.2.2 Les incidences de l'implantation humaine sur le littoral

Au niveau des estuaires et du secteur des Bas-champs, d'importants efforts d'endigage ont permis de gagner des terrains utilisables pour l'agriculture.

Les bas-champs s'étendent en arrière des dunes. Ces marais arrière-littoraux correspondent au colmatage récent de la zone littorale. Les eaux sont drainées vers la Canche au Nord par la Grande Tringue et de la Petite Tringue, et vers l'Authie au Sud par la Petite Arche.

Jusqu'au début du 18^{ème} siècle (cf. Figure 2.10), l'estuaire de l'Arche qui évacuait les eaux des Bas-Champs et des marais de Verton et d'Airon et se situait au Nord de Berck. Le débit devait être très important puisque le village de Berck, construit au fond de l'estuaire y abritait toujours sa flottille de pêche en 1698 (Macquet-Michedez, 2007).

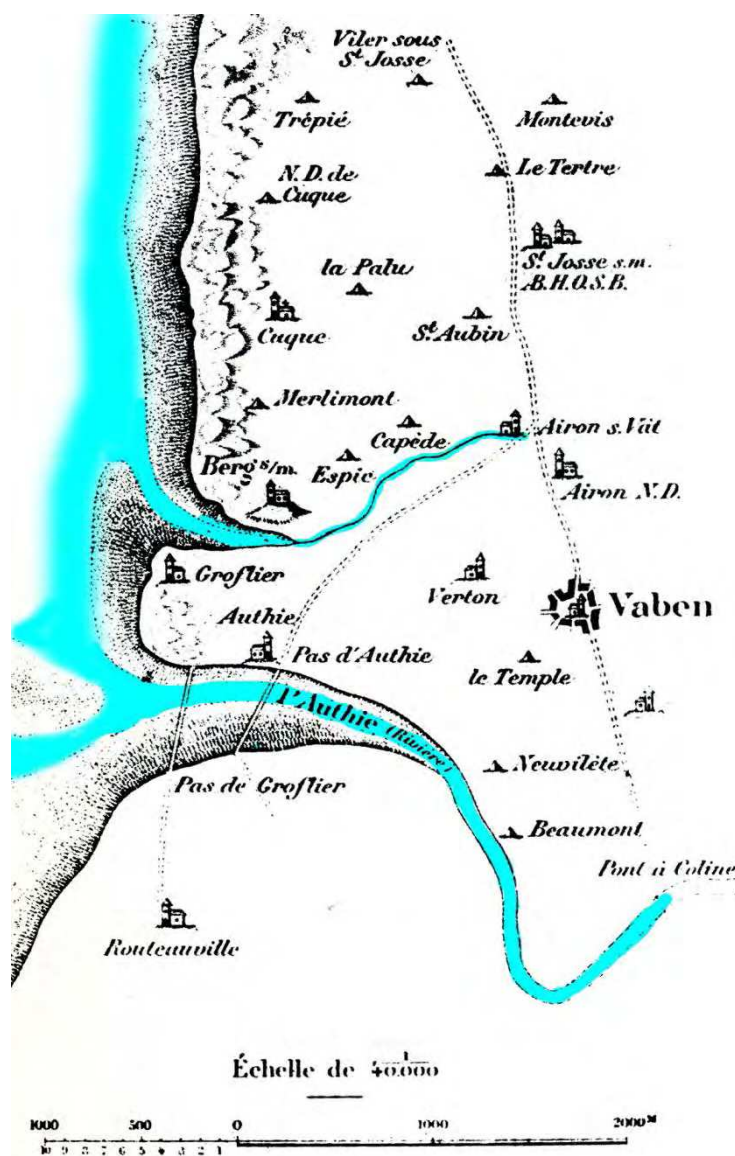
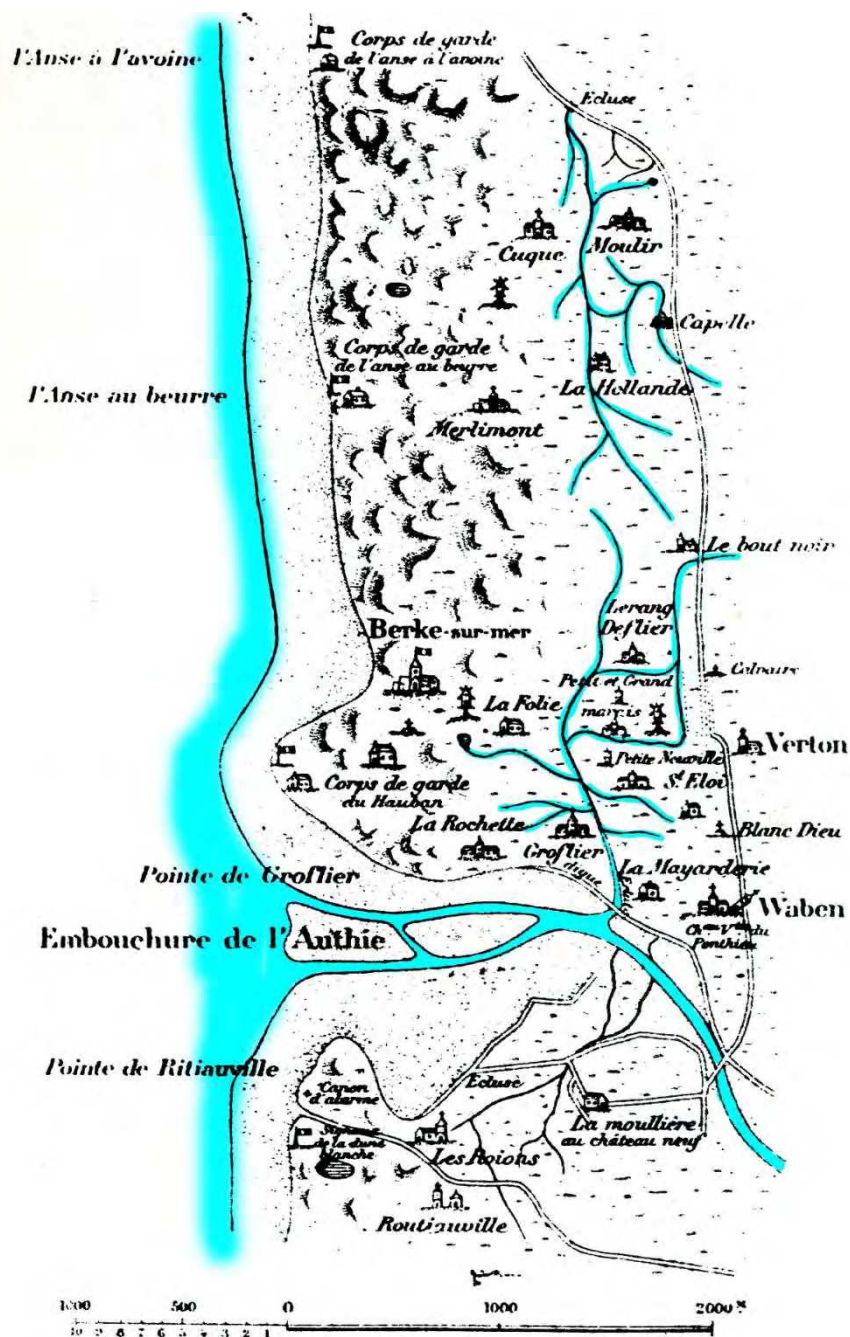


Figure 2-10 L'estuaire de l'Arche en 1709 (Macquet-Michedez, 2007). Il couvrait dans sa partie sud toute l'étendue de la mollière de Berck et de Groffliers actuelle

Cependant, l'ensablement et l'envasement progressif de l'estuaire de l'Arche allait empêcher l'écoulement de la rivière vers la mer et entraînait le risque d'inonder Verton et ses abords. En 1716, la rivière fut donc détournée vers Groffliers et l'Authie pour éviter la stagnation de l'eau dans l'ancien estuaire (cf. Figure 2.11).



Extrait d'une carte dressée par J. Cary adjoint du genre.

Figure 2-11 La Baie d'Authie en 1793 (Macquet-Michedez, 2007)

Dans le même temps, les mollières se développaient dans l'ancienne baie de Berck. Elles furent asséchées en 1731, et constituèrent beaucoup plus tard les pâtures communales de Berck et de Groffliers.

Par ailleurs, en 1745, les habitants de Verton furent autorisés à élever une digue pour fermer le fond de l'estuaire de l'Arche. Celui-ci fut définitivement asséché en 1779.

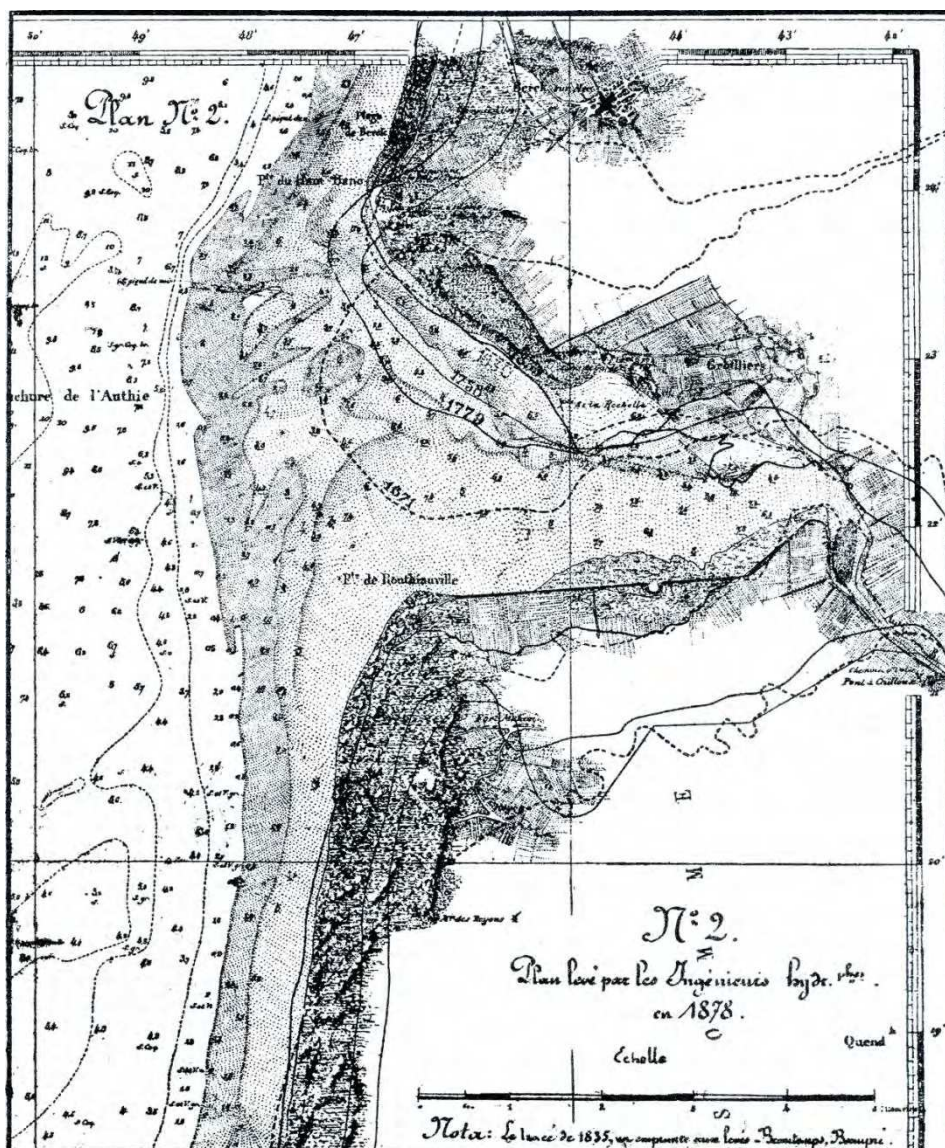


Figure 2-12 Plan levé par les Ingénieurs hydrographe en 1878 (Macquet-Michedez, 2007)

On note au cours du temps un déplacement permanent de l'estuaire de l'Authie (cf. Figure 2.11) qui se traduit par un engraissement de la Pointe de Routhiauville vers le Nord et vers le large, et par un recul du secteur côtier qui s'étend de la Pointe du Haut Banc à la Pointe de La Rochelle (ou Pointe du Bec de Perroquet).

Au milieu du 19^{ème} siècle, l'érosion de la rive Nord de l'Authie devenait menaçante. En 1862, à la suite d'une forte tempête, les digues de terres de Groffliers furent emportées et les mollières de Berck, Groffliers, Waben, furent menacées d'inondation (Macquet-Michedez, 2007).

Son propriétaire, Monsieur Barrois, fut autorisé à construire en 1868 une digue submersible de 380 mètres. Elle fut prolongée par l'Etat en 1873-1877 et en 1878-1884. Elle atteignit alors une longueur de 3600 mètres. La digue Barrois a été édifée non pas pour maintenir un chenal navigable comme dans l'estuaire de la Canche, mais bien pour éviter que les divagations du chenal ne viennent éroder les polders de Groffliers.

En 1915, l'Authie franchissait la digue en partie détruite. Désormais le chenal de l'Authie s'écoule à marée basse au Nord de la digue et s'approche de plus en plus des dunes de la rive Nord de l'estuaire.

Aujourd'hui, le retrait de la rive Nord érode le cordon dunaire qui s'étend entre la Pointe du Haut banc et le Bec du Perroquet et menace directement la zone des bas-champs de Groffliers.

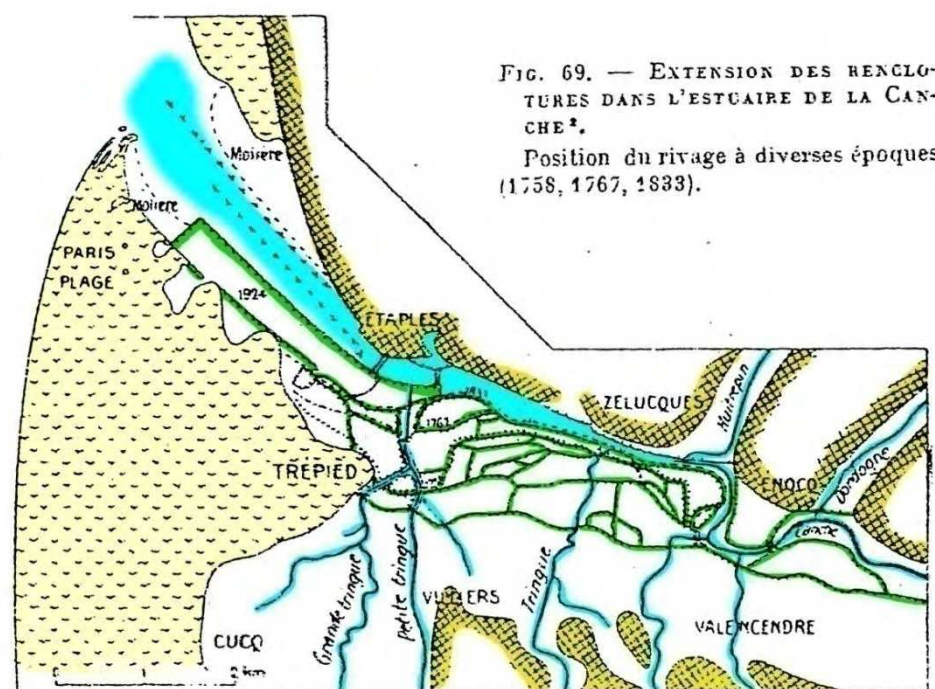


Figure 2-13 Extension des renclotures dans l'estuaire de la Canche (Briquet, 1930)

Une partie des eaux des Bas-Champs est évacuée vers l'estuaire de la Canche, par la Grande Tringue. C'est à partir du 18^{ème} siècle que cette rivière fut défendue contre l'accès de la mer par une écluse placée au niveau de Trépiéd (en face d'Etaples).

Aujourd'hui, une série de digues découpe en compartiments étroits la partie méridionale de la Canche, depuis l'extrémité orientale des dunes à Trépiéd jusque en face et au-delà d'Enocq.

Elle marque les étapes de l'extension des renclotures liées à l'envasement et au comblement de l'estuaire :

- les renclotures les plus anciennes (1758 et 1835) limitent le secteur des bas-champs ;
- deux digues submersibles datant de 1863 et 1899 ont été réalisées pour fixer le cours de la Canche et maintenir le chenal navigable ;
- les endiguements se sont poursuivis jusqu'en 1924. Une vaste étendue de mollière a été renclose, en aval du pont d'Etaples pour la création du champ de course du Touquet.

Ce secteur reste sensible. La rupture ou le franchissement des digues au niveau des estuaires de la Canche et de l'Authie pourrait entraîner des invasions marines des bas-champs.

2.3 Le Boulonnais

2.3.1 Le cadre morphologique

Entre Equihen-Plage (au Sud de Boulogne/Mer) et Sangatte, le rivage qui est pour la plus grande partie bordé de falaises s'étend sur environ 40 kilomètres.

Les falaises littorales sont simplement interrompues par le port de Boulogne, édifié dans l'estuaire de la Liane, l'estuaire de la Slack et les secteurs sableux des dunes de la Slack et de la Baie de Wissant.

Les estrans sableux se découvrent sur 200 à 600 mètres à marée basse. Ils sont parfois occupés par des platiers rocheux, avec ou sans galets, au pied des falaises.

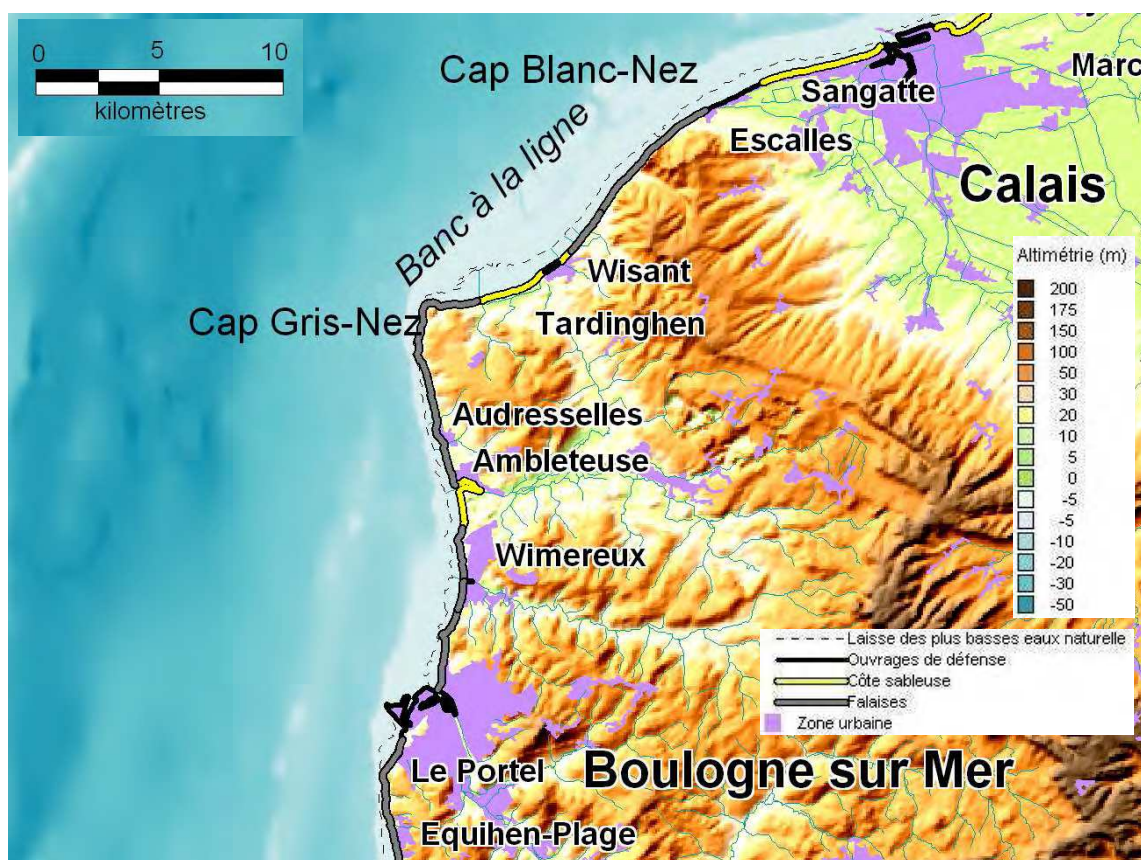


Figure 2-14 Le Boulonnais

3 secteurs se distinguent :

- Depuis Equihen jusqu'au Cap Gris-Nez, le rivage est marqué par des falaises constituées de matériaux d'âge jurassique (alternance d'argiles et de grès) dont l'altitude varie entre 5 et 45 mètres.

De part et d'autre de l'embouchure de la Slack, bordée au Nord par l'agglomération d'Ambleteuse, et au Sud par celle de Wimereux, les dunes de la Slack, couvrent près de 300 ha, le long de 3,5 km de rivage. Ce petit massif coincé entre les falaises présente une morphologie de type dune picarde.

- A l'Est de Wissant et jusqu'à Sangatte, la côte est constituée de falaises crayeuses du Crétacé. Leur altitude varie entre 15 mètres et 133 mètres au Cap Blanc Nez.

- Entre les caps Gris-Nez et Blanc-Nez, les dunes de la Baie de Wissant constituent l'exemple le plus méridional de dunes de morphologie flamande (Duval 1986). Cet ensemble de 230 ha, répartis sur 6,5 km de façade maritime est coupé en son centre par la station balnéaire de Wissant. On note la présence d'un large massif dunaire (dune d'Amont) à l'Est de Wissant tandis qu'à l'Ouest, les dunes d'Aval sont soumises à une intense érosion marine et éolienne.

Le rivage est artificialisé par des ouvrages de défense côtière devant les secteurs urbanisés du Portel, de Boulogne-sur-Mer, de Wimereux, d'Ambleteuse, d'Audresselles et de Wissant.

2.3.2 Evolution de la configuration du littoral

Les côtes à falaise sont occupées en majorité par des espaces naturels et agricoles.

Elles sont soumises à une érosion d'environ 30 cm/an à l'exception de quelques sites où l'évolution est plus rapide (50 cm/an) comme par exemple au niveau de la falaise située au Nord de Wimereux, au Cran du Noirda à Audresselles, la Pointe du Ruiden à Audhinghen, et au Cap Blanc Nez à Escalles (PLAGE, 2003).

Les falaises évoluent principalement sous l'action des eaux continentales (ruissellement, infiltrations...) et de la gravité :

- Les eaux pluviales s'infiltrent dans la partie sommitale falaises jurassiques, dégagent les sables et libèrent les gros blocs de grès. Ces blocs de grès s'accumulent au pied de la falaise où ils forment un tablier d'éboulis qui le protège des attaques de la mer.

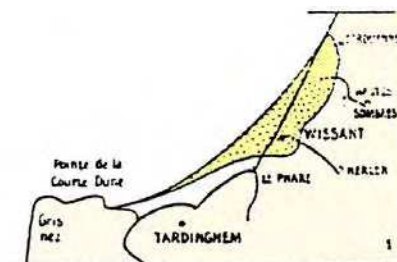
- Les eaux pluviales s'infiltrent dans la partie sommitale les falaises crétacées, dissolvent la roche, forment des crevasses et séparent des blocs. Lors des marées hautes, alors que les vagues déferlent au niveau du pied de la falaise, les blocs de craie éboulés progressivement sont dissouts ou emportés par la mer.

Au Nord-Est du Gris-Nez, le changement d'orientation de la côte a provoqué dans la baie de Wissant la formation d'un poulcier qui est venu isoler les marais arrière-dunaires de Tardinghen. Pour Briquet (1930), la Baie de Wissant a toujours été sujette à des actions alternées, dans le temps et dans l'espace, d'érosion et d'accumulation (cf. Figure 2-15).

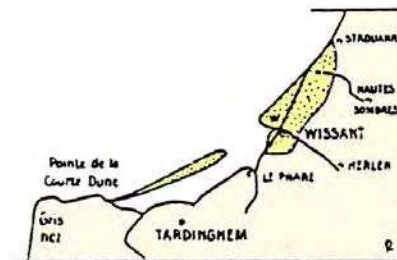
L'évolution de la Baie de Wissant a été étudiée par Briquet (1930), Clabaut (1984), Cohen et Paxion (2002), Aernouts et Héquette (2006), Chaverot (2006).

Le rivage de la station balnéaire de Wissant qui date du 19^{ème} siècle est aujourd'hui artificialisé par une digue et des enrochements. De part et d'autre du secteur urbanisé, on note la présence de cordons dunaires qui connaissent des évolutions différentes. A l'Ouest, les dunes de la Baraque Fricot, du Châtelet, et d'Aval subissent un très fort recul qui peut atteindre -1 à -4 mètres par an tandis qu'à l'Est, la dune d'Amont semble plus stable. Par ailleurs, on note un abaissement progressif du niveau de l'estran qui entraîne aujourd'hui l'affleurement de bancs de tourbe.

1. Formation et allongement d'un premier poulrier et extension ancienne des dunes.



2. Ouverture d'une brèche et formation d'un nouveau poulrier.



3. Allongement du nouveau poulrier et extension récente des dunes.

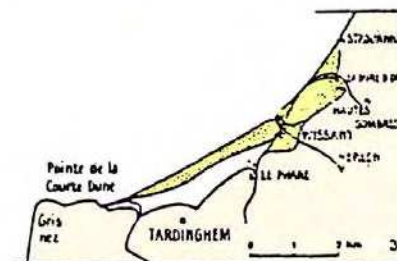


FIG. 106. — ÉVOLUTION DU RIVAGE A WISSANT.

Essai de reconstitution.

Poulrier et dunes anciens en grisé clair ; poulrier et dunes récents en grisé foncé.

F. Affleurement actuel de la forêt submergée.

W. Ancien Wissant.

Figure 2-15 : Evolution du rivage de Wissant (Briquet, 1930)



Figure 2-16 Octobre 2008, Wissant. L'érosion des dunes d'Aval et du Chatelet menace le marais de Tardinghen situé juste en arrière. (Photo, Le Cornec / Géos)

3 PRINCIPAUX PROCESSUS PHYSIQUES EN JEU DANS L'ÉROSION LITTORALE

Ce chapitre reprend l'essentiel des actions des éléments naturels pouvant agir séparément ou ensemble sur les phénomènes d'érosion côtière.

3.1 Les houles

L'agitation (houle, mers de vent, clapots) et les courants induits sont les principaux agents responsables du transport des sables le long des rivages.

Les vagues sont principalement formées sous l'action du vent. Les conditions des houles à la côte dépendent alors de plusieurs facteurs :

- des caractéristiques du champ de vent (vitesse, direction et durée),
- de l'extension (météorologique et géographique) du champ de vent,
- de la profondeur des fonds marins.

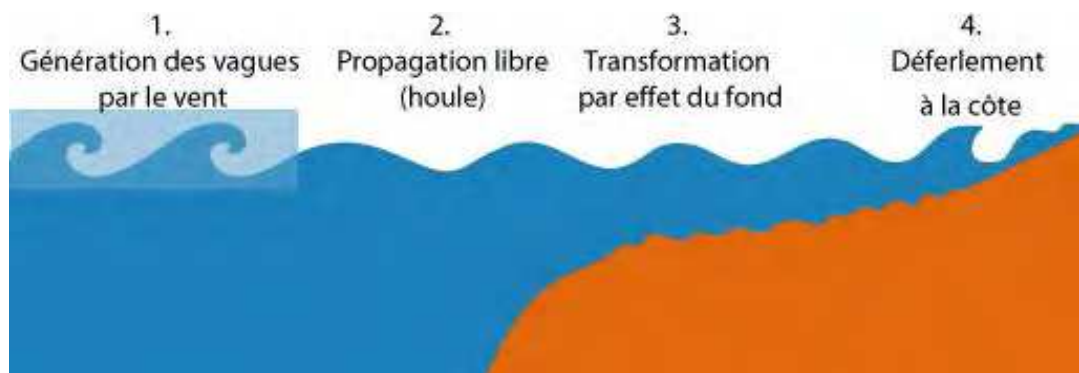


Figure 3-1 : Principes de formation, de propagation et de transformation de la houle
(source : www.shom.fr)

On distingue "mer du vent", formée par le vent local, de la houle, formée par un champ de vent éloigné de la zone d'observation. L'expérience montre que ces deux types de vagues peuvent se chevaucher.

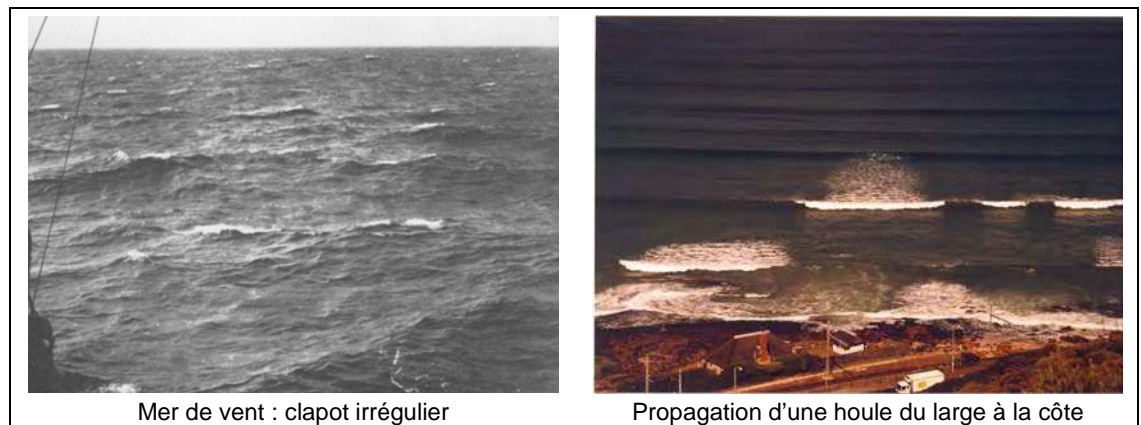


Figure 3-2 : Illustrations d'une mer de vent générée par des vents locaux (à gauche) et d'une houle générée par l'action des vents au large (à droite)

Lors de sa propagation du large vers la côte, l'action du fond sur la houle va se faire ressentir. Les vagues subissent alors des déformations liées à la topographie sous-marine (réfraction, dissipation) et à la présence d'ouvrages côtiers (réflexion, diffraction) comme illustrées sur la figure ci-dessous.

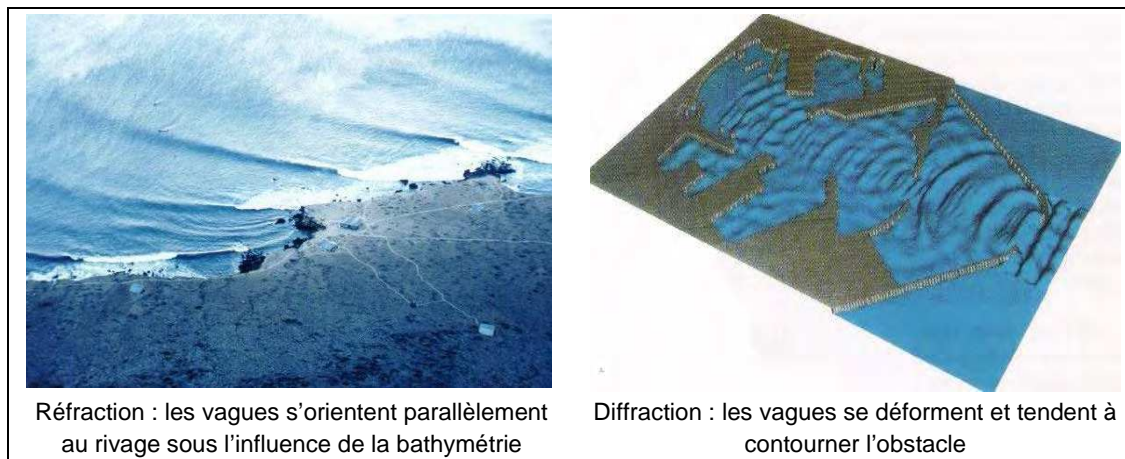


Figure 3-3 : Visualisation des phénomènes de réfraction (à gauche) et de diffraction (à droite)

Enfin à l'approche du rivage, la profondeur diminue fortement et le profil de la houle se modifie. En effet, lorsque la distance au fond diminue, la cambrure des vagues augmente. Pour finir la cambrure des vagues devient trop importante et, hormis sur des plages très pentues (ou sur des falaises), les vagues finissent par déferler à l'approche des côtes.

La forme que prend alors le déferlement dépend principalement de la pente des fonds. Sur un fond en pente régulière on distingue 3 grands types de déferlement (cf. Figure 3-4) :

- le déferlement glissant,
- le déferlement plongeant,
- le déferlement frontal ou gonflant.

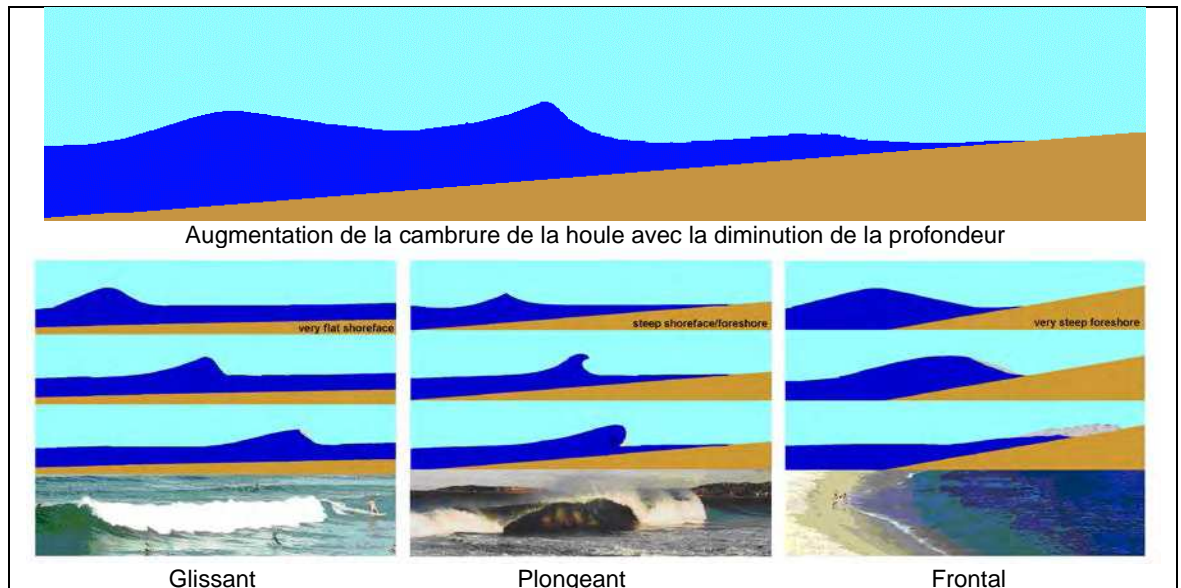


Figure 3-4: Principe de déformation et types de déferlement de la houle

3.2 Les courants

Au large, les courants marins sont essentiellement générés par la marée, les vents et les variations de la pression atmosphérique.

Les courants dépendent fortement de la bathymétrie et de configuration de la côte. Ainsi dans les rades et les embouchures des rivières, ils sont principalement liés au remplissage ou à la vidange des baies.

Dans la zone littorale, un autre facteur entre en jeu : la houle. Les courants sont principalement générés par le déferlement des vagues (« courants de houles »).

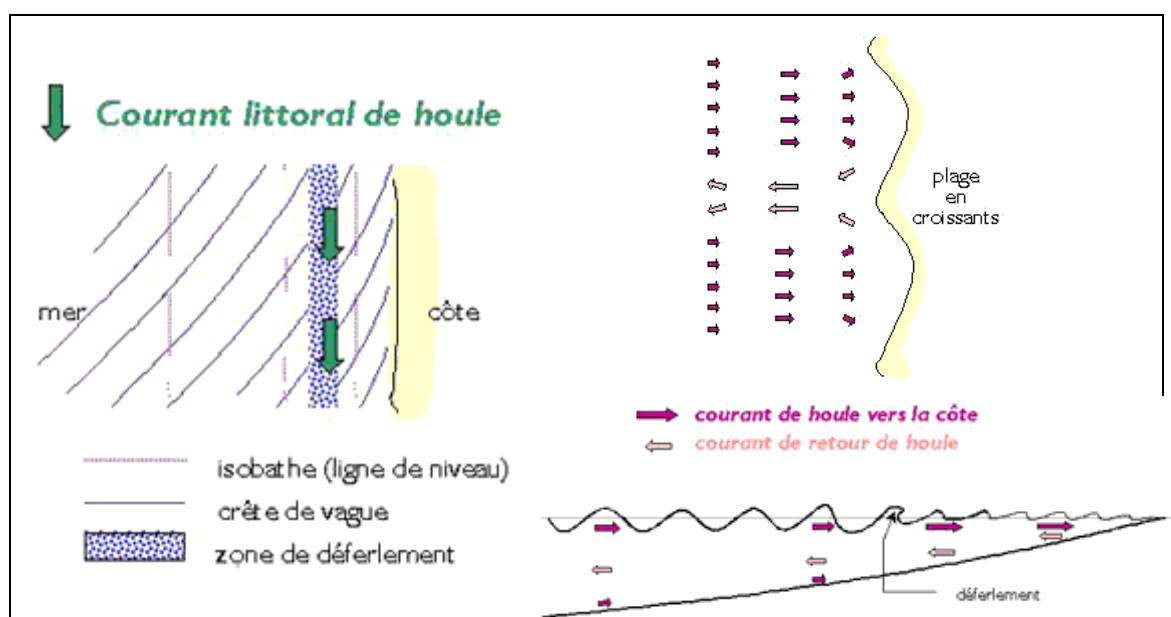


Figure 3-5: Formation des courants de houle par déferlement des vagues sur le rivage (source : www.ifremer.fr)

Les courants de retour de houle compensent les courants du large vers la côte. Lorsque ceux-ci sont localisés, ils sont à l'origine de la formation de croissants ou de dépressions entre la côte et les barres de déferlement (bancs de sable) parallèles au rivage. On parle alors de *bâches*, ou *baïnes* sur littoral aquitain.

3.3 Transport littoral

Les sédiments reposant sur les fonds marins sont transportés lorsqu'ils sont soumis à de fortes sollicitations, ou des efforts de cisaillement, provoqués par les mouvements des masses d'eau. Ces mouvements peuvent être produits par les courants de marée ou par les vitesses orbitales des vagues ou une combinaison des deux, ce dernier cas étant la situation où le transport est le plus important (cf. Figure 3-6).



Figure 3-6 : Schéma de principe du transport des sables et des graviers (source : www.ifremer.fr)

Le transport sédimentaire littoral est donc déterminé par :

- la hauteur, la période et la direction des vagues,
- le déferlement: types, zone d'action,
- les courants: vitesses et directions,
- l'épaisseur de la colonne d'eau,
- les propriétés sédimentaires.

Les évolutions sédimentaires dans la zone de transition (zone de surf), ainsi que les échanges entre la dune et la plage contrôlent l'équilibre précaire du littoral, basé sur des échanges de sable entre cordon dunaire, haut de plage et zone de surf.

Par ailleurs, il faut noter que le transport éolien participe à la dynamique des côtes sableuses. Il peut être évalué à partir de la vitesse du vent, de la largeur du haut de plage et des caractéristiques du sable, mais il est segmenté par la présence d'obstacle, tel que les bâches, qui interceptent le sable.

3.4 Causes de l'érosion côtière

3.4.1 Causes de l'érosion naturelle

Les causes de l'érosion côtière naturelle sont nombreuses et peuvent être le fait, entre autres, de :

- l'évolution du paysage littoral,

- les variations climatiques,
- l'élévation du niveau marin.

3.4.2 Causes de l'érosion anthropique

Les structures côtières interférant avec le transport littoral sont la cause la plus commune de l'érosion côtière. Ce type d'érosion s'explique le plus souvent par :

- la présence de certains aménagements côtiers ou au large,
- une réduction des apports fluviaux,
- des extractions de sables.

D'autres types de protection côtière qui ne débordent pas sur la mer, cependant, peuvent causer également une érosion côtière accrue. Les digues et les perrés sont typiquement construits le long des sections côtières pour assurer la protection de la côte mais peuvent empêcher alors les échanges de sable entre la plage et les dunes en arrière du trait de côte.

3.5 Caractéristiques des agents hydrométéorologiques sur le littoral du Nord – Pas-de-Calais

Cette partie est reprise de l'étape 1 de l'étude de « Détermination de l'aléa de submersion marine intégrant les conséquences du changement climatique en région Nord – Pas-de-Calais ».

3.5.1 Les températures

La frange littorale de la région Nord-Pas de Calais est caractérisée par un climat tempéré océanique sans grands contrastes.

Aux sémaphores de Dunkerque et Boulogne-sur-Mer, les statistiques climatologiques de Météo-France donnent les valeurs de température suivantes :

- la moyenne annuelle des températures maximales quotidiennes est d'environ 13°C ;
- la moyenne annuelle des températures minimales quotidiennes est d'environ 8°C ;
- les mois les plus chauds sont les mois de juillet et août avec une moyenne des températures maximales mensuelles aux alentours de 20°C ;
- les mois les plus froids sont les mois de janvier et février avec une moyenne des températures minimales de près de 2°C.

Les températures les plus basses sont généralement apportées par l'anticyclone de Sibérie dont l'extension vers l'Ouest peut, dans certaine condition, atteindre la France avec ces vents d'Est glacials. Des températures inférieures à -10°C ont déjà été observées le long de cette côte.

Les températures les plus élevées sont le plus souvent associées des vents de Sud à Ouest. Les maxima observés à Dunkerque et Boulogne-sur-Mer avoisinent les 35°C.

Les périodes de gel ou de chaleur provoquent des actions mécaniques sur les matériaux (dessiccation, formation de fissures ...) et interviennent notamment sur l'évolution des

côtes à falaise. Cependant compte tenu de la douceur du climat du littoral, on peut tenir l'action du gel comme négligeable (on dénombre entre 28 et 30 jours de gel en moyenne à la côte).

3.5.2 Les précipitations

La moyenne annuelle des précipitations tourne autour de 675 mm sur la plus grande partie de la bordure côtière. La pluviométrie est répartie sur toute l'année avec un maximum vers le mois de novembre. De septembre à décembre, il tombe sur ces 4 mois près de 40 % des pluies annuelles.

Le nombre de jours de pluie est de l'ordre de 175.

L'eau de pluie est un facteur d'érosion des secteurs à falaises rocheuses.

L'action mécanique des eaux de ruissellement, liée à l'intensité et la fréquence des pluies, est rapide, brutale et discontinue dans le temps. Leur rôle est particulièrement important sur les formations tendres (marnes, micaschistes altérés, calcaires).

En revanche, l'action des eaux d'infiltration est lente et continue. Elles s'infiltrant à partir du sommet des falaises et ressortent au niveau de l'estran. L'écoulement des eaux favorise l'élargissement des fissures qu'elles parcourent et participe aux phénomènes d'érosion. Le produit de l'érosion se dépose en pied de falaises et se trouve sous l'influence des agents dynamiques de la plage.

3.5.3 Les vents

Le vent influe notamment dans la génération des houles et des courants, la création de surcotes et de décotes marégraphiques, le transport éolien des sédiments sur l'estran et dans les dunes.

Les nombreuses formations dunaires du littoral Nord-Pas de Calais témoignent de l'action importante du vent dans le régime sédimentologique littoral. La dégradation du couvert végétal, due aux actions humaines, renforce notablement les érosions éoliennes.

Une présentation générale peut être brièvement esquissée à partir des données statistiques de Météo-France aux sémaphores de Dunkerque et de Boulogne-sur-Mer.

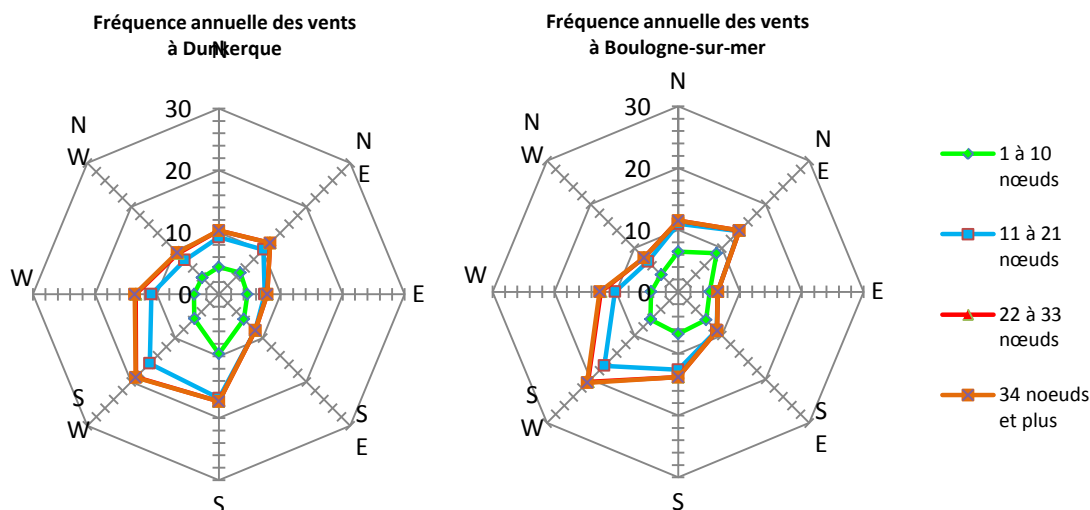


Figure 3-7 Fréquence cumulée (%) annuelle des vents par direction à Dunkerque et à Boulogne sur Mer (source : Météo-France)

L'analyse des données statistiques met en évidence une prédominance annuelle des vents provenant des secteurs ouest à sud-ouest (33,6% à Dunkerque, soit un tiers des observations) conformément à la circulation atmosphérique générale (Chaverot, 2006).

Dans les régions de Dunkerque au Cap Gris-Nez et du Cap Gris-Nez à la Baie de Somme, le changement brusque d'orientation de la côte amène une déviation notable du vent dominant. Les vents de Sud-Ouest de la plaine maritime flamande tournant au Sud Sud-Ouest sur la plaine maritime picarde.

On note également une variabilité annuelle des directions dominantes. Si les vents du secteur sud-ouest dominant quasiment toute l'année, les vents de secteur nord-est connaissent un maximum au printemps, puis baissent régulièrement pour atteindre un minimum hivernal (Chaverot, 2006).

3.5.4 Les houles

Les houles, par l'énergie qu'elles dissipent à l'approche des côtes, sont responsables des processus de transit sédimentaire. Elles provoquent dans la zone de déferlement des courants parallèles à la côte dont l'intensité dépend de leur obliquité vis à vis de l'orientation du rivage. Elles sont à l'origine des évolutions des profils de plage et des fonds pouvant entraîner l'érosion du littoral.

En milieu côtier, la houle déferlante peut provoquer une élévation du niveau marin (*wave set-up*) et des franchissements des ouvrages côtiers augmentant ainsi le risque de submersion des zones arrière-littorales. Cette surélévation et les débits de franchissements dépendront alors des caractéristiques de la houle incidente, du type d'ouvrage et du bilan sédimentaire des plages.

Les houles du large

Les houles constituent un agent primordial de la dynamique littorale. On distingue généralement deux types de houles que sont les houles du large (ou *swell* en anglais) créées par des dépressions à plusieurs milliers de kilomètres de la côte avec des périodes longues et qui se propagent ensuite sous forme d'onde, et le clapot ou mer de vent aux

périodes plus courtes générées par le vent localement. Leurs caractéristiques (longueur d'onde, hauteur, période, célérité) dépendent de la vitesse du vent, de la durée pendant laquelle il souffle et de l'étendue d'eau qu'il affecte (appelée fetch). La connaissance de la climatologie de houle de la zone côtière est essentielle pour mettre en évidence les possibilités d'action des vagues (mise en suspension, transport du matériau sédimentaire) et analyser leur impact sur le trait de côte (érosion, accumulation).

Au large, on observe des houles provenant de la Manche (secteur ouest-sud-ouest à sud-ouest) et provenant de la Mer du Nord (secteur nord-nord-est). La hauteur des houles varie au cours de l'année avec une alternance saisonnière. En période estivale, les faibles houles sont prédominantes et les périodes de tempêtes réduites, tandis qu'en hiver, les houles sont globalement plus importantes et les épisodes de tempêtes plus fréquents.

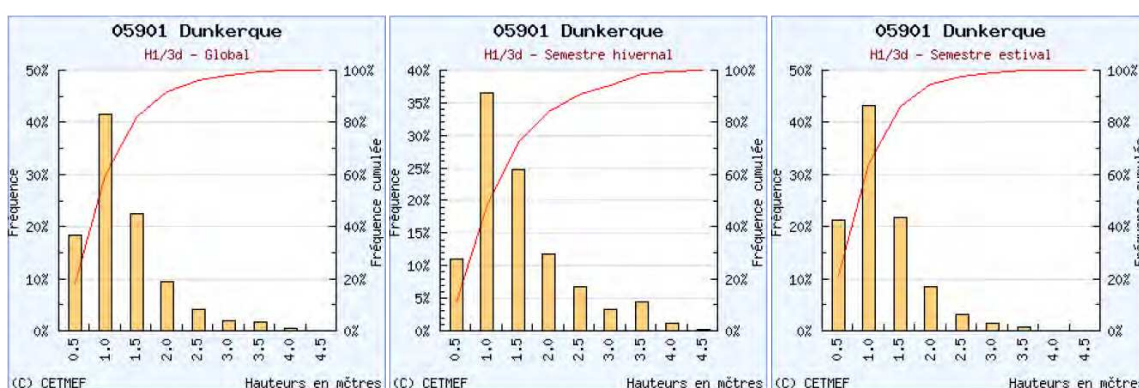


Figure 3-8 Histogrammes des hauteurs significatives au large de Dunkerque (source Centre d'Archivage National de Données de Houle In-Situ – CETMEF)

A l'approche des côtes, l'agitation est fortement freinée, malgré la force du vent, par la diffraction sur les bancs et les hauts-fonds et par la protection des côtes britanniques.

Amortissement des houles à la côte

Tant que la profondeur est supérieure à la moitié de la distance qui sépare deux crêtes de houles successives (longueur d'onde), celles-ci se diffusent sans déformation. Mais en parvenant sur le plateau continental, le train de houle subit des modifications se traduisant par une diminution de la longueur d'onde et de la vitesse de propagation, et un accroissement de la cambrure des vagues.

Dans la nature on peut distinguer les phénomènes de transformation suivants :

Réfraction sur les fonds : modification de la direction de propagation à l'approche des petits fonds lorsque les crêtes de houle forment un angle avec les lignes bathymétriques. La réfraction est causée par le fait que les vagues se propagent moins rapidement dans les petits fonds. Par conséquent les vagues ont tendance à s'aligner avec la ligne de plus grande pente.

Diffraction : phénomène observé dans des zones abritées et notamment autour de structures telles que les brise-lames. La houle se propage dans la zone abritée de manière latérale par rapport à sa crête par un phénomène de transmission d'énergie.

Réflexion : phénomène se produisant la plupart du temps sur des ouvrages qui renvoient une onde réfléchie par rapport à une onde incidente. Les caractéristiques de l'onde réfléchie

dépendent de la structure et de la pente de l'ouvrage mais aussi de la longueur d'onde. Il peut y avoir également réflexion sur des plages sous-marines à forte pente (> 10 %).

Shoaling : déformation de la houle qui intervient dès que la profondeur devient inférieure à environ la moitié de la longueur d'onde. Ce phénomène entraîne une réduction de la vitesse de propagation ainsi qu'une augmentation de la cambrure des vagues.

Frottement sur les fonds : dissipation de l'énergie de la houle causant une réduction de la hauteur des vagues d'autant plus que la profondeur diminue.

Déferlement : phénomène intervenant lorsque la hauteur de houle est supérieure à environ 80 % de la profondeur. Cette valeur largement utilisée dans la littérature est cependant une estimation. On distingue trois sortes de déferlement :

- le déferlement glissant qui intervient sur des pentes faibles,
- le déferlement plongeant qui intervient sur des pentes moyennes,
- le déferlement gonflant qui intervient sur des pentes fortes.

Au droit de Boulogne sur Mer, les houles dominantes sont de secteur sud-ouest à ouest avec des hauteurs significatives inférieures à 1,5 mètres dans 90 % des cas (source : ANEMOC, point 1341).

En mer du Nord, les houles dominantes à la côte sont de secteurs nord à nord-ouest avec des hauteurs significatives inférieures à 1,5 mètres au droit de Calais dans 90 % des cas (source : ANEMOC, point 2575).

Les hauteurs maximales de houle croissent du Sud vers le Nord (DIREN-CREOCEAN) :

- 4,2m à Boulogne-sur-Mer
- 4,3m à Calais
- 4,7 m à Dunkerque

A noter que dans le cadre de l'étude, une modélisation fine de la propagation de la houle jusqu'à la côte est prévu à l'étape 2 « construction des modèles et caractérisation des aléas littoraux actuels ». Cette modélisation permettra de compléter la description des phénomènes de houle sur l'ensemble du littoral Nord-Pas de Calais.

3.5.5 Variations du niveau des eaux : marées et surcotes

Les fluctuations du niveau de la mer sont liées aux facteurs astronomiques et climatiques.

Elles constituent un élément essentiel de la dynamique littorale car :

- elles créent des courants de marée qui peuvent transporter des matériaux de la zone intertidale, notamment lorsque ces variations de hauteur d'eau sont combinées avec d'autres facteurs tels que la houle et le vent ;
- elles tendent à amplifier les effets de tempêtes lors des forts coefficients de marée.

Les marées sur le littoral Nord-Pas de Calais

La marée est un mouvement oscillatoire du niveau de la mer dû aux effets de l'attraction de la lune et du soleil sur les particules liquides.

Sur les côtes françaises de la Mer du Nord et de la Manche Est, la marée est de type semi-diurne (période de 12 h 25 en moyenne). Le marnage décroît d'Ouest en Est, de 7,75 m, en vive-eau, à Boulogne sur Mer, à 5,45 m à Dunkerque. D'après le site du SHOM, l'onde de marée entraîne les hauteurs d'eau (en cm CM¹) suivantes pour des coefficients de 45 en morte eau moyenne et de 95 en vive eau moyenne :

Tableau 3-9 : Marées (en cm CM) sur le littoral Nord-Pas de Calais (PM = pleine mer ; BM = basse mer)

Port	Vive eau exceptionnel		Vive eau moyenne		Morte eau moyenne	
	PM	BM	PM	BM	PM	BM
Boulogne-sur-Mer	948	39	885	110	720	260
Calais	786	29	730	85	605	210
Dunkerque	648	-1	605	60	500	150

Les courants de marée sont maximums au moment de la plein-mer à Calais et porte au nord-est, vers la Mer du Nord, et sont de nouveau maximum à la basse mer à Calais et porte alors au sud-ouest, vers la Manche.

La vitesse de ces courants peut être relativement forte (comprise entre 0,5 et 4 nœuds) et dépend fortement de la bathymétrie au voisinage des côtes.

¹ CM : Cote Marine : profondeur rapportée au zéro hydrographique des cartes marines françaises du SHOM

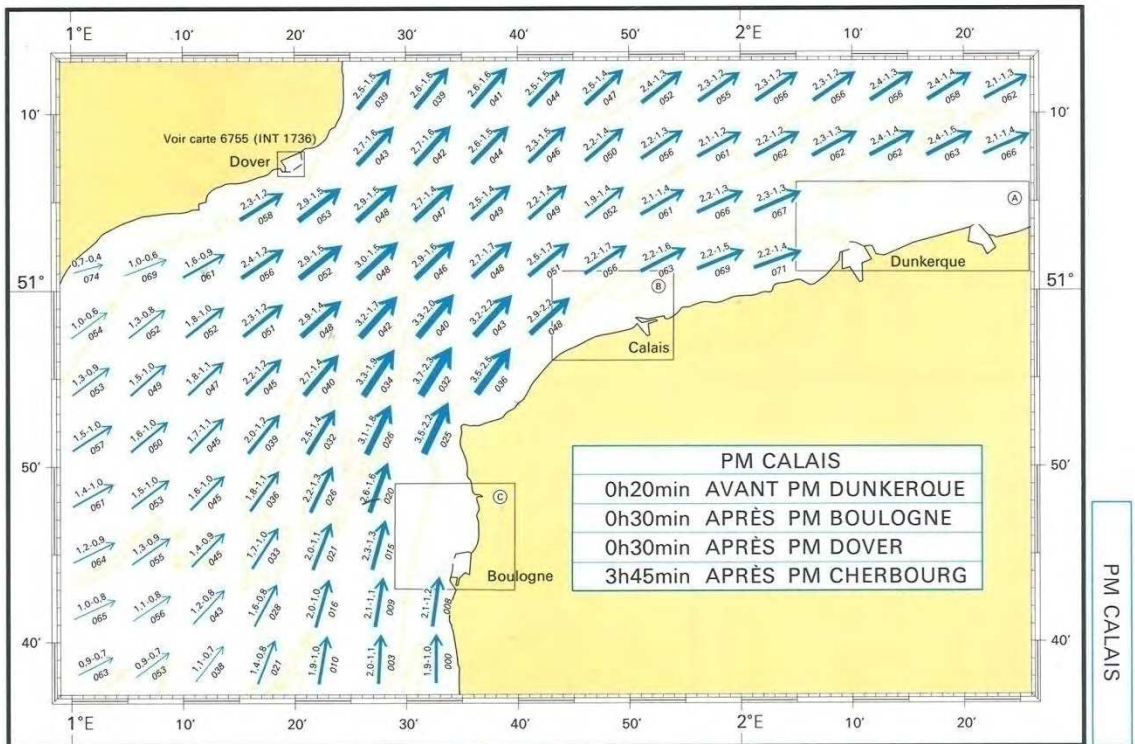
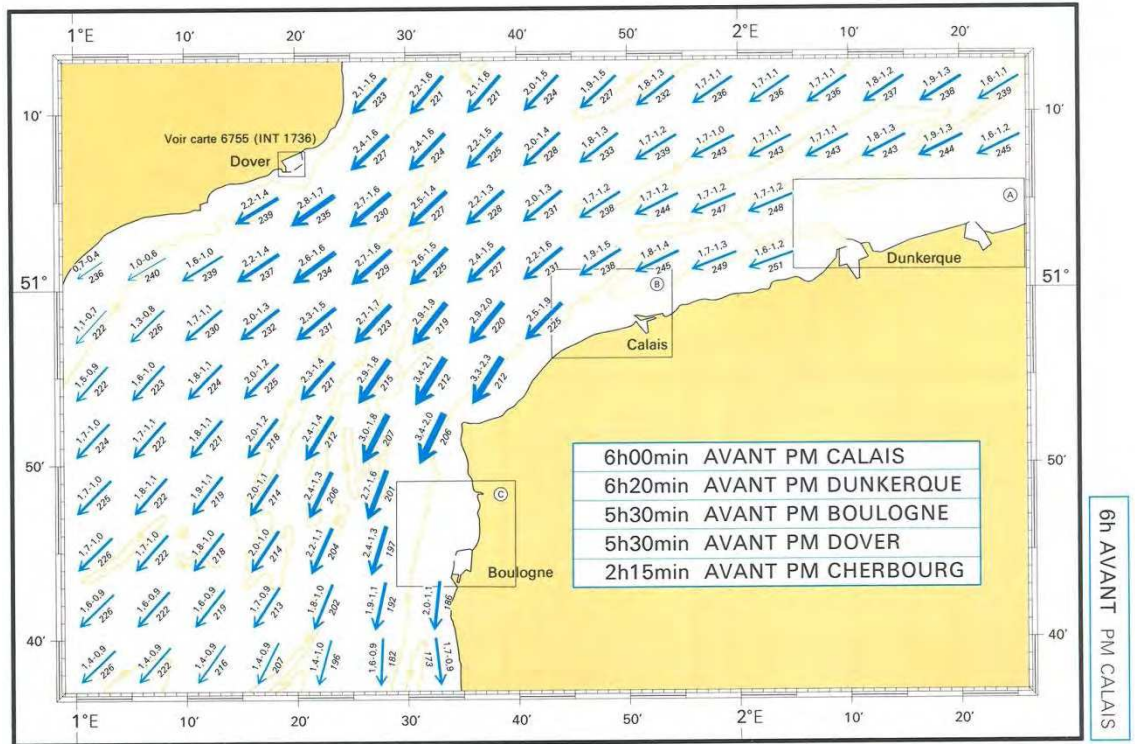


Figure 3-10 Champ de courant de marée dans le Pas-de-Calais, 6h avant pleine mer (en haut) et au moment de la pleine mer à au port de Calais (source : SHOM, Atlas des courants de marée dans le Pas de Calais, n°557)

Les surcotes et niveaux extrêmes

Le phénomène de surcote est une surélévation du niveau marin par rapport aux prédictions astronomiques. Il peut être d'origine barométrique, lié au passage d'une dépression atmosphérique ou à des vents d'afflux (vents forts se dirigeant vers la côte) voire à la combinaison des deux phénomènes. Il est cependant difficile à évaluer si on ne possède pas d'enregistrement de la marée dans un endroit où elle est connue, comme un port.

En milieu côtier, on observe également une surélévation du niveau marin provoquée par la houle déferlante (*wave set up*). Cette surélévation dépendra alors des caractéristiques de la houle : hauteur des vagues, période, direction,...

Il existe deux approches distinctes pour la caractérisation des surcotes :

- la surcote de pleine mer (au sens du SHOM) qui est définie comme la différence de cote entre le maximum du niveau d'eau observé et le maximum de la marée prédite même s'il existe un déphasage entre les deux.
- La surcote instantanée qui est définie comme le résidu ou l'écart entre le niveau d'eau observé et la marée prédite à une heure donnée.

Différents travaux sont en cours pour essayer de dresser une carte des surcotes sur le littoral français selon plusieurs périodes de retour. Ces travaux sont essentiellement basés sur l'analyse des enregistrements marégraphiques des ports et des données satellites. Il faut préciser ici que, à l'extérieur des ports, le niveau marin peut être différent de la mesure en raison de la forme de la côte (effet d'accumulation dans les pertuis par exemple), des phénomènes de seiches (vague stationnaire observée dans les lacs, les étendues d'eau semi-fermées, et qui est dû à un fort vent, à des changements de pression atmosphérique ou à une perturbation sismique) ou encore du déferlement de la houle à la côte (*wave set-up*). On notera également que les niveaux mesurés à partir des marégraphes dépendent de la fréquence d'acquisition (par exemple, le SHOM exploite, pour son rapport des niveaux extrêmes, des données lissées toutes les heures : les phénomènes comme les seiches dont la période est souvent inférieure à l'heure ne sont donc pas pris en compte).

Parmi eux les travaux de P.A. Pirrazoli (Projet DISCOBOLE, 2006) indiquent les surcotes instantanées suivantes :

- À Boulogne-sur-Mer :
 - 1,80 m pour une période de retour de 10 ans
 - 2,10 m pour une période de retour de 50 ans
 - 2,20 m pour une période de retour de 100 ans
- à Dunkerque :
 - 1,80 m pour une période de retour de 10 ans
 - 2,15 m pour une période de retour de 50 ans
 - 2,25 m pour une période de retour de 100 ans

En ce qui concerne les niveaux extrêmes, les cartes de l'étude de B. Simon du SHOM (2008) indiquent pour différents ports et des périodes de retour de 10, 20, 50 et 100 ans :

Tableau 3-11 : Niveaux extrêmes de pleine-mer (en m IGN 69) pour différentes périodes de retour

Ports	Réf. IGN 69 / CM	Période de retour			
		10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Boulogne-sur-Mer	-4,388	5,55	5,63	5,75	5,83
Calais	-3,459	4,72	4,80	4,90	4,97
Dunkerque	-2,693	4,42	4,50	4,63	4,74

Ces valeurs ont été obtenues graphiquement à partir des courbes du cédérom « Statistiques des niveaux marins extrêmes de pleine mer Manche et Atlantique » (© CETMEF/SHOM 2008) :

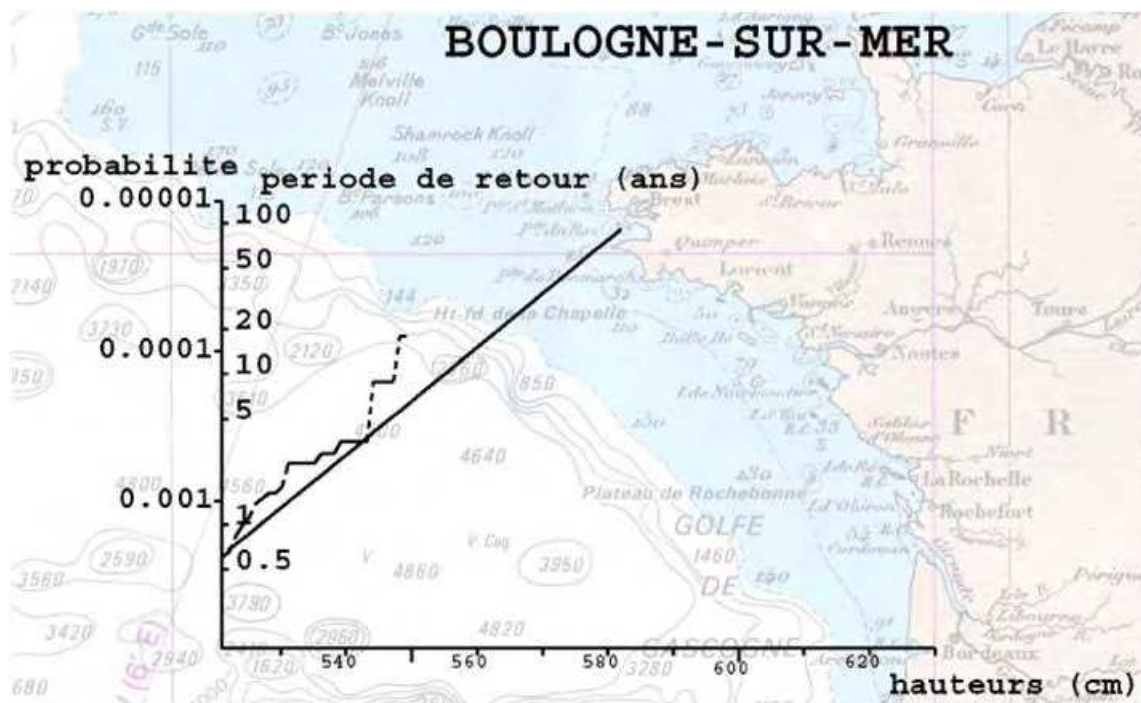


Figure 3-12 Période de retour des hauteurs de plaines mers à Boulogne-sur-Mer par rapport à l'IGN 69 (© CETMEF/SHOM 2008)

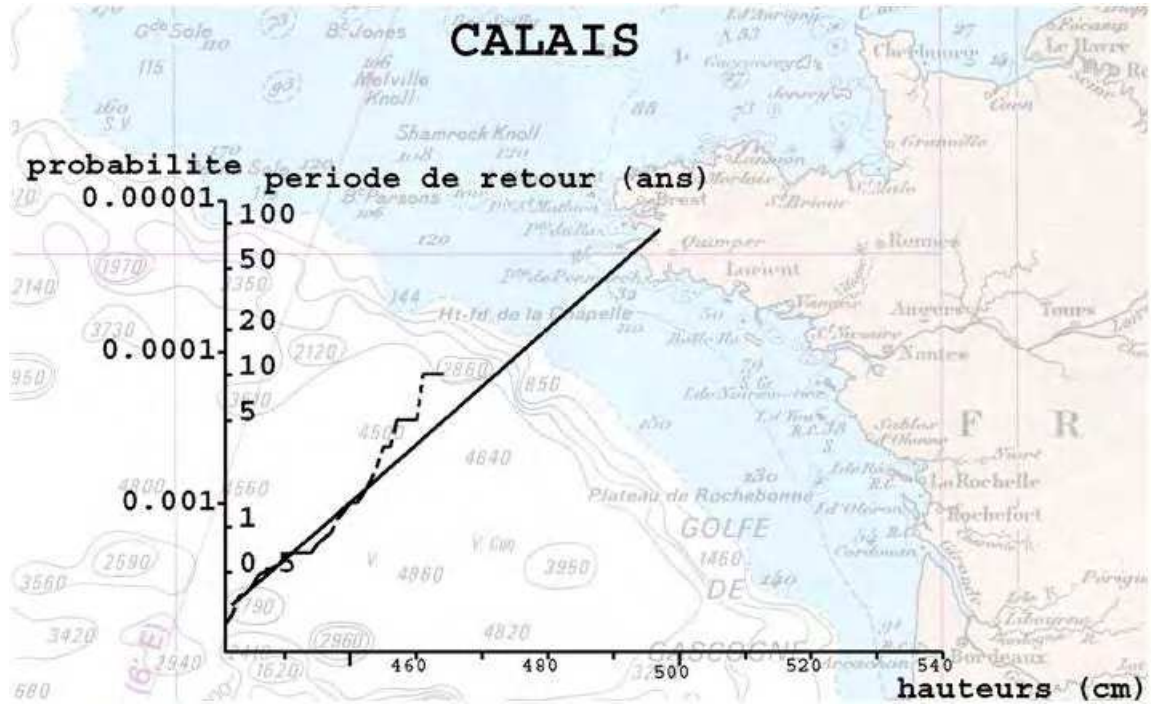


Figure 3-13 Période de retour des hauteurs de plaines mers à Calais par rapport à l'IGN 69 (© CETMEF/SHOM 2008)

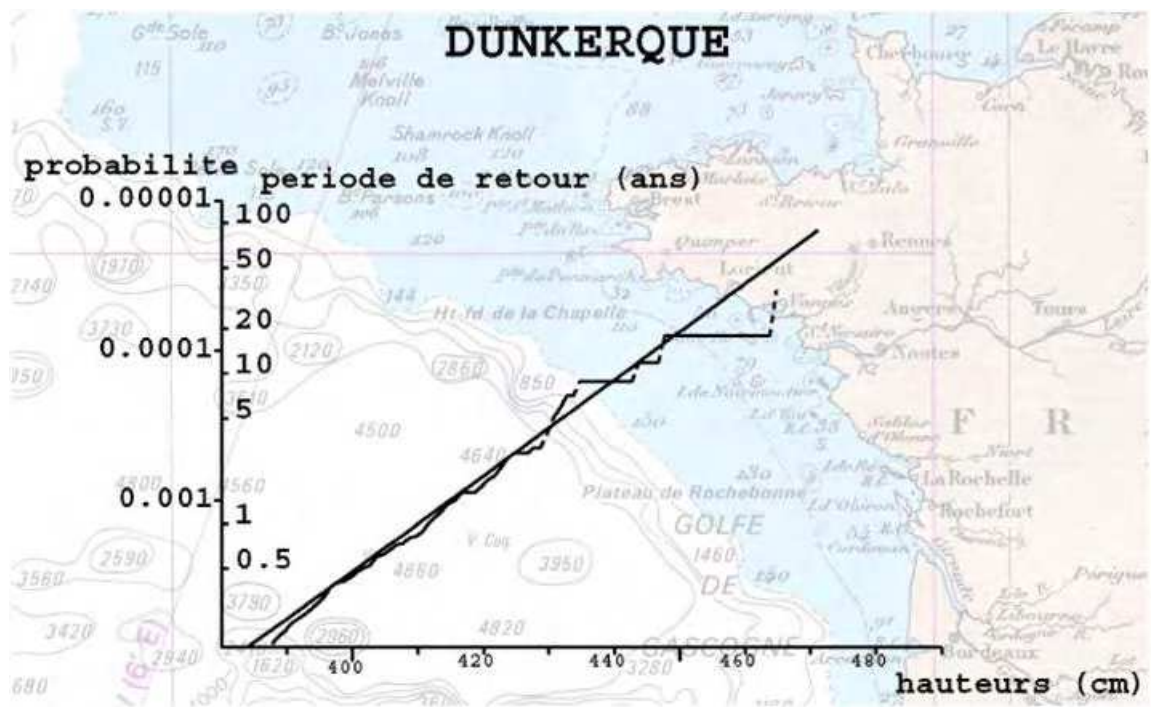


Figure 3-14 Période de retour des hauteurs de plaines mers à Dunkerque par rapport à l'IGN 69 (© CETMEF/SHOM 2008)

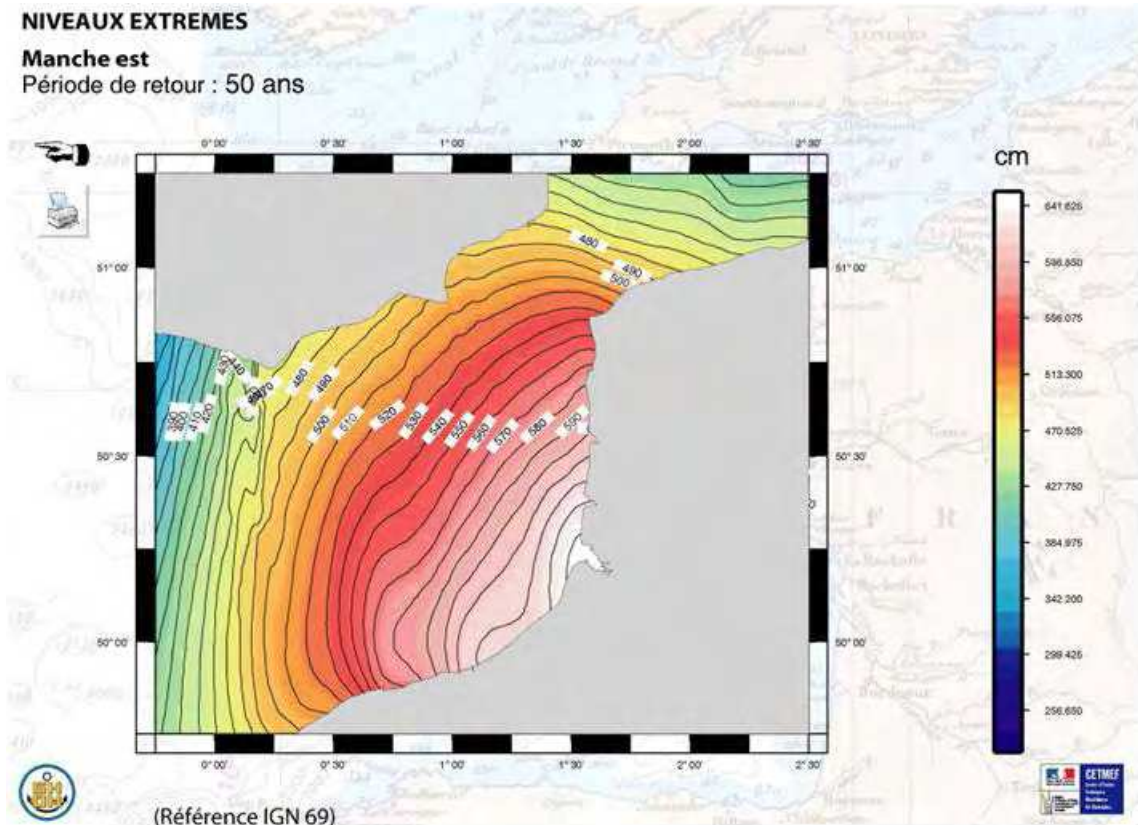


Figure 3-15 Cartographie des niveaux extrêmes de période de retour 50 ans sur la Manche Est et Mer du Nord par rapport à l'IGN 69 (© CETMEF/SHOM 2008)

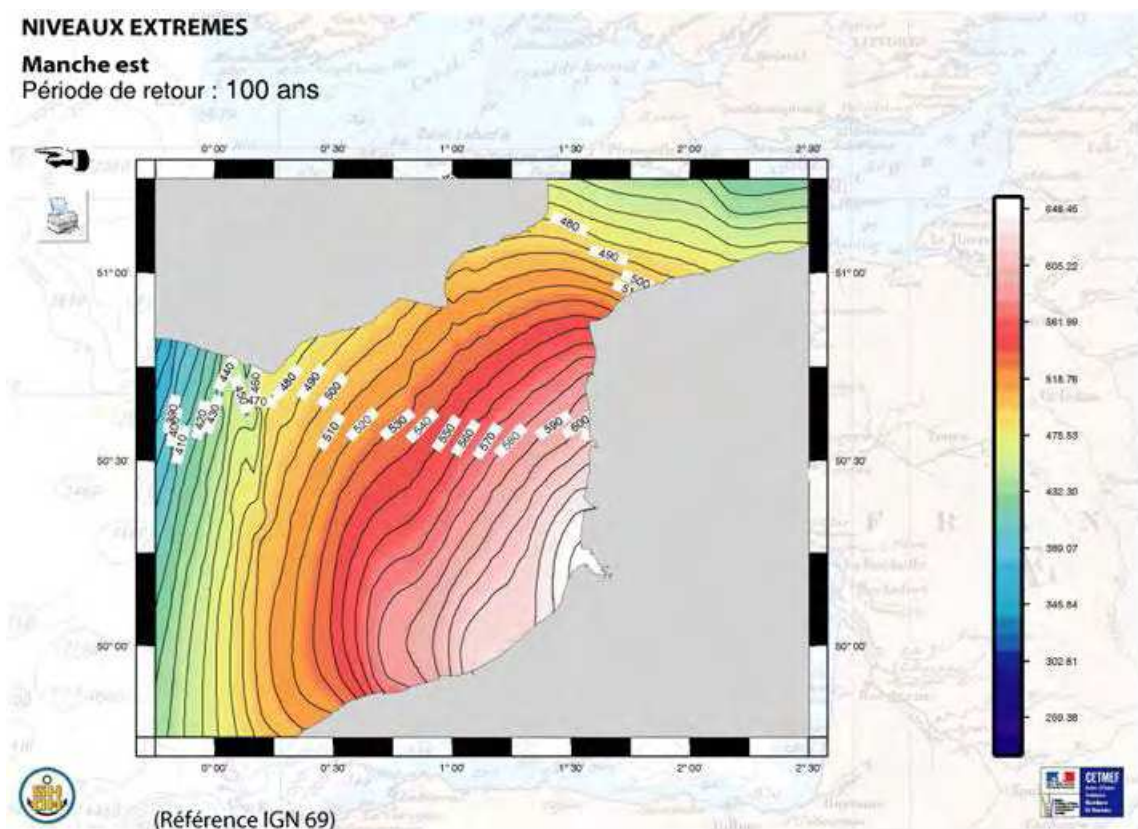


Figure 3-16 Cartographie des niveaux extrêmes de période de retour 100 ans sur la Manche Est et Mer du Nord par rapport à l'IGN 69 (© CETMEF/SHOM 2008)

4 EROSION DU LITTORAL DU NORD - PAS DE CALAIS

L'évolution du trait de côte de l'ensemble de la côte du Nord – Pas de Calais, en l'absence de toute intervention anthropique nouvelle, est examinée à une échéance à 100 ans, définie ici comme correspondant au long terme.

L'approche utilisée pour déterminer l'évolution du trait de côte du Nord Pas de Calais est l'approche historique, qui consiste en une analyse diachronique de documents cartographique, en l'occurrence, de photographies aériennes et d'images satellites à différentes dates.

La côte du Nord Pas de Calais est continuellement soumise à l'action d'agents naturels d'origine météorologique et marine qui progressivement modifient le paysage littoral. Ces agents morphodynamiques – principalement les vents, les houles et la marée – possèdent des caractéristiques spécifiques résultant directement de la situation géographique du Nord Pas de Calais et sont directement sous l'influence des conditions atmosphériques et marines provenant de la Mer du Nord et de La Manche. A l'échelle du court terme, la variabilité des agents morphodynamiques décrits au paragraphe 3 peut être déduite à partir des mesures effectuées, en grande partie, depuis les années 80. A l'échelle du long terme, la variabilité de ces agents présente un degré d'incertitude tel qu'il n'est possible de proposer qu'un scénario d'évolution du trait de côte à cette échelle. Les incertitudes concernant la position du trait de côte à l'échéance de 100 ans sont très fortes.

Le travail présenté dans cette étude a pour objet de déterminer l'aléa érosion du littoral. L'attention a donc été portée aux zones présentant un recul du trait de côte.

4.1 Données disponibles

4.1.1 Traits de côte

Le trait de côte est dans cette étude défini comme le lieu de discontinuité morphologique caractéristique de la limite probable atteinte par la mer sur la côte (talus d'érosion, pied de dune, limite de végétation de la plage, laisse des pleines mers de vives eaux exceptionnelles, bermes de tempête...). Cette limite morphologique présentant un intérêt pour le suivi de l'évolution physique des côtes. Cette définition du trait de côte correspond à celle du Conseil National de l'Information Géographique (2003).

Toutefois il apparaît d'une manière générale que la limite interprétée entre les domaines terrestre et marin sur l'orthophotographie littorale mériterait peut-être plutôt l'appellation de trait de côte « botanique » que « géomorphologique » de par les critères exploitables dans la gamme des résolutions considérées (Le Berre & al. 2005).

Le trait de côte est donc défini de manière pratique comme la limite de végétation en raison de la possibilité de la distinguer sur des photographies aériennes en noir et blanc et de faible résolution ou de faible qualité

Cette définition permet ainsi d'analyser l'ensemble des données photographiques suivant le même traitement.

Les traits de côte disponibles sont les suivantes :

- 1930 – trait de côte digitalisé par DHI à partir des photos aériennes 1930-1932 ortho rectifiées, fournies par la DREAL
- 1947 – trait de côte du CETE
- 1966 – trait de côte traité par DHI à partir d’image satellite US Spy image
- 1984 - trait de côte traité par DHI à partir d’image satellite Landsat TM
- 1995 - trait de côte traité par DHI à partir d’image satellite SPOT
- 2000 - trait de côte traité par DHI à partir de photo aérienne géoréférencées
- 2006 - trait de côte traité par DHI à partir de photo aérienne géoréférencées

La position de ces différents traits de côtes est comparée entre elle afin de d’appréhender la dynamique du littoral. Le but de cette méthode étant de projeter le trait de côte à 100 ans, le trait de côte le plus ancien et le trait de côte de plus récent disponible sont comparés afin de s’absoudre des variations saisonnières et d’en déduire une tendance et une vitesse d’évolution du trait de côte.

La qualité et l’incertitude des traits de côte est un facteur essentiel de cette étude. Ainsi, si la marge d’erreur du trait de côte de 2006 est faible du fait de la qualité des images aériennes et de la projection, cela n’est pas le cas pour le trait de côte de 1930. La qualité des images et la correction de la projection est une source importante d’erreur.

Les photographies aériennes de 1930 ont été corrigés site par site en fonction de points de repères disponibles, souvent peu nombreux.



Figure 4-1 : exemple de défaut de projection des photos aériennes 1930

Le trait de côte a été défini comme la limite de végétation notamment en raison de la difficulté de distinguer la limite de sable sec sur les photos de 1930 qui sont en noir et blanc et de faible résolution.

Les figures suivantes (*cf.* Figure 4-2, Figure 4-3 et Figure 4-4) présentent un exemple du travail de digitalisation et d’analyse de l’évolution du trait de côte sur les dunes du Fort

Vert. L'avancée maximum du trait de côte est de plus de 300 m sur cette portion du littoral sur 76 ans, soit un taux d'accrétion annuel pouvant aller jusqu'à 4 m/an.

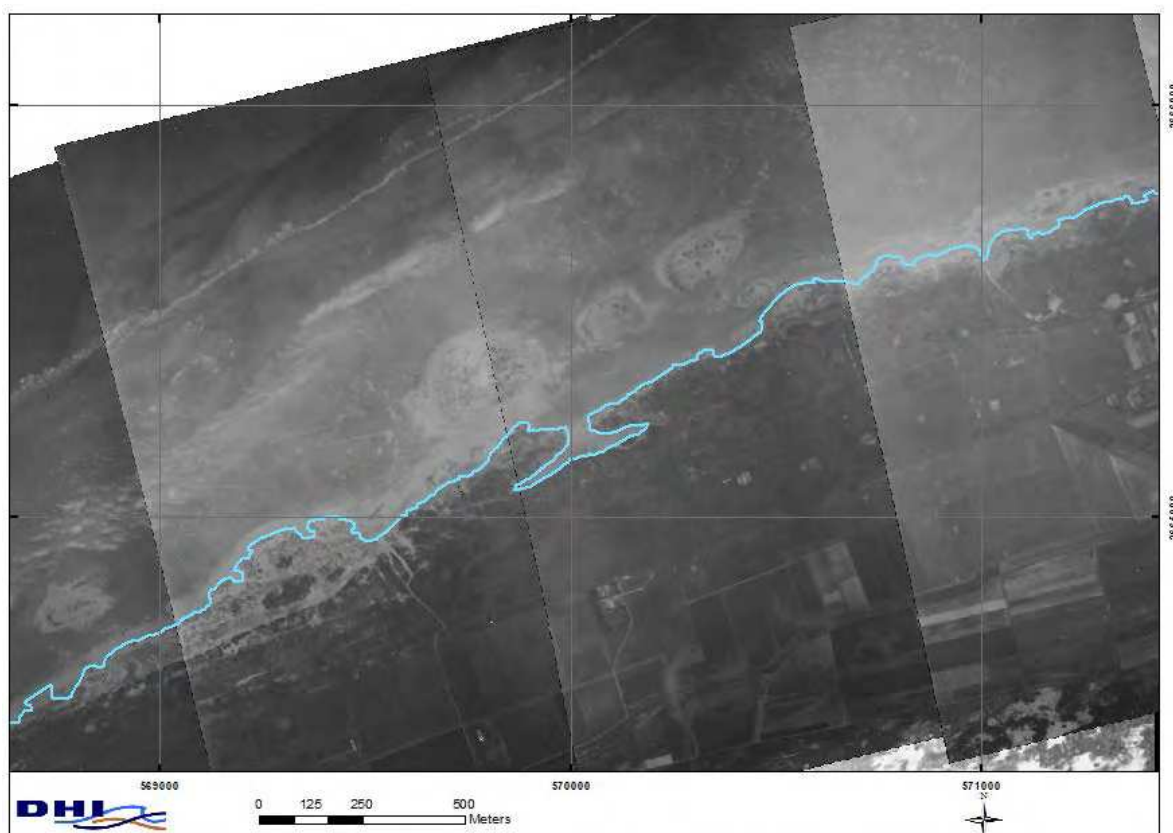


Figure 4-2 Digitalisation du trait de côte de 1930 des dunes du Fort Vert.



Figure 4-3 Digitalisation du trait de côte de 2006 des dunes du Fort Vert.

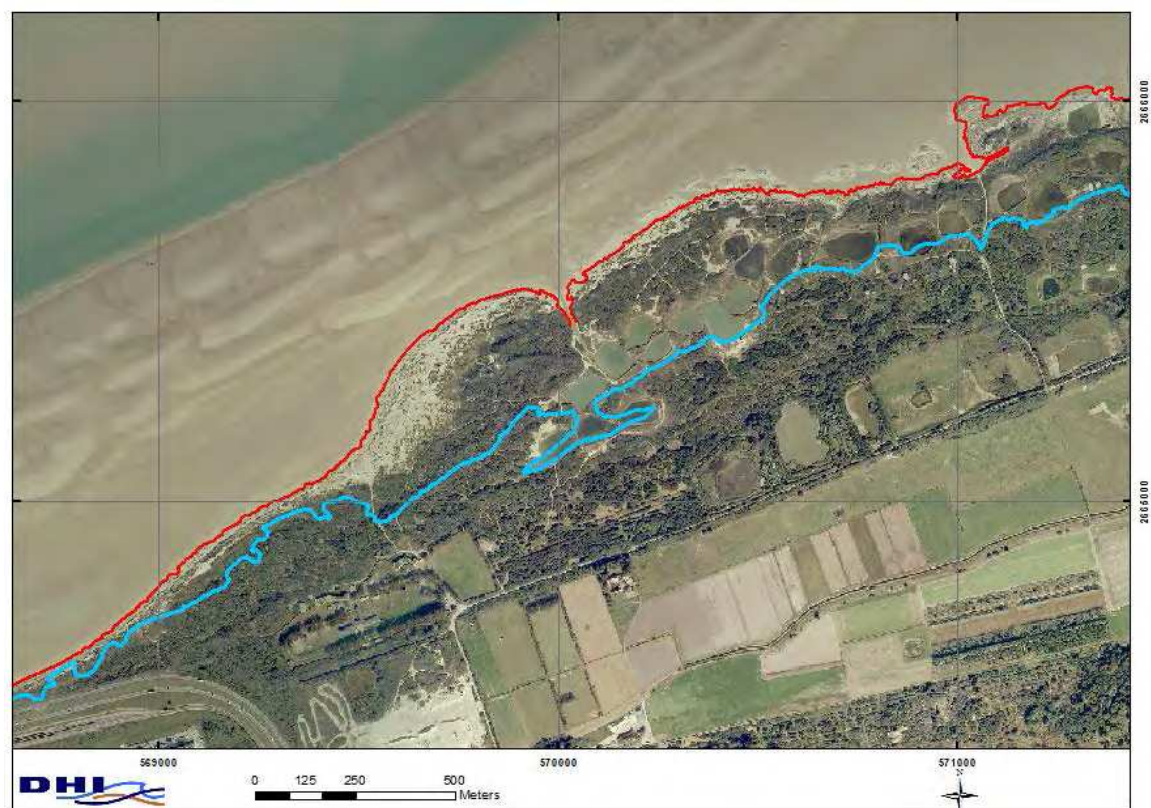


Figure 4-4 Synthèse de l'évolution du trait de côte des dunes du Fort Vert entre 1930 et 2006.

4.1.2 Publications scientifiques

L'évolution du trait de côte du Nord-Pas-de-Calais a fait l'objet de nombreuses études plus ou moins localisées. Ainsi, les publications et thèses ci-dessous, présenté par site, ont été consultées.

Littoral Nord-Pas de Calais

Chaverot, S. 2006. *Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 266 p*

Aernouts, D. 2005. *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France. Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 195 p*

DHORME, J-P. *Evolution du trait de côte et zone sensible. Séminaire « Etude intégrée du littoral », Ambleteuse, 19 et 20 septembre 1985*

Briquet, A. Les dunes littorales. *Annales de géographie*. 1923, t. 32, n°179. pp 385-394

Meurisse, M., Van Vliet-Lanoe, B., Talon, B. Recourt, P., *Complexe dunaire et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France, 2005*

Estuaire de l'Authie

Dobroniak, C. 1999. *Les progrès de la sédimentation dans un estuaire de type picard : l'estuaire de l'Authie (Nord-Pas-de-Calais). Méditerranée, Tome 93, 4-1999. Dynamiques naturelles et gestion des espaces littoraux. pp65-68.*

Le Touquet

Gaillot, S. et Chaverot, S. 2001. *Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas-de-Calais) en France. Géomorphologie : reliefs, processus, environnement, 1, 47-54*

Wissant

Aernouts, D. et Héquette, A., 2006. L'évolution du rivage et des petits fonds en Baie de Wissant pendant le XX^e siècle, Pas-de-Calais, France. *Géomorphologie : relief, processus et environnement, 1, p. 49-64.*

Clabaut, P., Chamley, H., Beck, C. *Etude sédimentologique du littoral de Wissant. Séminaire « Etude intégrée du littoral », Ambleteuse, 19 et 20 septembre 1985*

Falaise du Cap Gris-Nez

Pierre, G., 2006, Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France), *Geomorphology, 73, pp. 64-77.*

Sangatte/Calais

Héquette, A. et Aernouts, D., 2010. The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France. *Continental Shelf Research, 30, p. 1349-1361.*

Rufin-Solers, C., Héquette, A. & Gardel, A. (2008). Assessing the vulnerability of coastal lowlands to marine flooding using LIDAR data, Sangatte coastal dunes, northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, 52 (3), p. 195-211.

Deboult, P., Les homes et la lutte contre l'érosion côtière sur le littoral de Sangatte (Pas-de-Calais, France), *Revue de géographie de Lyon*, Vol. 74 n°1, 1999. pp65-74

Chaverot S., Hequette A., Cohen O., Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of 20th century. *Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, 52 (3), p. 1-20.

Dunkerque/Malo les bains

Maspataud, A., Ruz, M.H. et Héquette, A. (2011) Storm-driven shoreline evolution on a macrotidal coast : short- to medium-term variability : A case study on the northern coast of France. *Coastal Sediments '11. 7th Int. Symp. Coastal Eng.*, Miami, USA, 2011.p. 927-940. ISBN-13978-981-4355-55-1.

Oblinger A., « *Caractérisation morphodynamique des sites de Malo-les-Bains et de Calais Hoverport, Nord de la France : spécificités de deux sites macrotidaux originaux du sud de la mer du Nord.* », thèse de Doctorat de l'Université du Littoral Côte d'Opale, décembre 2008, 178 pp.

Oblinger A., Anthony E.J., *Wave attenuation and intertidal morphology of mutlibarre macrotidal beach behind a breakwater, Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, 52 (3), p. 167-177.

Hardelot

Chaaban, F., &all SIG et modélisation hydrogéologique littorale : application à la plage d'Hardelot (Pas-de-Calais, France), 2010 9p

Chaaban, F., &all Using ArcGis Model builder and aerial photographs to measure coastline retreat and advance : North of France. *Journal of Coastal research*, 2012

Wimereux

Meur-Ferc, C., Morel, V. L'érosion sur la frange cotière : un exemple de gestion des risques, , *Nature Sciences sociétés* 12 , 263-273, 2004

Canche

Picouet M., L'estuaire de la Canche : un modèle picard rajeuni. *Norais* n°159, 1993 pp.443-456

Syndicat mixte pour le SAGE de la canche, Préfiguration du contrat de la Canche, comité d'expert, 6 mai 2010

Chamley Hervé, Despeyroux Yves (1982). *ESTUAIRES (Aa-Canche-Authie-Somme) - Chapitre II : Sédimentologie.* <http://archimer.ifremer.fr/doc/00082/19353/>

Ces publications scientifiques contribuent à la compréhension des phénomènes souvent complexes propres à chaque site d'évolution du trait de côte. Elles permettent ainsi, à de plus petites échelles, de disposer de données autres que les traits de côte historiques déterminés par les photos aériennes. La thèse de Sylvain Chaverot a ainsi permis sur une grande partie du littoral étudié de justifier les tendances et de vérifier les ordres de grandeur de l'évolution du trait de côte.

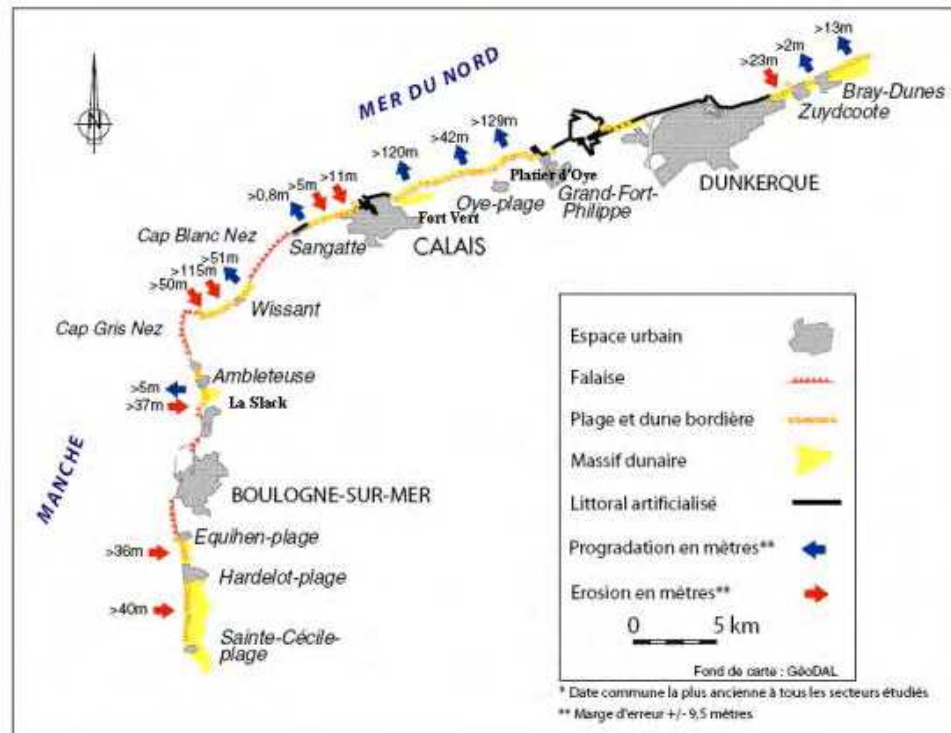


Figure 4-5 : Evolution du trait de côte du littoral de la Côte d'Opale entre 1963 et 2000 (source: thèse de S. Chaverot, 2006)

4.2 Méthodologie

La méthodologie utilisée dans le cadre de cette étude est la méthode des points extrêmes, qui consiste à diviser la distance entre la position du trait de côte entre deux dates extrêmes, en l'occurrence entre 1930 et 2006. On en déduit ainsi une vitesse d'évolution du trait de côte. Cette évolution est ensuite projetée à 100 ans.

Cette méthode permet de ne pas prendre en compte les variations à court terme du trait de côte.

La méthodologie se décompose en étape tel que :

- Détermination des points pivots sur le trait de côte récent
- Squelettisation d'un trait de côte à partir de ces points
- Détermination de la vitesse et de la direction d'évolution du trait de côte à partir du trait de côte ancien
- Projection des points pivots en fonction de la vitesse d'évolution et de la direction à l'horizon 100 ans
- Squelettisation du trait de côte projeté à l'horizon 100 ans

Les figures suivantes illustrent la méthode :



Figure 4-6 : détermination des points remarquables sur le trait de côte 2006



Figure 4-7 : squelettisation du trait de côte 2006

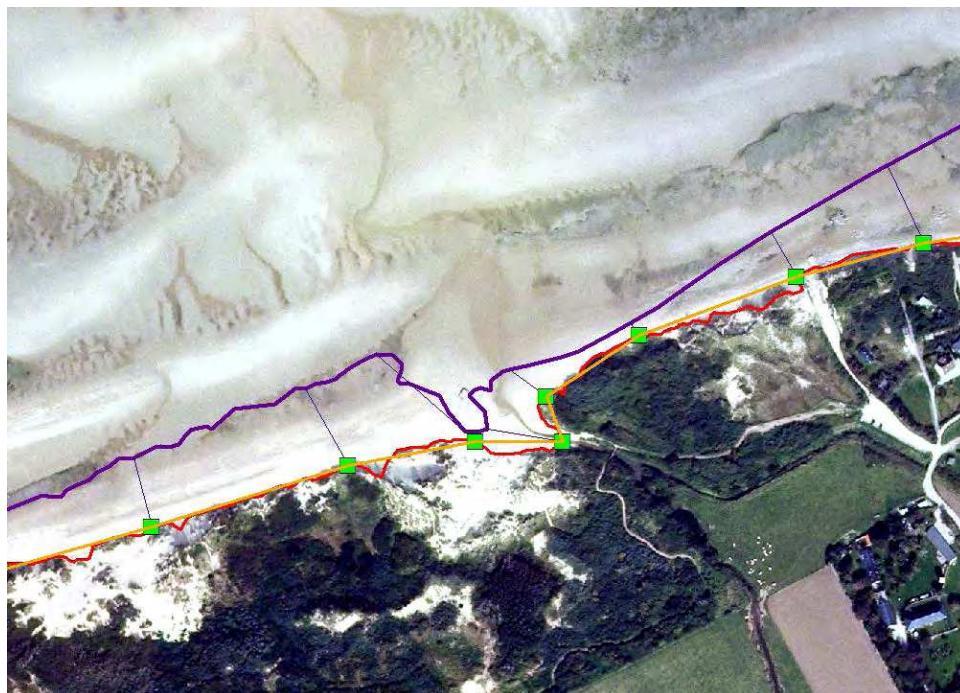


Figure 4-8 : détermination de la vitesse et de la direction de l'évolution du littoral à partir du trait de côte 1930

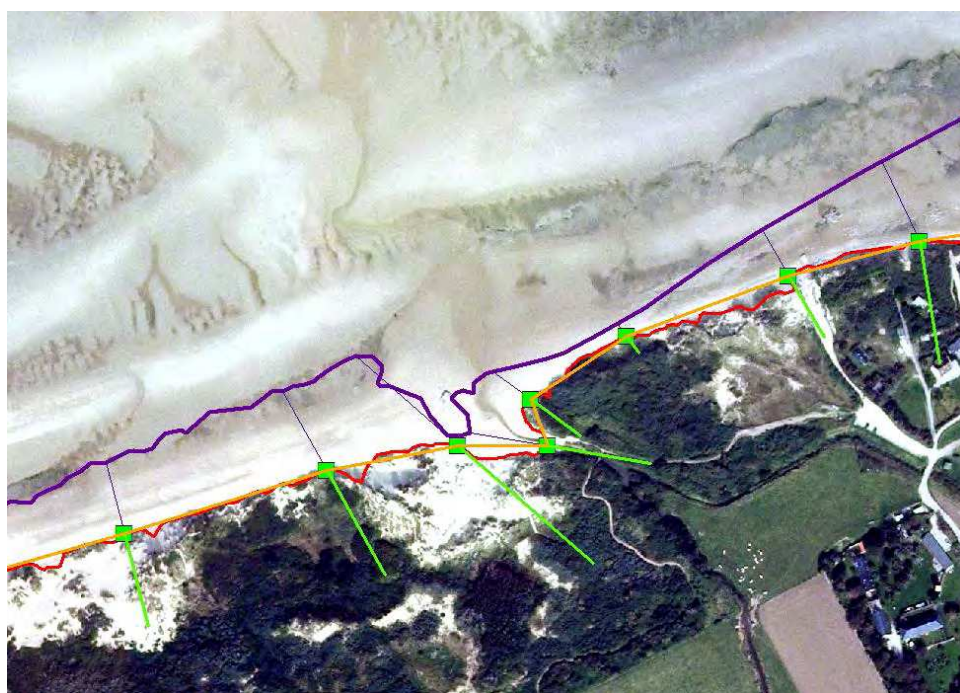


Figure 4-9 : projection du trait de côte à l'horizon 100 ans

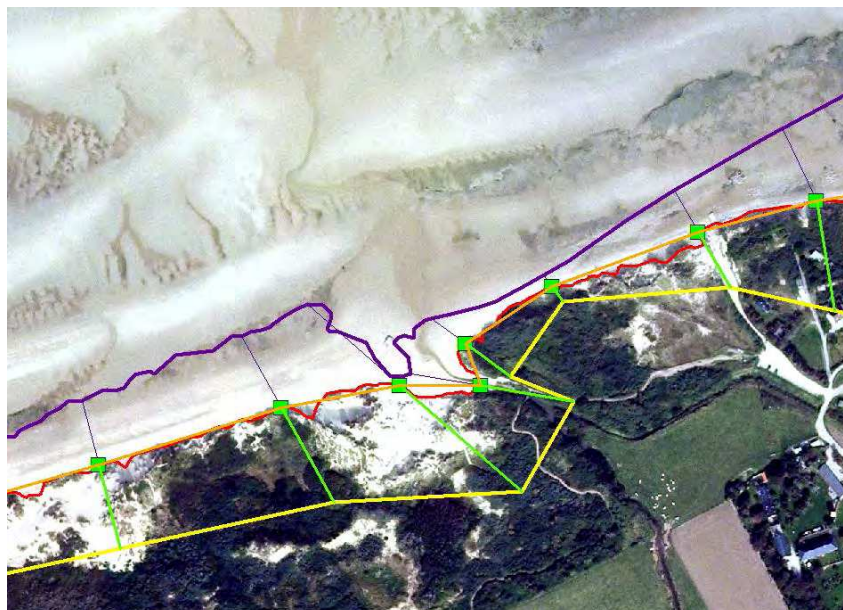


Figure 4-10 : squelettisation du trait de côte à l'horizon 100 ans

La détermination de l'évolution du trait de côte dans les estuaires de l'Authie et de la Canche passe par une approche géomorphologique. Il est en effet difficile de projeter le trait de côte à 100 ans dans ces estuaires du fait de la dynamique périodique de leur évolution. L'approche géomorphologique associe l'analyse des traits de côte historiques, la dynamique hydrosédimentaire des estuaires et la géologie de la côte afin de déterminer une tendance d'évolution. L'incertitude de l'évolution du trait de côte reste cependant importante.

La projection du trait de côte à 100 ans au niveau des ouvrages longitudinaux est réalisée en prenant en compte l'évolution du trait de côte en amont et en aval. Ces ouvrages ayant un impact fort sur la dynamique sédimentaire amont et aval, l'incertitude est également importante au niveau de ces ouvrages. On notera que l'impact des ouvrages de type brise-lame et épi ne sont pas pris en compte dans l'évolution du trait de côte du fait de leur mise en place récente par rapport à la période étudiée (76 ans).

4.3 **Limite de la méthode et incertitude**

La détermination de l'aléa érosion est porteuse de nombreuses incertitudes liées à la fois aux données utilisées pour définir le taux d'évolution et à la projection de ce taux à l'échéance 100 ans.

Incertitudes liés aux données utilisées pour définir le taux d'évolution

Les traits de côte historiques sont digitalisés sous ArcGIS 10.1 manuellement à partir des photographies aériennes géoréférencées. Cela induit 2 types d'incertitudes :

- Incertitudes liées au géoréférencement des photographies aériennes. Cela prend en compte l'erreur Root Mean Square (RMS) engendrée par la correction des photographies aériennes, ainsi que la marge d'incertitude du positionnement des amers sur l'image à géoréférencer et sur l'orthophoto de référence (IGN-2006).
- Incertitudes liées à la digitalisation du trait de côte. Même lorsque la limite de végétation est facilement identifiable, la digitalisation manuelle du trait de côte est malgré tout soumise à une marge d'incertitude.

Année	date du cliché	résolution en m	Incertitude lié au géoréférencement en m	Incertitude lié à la digitalisation en m	Incertitude du tait de côte
1930	-	0.25	20.00	5.00	20.6
1966	20/10/1966	3	10.00	5.00	11.2
1984	30/10/1984	30	21.00	15.00	25.8
1995	10/03/1995	10	6.00	5.00	7.8
2000	-	0.5	-	1.00	1.0
2006	-	0.5	-	1	1.0

Tableau 4-1: quantification de l'incertitude des traits de côte historiques

L'incertitude totale d'un trait de côte historique correspond donc à :

- + Incertitude du géoréférencement,
- + Incertitude de la digitalisation,
- + Incertitude du repérage des amers de l'orthophoto IGN 2006 servant de référence aux coordonnées des amers.

L'incertitude entre deux traits de côte va correspondre alors à:

$$\text{Incertitude} = \frac{\sqrt{(\text{IncerA})^2 + (\text{IncerB})^2}}{\text{annéeA} - \text{annéeB}}$$

L'évolution issue de la comparaison des traits de côte de 1930 et de 2006 va donc induire une marge d'incertitude importante de l'ordre de +/-0.27 m/an.

Incertitudes liées à la projection d'un trait de côte à 100 ans

A partir du taux d'évolution calculé, il est demandé d'extrapoler les zones en érosion à l'échéance 100 ans. Cette extrapolation est soumise à d'importantes incertitudes.

Il est ainsi communément admis que, pour obtenir des résultats fiables, le laps de temps de référence devrait être au moins le double de celui pour lequel le scénario d'évolution à venir est proposé (Impact du changement climatique sur le patrimoine du Conservatoire du littoral - Scénarios d'érosion et de submersion à l'horizon 2100 - C. CLUS-AUBY, R. PASKOFF et F. VERGER). Disposant de traits de côte espacés de 76 ans, une prévision séculaire est donc soumise à de forte incertitude.

En effet, à l'échéance de 50 à 100 ans, la variabilité des vents présente un degré d'incertitude trop important pour permettre des prévisions précises de son évolution. A l'échelle du moyen et long terme, l'évolution du climat de houle ne peut pas être quantifiée de manière suffisamment fiable. Egalement à l'échelle de 50 à 100 ans, l'évolution séculaire du niveau de la mer peut devenir un paramètre significatif pour la stratégie des protections côtières. La variabilité de son évolution – la vitesse de remontée globale du niveau d'eau – présente, néanmoins, un degré d'incertitude moins important et peut ainsi être quantifiée.

Afin de cerner l'impact sur la vie du littoral des deux agents difficilement prévisibles (la houle et le niveau d'eau), une évaluation de l'évolution du climat de houle à moyen et long terme et de l'évolution du niveau de la mer à long terme est présentée ci-après.

Il convient de préciser que le climat de houle est impératif pour la définition de la dynamique littorale puisque l'évolution du trait de côte est directement liée à l'évolution du climat de houle. Bien que pouvant moduler les tendances de mobilité du trait de côte, l'évolution du niveau de la mer a surtout un enjeu fort par rapport aux risques de submersion des zones côtières.

D'après les enregistrements de niveau de la mer de très longue durée réalisés à Brest (de 1807 à nos jours), les mouvements relatifs de la mer par rapport à la terre sont très faibles : de l'ordre de 0,3 mm/an de 1807 à 1890, et de 1,2 mm/an de 1890 à 1981 (Teisson, 1991). Ce dernier chiffre est très voisin de l'estimation récente (Pirazzoli, 1989) de la composante eustatique (globale) de ces mouvements. Le littoral du Nord Pas de Calais est particulièrement touché par cette augmentation du niveau marin. Ainsi il a été observé à Dunkerque depuis le milieu du XXe siècle une augmentation de ce niveau de 1,7mm/an.

Conscient du problème que pourrait poser le changement climatique à l'échelle du globe, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) a pour mission d'évaluer les risques liés au changement climatique d'origine humaine. Ses évaluations sont principalement fondées sur les publications scientifiques et techniques dont la valeur scientifique est largement reconnue. L'une des principales activités du GIEC consiste à procéder, à intervalles réguliers, à une évaluation de l'état des connaissances relatives au changement climatique.

En 2001, les estimations de la composante eustatique de la montée du niveau marin étaient de l'ordre de 40 à 50 cm sur le prochain siècle (IPCC, 2001). A noter que la réévaluation 2007 du GIEC (IPCC, 2007) fait état d'une estimation moyenne comprise entre 28 cm et 43 cm pour 2090-2099 selon le scénario considéré sur la croissance des futures émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols.

Avec une pente moyenne du haut estran de l'ordre de 1/20, quelle que soit la tendance à l'érosion ou à l'accrétion de la zone littorale, cela correspondrait à un recul du trait de côte de l'ordre de 6 à 9 m pour une échéance de 100 ans

5 EROSION DU TRAIT DE COTE

Le territoire d'étude est composé de 5 unités sédimentaires principales bien distinct :

- UG1 de la baie d'Authie à la baie de la Canche,
- UG2 de la baie de la Canche à Boulogne sur Mer
- UG3, de Boulogne sur Mer à Dunkerque Ouest
- UG4, de Dunkerque Ouest à Dunkerque Est
- UG5, de Dunkerque Est à la frontière Belge

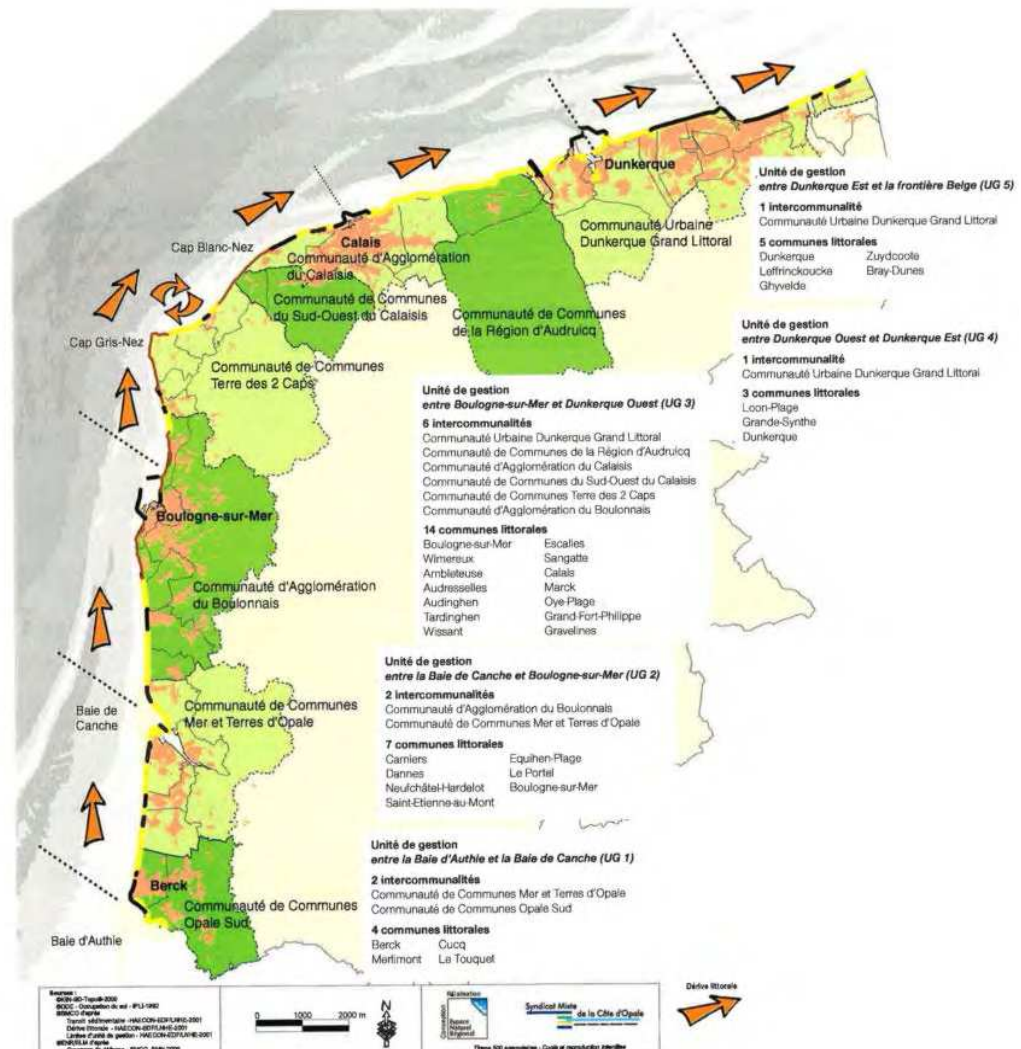


Figure 5-1 : Unités sédimentaires sur le littoral du Nord - Pas de Calais

Le P.L.A.G.E définit ces unités sédimentaires comme des portions indépendantes de littoral ayant un régime cohérent (bilan sédimentaire globalement équilibré) au sein desquels toute intervention aura potentiellement des répercussions sur les secteurs voisins.

5.1 UG1

L'unité de gestion 1 est comprise entre la baie d'Authie au sud et la baie de la Canche au Nord.



Trois sites sont en érosion sur ce secteur :

- La côte Nord de la baie d'Authie
- Les dunes de Merlimont
- Les dunes entre Merlimont et Stella Plage

La baie d'Authie est un estuaire de type Picard qui a fait l'objet d'étude, ce n'est pas le cas des deux autres sites. Ce site est particulièrement complexe. En effet, d'après C. DOBRONIAK, 1999 [6/], la dynamique sédimentaire naturelle de l'estuaire de l'Authie consiste en un colmatage progressif. On assiste ainsi au développement d'une flèche sableuse en rive Sud et d'une érosion en rive Nord.

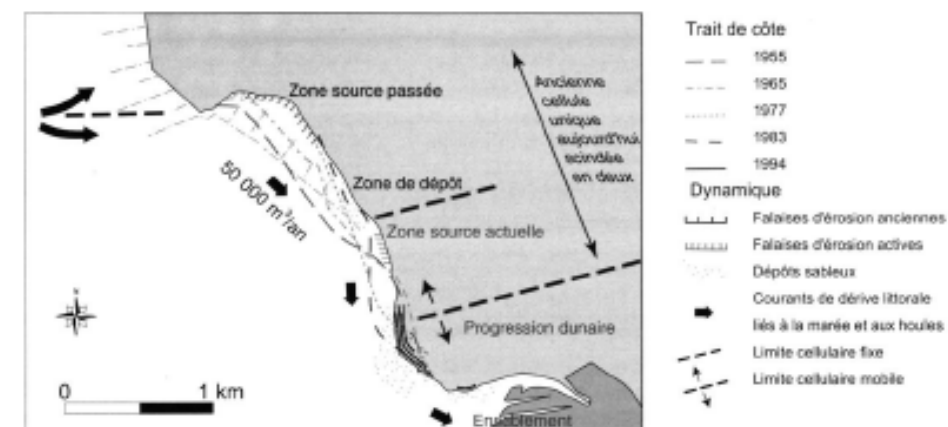
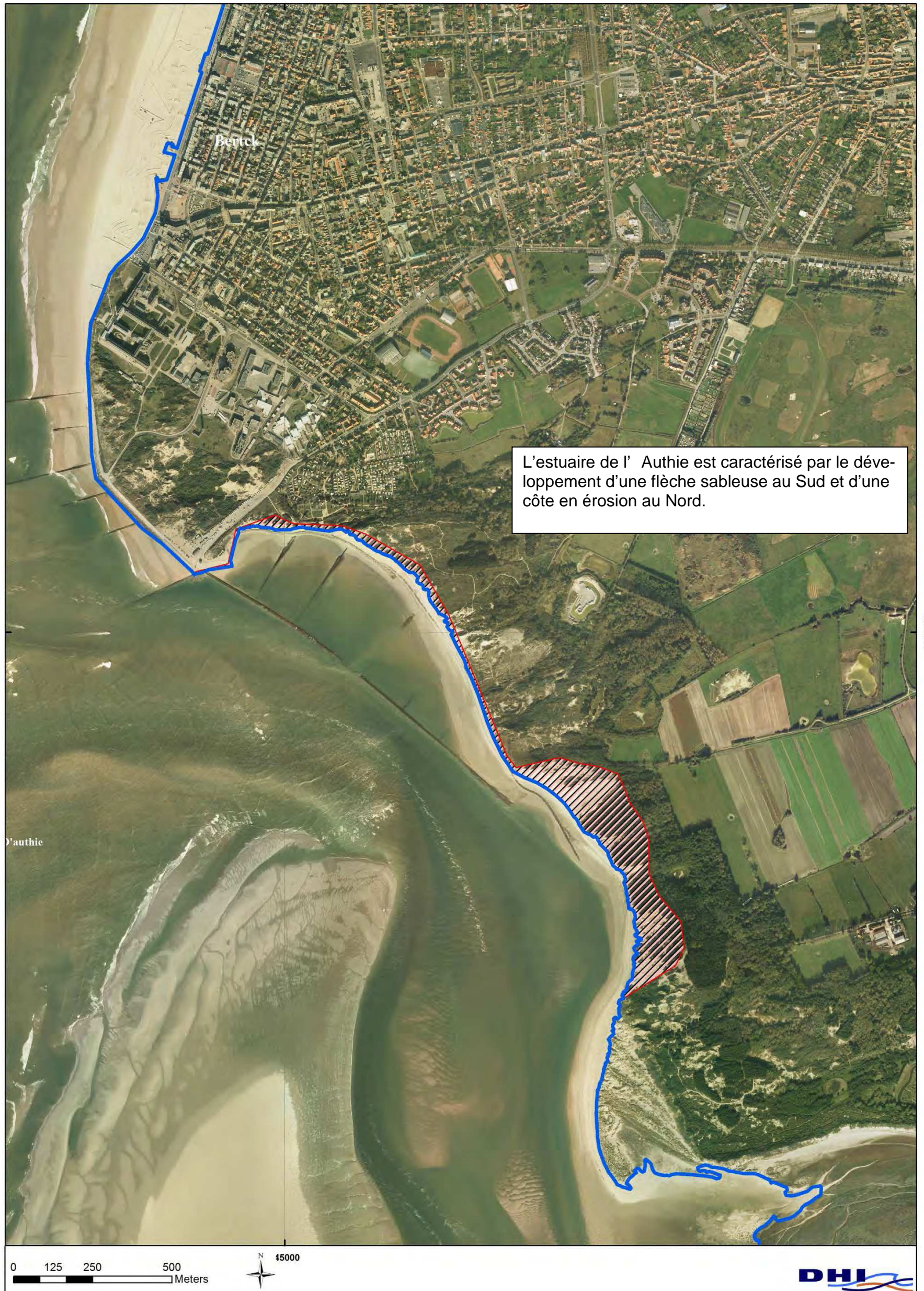
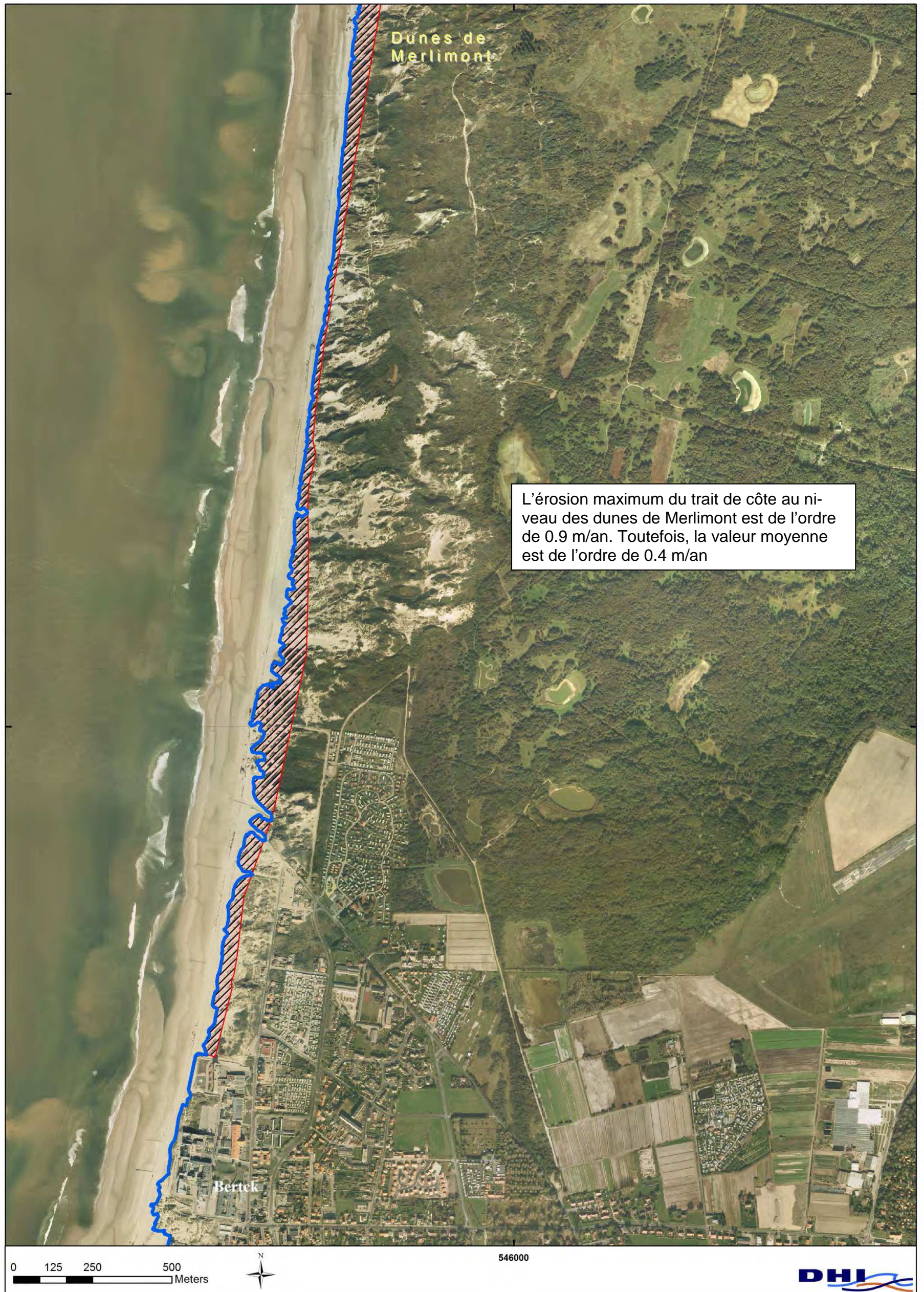


FIG. 4 - EVOLUTION DU TRAIT DE CÔTE DEPUIS 1947 ET SCHÉMA D'ORGANISATION DES SOUS-CELLULES ESTUARIENNES DE LA RIVE NORD DE L'ESTUAIRE DE L'AUTHIE (DOBRONIAK, 1998).

L'évolution du trait de côte de la baie d'Authie est déterminé par une approche géomorphologique, s'appuyant sur les traits de côte historiques, la dynamique estuarienne et la géologie de la zone.







5.2 UG2

L'unité de gestion 2 est délimitée au Sud par l'estuaire de la Canche et au Nord par le Port de Boulogne Sur Mer. Cette unité est composée de trois massifs dunaires : le massif du Mont Saint-Frieux, les dunes du Chevalier Sansot et les dunes d'Ecault.



Cette unité de gestion est assez peu étudiée. Toutefois, une publication récente de F. Chaaban [19/] présente une comparaison des trait de côte entre l'estuaire de la Canche et Equihen.

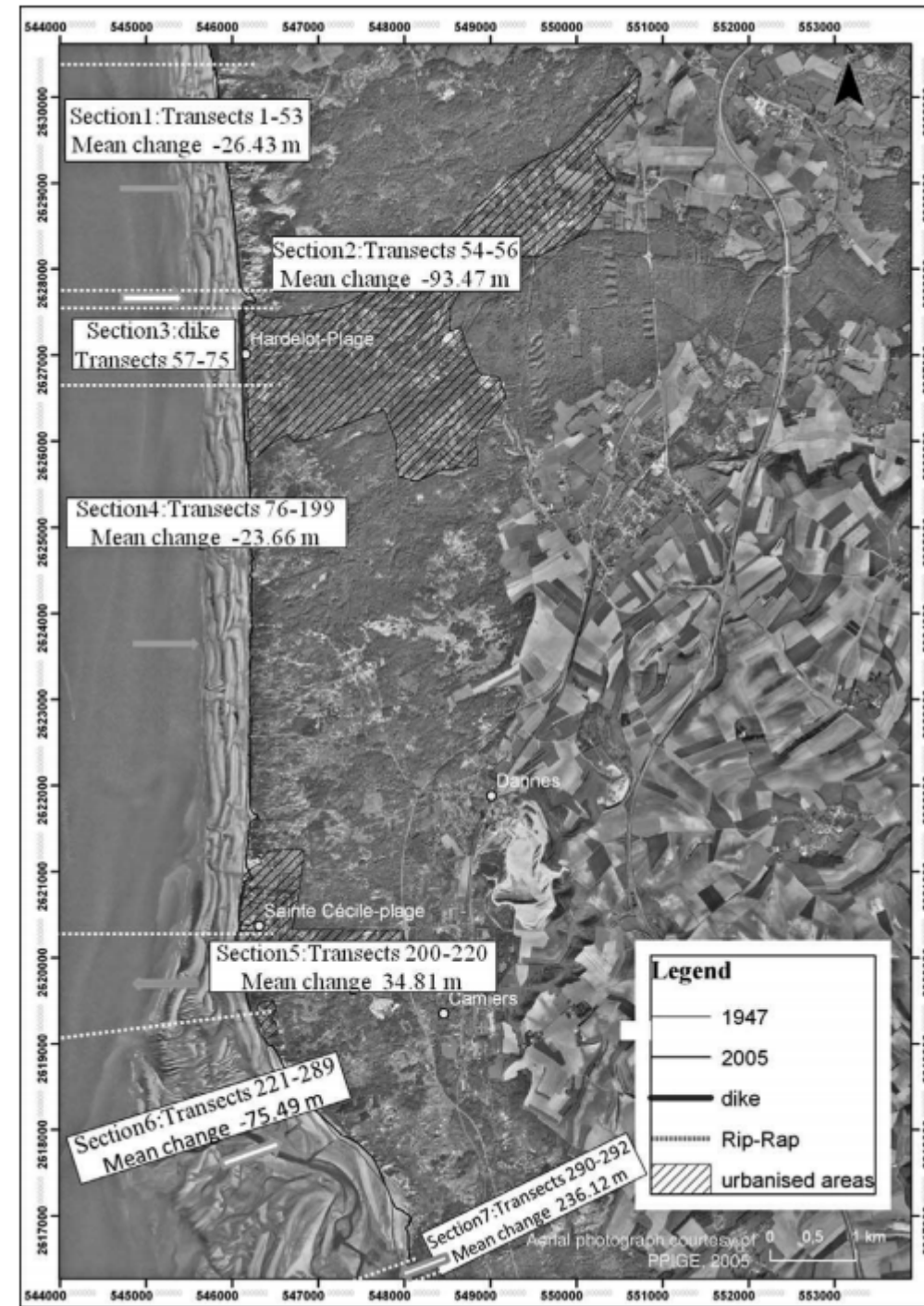
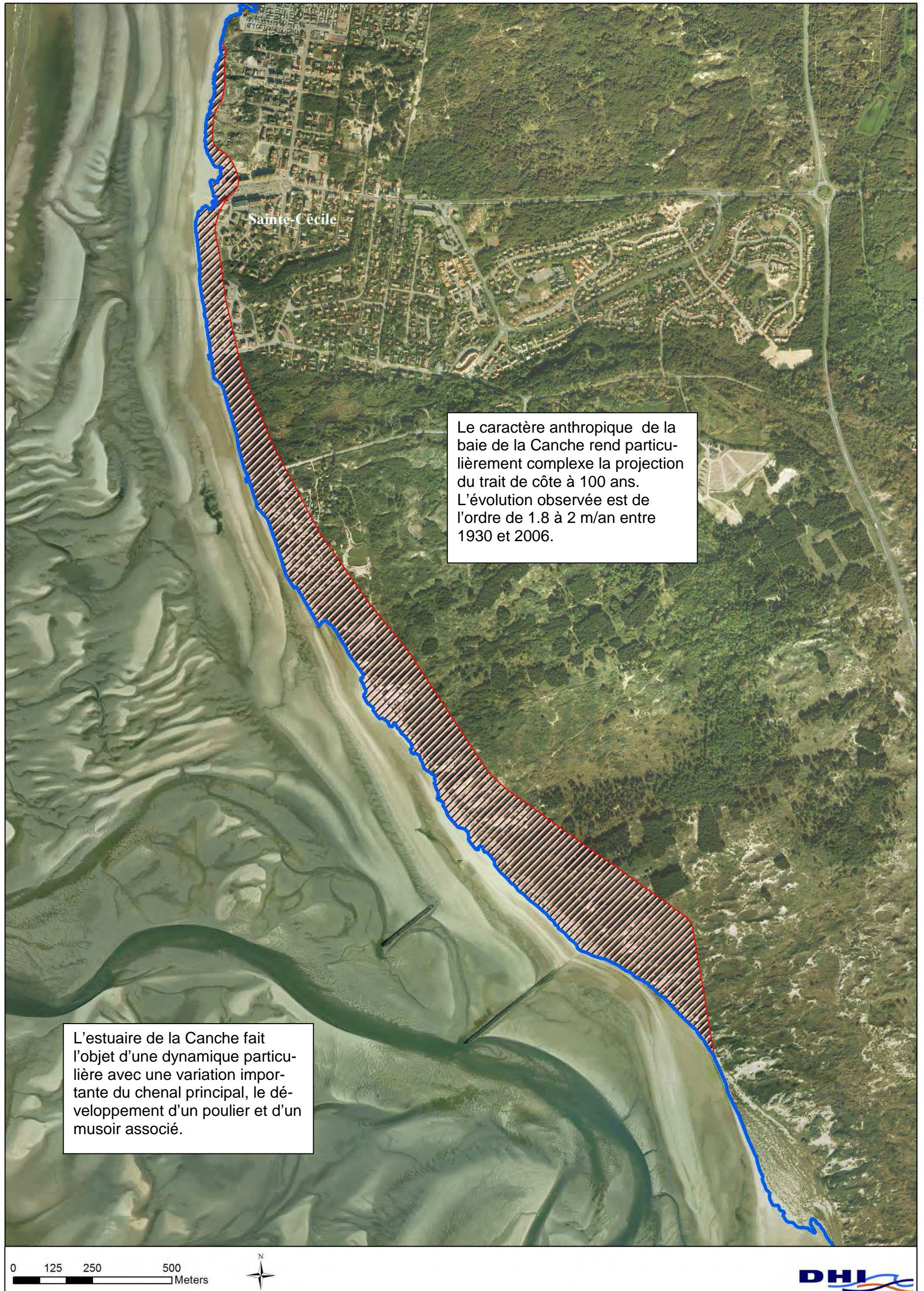
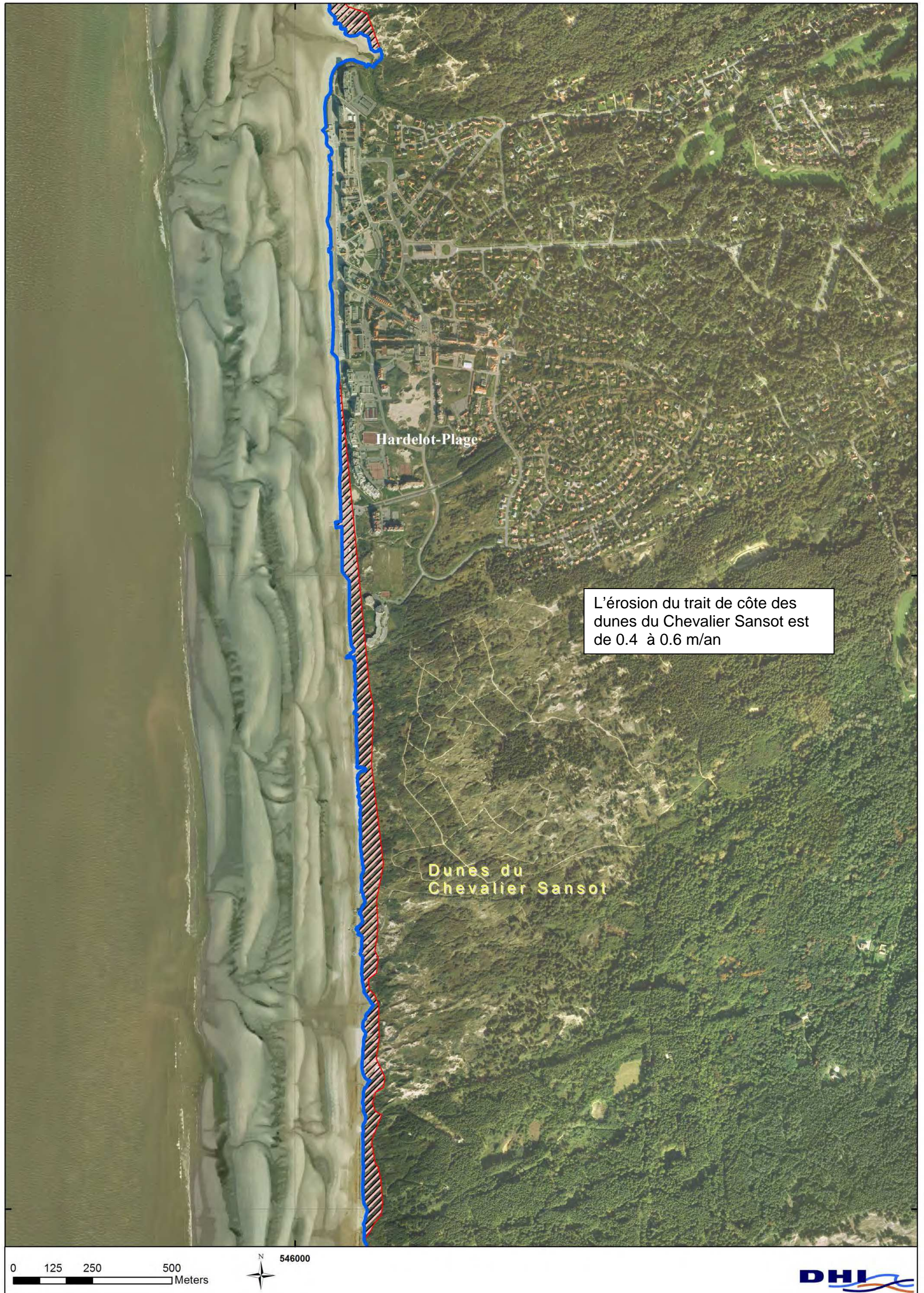


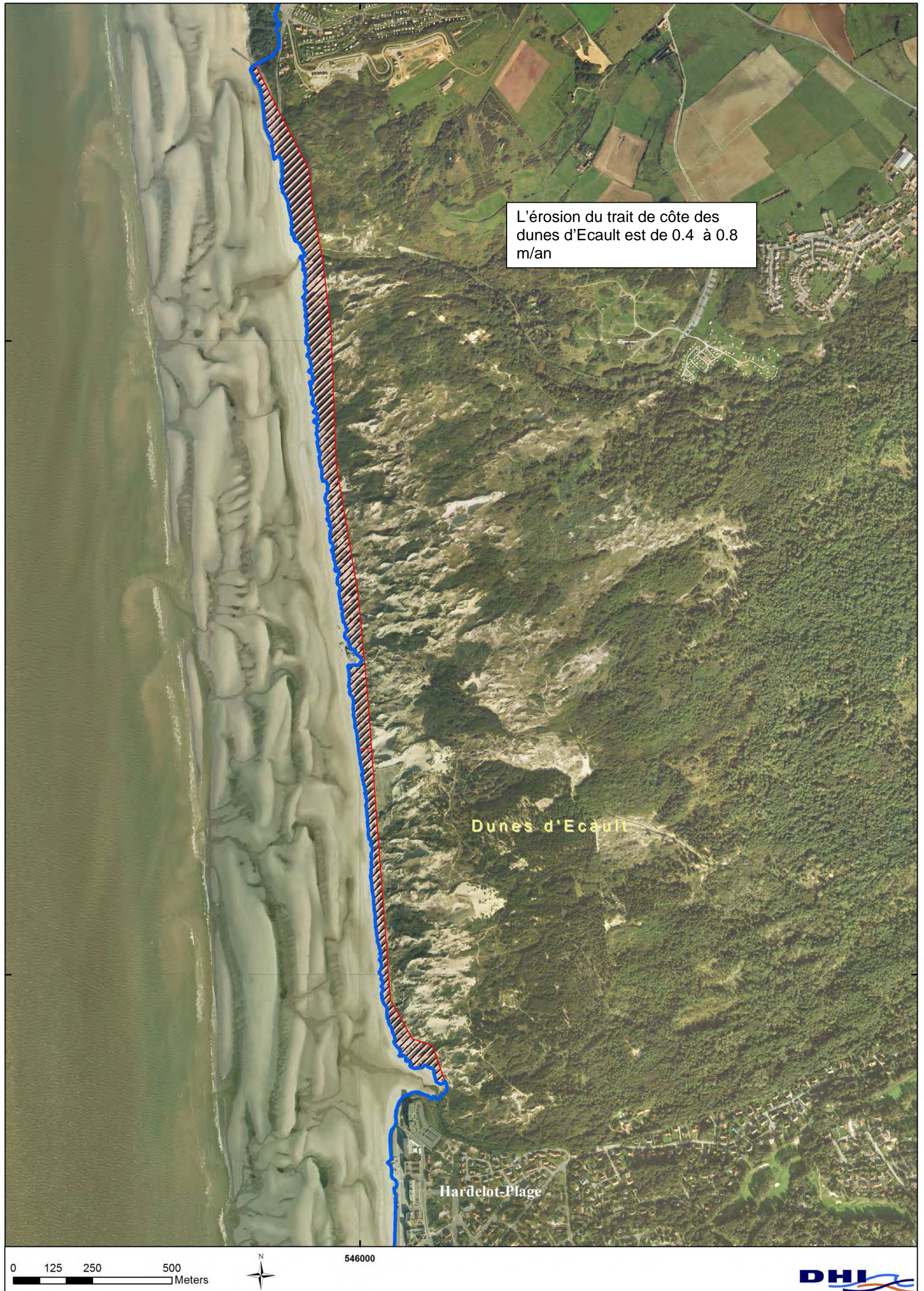
Figure 5-2 : évolution moyenne du trait de côte - F. Chaaban – 2012

Cette étude est concordante avec les cartographies présentées ci-après.









2630000

2628000

5.3 UG3

L'unité de gestion 3 s'étend depuis le port de Boulogne sur Mer jusqu'à l'avant-port Ouest de Dunkerque. Le littoral est orienté Nord/Sud entre Boulogne Sur Mer et le Cap Gris Nez, puis Sud-Ouest/Nord-Est jusqu'à l'avant-port Ouest de Dunkerque. Cette unité de gestion est très étendue et compte des zones aux caractéristiques morphologiques très différentes. On retrouvera ainsi :

- des falaises :
 - entre Boulogne Sur Mer et Wimereux,
 - entre Audresselles et Tardinghen, avec notamment le Cap Gris Nez,
 - entre Wissant et Sangatte, avec le Cap Blanc Nez.
- des dunes :
 - les dunes de Slack,
 - les dunes de la Manchue,
 - la Baraque Friquot,
 - les dunes du Chatelet,
 - les dunes d'Aval,
 - les dunes d'Amont,
 - les dunes de Fort Mahon,
 - les dunes de Fort-Vert,
 - les dunes des Hemmes d'Oye,
 - le platier d'Oye.
- Des zones urbaines et portuaires
 - Boulogne Sur Mer,
 - Wimereux
 - Ambleteuse
 - Audresselles
 - Wissant
 - Sangatte
 - Calais
 - Grand-Fort-Philippe
 - Gravelines

Etant donnée les incertitudes liés à la position des traits de côte étudiés, l'évolution du trait de côte à long terme sur les côtes à falaise ne sera pas étudié. Cependant, à titre d'information, Guillaume Pierre [10/] donne une évolution des falaises gréseuses et argileuses du Cap Gris Nez inférieur à 0.09m/an.

Les sites en érosion sont les suivants:

- Les dunes de la Slack,
- Entre Ambleteuse –Audresselles,
- La baie de Wissant,
- Blériot Plage,
- Le Platier d'Oye

Les Dunes de Slack sont données comme en érosion forte supérieure à 1.5 m/an sur leur partie Sud par S. Chaverot [1/]. La partie centrale connaît une évolution plus modérée, de l'ordre de 1 m/s alors que la partie Nord de ce massif dunaire est en progradation.

La Baie de Wissant a fait l'objet d'études nombreuses, car il s'agit d'un site en très forte érosion. Ainsi, S Chaverot [1/], D. Aernouts [8/], Hequette [14/] et P. Clabaut [9/] ont entre autres suivis l'évolution du trait de côte sur ce site. Si la Baraque Fricot recule d'environ 1m/an dans ces publications, la dune du Chatelet atteint un taux d'érosion supérieur à 2 m/an, et la dune d'Aval atteint même 5 m/an.

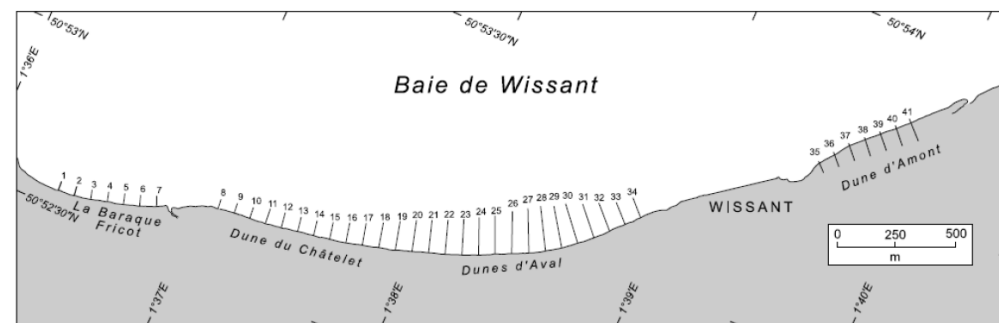
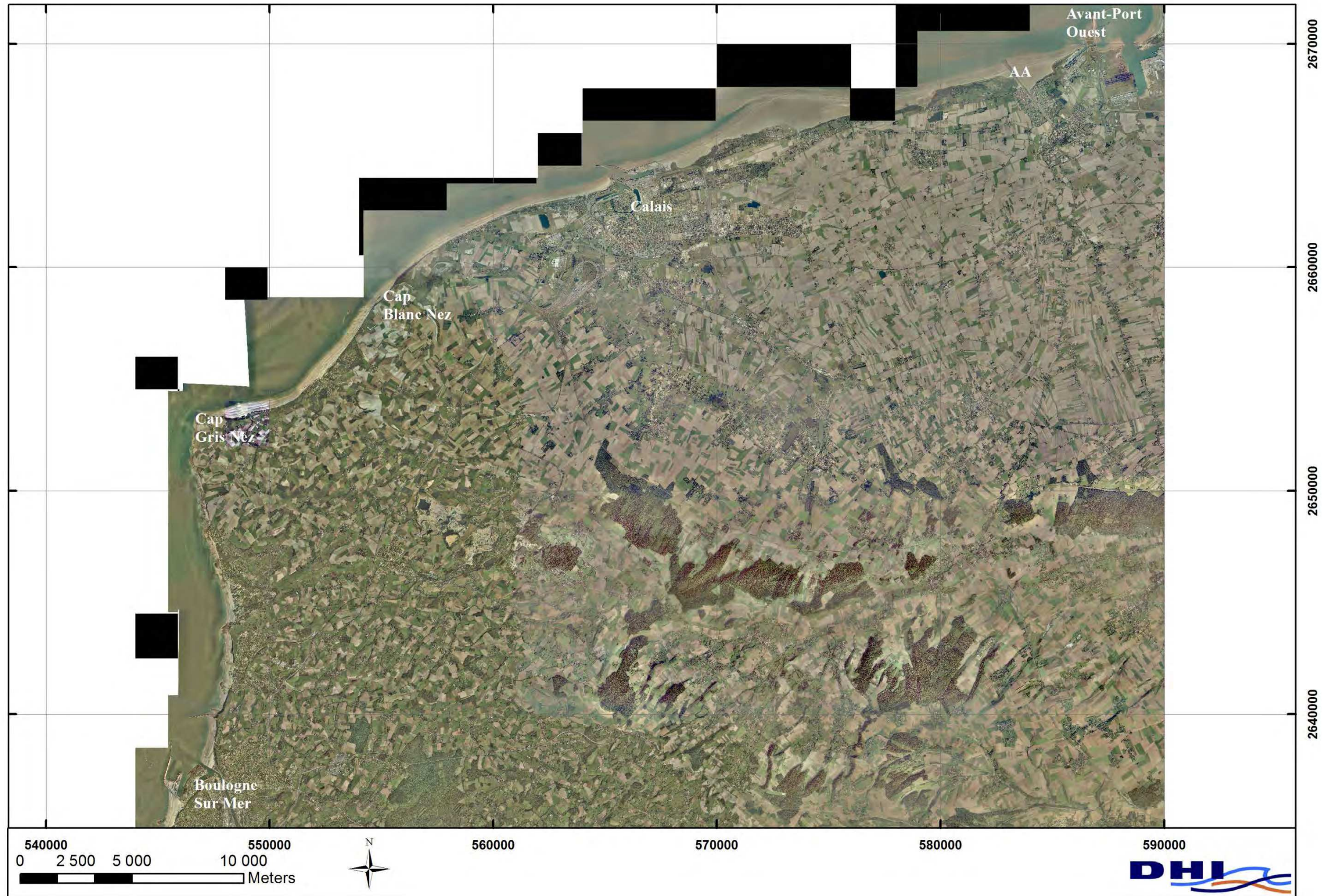
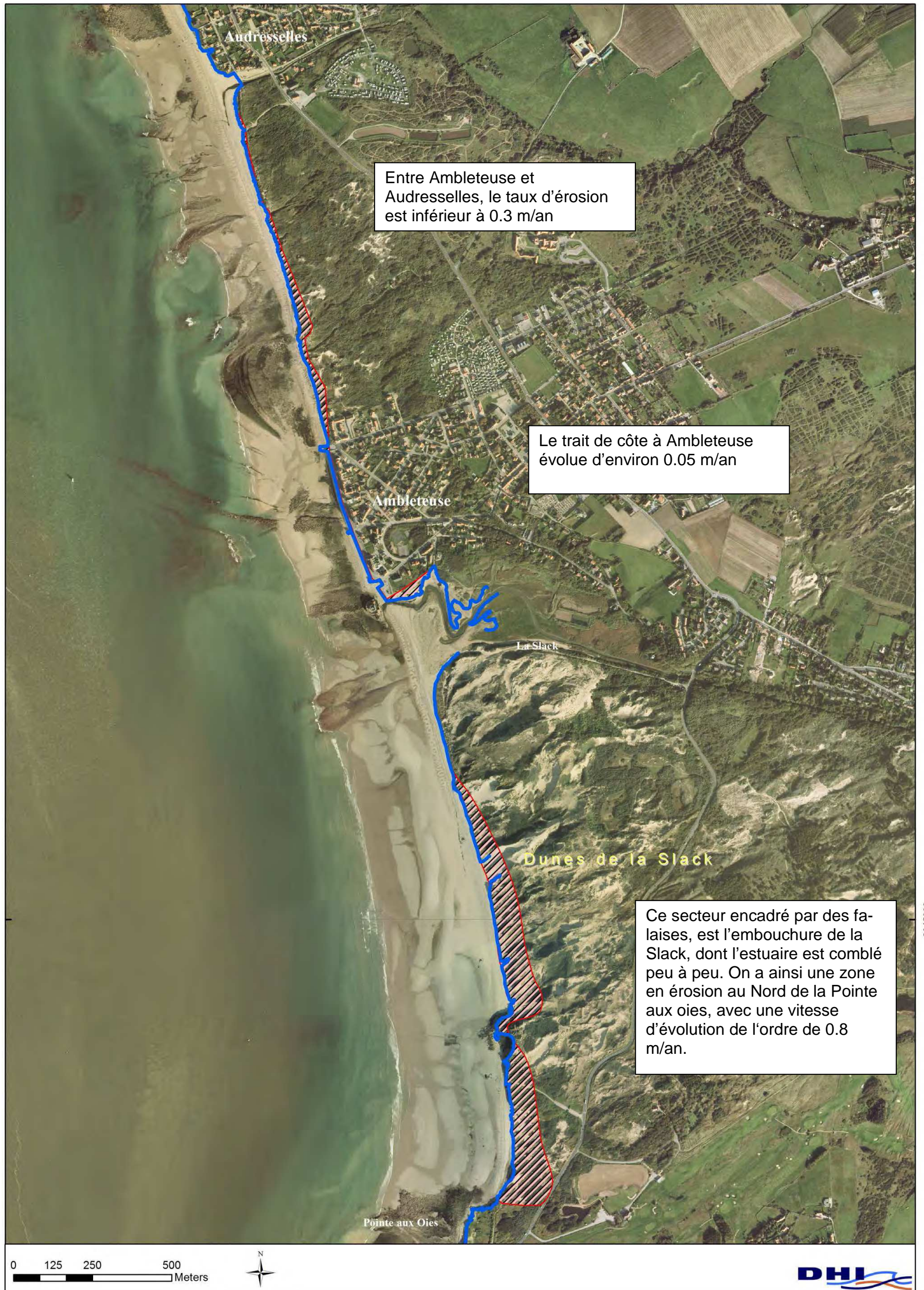


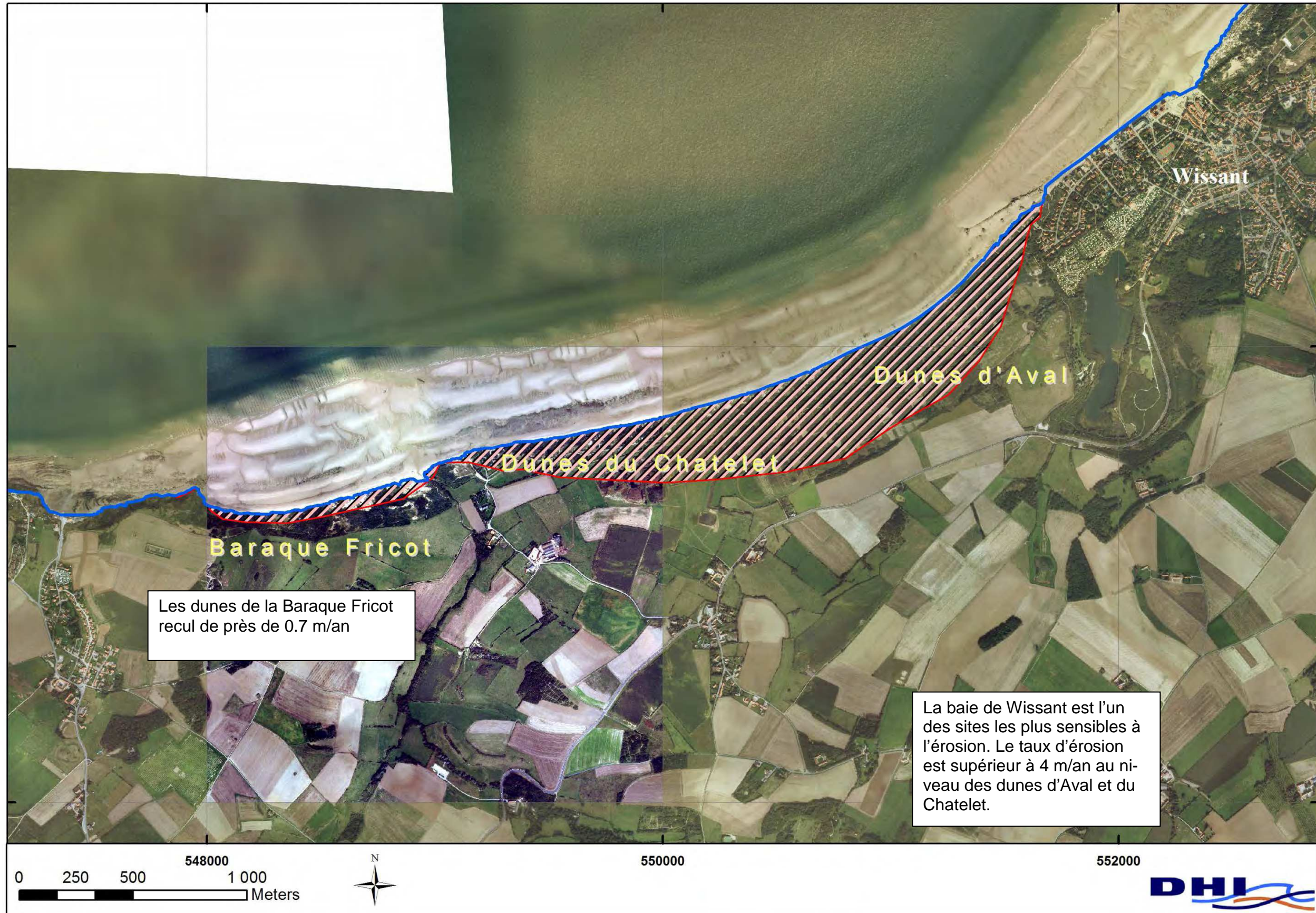
Figure 5-3 : Evolution du trait de côte dans la baie de Wissant entre 1949 et 200 (Aernouts, 2005)

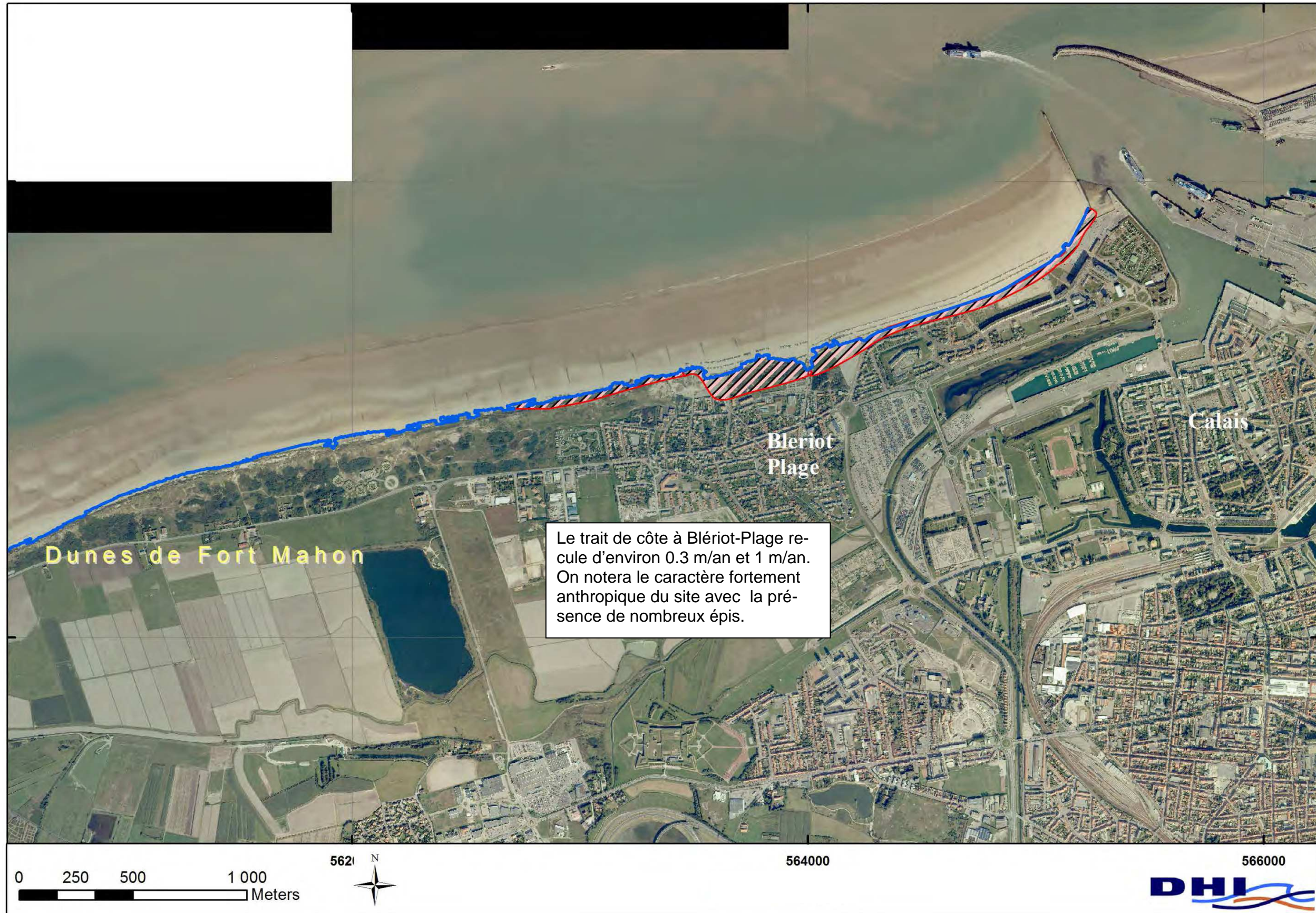
Le site de Sangatte est également très étudié. P. Debout [13/], C. Rufins-Soler [12/], A. Oblinger [16/] [17/], A. Hequette [11/] ont ainsi travaillé à la connaissance du site et des processus en actions. Le recul atteint au niveau de Blériot-Plage 0.4 m/an. Les zones impactées sont concordantes avec cette étude.

Le Platier d'Oye est en érosion au niveau des Escardine, en concordance avec la thèse de Sylvain Chaverot [1/], aussi bien en terme de vitesse de recul du trait de côte que de la zone impactée.

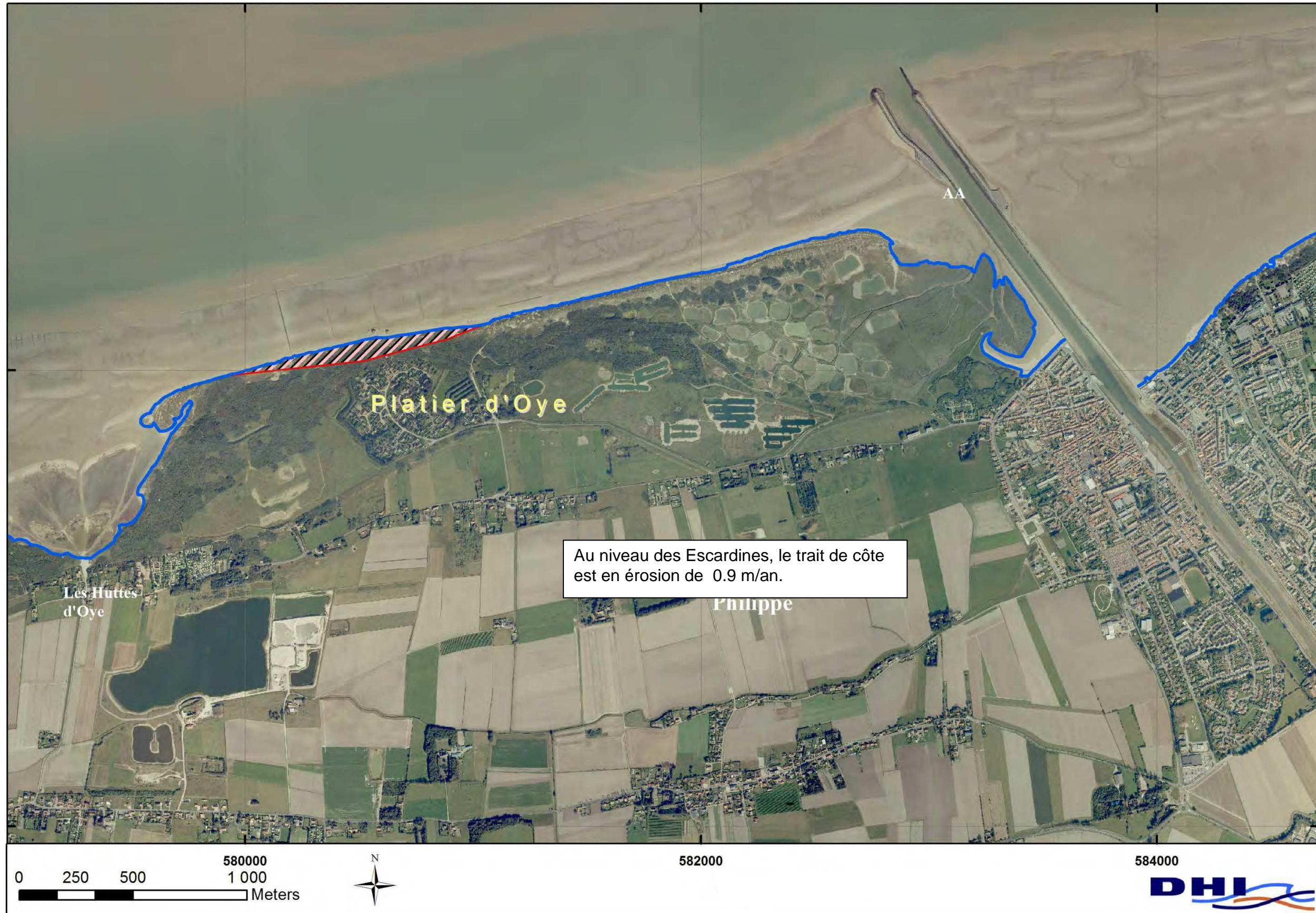






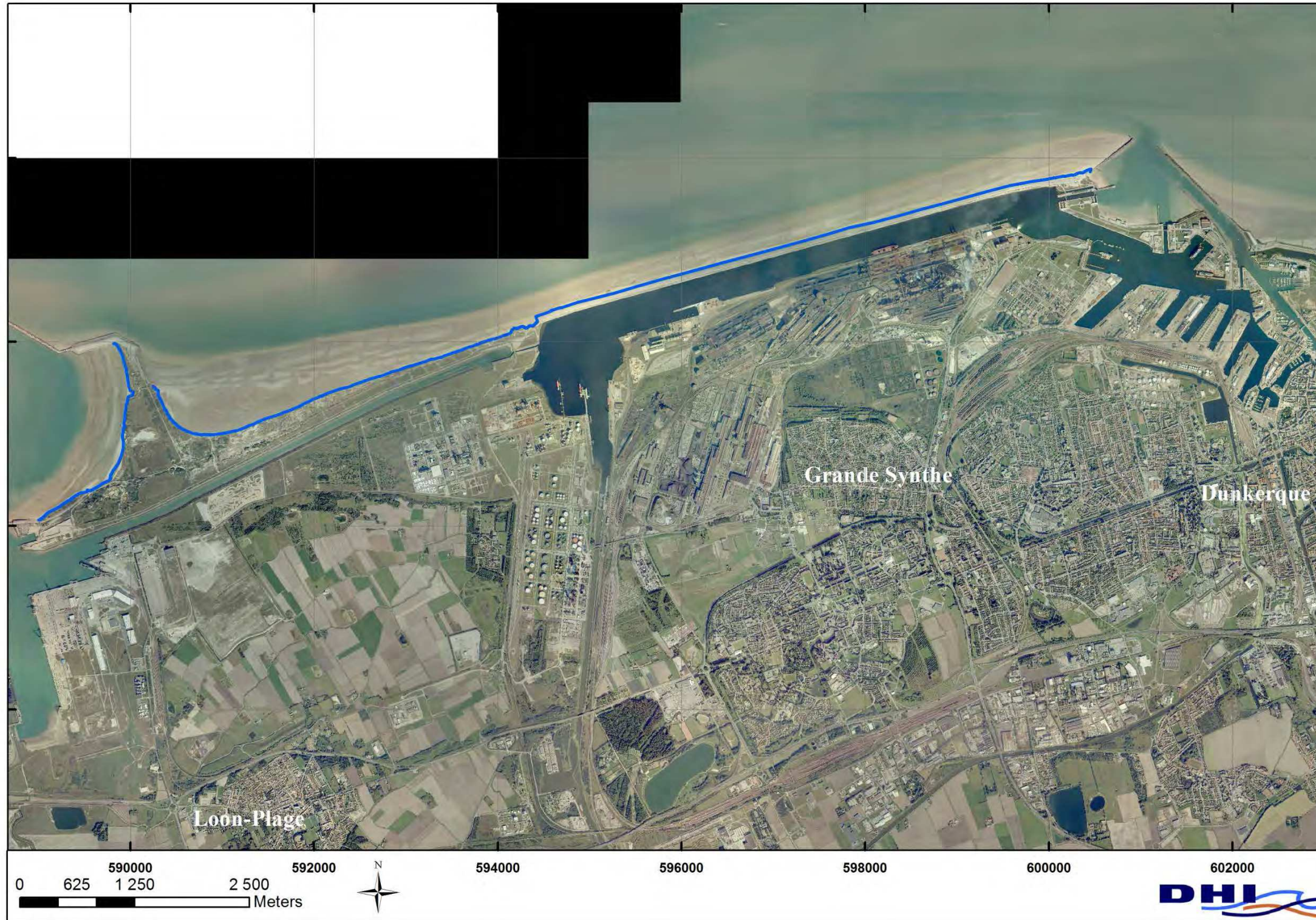






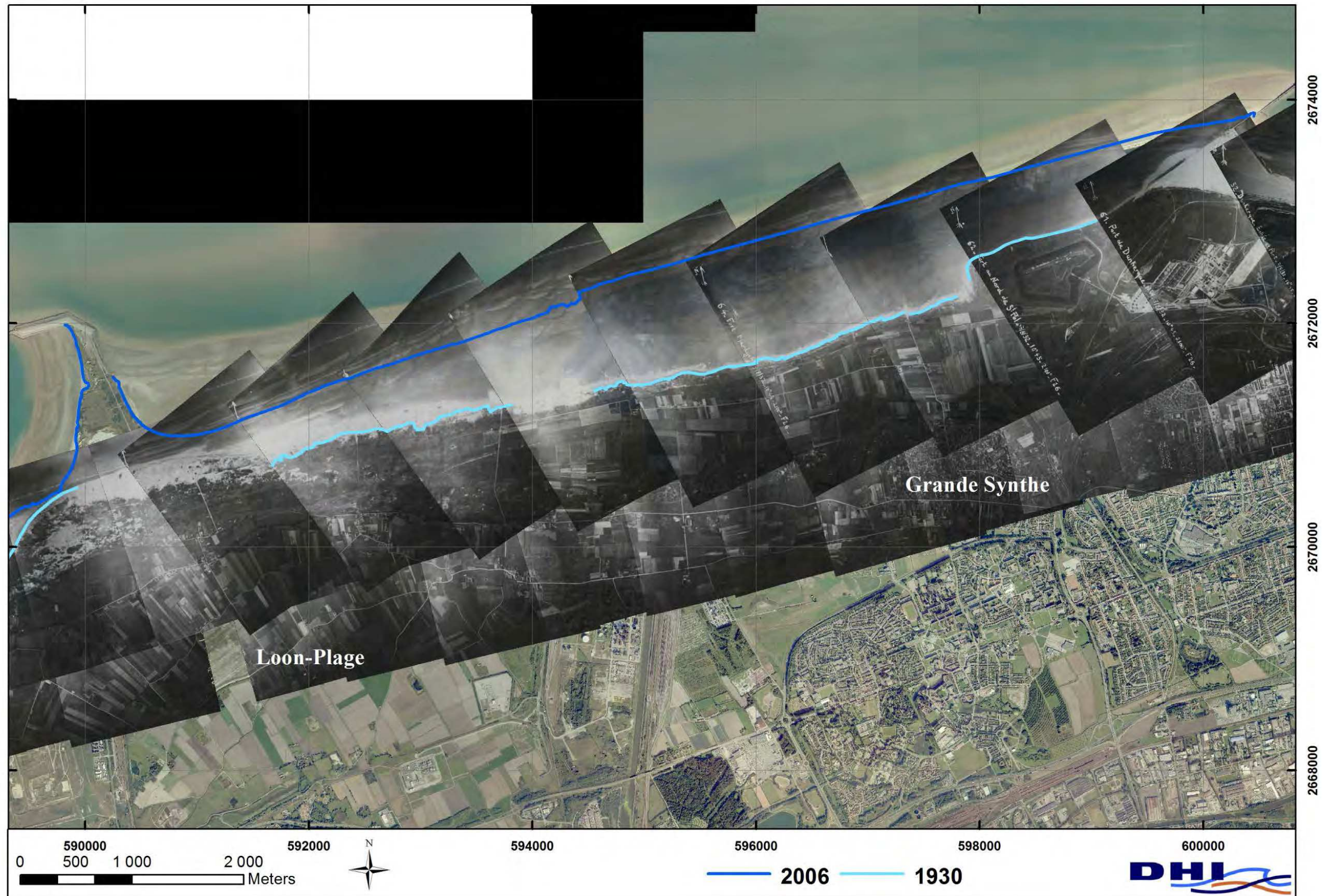
5.4 UG4

L'unité de gestion 4 s'étend entre l'Avant-Port Ouest et Dunkerque Est. Le littoral de ce secteur a subi de profond remaniement au fil des ans suite à l'extension du Port de Dunkerque.



Les avants Port Ouest et Est interrompent le transit sédimentaire. Ainsi, ce secteur constitue une unité sédimentaire isolée. Cependant, il est impossible avec la méthodologie appliquée dans cette étude de prévoir l'évolution à long terme du trait de côte sur ce secteur, d'autant plus que des projets d'aménagement sont en cours.

La cartographie ci- après montre la position des traits de côte de 2006 et de 1930, et à l'arrière-plan les photos aérienne de 1930.



5.5 UG5

L'unité de gestion 5 est comprise entre Dunkerque Est et la frontière Belge. Le littoral sur ce territoire est partagé entre des zones urbaines et des zones dunaires.



D'Ouest en Est, le littoral de cette unité de gestion se décompose tel que :

- La digue des Alliés prolongé à l'Est du perré de Malo les Bains.
- Les dunes Dewulf entre Malo et Zuytcoote, d'une longueur de 3400 m,
- Les dunes Marchand entre Zuytcoote et Bray-Dunes sur un linéaire de 1800 m
- Les dunes du Perroquet sur 200 ml jusqu'à la frontière belge.

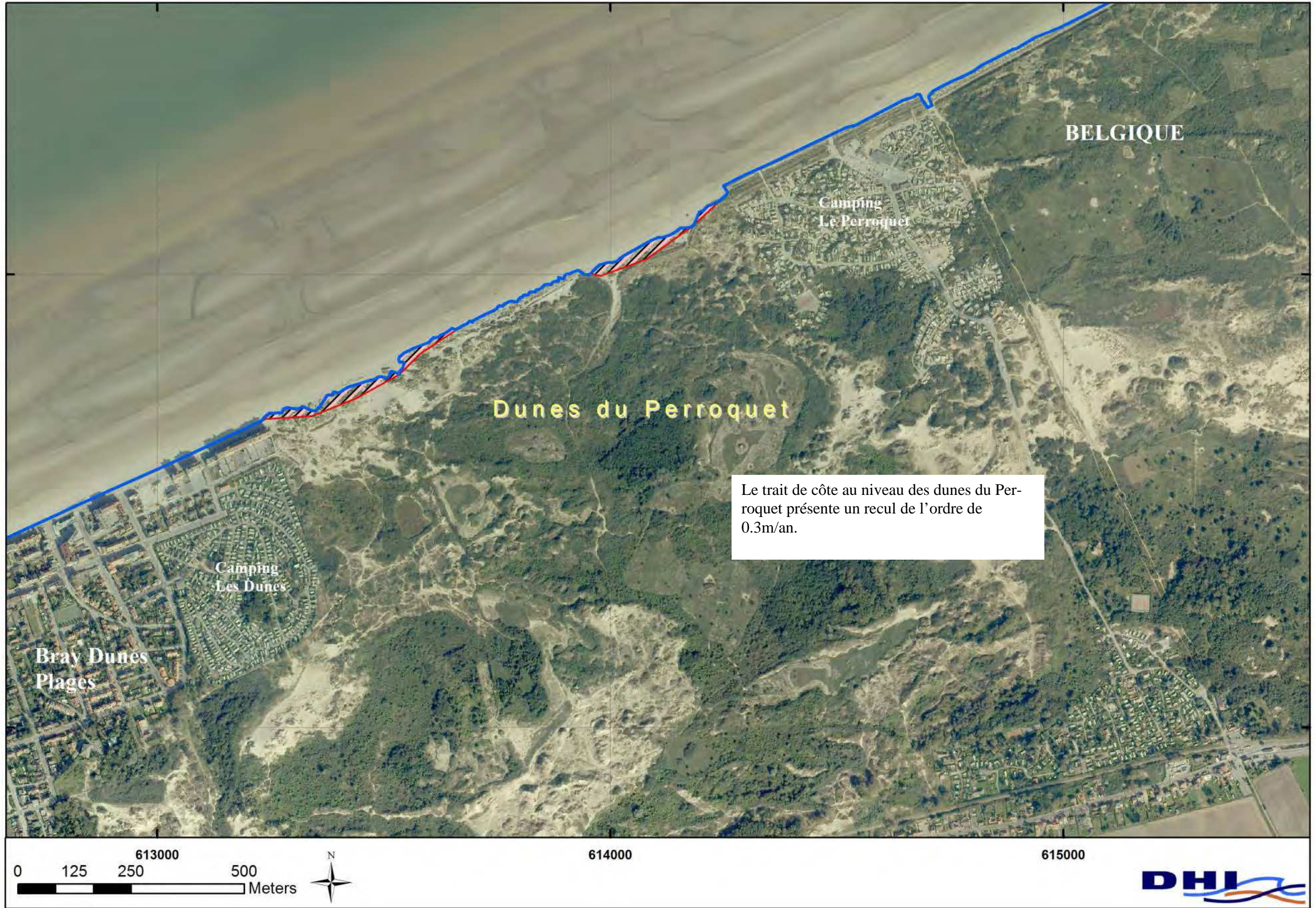
Sur ce secteur d'étude, la thèse de Sylvain Chaverot [1/] ainsi que la publication de A. Maspataud et al [15/] donne un recul du trait de côte des dunes Dewulf jusqu'à l'Hôpital maritime. Ce recul atteint un maximum de 1 à 1.5 m/an. Les dunes Marchand et du Perroquet sont en progradation.

Cette progradation est en contradiction avec l'évolution du trait de côte entre 1930 et 2006 au droit de la dune du Perroquet observée dans cette étude.



Le trait de côte étant stabilisé au niveau de la plage de Malo les Bain, le processus de transport sédimentaire reprend au niveau des dunes Dewulf, avec une érosion de l'ordre de 0.40 à 0.60 m/an entre 1930 et 2006. On note un recul ponctuel du trait de côte lié à un évènement tempétueux de l'ordre de 20 m.

2675000



6 REFERENCES

- 1/ Chaverot, S. 2006. *Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 266 p*
- 2 /Aernouts, D. 2005. *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France. Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 195 p*
- 3/ DHORME, J-P. *Evolution du trait de côte et zone sensible. Séminaire « Etude intégré du littoral », Ambleteuse, 19 et 20 septembre 1985*
- 4/ Briquet, A. Les dunes littorales. *Annales de géographie*. 1923, t. 32, n°179. pp 385-394
- 5/ Meurisse, M., Van Vliet-Lanoe, B., Talon, B. Recourt, P., *Complexe dunaire et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France, 2005*
- 6/ Dobroniak, C. 1999. *Les progrès de la sédimentation dans un estuaire de type picard : l'estuaire de l'Authie (Nord-Pas-de-Calais). Méditerranée, Tome 93, 4-1999. Dynamiques naturelles et gestion des espaces littoraux. pp65-68.*
- 7/ Gaillot, S. et Chaverot, S. 2001. *Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas-de-Calais) en France. Géomorphologie : reliefs, processus, environnement, 1, 47-54*
- 8/ Aernouts, D. et Héquette, A., 2006. L'évolution du rivage et des petits fonds en Baie de Wissant pendant le XX^e siècle, Pas-de-Calais, France. *Géomorphologie : relief, processus et environnement, 1, p. 49-64.*
- 9/ Clabaut, P., Chamley, H., Beck, C. *Etude sédimentologique du littoral de Wissant. Séminaire « Etude intégré du littoral », Ambleteuse, 19 et 20 septembre 1985*
- 10/ Pierre, G., 2006, Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France), *Geomorphology, 73*, pp. 64-77.
- 11/ Héquette, A. et Aernouts, D., 2010. The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France. *Continental Shelf Research, 30*, p. 1349-1361.
- 12/ Rufin-Solers, C., Héquette, A. & Gardel, A. (2008). Assessing the vulnerability of coastal lowlands to marine flooding using LIDAR data, Sangatte coastal dunes, northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd., 52 (3)*, p. 195-211.
- 13/ Debout, P., Les homes et la lutte contre l'érosion côtière sur le littoral de Sangatte (Pas-de-Calais, France), *Revue de géographie de Lyon, Vol. 74 n°1, 1999. pp65-74*

14/ Chaverot S., Hequette A., Cohen O., Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of 20th century. *Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, 52 (3), p. 1-20.

15/ Maspataud, A., Ruz, M.H. et Héquette, A. (2011) Storm-driven shoreline evolution on a macrotidal coast : short- to medium-term variability : A case study on the northern coast of France. *Coastal Sediments '11. 7th Int. Symp. Coastal Eng.*, Miami, USA, 2011.p. 927-940. ISBN-13978-981-4355-55-1.

16/ Oblinger A., « *Caractérisation morphodynamique des sites de Malo-les-Bains et de Calais Hoverport, Nord de la France : spécificités de deux sites macrotidaux originaux du sud de la mer du Nord.* », thèse de Doctorat de l'Université du Littoral Côte d'Opale, décembre 2008, 178 pp.

17/ Oblinger A., Anthony E.J., *Wave attenuation and intertidal morphology of mutlibarre macrotidal beach behind a breakwater, Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, 52 (3), p. 167-177.

18/ Chaaban, F., &all SIG et modélisation hydrogéologique littorale : application à la plage d'Hardelot (Pas-de-Calais, France), 2010 9p

19/ Chaaban, F., &all Using ArcGis Model builder and aerial photographs to measure coastline retreat and advance : North of France. *Journal of Coastal research*, 2012

20/ Meur-Ferc, C., Morel, V. L'érosion sur la frange cotière : un exemple de gestion des risques, , *Nature Sciences sociétés* 12 , 263-273, 2004

21/ Picouet M., L'estuaire de la Canche : un modèle picard rajeuni. *Norais* n°159, 1993 pp.443-456

22/ Syndicat mixte pour le SAGE de la canche, Préfiguration du contrat de la Canche, comité d'expert, 6 mai 2010

23/ Chamley Hervé, Despeyroux Yves (1982). *ESTUAIRES (Aa-Canche-Authie-Somme)* - Chapitre II : Sédimentologie. <http://archimer.ifremer.fr/doc/00082/19353/>