



HAL
open science

Contexte général : données physiographiques

Anaïs Daburon, Caroline Maurin, Alain Trentesaux, Yvonne Battiau-Queney,
Vincent Bawedin, Dominique Derout, Pascal Gregoire, Sophie Le Bot,
Guillaume Pierre, Amélie Roche, et al.

► To cite this version:

Anaïs Daburon, Caroline Maurin, Alain Trentesaux, Yvonne Battiau-Queney, Vincent Bawedin, et al.. Contexte général : données physiographiques. Dynamique et évolution du littoral – Fascicule 1, Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel, 2018. hal-03044410

HAL Id: hal-03044410

<https://hal.science/hal-03044410>

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 2

Contexte général : données physiographiques

Coordinateurs

Anaïs DABURON, *Cerema Nord-Picardie*

Caroline MAURIN, *Cerema Nord-Picardie*

Alain TRENTESAUX, *Université de Lille*

Contributeurs

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

Vincent BAWEDIN, *Département de la Somme – EUCC-France*

Anaïs DABURON, *Cerema Nord-Picardie*

Dominique DEROUT, *association Eden 62*

Pascal GREGOIRE, *Grand port maritime de Dunkerque*

Sophie LE BOT, *Université de Rouen*

Caroline MAURIN, *Cerema Nord-Picardie*

Guillaume PIERRE, *Université de Reims*

Amélie ROCHE, *Cerema Eau, mer et fleuves*

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

Laure SIMPLET, *Ifremer*

Alain TRENTESAUX, *Université de Lille*

Vincent VANCRAENENBROECK, *Cerema Nord-Picardie*

2. CONTEXTE GÉNÉRAL : DONNÉES PHYSIOGRAPHIQUES

Les facteurs d'évolution du littoral, tels que la sédimentologie et l'hydrodynamisme, dépendent du contexte physiographique général dans lequel s'inscrit la province sédimentaire. Ce chapitre introductif à l'explication des facteurs d'évolution de la province s'étendant de la baie de Somme à la frontière belge présente ses caractéristiques géographiques, géologiques et géomorphologiques. Il décrit également les habitats naturels de la province, témoins de certains mécanismes d'évolution du littoral.

2.1 Géographie

D'une longueur d'environ 240 km entre la baie de Somme et la frontière belge¹, cette province est la plus septentrionale de France métropolitaine et s'étend sur les départements de la Somme, du Pas-de-Calais et du Nord (Figure 2.1). Sa côte, appelée « côte d'Opale »², comprend deux orientations différentes :

- une façade maritime occidentale, orientée sud/nord, de la baie de la Somme au cap Gris-Nez,
- une façade maritime septentrionale, orientée sud-ouest/nord-est, du cap Gris-Nez à la frontière belge.

La province présente une grande diversité morphologique intimement liée à la géologie du secteur. Elle se compose principalement de deux façades maritimes à rivages sableux (les plaines maritimes picarde et flamande), encadrant un rivage rocheux à falaises (le Boulonnais), lui-même entrecoupé d'espaces dunaires (dunes de la Slack ou de Wissant). Les différences topographiques sont également bien marquées entre ces 3 secteurs (Figure 2.2) :

- **la plaine picarde** est caractérisée par des altitudes moyennes inférieures à 20 m, voire inférieures à 10 m ou proches du niveau de la mer dans les Bas-Champs ;

- **le Boulonnais** présente une topographie très contrastée, entre les baies et les falaises culminant à 50 m au niveau du cap Gris-Nez, et jusqu'à 133 m au niveau du cap Blanc-Nez ;
- **la plaine flamande** est la plus basse des plaines du Nord avec des altitudes comprises entre 0 et 3 m, certains points se situant même en dessous du niveau de la mer.

Le réseau hydrographique de la province est composé de voies d'eau naturelles, de rivières canalisées et de différents canaux artificiels (Figure 2.3 et Tableau 2.1). La structure de l'Artois-Boulonnais contrôle la répartition du réseau, formant trois régions hydrologiques distinctes :

- au sud de ce relief, les Bas-Champs, qui constituent l'essentiel de la plaine maritime picarde, sont drainés par les bassins de la Somme, de l'Authie et de la Canche, fleuves aux cours parallèles orientés nord-ouest/sud-est et s'écoulant en droite ligne vers la Manche ;
- le réseau du Boulonnais, au cœur du bombement, correspond à de petites rivières formant le bassin de la Liane (Liane, Wimereux, Slack) ; en raison d'un relief accusé et d'une structuration complexe, le réseau est de forme plus dendritique ;
- au nord, la Flandre maritime est caractérisée par le bassin de l'Aa, composé du fleuve Aa et de ses affluents et canaux connexes, et s'écoulant principalement du sud-sud-est vers le nord-nord-ouest en direction de la mer du Nord. L'Aa, prenant sa source dans le haut-Boulonnais, présente d'abord un cours abrupt à comportement torrentueux, avant d'entrer dans la plaine maritime flamande par les marais de Saint-Omer ; au sortir de ces marais, le cours de l'Aa est canalisé et rejoint la mer vers le nord-nord-ouest.

1 Le trait de côte de référence Histolitt® (Shom-IGN), produit au 1/25 000, donne un linéaire de 490 km pour la province. Cependant, cette limite rentre profondément dans les estuaires et suit le contour des canaux et des ouvrages à l'intérieur des ports, notamment à Dunkerque. Elle couvre donc un espace rétro-littoral et augmente le linéaire de trait de côte. Ainsi, un nouveau linéaire a été calculé à partir de l'emprise des informations géographiques du projet européen EUROSION (trait de côte produit au 1/100 000) projetées sur trait de côte Histolitt® nettoyé des îlots inférieurs à 1 ha. Ce calcul donne un linéaire global de 242 km pour la province et sert de base aux statistiques liées aux types de côte et à l'évolution du littoral dans la suite de ce document.

2 L'appellation « côte d'Opale » a été créée en 1911 par le peintre touquettois Édouard Lévêque, en hommage à la lumière si particulière et changeante du littoral entre Le Crotoy et Équihen-Plage (Beal *et al.*, 1982). Aujourd'hui, cette appellation est utilisée pour désigner le littoral des départements du Nord et du Pas-de-Calais (La semaine dans le boulonnais, 2014).

Dynamiques et évolution du littoral

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



Présentation de la province



- Photo et numéro correspondant
- Limite de province sédimentaire
- Unité morphosédimentaire**
- Ault à la pointe du Hourdel (Bas-Champs de Cayeux)
- Pointe du Hourdel à Harelot-Plage (plaine maritime picarde)
- Harelot-Plage à Sangatte (Boulonnais)
- Sangatte à la frontière belge (plaine maritime flamande)
- Limite de cellule hydrosédimentaire
- Cours d'eau**
- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire
- Bâti
- Limite départementale

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

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire, unité morphosédimentaire,
 cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Bathymétrie de métropole - Ifremer
 Pays limitrophes - EEA
 Occupation du sol - Corine Land Cover 2012

GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 Cours d'eau - BD Carthage
 Crédits photos :
 © Laurent Mignaux / MEEM



Figure 2.1 : Présentation de la province

Dynamiques et évolution du littoral

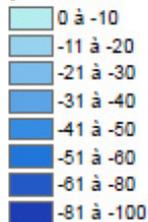
Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel



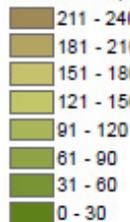
Topographie - Bathymétrie (MNT bathymétrie Manche/Atlantique. Résolution 100 m)



Profondeur en mètre (par rapport aux plus basses mers astronomiques)



Altimétrie (m)



Unité morphosédimentaire

- Cap d'Antifer à Ault
- Ault à la pointe du Hourdel (Bas-Champs de Cayeux)
- Pointe du Hourdel à Harelot-Plage (plaine maritime picarde)
- Harelot-Plage à Sangatte (Boulonnais)
- Sangatte à la frontière belge (plaine maritime flamande)

Limite de province sédimentaire

Cours d'eau

- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire
- Bâti
- Limite départementale

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

Source - Copyrights :
Province sédimentaire,
unité morphosédimentaire - Cerema & MEEM
Pays limitrophes - EEA
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
Cours d'eau - BD Carthage

GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade
Atlantique (Projet Homonim)
http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84



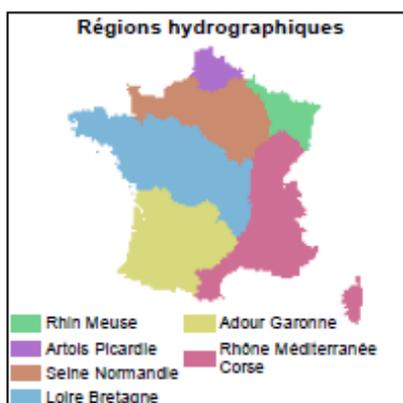
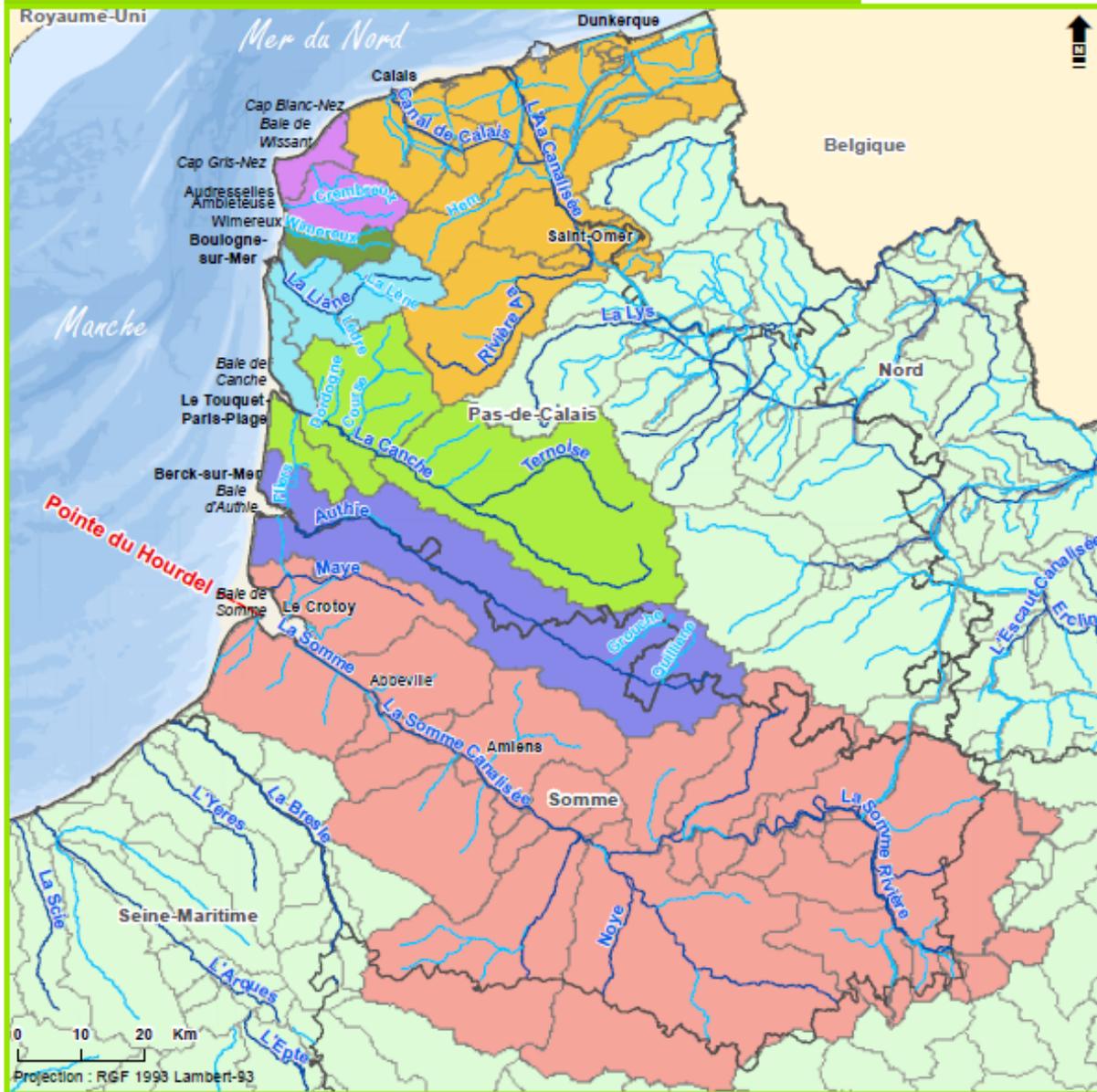
Figure 2.2 : Topographie et bathymétrie

Dynamiques et évolution du littoral

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



Cours d'eau et bassins versants



- Limite de province sédimentaire
- Canche
- Cours d'eau**
- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire
- Limite départementale
- Liane et cours d'eau se jetant en mer du cap d'Alprech à l'embouchure de la Canche
- Slack et cours d'eau se jetant en mer du cap Blanc Nez à l'embouchure de la Slack
- Zone hydrographique**
- Aa
- Authie
- Somme
- Wimereux
- Autre zone hydrographique

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

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire - Cerema & MEEM
 Bathymétrie en métropole - Ifremer
 Bassins versants et cours d'eau - BD Carthage
 Pays limitrophes - EEA
 GEOFLAB® - ©IGN Paris - Reproduction interdite



Figure 2.3 : Cours d'eau et bassins versants

Tableau 2.1 : Caractéristiques des principaux cours d'eau côtiers de l'estuaire de la Somme à la frontière franco-belge (BD Carthage ® IGN, 2015)

Nom du cours d'eau	Longueur (km)	Bassin versant (km ²)	Principaux affluents	Localisation de l'embouchure
Somme	156	6 547	Sommette, Beine, Allemagne, Ingon, Avre, Selle, Omignon, Cologne, Ancre, Hallue	Saint-Valery-sur-Somme
Maye	29,7	306	/	Baie de Somme (Saint-Firmin)
Authie	95,4	1 152	Kilienne, Grouche, Fliers	Groffliers
Canche	88	1396	Ternoise, Planquette, Créquoise, Bras de Brosne, Course, Dordogne, Grande Tringue	Le Touquet
Liane	36,5	346,6	Lèdre, Lène, Petit Hasard, Creuze	Boulogne-sur-Mer
Wimereux	21,5	83	/	Wimereux
Slack	20,2	220	Bazinghen, Crembreux	Ambleteuse
Aa canalisé	88,1	1 314	Bléquin, Thiembronne, Hem	Grand-Fort-Philippe
Aa supérieur	55,5	656		

L'occupation des sols de la province est intimement liée au type de côte et à la nature des sols rencontrés (Figure 2.4). Ainsi, de la baie de Somme à Équihen-Plage, la côte est principalement constituée d'espaces dunaires nus ou légèrement boisés, entrecoupés des zones urbanisées. À l'arrière de cet espace dunaire, les prairies et bois sont prédominants. D'Équihen-Plage à Sangatte, les sols sont assez fortement artificialisés, surtout dans la partie sud de ce secteur. Les cultures dominent les sols des paysages arrière-littoraux au niveau du site des Caps³ (60 % de culture) et s'équilibrent avec les prairies et les bois dans le Boulonnais. De Sangatte à la frontière belge, l'occupation du sol est partagée entre le littoral dunaire plus étroit et une forte anthropisation (Calais, Gravelines, Dunkerque). À l'arrière de ces zones, le sol est occupé par des cultures, entrecoupées par quelques zones de prairies naturelles permanentes (Calais).

2.2 Géologie des côtes et des fonds marins

2.2.1 Grands ensembles litho-stratigraphiques

La plaine picarde, le Boulonnais et la plaine flamande appartiennent à la partie nord du Bassin parisien (Figure 2.5).

La zone de l'Artois-Boulonnais, orientée nord-ouest/sud-est, est l'élément structural dominant de

la région (Delattre *et al.*, 1973). Il s'agit d'un bombement anticlinal dont la direction est due à l'influence des mouvements alpins sur le socle hercynien. Au fur et à mesure de sa formation, ce bombement s'est érodé, révélant à l'affleurement des terrains jurassiques voire paléozoïques. Les terrains jurassiques sont caractérisés par des calcaires au Jurassique moyen et par des alternances d'argiles et de grès au Jurassique supérieur (Figure 2.6); le Paléozoïque est essentiellement carbonaté. Cette zone renferme plusieurs aquifères souvent isolés, discontinus, de tailles réduites et à géométries complexes.

Au sud de cette zone, de vastes affleurements crayeux du Crétacé supérieur constituent les extrémités occidentales des collines de l'Artois. Ils se terminent vers la mer par une paléofalaise plus ou moins marquée dominant des zones basses de marais maritimes holocènes (la plaine maritime picarde) isolés de la mer par un système dunaire littoral de même âge. Les plateaux de l'Artois renferment la nappe de la craie, aquifère principal de la région, s'écoulant dans les fissures de la craie.

Au nord du bombement de l'Artois-Boulonnais, les couches s'inclinent vers le nord en direction du bassin de Bruxelles, atteignant les plaines flamandes constituées de dépôts sableux et argileux du Tertiaire. Cette zone renferme l'aquifère du Landénien, nappe captive et continue. Le Quaternaire recouvre parfois ces dépôts sur plus de dix mètres.

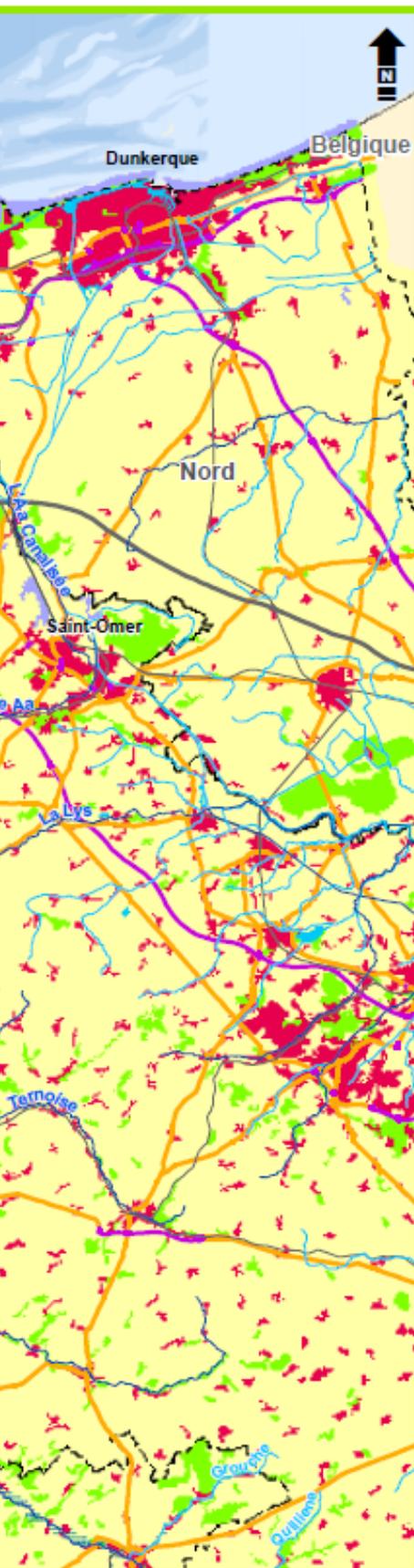
³ Le littoral des deux caps Gris-Nez et Blanc-a été labellisé « Grand site de France » le 29 mars 2011. Il se situe entre Boulogne-sur-Mer et Calais et constitue la bande littorale du Parc naturel régional des Caps et Marais d'Opale, au niveau du détroit du Pas de Calais.



Figure 2.4 : Occupation du sol

Dynamiques et évolution du littoral

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



Occupation du sol

— Limite de province sédimentaire

Cours d'eau

- Cours d'eau principal
- Cours d'eau secondaire

[] Limite départementale

■ Grand Site des Deux-Caps

Réseau routier

- Type autoroutier
- Liaison principale

Réseau ferré

- TGV
- Autre voie principale

Occupation du sol 2012

- Territoire artificialisé
- Territoire agricole
- Forêt et milieu semi-naturel
- Zone humide
- Surface en eau
- Zone à dominante humide



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

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire - Cerema & MEEM
 Bathymétrie de métropole - Ifremer
 Pays limitrophes - EEA
 Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
 Cours d'eau - BD Carthage
 GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 Route 120® - ©IGN Paris - Reproduction interdite



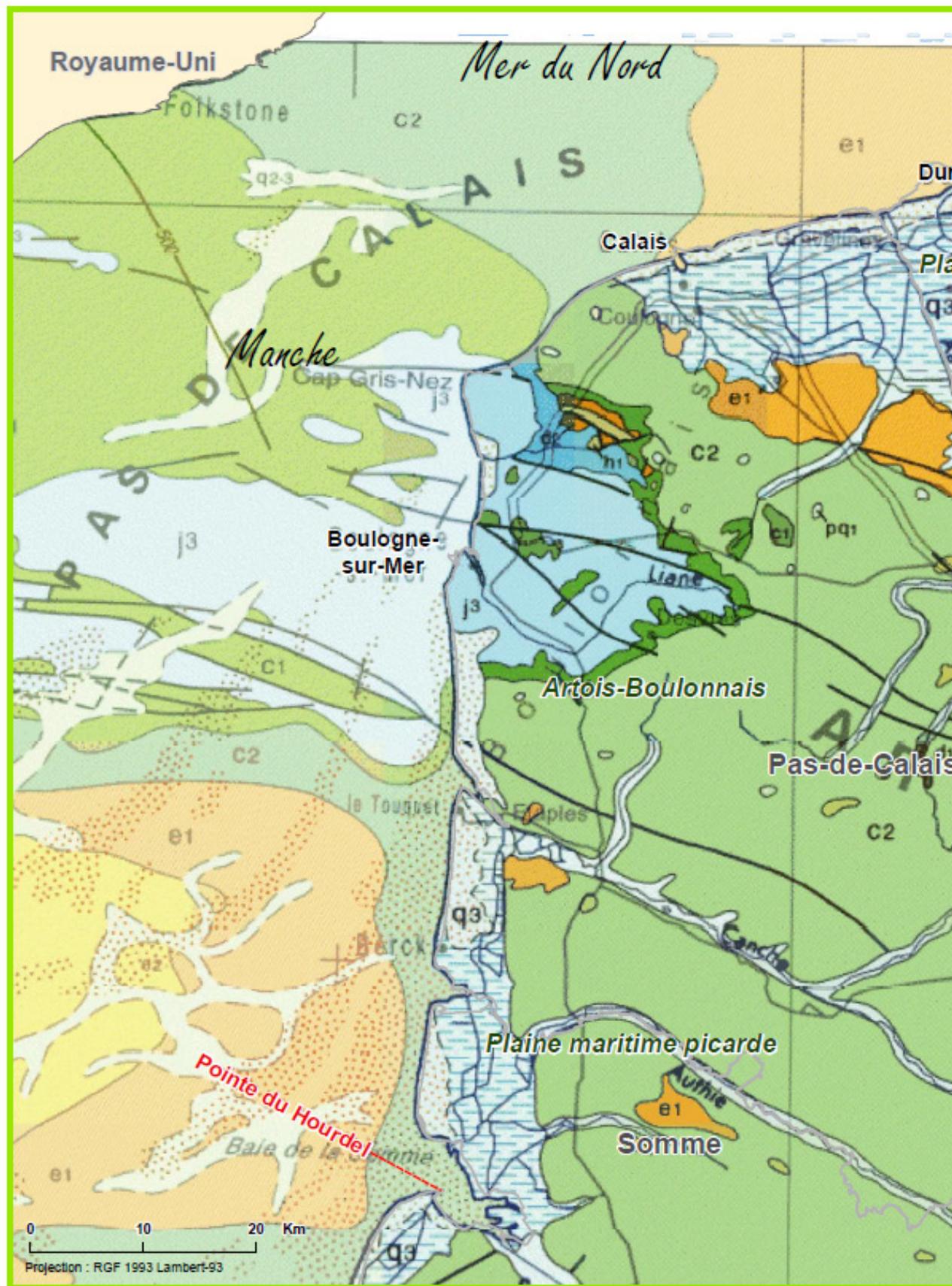


Figure 2.5 : Géologie des côtes et des fonds marins au 1/1 000 000^e



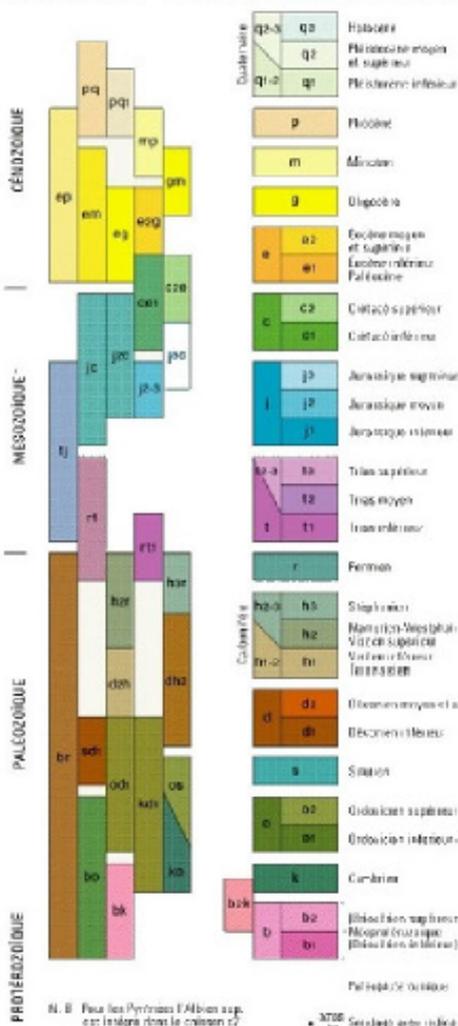
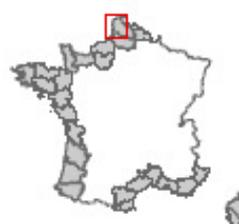
Dynamiques et évolution du littoral

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

Géologie

- Limite de province sédimentaire
- Limite départementale

Stratigraphie - sédimentaire et volcanisme



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

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire - Cerema & MEEM
 Pays limitrophes - EEA
 GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 Carte géologique 1/1000000 - BRGM



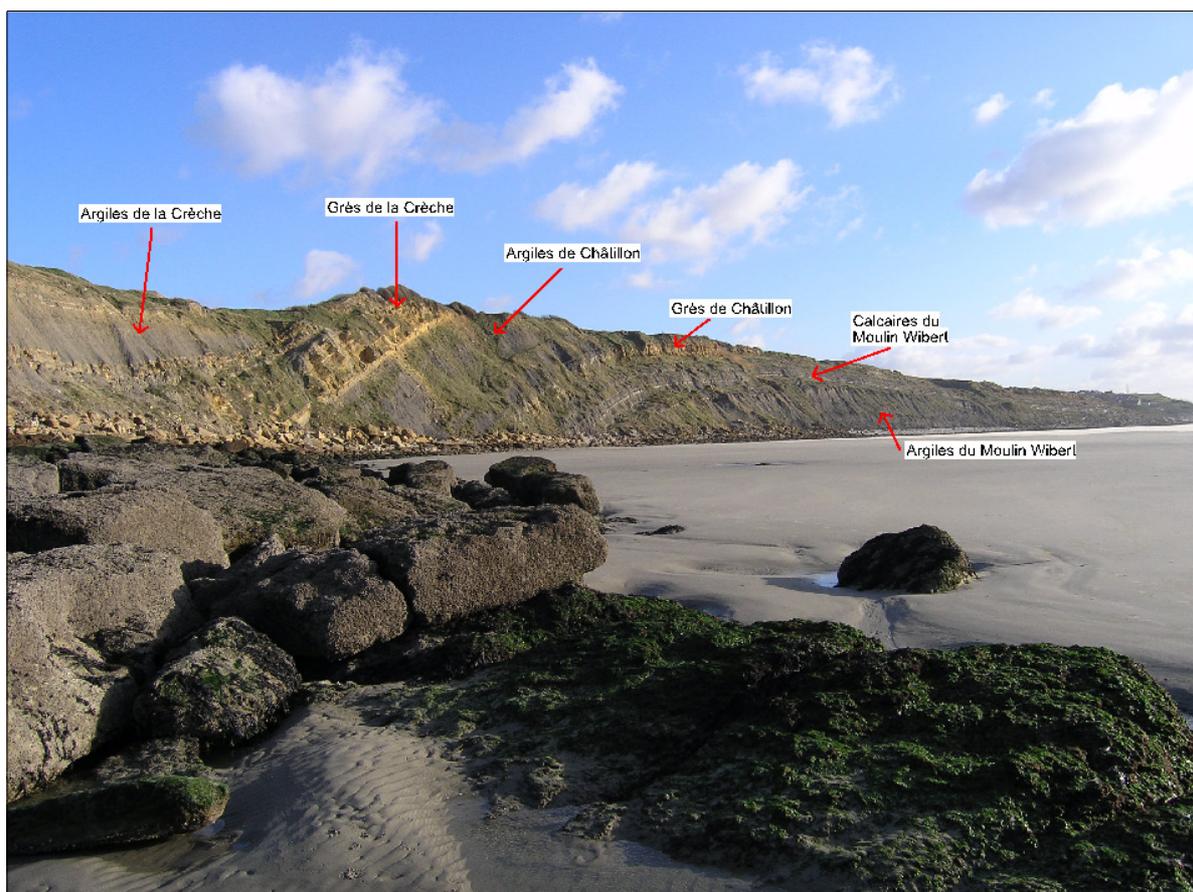


Figure 2.6 : Anticlinal du cap de la Crèche, au nord de Boulogne-sur-Mer, formations du Jurassique supérieur (cliché Alain Trentesaux, 2006)

2.2.2 Evolution géologique

2.2.2.a. Histoire géologique générale

L'histoire géologique de la région s'inscrit dans celle du nord du Bassin parisien, marquée par deux grands cycles orogéniques façonnant l'Europe de l'Ouest (Tableau 2.2). Le Bassin parisien constitue un bassin intermédiaire entre la marge passive de l'Atlantique et la marge active mésogéenne. Après une brève période d'expansion, l'histoire structurale du bassin de Paris résulte du conflit entre les influences atlantiques (ouverture océanique et évolution de la mer du Nord et de la Manche) et celles de la Mésogée, notamment au Cénozoïque avec les orogénèses alpine et pyrénéenne.

À la fin du Paléozoïque et au début du Trias, la chaîne hercynienne s'érode, entraînant un comblement des dépressions par les matériaux détritiques continentaux (Pomerol, 1980). Dans le même temps, le bassin commence à s'individualiser (Figure 2.7-A). Les directions observées actuellement dans le paysage (failles, linéaments, orientation des fleuves côtiers nord-ouest/sud-est par exemple) résultent de la phase de structuration hercynienne qui a conditionné le rejeu de ces accidents à chaque phase tectonique.

À partir du Lias, un événement transgressif venu du sud-est envoie une partie du Bassin parisien, mais sera limité par le Massif armoricain à l'ouest, le Massif central au sud et le Massif ardenno-rhénan au nord.

Aux prémices d'une sédimentation liasique assez limitée, succède une nouvelle phase transgressive apportant des dépôts du Dogger et du Malm, stables, caractérisant un environnement de plate-forme carbonatée, comme en témoignent les dépôts au niveau de la boutonnière du Boulonnais (Figure 2.7-B). Au Jurassique supérieur (Kimmeridgien et Tithonien), une subsidence du Boulonnais permet à des dépôts de plate-forme détritique de se déposer. Il s'agit des alternances de grès et d'argiles qui déterminent la morphologie des côtes rocheuses en caps et en baies. La série se termine par les dépôts continentaux du Purbeckien.

Au Crétacé, le Bassin parisien est bordé à l'ouest par le Massif armoricain, au sud par le seuil du Poitou et le Massif central, et au nord par le Massif Londres-Brabant. La série inférieure du Crétacé est marquée par le recul de la mer jurassique et par un grand épisode continental, caractérisé par des dépôts d'origine fluviale et lacustre : le Wealdien (Figure 2.7-C).

Tableau 2.2 : Histoire géologique de la province. BP (« Before Present ») : nombre d'années avant 1950, soit avant la période actuelle ; Ma : millions d'années.

Age	Ère	Période	Époque	Événement		Roche	Site de la province
-10 000 BP	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	Période érosive de modelage du paysage : formation des marais, estuaires et massifs dunaires	Façonnement du paysage par l'Homme : assèchement des marais, poldérisation, urbanisation du littoral...	Sédiments fluvo-marins	Systèmes dunaires littoraux picard, boullonnais et flamand Estuaires de la Somme, de l'Auflie et de la Canche Marais maritimes boullonnais
-1,8 Ma			Pléistocène				
-65 Ma		Paléogène	Éocène	Orogenèse pyrénéenne		Argiles des Flandres (Yprésien)	
			Paléocène	Transgression marine par le nord		Sables et argiles (Thanétien – Landénien)	Monts de Flandre, dans l'arrière pays, à l'est de Saint-Omer
-140 Ma	Mésozoïque	Crétacé	supérieur	Période transgressive : communication du Bassin parisien avec la Méditerranée et l'océan Atlantique (communication avec le Bassin aquitain) via le seuil du Poitou		Séries crayeuses (Cénomannien – Turonien)	Collines de l'Artois Cap Blanc-Nez
			inférieur	Recul de la mer jurassique et érosion : formation des fleuves et deltas		Argiles du Gault (Albien) Sables et grès verts (Aptien) Facies Wealdien (sables blancs et argiles bariolées ; Barrémien)	Cap Blanc-Nez
		Jurassique	supérieur (Malm)	Subsidence du Boulonnais au Kimméridgien – Tithonien : dépôt de plate-forme détritique		Dépôts continentaux du Purbeckien Alternances argile-grès (Kimméridgien sup – Tithonien) Alternances argilo-calcaires (Oxfordien – Kimméridgien inf)	Cap Gris-Nez Falaises du Boulonnais
			moyen (Dogger)			Argiles (Callovien) Alternances marno-calcaires (Bathonien)	Intérieur du bas Boulonnais
-200 Ma			inférieur (Lias)	Transgression marine : ennolement d'une partie du Bassin parisien			
-250 Ma		Trias		Début de l'orogénèse alpine Début de l'érosion de la chaîne hercynienne		Argiles (en poches karstiques)	
-300 Ma		Permien		Fin de l'orogénèse hercynienne			
-360 Ma	Paléozoïque	Carbonifère				Calcaires Calcschistes	Bassin carrière de Marquise et Ferques, en arrière du cap Gris-Nez
-400 Ma			Dévonien	Début du cycle hercynien		Calcaires	

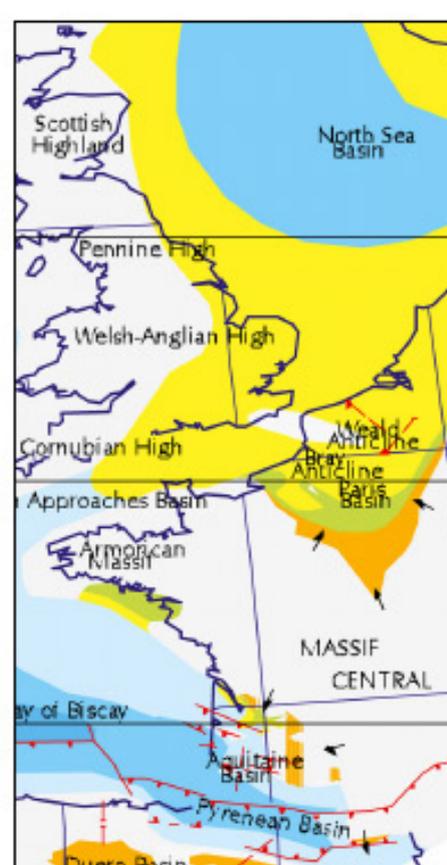
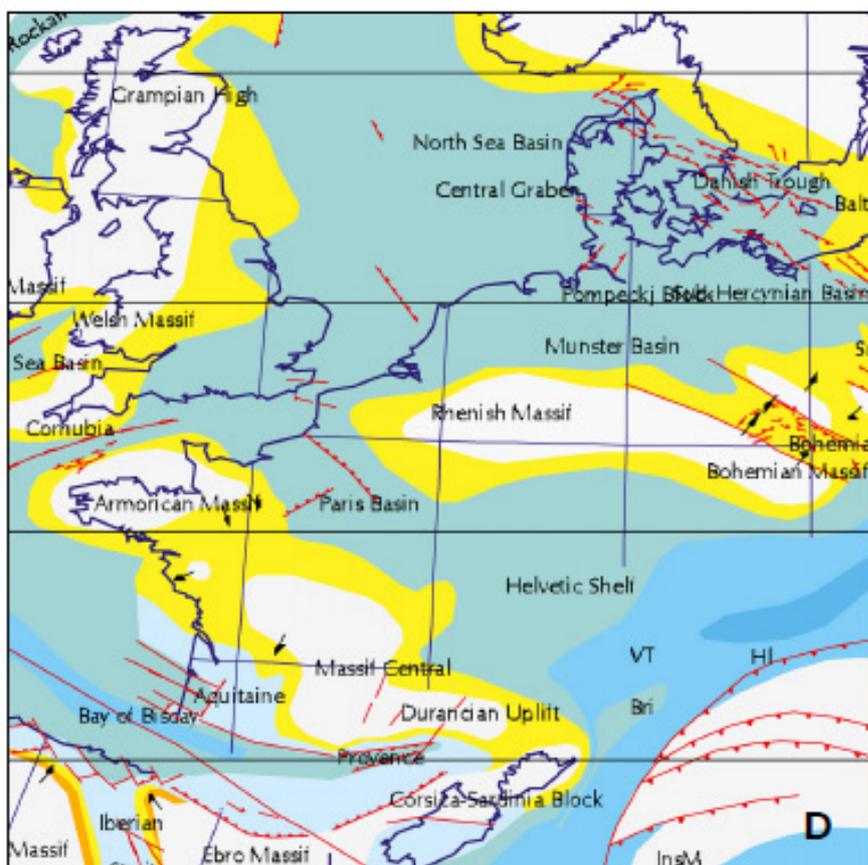
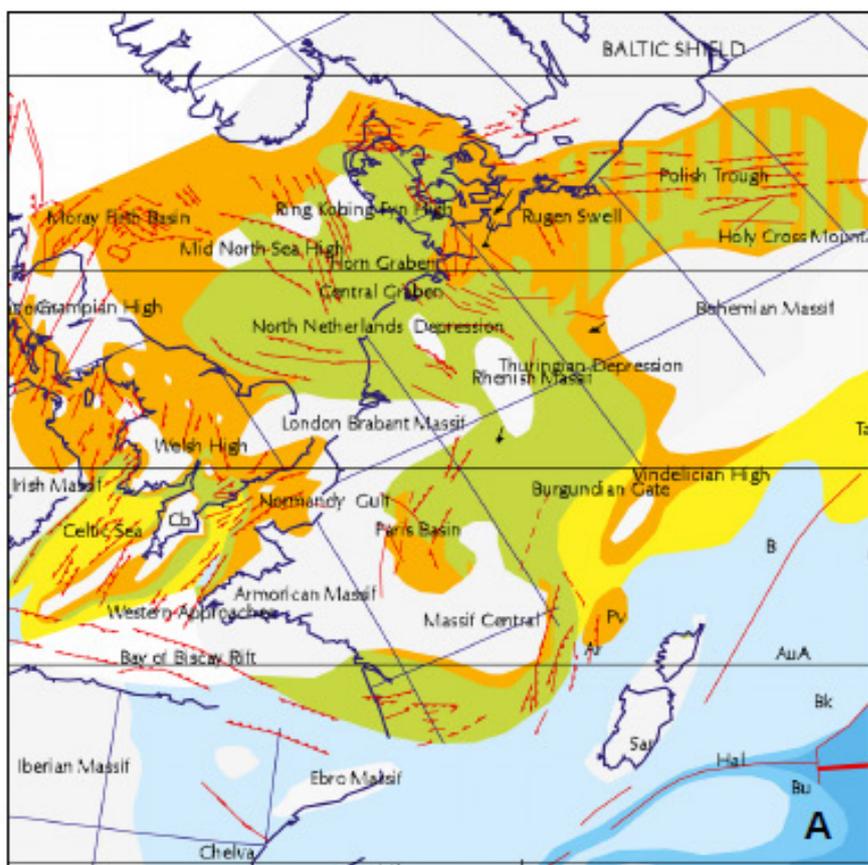
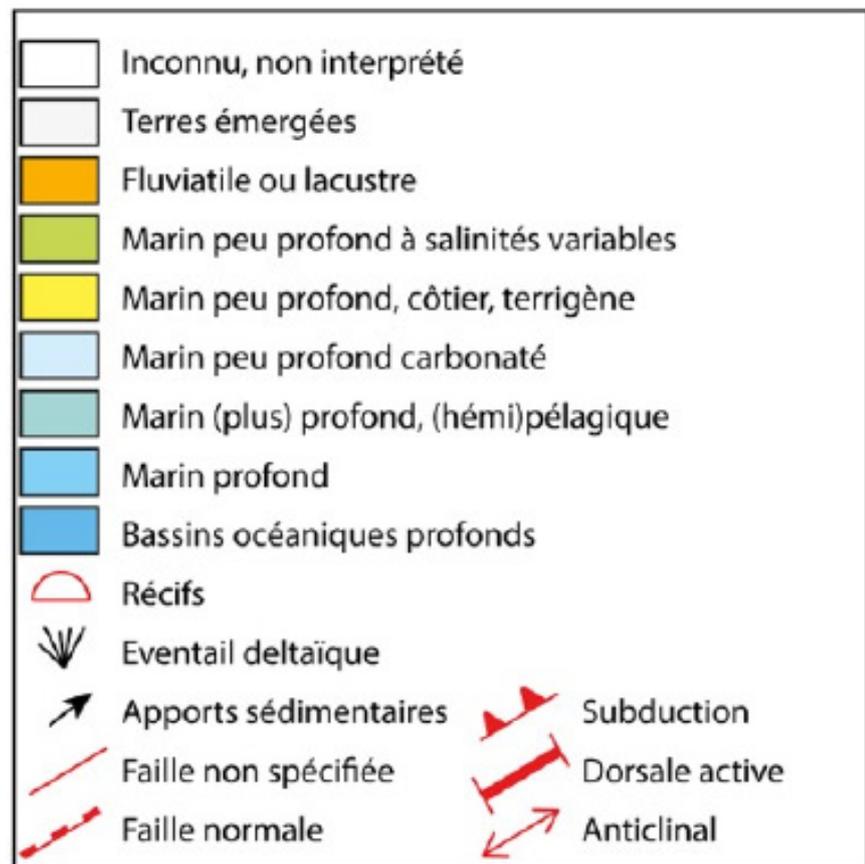
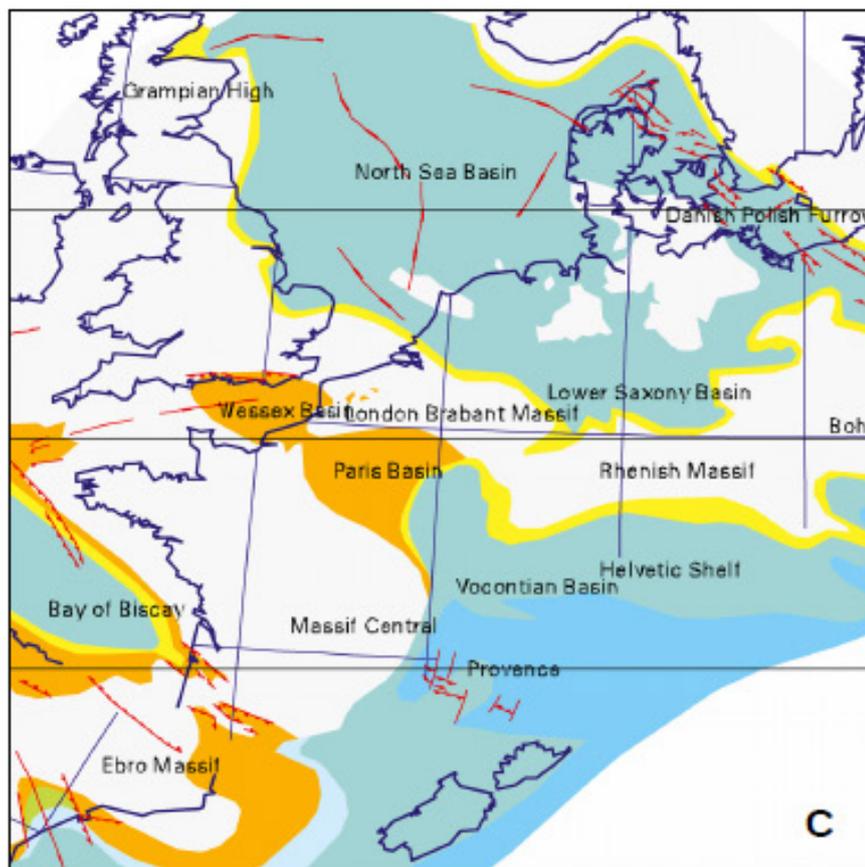
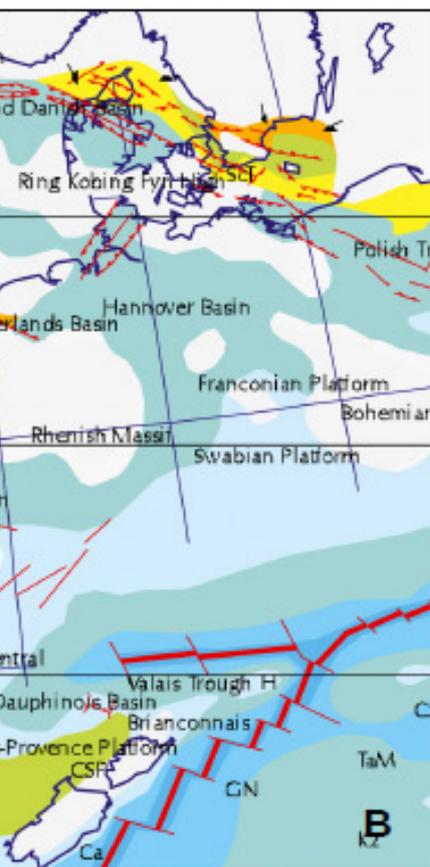


Figure 2.7 : Cartes paléogéographiques de la France à cinq périodes clés de son histoire. Les couleurs de la légende correspondent à la période géologique (A : Permien – B : Crétacé inférieur – C : Cénomaniens – D : Yprésien (modifié d'après Dercourt et al., 2000).



Legende correspondent à divers environnements. A : Norien (Trias) – B : Kimméridgien – C : Hauterivien (Crétacé)

Le Crétacé supérieur correspond à une large période transgressive qui permet la communication du bassin de Paris à l'est avec la Méditerranée et à l'ouest avec l'océan Atlantique Nord naissant. Cette transgression, combinée à une forte subsidence du bassin, permettra le dépôt de toute la série crayeuse crétacée (Figure 2.7-D).

Au début du Paléogène, et après un bref épisode régressif au Crétacé terminal, la mer s'avance une nouvelle fois, arrivant par le nord et permettant des dépôts successifs de sables et d'argiles durant tout le Cénozoïque (Figure 2.7-E).

Enfin, le Pléistocène est caractérisé par des alternances d'épisodes glaciaires et interglaciaires entraînant des variations du niveau marin. Ces variations ont une amplitude comprise entre 30 et 120 mètres et des cyclicités emboîtées de 20 000 ans, 40 000 ans et 100 000 ans, cette dernière cyclicité correspondant à la principale périodicité des épisodes glaciaires et interglaciaires (Figure 2.8). Les dépôts correspondant à cette époque sont une alternance ou une juxtaposition d'un complexe de loess caractéristique d'environnements périglaciaires et d'alluvions provenant de systèmes fluviaux en milieu plus tempérés. Cette succession n'est présente de façon attestée que sur les bordures des fleuves côtiers tels que la Somme (Antoine *et al.*, 2003).

Depuis le dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans, le niveau marin est passé de -120 mètres sous le niveau actuel (plus bas niveau relatif atteint) à sa position actuelle. La vitesse de remontée du niveau marin a atteint jusqu'à 12 mm/an (1,2 m/100 ans) sur cette période (ifremer.fr, 2015). L'Holocène est caractérisé par un climat tempéré et une remontée progressive du

niveau eustatique, attribuée à des phénomènes climatiques globaux (Figure 2.9).

L'évolution des côtes basses va alors dépendre de l'équilibre entre la vitesse de remontée du niveau marin et les apports sédimentaires en provenance du continent et de la mer. Dans un premier temps la remontée est rapide – environ +5 mm/an sur 3 000 ans – (Denys, Baeteman, 1995) et conduit la mer à entrer profondément dans les terres atteignant partout les reliefs crétacés ou jurassiques de la Somme au Boulonnais (Meurisse, 2007) ou tertiaires plus au nord (Mrani-Alaoui, 2006 ; Margotta, 2014). Des zones semi-fermées telles que le marais de Saint-Omer sont également envahies par la mer (Sommé *et al.*, 1994 ; Gandouin, 2003). À partir de 5 500 ans B.P., un ralentissement de la vitesse de remontée de la mer (Figure 2.9), combiné à un important stock sableux au large, a permis la mise en place de barrières littorales probablement dunaires. Ces barrières protègent les terres basses de la submersion marine, ainsi les eaux continentales rencontrent des difficultés à s'évacuer vers la mer. Ce surplus d'eau conduit à un développement important et non synchrone de tourbe dans les zones basses des plaines maritimes. Ce fonctionnement permet à la côte de progresser en direction de la Manche et de la mer du Nord (Margotta *et al.*, 2016).

Un phénomène de subsidence a été mis en évidence sur la province à partir des valeurs de niveau marin mesurées au marégraphe de Boulogne-sur-Mer ; ces valeurs rejoignent celles observées au niveau des marégraphes les plus occidentaux de l'Angleterre où trois stations présentent des élévations de l'ordre de +10 mm/an, suggérant clairement une subsidence sur ces sites (Cetmef, 2007).

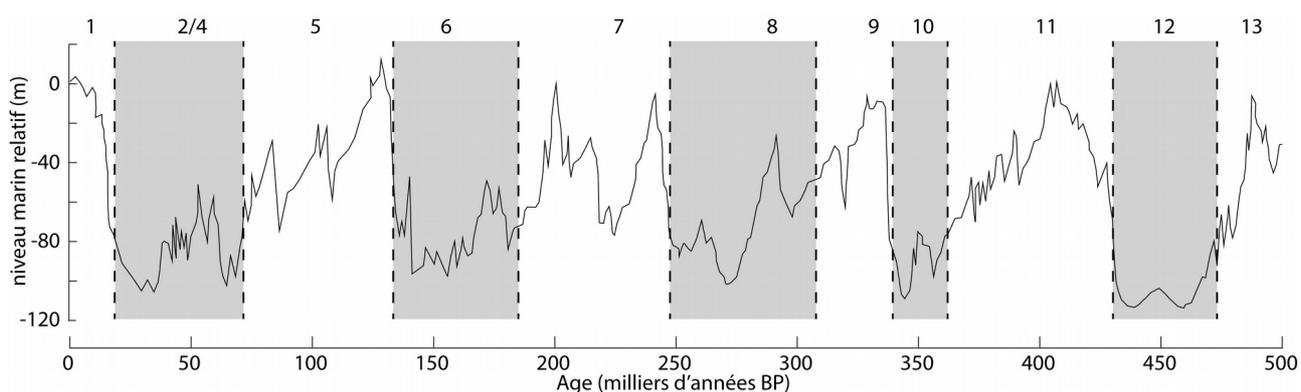


Figure 2.8 : Variations du niveau de la mer au cours des derniers 500 000 ans (en milliers d'années B.P.⁴) (modifié d'après Rohling *et al.*, 2009). Les cycles de 100 000 ans, matérialisés par des variations verticales de l'ordre de 100 mètres dominant et définissent les stades glaciaires (chiffres pairs en haut du graphique) et interglaciaires (chiffres impairs en haut du graphique). Les cycles de 40 000 et 20 000 ans se surimposent à cette grande cyclicité mais avec des amplitudes métriques à décimétriques.

4 B.P. = Before Present = « avant aujourd'hui »

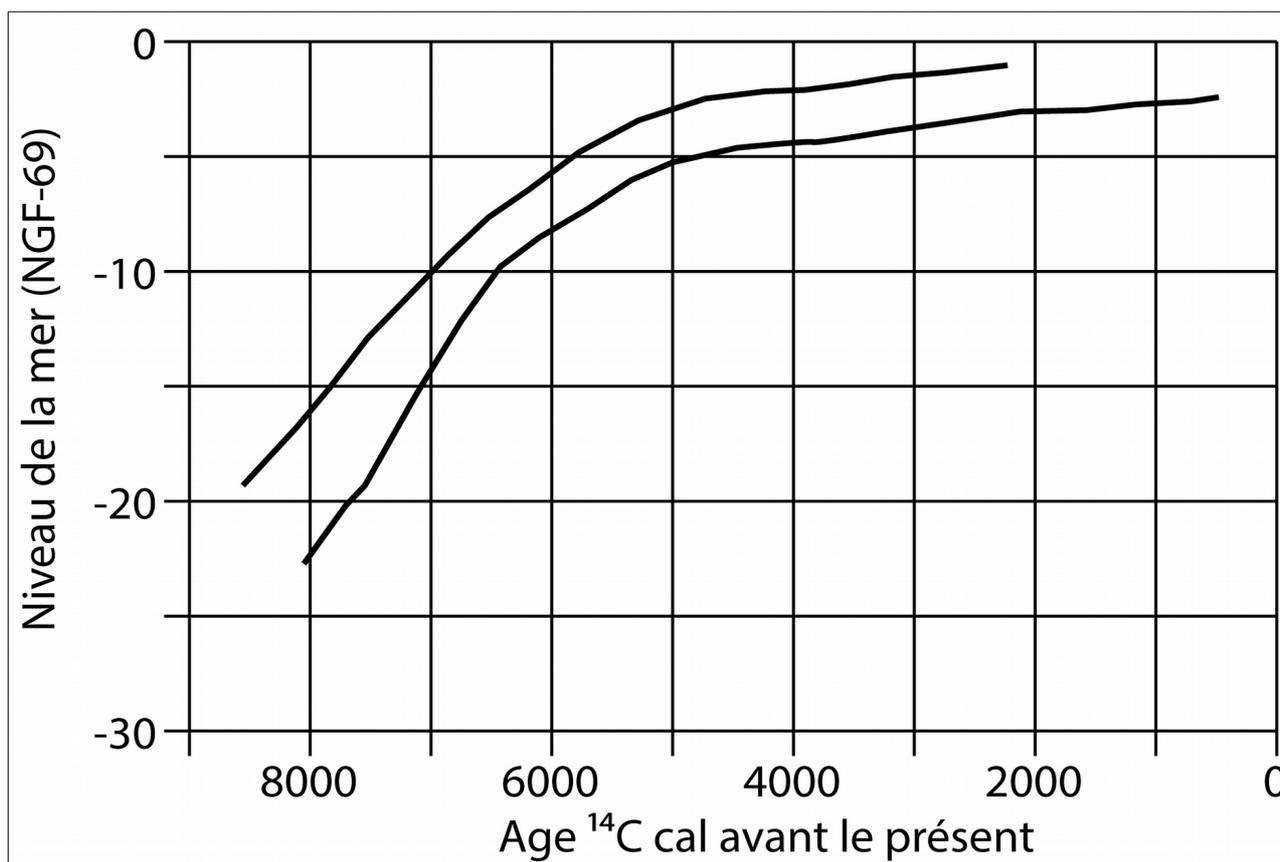


Figure 2.9 : Courbes de remontée du niveau marin dans le sud de la mer du Nord (Denys, Baeteman, 1995) représenté en NGF en fonction du temps calibré en carbone 14. L'espace entre les deux courbes représente la marge d'incertitude.

2.2.2.b. Formation du système Manche

Selon Toucanne (2008), l'évolution structurale de la Manche est contrôlée par des discontinuités crustales issues des orogénèses cadomienne et hercynienne, réactivées à plusieurs reprises tout au long de l'histoire posthercynienne (Lagarde *et al.*, 2003). Néanmoins, le système Manche trouve son origine dans une réactivation de failles principales orientées N60° lors de la phase compressive pyrénéenne Eocène/Oligocène (Ziegler, 1981, 1987). Le résultat est l'ouverture des fossés en demi-graben (Lericolais *et al.*, 1996 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003) (Figure 2.10). La phase de continentalisation des bassins de Paris et de Londres, devenant des bassins versants du fleuve Manche, s'initierait lors de l'inversion tectonique maximale de la Manche au Miocène associée à une régression régionale datée du Serravalien (Ziegler, 1987 ; Gibbard, 1988). Le fleuve Manche établit alors son cours en Manche orientale pour se jeter en Manche occidentale (Gibbard, 1988).

Au Pliocène terminal (du Reuvérien au Tiglien), la Manche orientale n'existe pas ; l'anticlinal Weald-Artois la précède, séparant l'océan Atlantique de la mer du Nord. La Seine et la Somme, qui se mettent en place vers cette période par les soulèvements épirogéniques du Bassin parisien, rejoignent le littoral au large du Havre, alors que les fleuves du nord de l'Europe (Tamise, complexe Rhin-Meuse et fleuve Baltique) se jettent dans la mer du Nord (Lericolais, 1997) (Figure 2.11-A).

Le Pléistocène inférieur est marqué par l'augmentation du débit des grands fleuves nord-européens. Les dépôts de matières détritiques altérées s'accroissent. Ce phénomène est dû aux importantes variations climatiques associées au début des glaciations de l'hémisphère Nord (Lericolais, 1997). Le sud de la mer du Nord est occupé par un important complexe deltaïque regroupant la Tamise, la Meuse, le Rhin et d'autres fleuves allemands. Ce complexe empêche la connexion entre l'océan Atlantique et la mer du Nord jusqu'à la régression maximum du Pléistocène moyen (complexe Cromérien ; Figure 2.11-B).

À partir du maximum glaciaire de l'Elstérien (environ 0,4 Ma), la calotte glaciaire descend jusqu'à la Tamise et les Pays-Bas, entraînant un remodelage complet du paysage nord-européen. La formation d'un immense lac proglaciaire dans le sud de la mer du Nord, recueillant les eaux de fonte du sud de la calotte européenne et des fleuves centre-européens depuis la Pologne jusqu'aux Pays-Bas, provoque l'ouverture du détroit du Pas-de-Calais, datée d'il y a 455 000 ans (Toucanne, 2008) (Figure 2.11-C). Les mécanismes de cette ouverture restent spéculatifs et impliquent diverses hypothèses non tranchées (Gibbard, 1995) : érosion par les fleuves en bas niveau marin (Dingwall, 1975), érosion glaciaire (Destombes *et al.*, 1975), érosion par les courants de marée (Hamblin *et al.*, 1992) ou rupture de type catastrophique⁵ au niveau du détroit (Smith, 1985 ;

Gupta *et al.*, 2007). À partir de cette date, et au gré des oscillations glaciaires et isostatiques en mer du Nord, la plupart des fleuves centre-européens s'écoulent vers le sud et augmentent la puissance du fleuve Manche (Figure 2.11-D).

Ainsi les cycles de glaciations/déglaciations du Pléistocène ont mis en place un système de paléovallées en Manche centrale et orientale, constituant un réseau complexe de vallées fluviales anastomosées qui présentent plusieurs séquences de remplissage d'origine polygénique (fluviale ou d'érosion tidale) (Lericolais, 1997 ; Antoine *et al.*, 2003) (Figure 2.12). Leur continuité vers la côte n'est pas toujours évidente, en particulier vers la mer du Nord (Margotta, 2014) en raison de l'importante épaisseur de sédiments sableux holocènes.

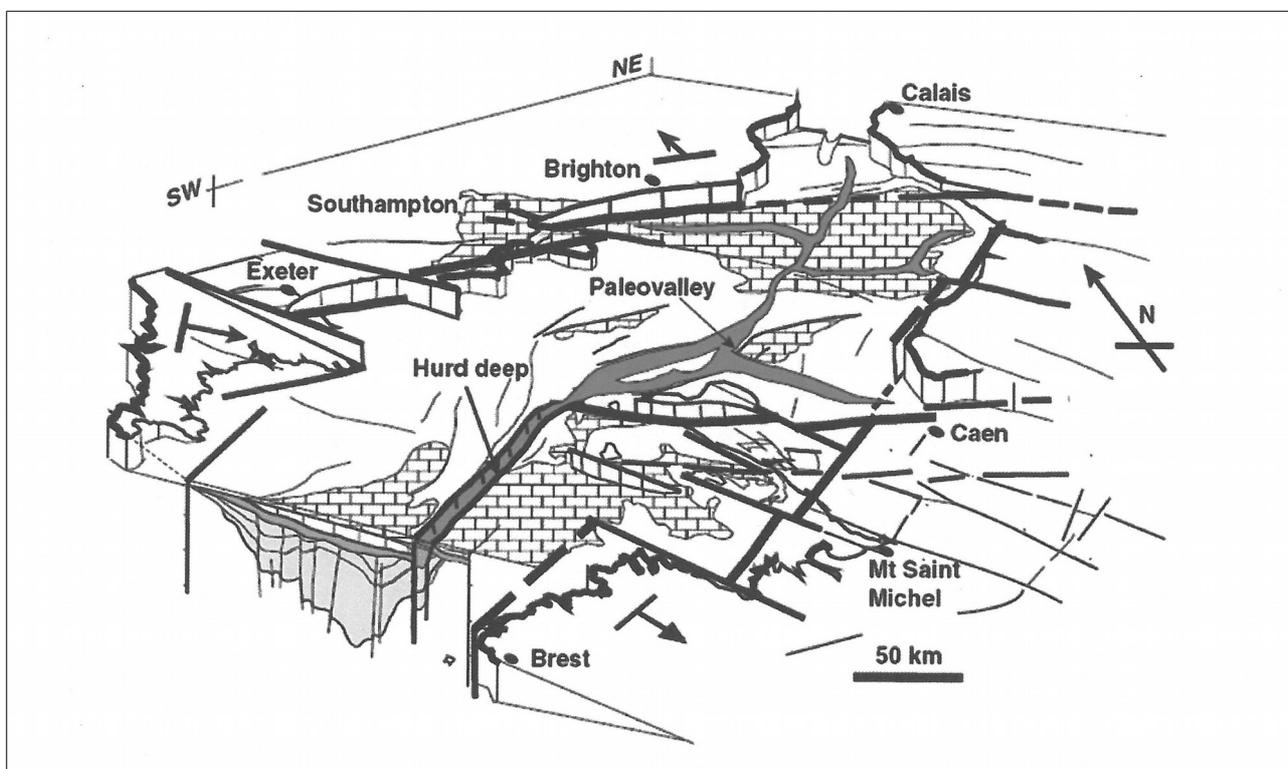


Figure 2.10 : Interprétation morphotectonique de la Manche avec la profonde vallée sous-marine « Hurd deep » (180 m) et les paléovallées (« paleovalley ») des fleuves quaternaires (Toucanne, 2008 ; modifiée d'après Lagarde *et al.*, 2003)

5 Les auteurs avancent l'hypothèse que le détroit du Pas de Calais s'est formé par l'inondation soudaine des eaux du lac pro-glaciaire formé par la fonte de la calotte glaciaire nord-européenne.

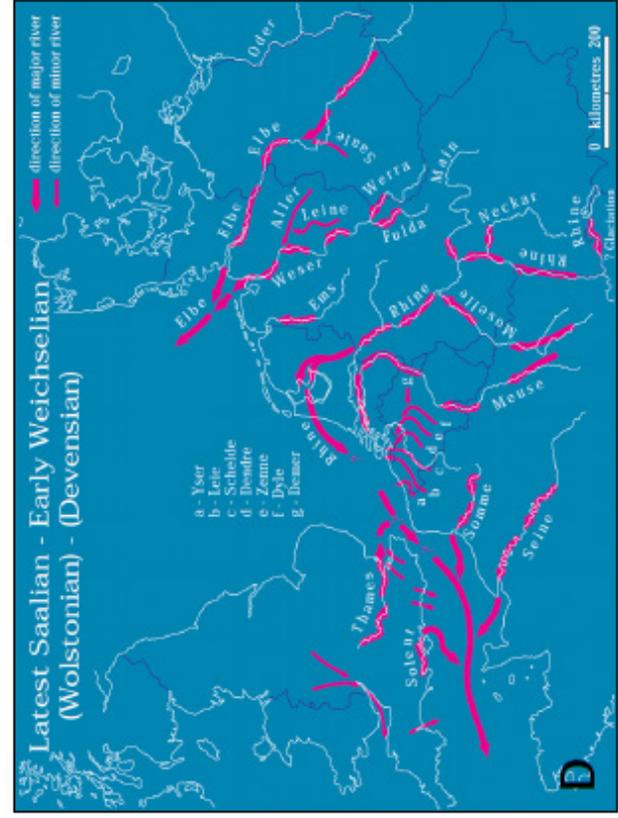
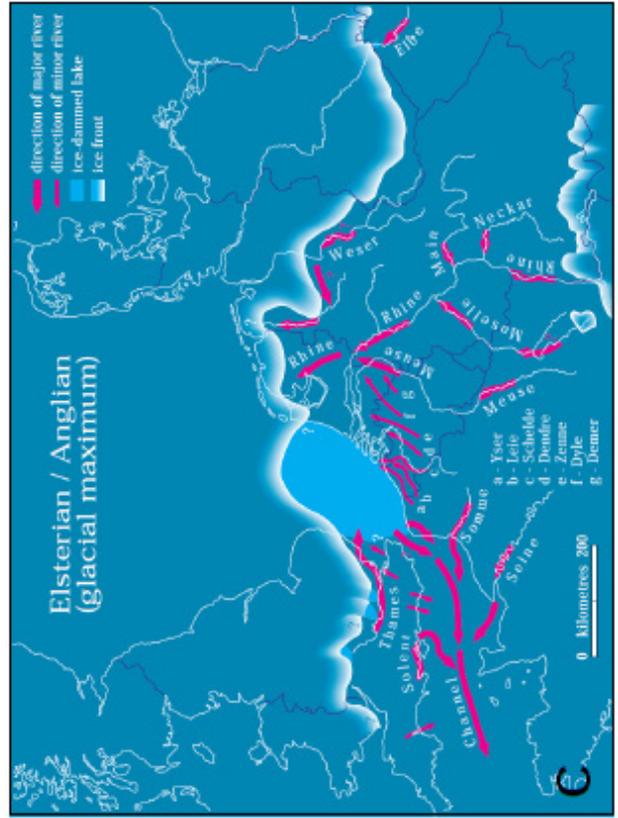
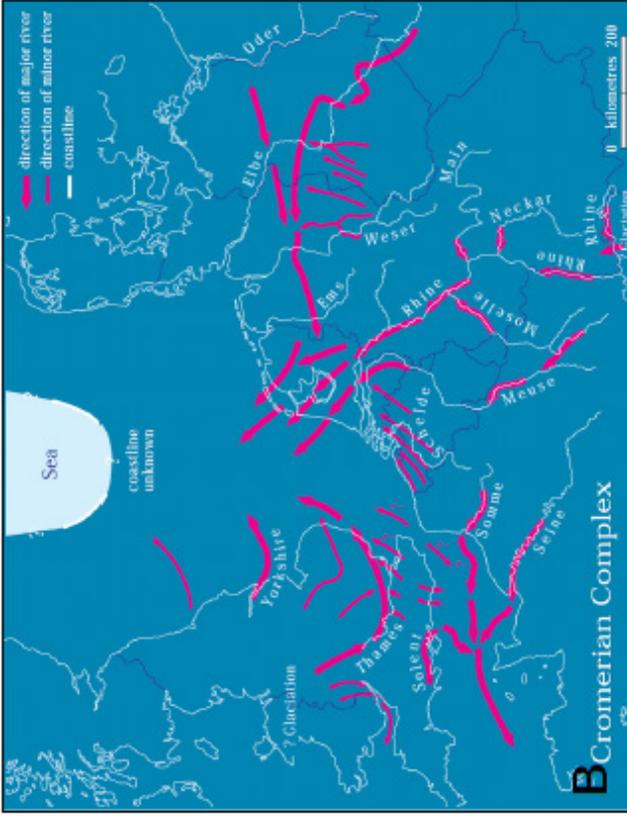
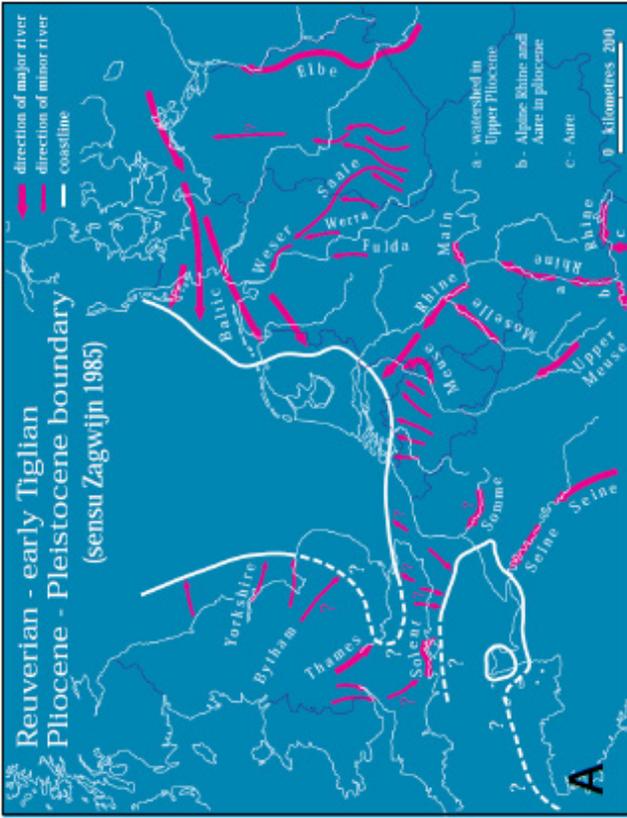


Figure 2.11 : Lignes de drainage du Pliocène terminal (A) au Pléistocène inférieur (environ 2,4 Ma), (B) au « Complexe Cromérien » (environ 0,8 à 0,5 Ma), (C) pendant le maximum glaciaire de l'Elstérien (environ 0,4 Ma) et (D) au Saalien terminal (environ 100 000 ans) (modifié d'après Gibbard, 1988)

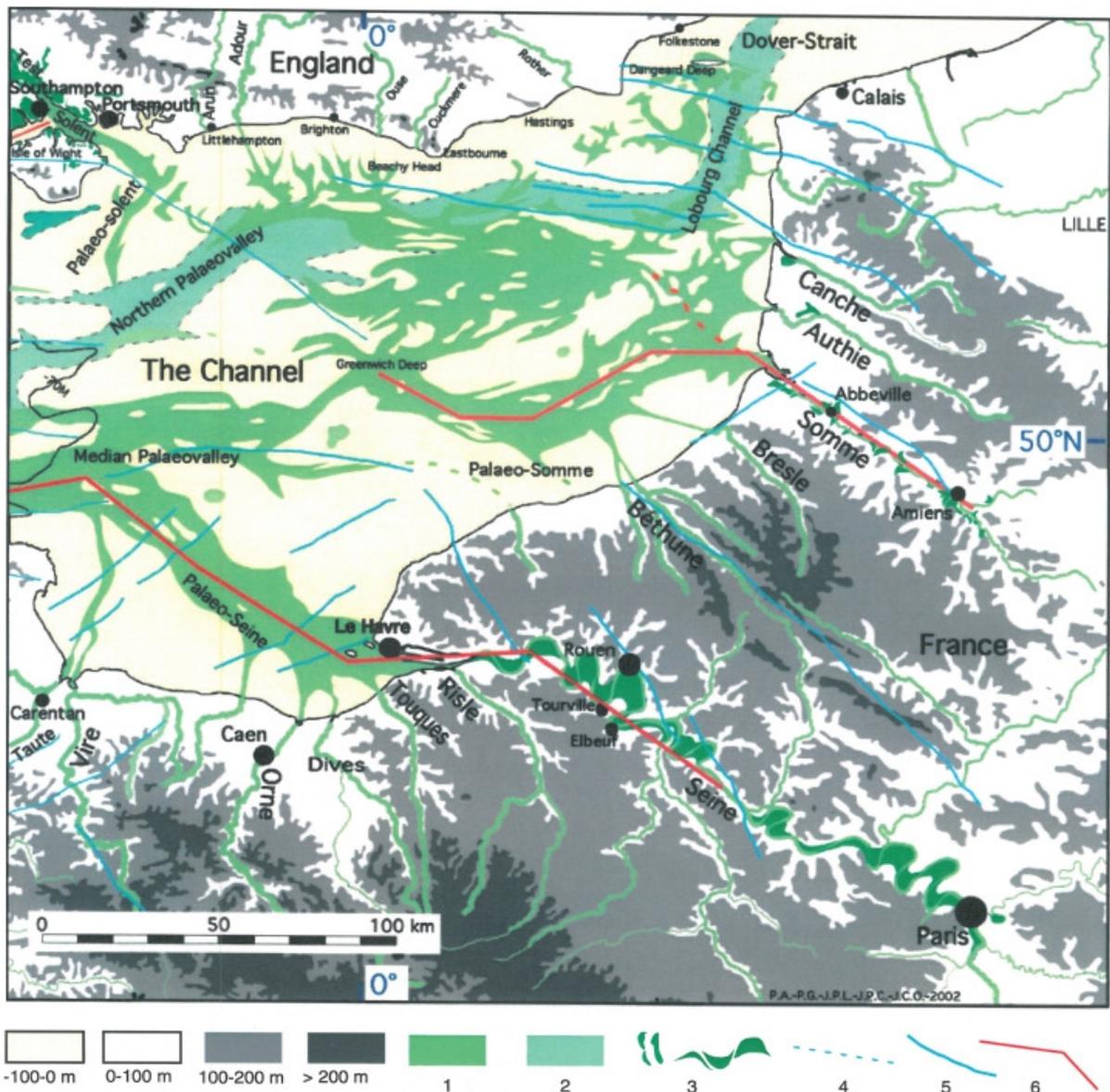


Figure 2.12 : Système fluvial de la Manche orientale pendant le Pléistocène (d'après Antoine et al., 2003). 1 : Réseau fluvial submergé de la Manche (remplissage : 10 à 90 m d'épaisseur) ; 2 : Paléovallées non remplies ; 3 : Principales concentrations de terrasses ; 4 et 5 : Failles principales ; 6 : Profils longitudinaux (non présentés ici).

2.2.3 Caractéristiques géologiques par secteur de côte

2.2.3.a. La plaine maritime picarde

La plaine maritime picarde s'est formée par l'accumulation de sédiments fluviaux et marins au Quaternaire récent. Elle est représentée par d'anciens marais maritimes, aujourd'hui poldérisés, situés sous le niveau des plus hautes mers (les « Bas-Champs ») : ils sont protégés à l'ouest par des cordons dunaires et limités à l'est par une falaise fossile marquant l'extension de la progression post-glaciaire et bordant le plateau

crayeux picard (Figure 2.13). Dans sa partie centrale, sur les communes de Merlimont et de Berck, le système dunaire s'étale sur 2 à 3 km de large, formant un vaste ensemble sur plus de 1 000 ha. Ces formations dunaires sont interrompues par les estuaires, formés de sédiments de colmatage (vases et sables) essentiellement holocènes avec quelques rares dépôts du Quaternaire plus ancien (Meurisse, 2007). En continuité d'un estran sableux, les fonds marins sont caractérisés par une série continue allant de la craie sénonienne aux formations tertiaires du Thanétien et de l'Yprésien, recouvertes par des sédiments holocènes (Figure 2.13).

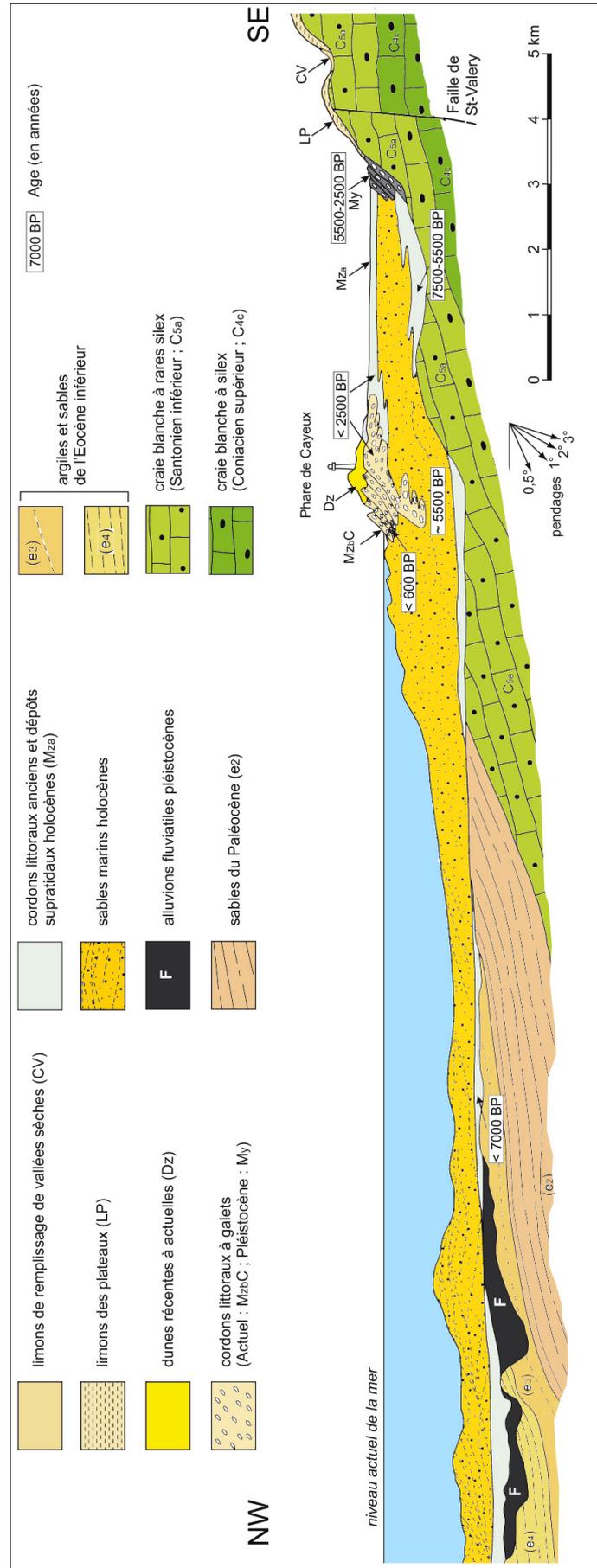


Figure 2.13 : Coupe géologique au niveau de Cayeux-sur-Mer (d'après Broquet et al., 1985)

2.2.3.b. Le Boulonnais

Le Boulonnais comprend deux régions naturelles bien distinctes (Figure 2.14) : le bas et le haut Boulonnais. Le bas-Boulonnais correspond à une boutonnière limitée à l'est par le horst de l'Artois, caractérisée par une mosaïque de collines et bas-plateaux essentiellement jurassiques découpés par un réseau de failles orthogonales.

Un dense réseau de vallons et vallées s'y inscrit, aboutissant à la mer par des estuaires profondément colmatés (Slack, Wimereux).

La géologie marine au large du Boulonnais correspond essentiellement aux terrains rencontrés le long du littoral, ceux-ci étant plus ou moins recouverts par des sédiments quaternaires (cailloutis et graviers) (Figure 2.15). La côte correspondante est définie par les alternances marno-calcaires et argilo-gréseuses jurassiques (cap Gris-Nez ; Figures 2.15, 2.16 et 2.17). Ces alternances déterminent le type de côte : caps quand les roches affleurant sur le trait de côte correspondent à des grès, baies quand celles-ci correspondent à des argiles ou à l'occasion de failles.

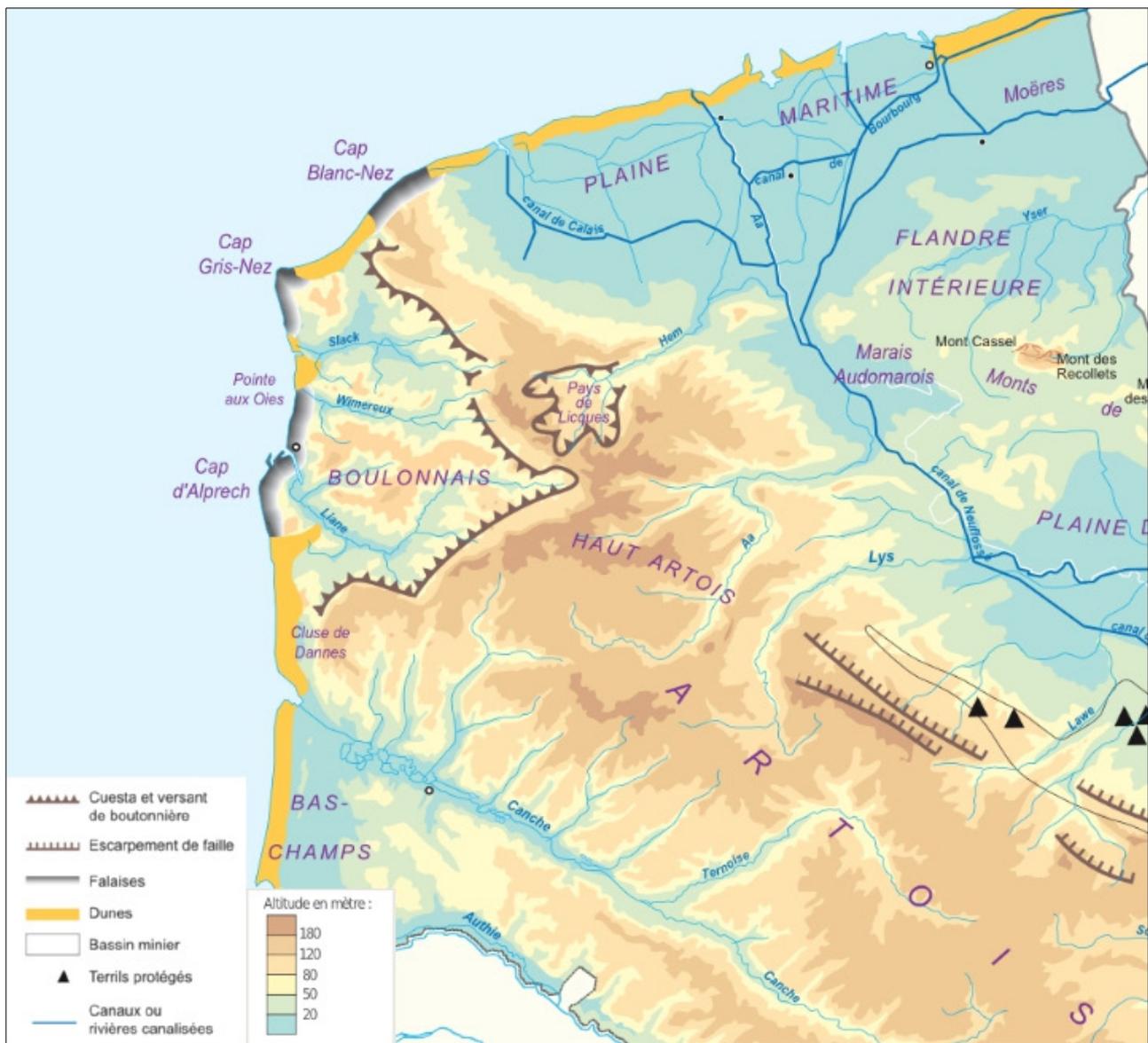


Figure 2.14 : Carte morpho-structurale de l'Artois-Boulonnais. La plaine maritime flamande et les Bas-Champs (plaine maritime picarde) présentent une faible altitude et sont séparées de la mer par un cordon dunaire. Le Boulonnais, de plus forte altitude, les sépare : cet anticlinal se termine par le horst du Boulonnais, bordé par des falaises (d'après DREAL Nord - Pas-de-Calais, 2005, modifié)

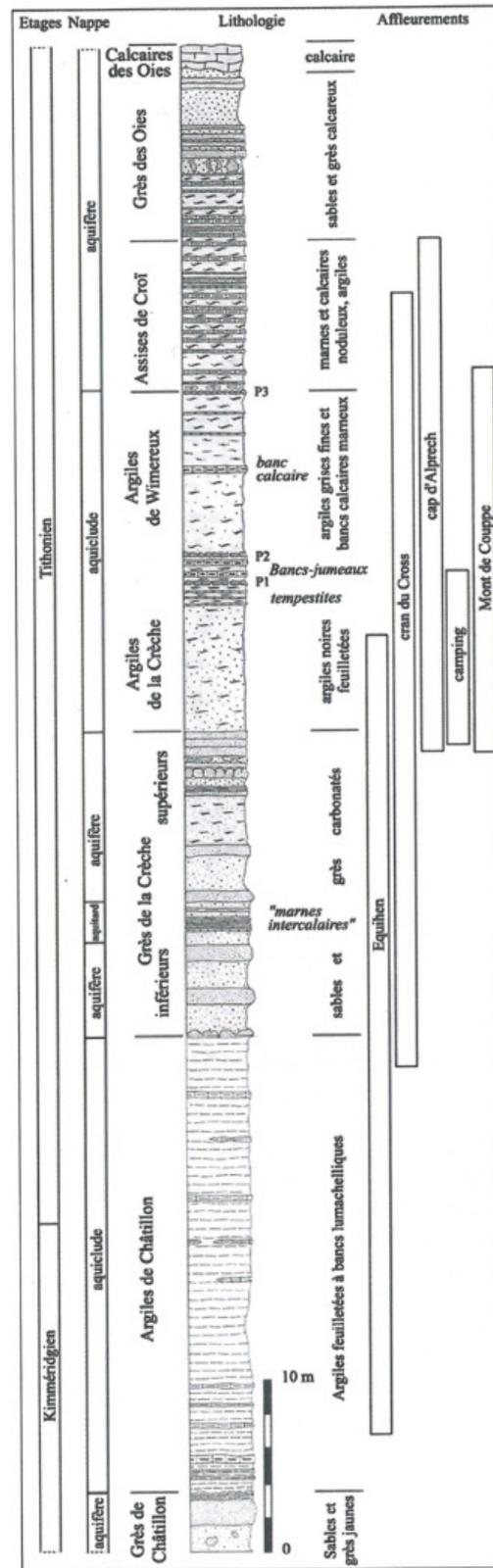
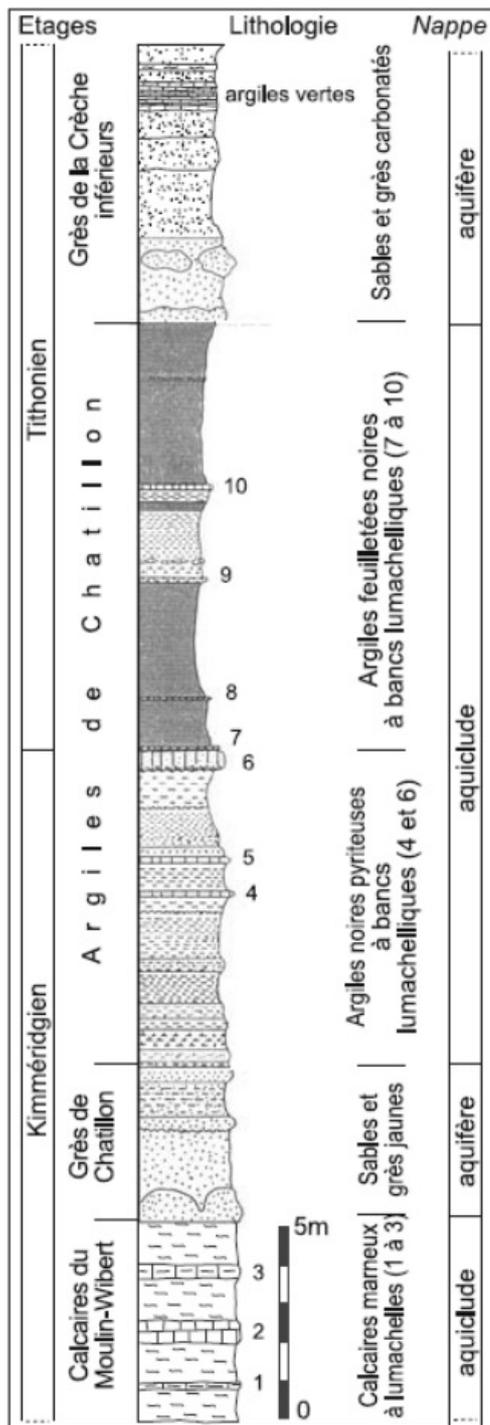


Figure 2.15 : Coupes lithostratigraphiques des falaises entre Boulogne-sur-Mer et le cap Gris-Nez (Broquet, Bonte, 1971 ; Geysant et al., 1993 ; Pierre, 2005b)

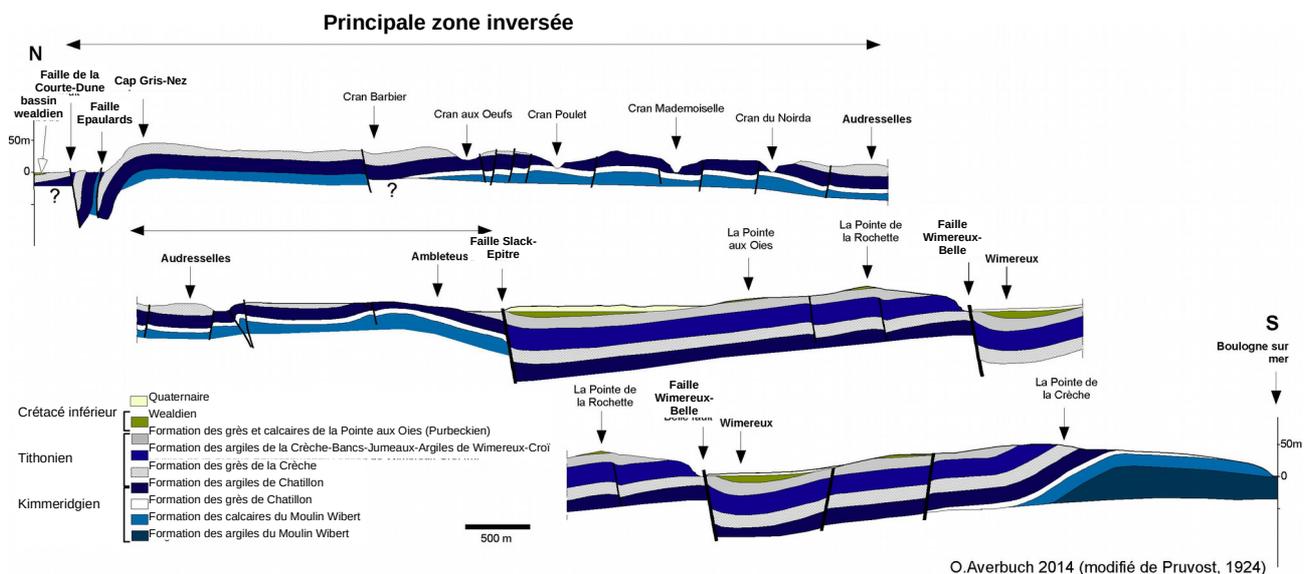


Figure 2.16 : Structure des falaises affleurant le long de la côte entre le cap Gris-Nez et Boulogne-sur-Mer (Averbuch et al., 2014)



Figure 2.17 : Anticlinale du cap Gris-Nez (cliché Olivier Averbuch, 2005). Les bancs les plus résistants, bancs calcaires essentiellement, séparés par des niveaux argileux, soulignent la structure du pli affecté par des failles.

Le haut-Boulonnais est composé d'un vaste plateau crayeux recouvert de limon, jouant le rôle de ligne de partage des eaux entre les bassins de la Manche et de la mer du Nord ; sur la côte, il est représenté par les falaises crayeuses du cap Blanc-Nez (Figures 2.18, 2.19 et 2.20).

Entre ces falaises jurassiques et crétacées s'individualise la petite plaine maritime de Wissant, fermée par un cordon dunaire (Figure 2.21).

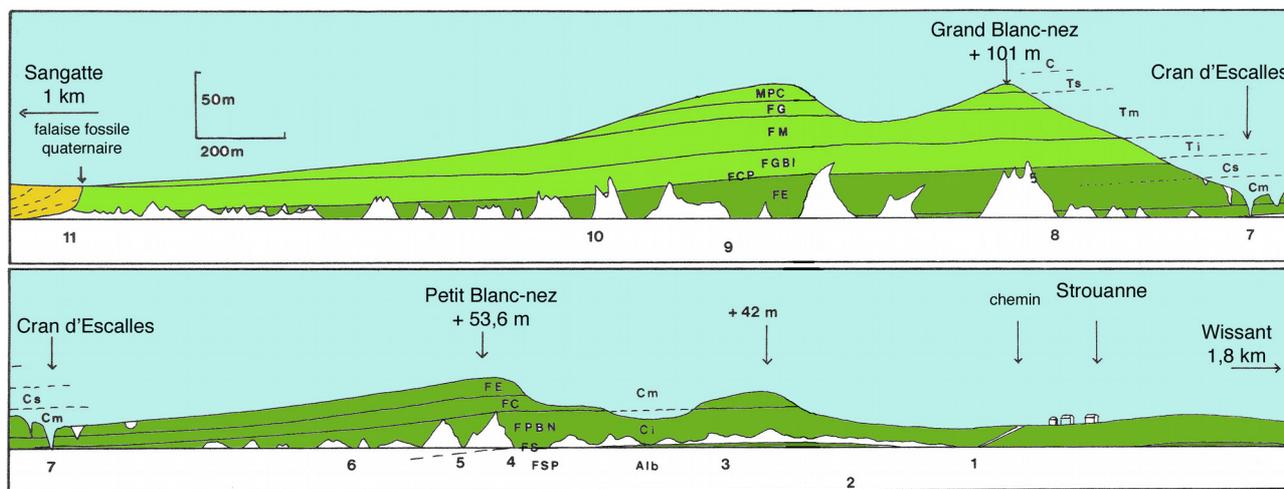


Figure 2.18 : Structure des falaises affleurant le long de la côte entre Sangatte et Wissant (d'après Mansy et al., 2007)



Figure 2.19 : Grand Blanc-Nez, falaise crayeuse du Crétacé (cliché Isabelle Liénard, 2010)

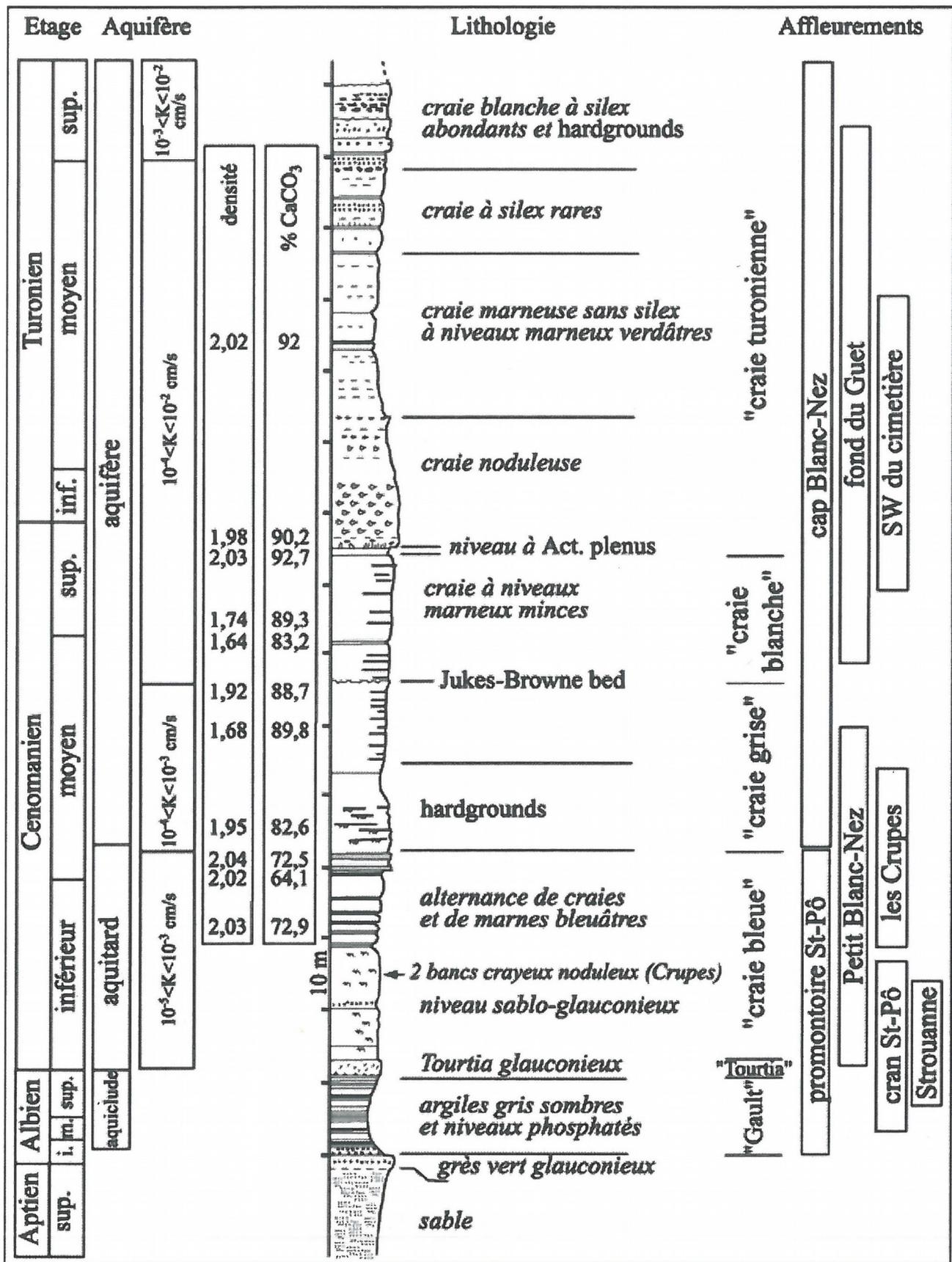


Figure 2.20 : Coupe lithologique du cap Blanc-Nez (Robaszynski, Amédro, 1993 ; Pierre, 2005a)



Figure 2.21 : Baie de Wissant, basse plaine maritime entre les caps Gris-Nez et Blanc-Nez (visible à l'arrière-plan à gauche) fermée par un cordon dunaire (cliché Vincent Vancaenenbroeck, 2014)

2.2.3.c. La plaine maritime flamande

La côte de la plaine flamande est caractérisée par la vaste unité morphosédimentaire holocène (Figure 2.22) qui prend naissance dans le Calaisis, à l'extrémité de la falaise pléistocène de Sangatte (Sommé *et al.*, 1999) qui est le prolongement géométrique de la falaise crayeuse du cap Blanc-Nez (Pierre, 2005a) (Figure 2.23). Les dépôts quaternaires (essentiellement holocènes), épais de plus de 30 m au niveau du littoral, colmatent une

morphologie fossile qui entaille successivement d'ouest en est la craie crétacée, les sables et argiles landéniens puis les argiles yprésiennes sur la majeure partie de la plaine. En continuité de l'estran sableux, les fonds marins incisés par des vallées fossiles (Liu *et al.*, 1992) sont caractérisés par les formations argileuses yprésiennes recouvertes par des sédiments holocènes surmontés de nombreux bancs sableux (Vicaire, 1991 ; Trentesaux, 1993 ; Trentesaux *et al.*, 1999 ; Mathys, 2009).

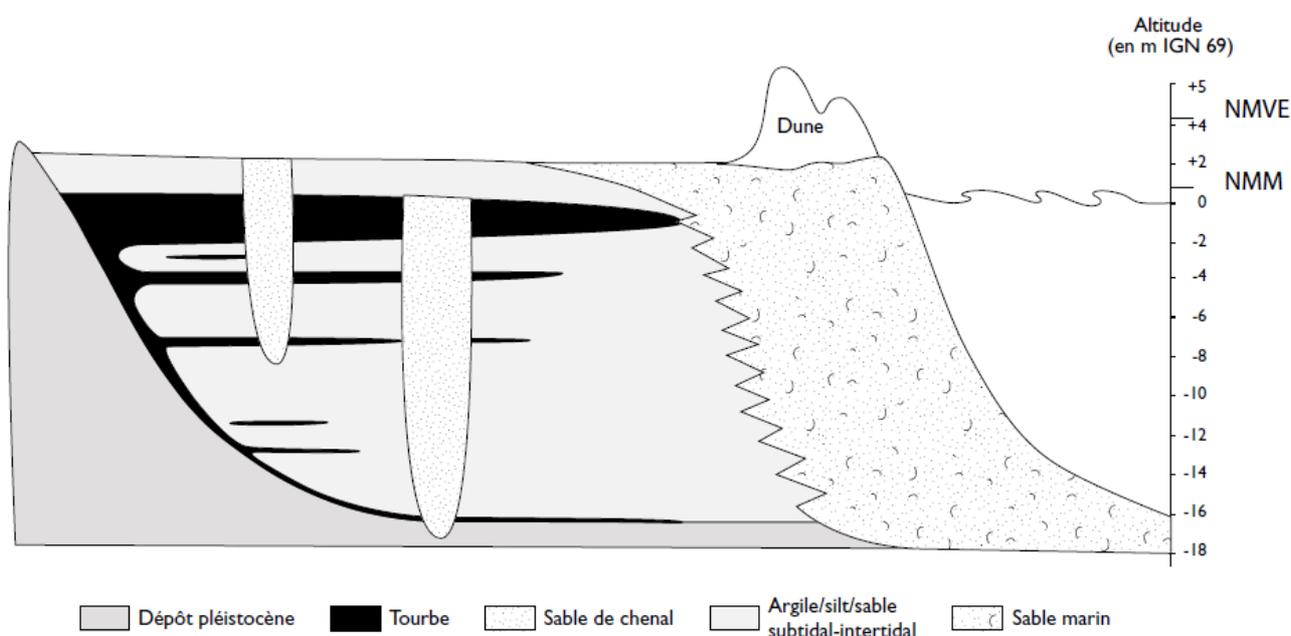


Figure 2.22 : Coupe stratigraphique schématique de la séquence holocène de la plaine maritime flamande (Mrani-Alaoui, 2006)

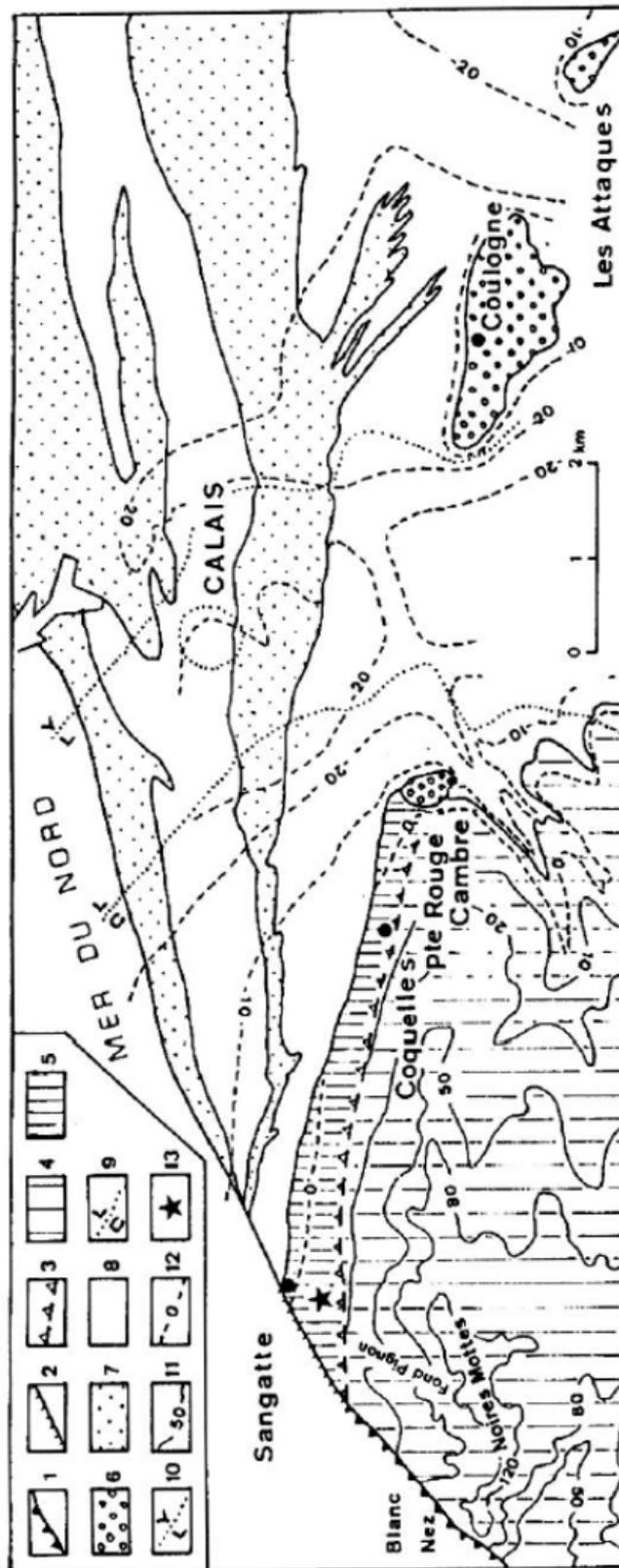


Figure 2.23 : Plaine maritime du Calais et région de Sangatte (Sommé et al., 1999). 1 : Falaise actuelle dans la craie – 2 : Falaise actuelle dans les formations pléistocènes de Sangatte – 3 : Falaise fossile du Pléistocène moyen – 4 : Plateau crayeux couvert de loess – 5 : Formations pléistocènes de Sangatte – 6 : Cordon littoral pléistocène – 7 : Cordon littoral et dunes holocènes – 8 : Marais maritime holocène – 9 : Limite Landénien-Crétacé – 10 : Limite Yprésien-Landénien – 11 : Isohypses (en mètres) – 12 : Courbes de niveau de la base du Quaternaire (en mètres) dans la plaine maritime – 13 : Puits du Tunnel sous la Manche.

2.3 Géomorphologie

2.3.1 Géomorphologie terrestre

2.3.1.a. Description géomorphologique générale

La province présente une diversité morphologique regroupée en trois entités (Figure 2.24) :

- **la plaine maritime picarde**, de la baie de Somme jusqu'à Équihen-Plage (100 km), caractérisée par un système dunaire de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, isolant de la mer des bas marais appelés « Bas-Champs » en Marquenterre (entre la Somme et l'Authie) et traversée par les estuaires de la Somme, de l'Authie et de la Canche ;
- **les falaises du Boulonnais** d'Équihen-Plage à Sangatte (47 km), interrompues par

les estuaires de la Liane (à Boulogne-sur-Mer), du Wimereux et de la Slack (entre Wimereux et Ambleteuse) ainsi que par la petite plaine maritime de Wissant ; les falaises du Boulonnais sont localement incisées par des vallées suspendues (appelées localement « crans ») ;

- **la plaine maritime flamande** et les dunes de la mer du Nord, de Sangatte à la frontière belge (95 km), caractérisées par un étroit système dunaire isolant de la mer une plaine submersible, et entrecoupé par l'estuaire de l'Aa ainsi que par les ports et villes de Calais et Dunkerque.

Le littoral de la province est à 73 % naturel : les côtes d'accumulation sont majoritaires car elles représentent 62 % du linéaire côtier, les falaises étant présentes sur 11 % du linéaire de la province (voir détails dans le Tableau 2.3⁶). Elle reste néanmoins une des plus artificialisées de métropole avec 27 % de son linéaire anthropisé⁷.

Tableau 2.3 : Linéaire de type de côte (en km) par unité morphosédimentaire (Cerema, 2015 d'après Histolitt® et EUROSION)

	Falaises et côtes rocheuses		Côtes d'accumulation		Côtes artificialisées	Total
	> 20 m	< 20 m	Sableuses et sablo-vaseuses	Vaseuses		
Plaine picarde	0	0	53,8	36,8	9,8	100,4
Boulonnais	25,4	0	13,5	0	7,8	46,7
Plaine flamande	0,7	0	42,3	4,9	47,5	95,4
Total	26,1	0	109,6	41,7	65,1	242,5
	26,1		151,3			

6 Voir également la note de bas de page n°1 sur le calcul des linéaires côtiers et la projection des données issues de la base de données européenne EUROSION sur le trait de côte Histolitt®.

7 Le caractère « artificialisé » est ici extrait de la base de données européenne EUROSION, constituée à dire d'experts à l'échelle du 1/100 000. Une évaluation basée sur l'impact des ouvrages et aménagements côtiers sur le trait de côte est donnée au chapitre 5.1 et conclut à 143 km de côtes artificialisées, soit près de 59 % du linéaire de la province.

Dynamiques et évolution du littoral

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



Type de côte



- | | | |
|--|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> — Limite de province sédimentaire — Cours d'eau — Cours d'eau principal — Cours d'eau secondaire □ Emprise des unités morphosédimentaires ■ Bâti □ Limite départementale | <p>Type de côte</p> <ul style="list-style-type: none"> — Falaise et côte rocheuse supérieure à 20m — Côte d'accumulation sableuse ou sablo-limoneuse — Côte d'accumulation vaseuse — Zone portuaire et poldérisée •••• Grève et cordon de galets | <ul style="list-style-type: none"> ■ Massif dunaire ■ Marais maritime et marais salant ■ Zone intertidale |
|--|--|--|

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

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire, unité morphosédimentaire - Cerema & MEEM
 Géomorphologie du trait de côte - EEA & Cerema
 Estran, trait de côte - Cerema & MEEM
 Bathymétrie de métropole - Ifremer

Pays limitrophes - EEA
 GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 TC Histolitt - ©SHOM - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
 Cours d'eau - BD Carthage



Figure 2.24 : Géomorphologie de la province de la frontière belge à la pointe du Hourdel

2.3.1.b. Description géomorphologique de la plaine maritime picarde : de la baie de Somme à Hardelot-Plage

La plaine maritime picarde s'étend sur environ 110 km de la baie de la Somme à Hardelot-Plage. Elle est composée d'un système dunaire complexe, d'une largeur de 10 km au sud et 3,5 km au nord, et de bas marais délimités vers l'intérieur par une falaise fossile (appelée aussi falaise morte) bordant le plateau picard (Figures 2.25 et 2.26). Elle s'est formée par accumulation de dépôts fluviatiles ou marins au Pléistocène et à l'Holocène dans une ancienne baie ouverte sur la Manche.

Le complexe des dunes picardes est constitué de cordons linéaires plus ou moins parallèles à la côte ou de dunes paraboliques liés aux vents dominants d'ouest. Alimenté par les sables de l'estran, il correspond à la période terminale de formation de la plaine maritime : les dunes ont envahi les anciens vallons perpendiculaires au rivage au Moyen Âge et se sont plaquées sur les contreforts du Jurassique ou du Crétacé.

Entre la Somme et la Canche, le complexe dunaire, d'une largeur de 3 à 4 km, est dédoublé en un système externe très récent (parfois moins de 2 siècles) et un système interne datant de moins de 1 000 ans, séparés par une plaine interdunaire sableuse plus ou moins humide. Ces dunes constituent un véritable musée naturel de formes éoliennes : dunes embryonnaires, avant-dunes, couloirs, caoudeyres, pourrières, dunes paraboliques (Battiau-Queney, 2015). À l'arrière de

cet ensemble dunaire, les « bas-champs », zone humide et tourbeuse potentiellement submersible, s'étendent jusqu'à la falaise fossile bordant le plateau picard (Figure 2.25).

L'estran associé est très large (de 500 m à plus de 1 000 m) du fait de sa faible inclinaison et du fort marnage (de 8 m au nord à 10 m au sud). Il est également caractérisé par la présence de barres et de bâches intertidales. Ce système de barres et de bâches, variable en nombre dans l'espace et dans le temps, s'accompagne d'autres formes associées, notamment des chenaux de vidange des bâches et des mini-deltas par étalement des sables de ces chenaux (Figure 2.27).

La Somme, la Canche et l'Authie ont le même type de morphologie, à savoir une orientation nord-ouest/sud-est héritée de grandes directions structurales hercyniennes. Au débouché dans la plaine maritime, la divagation naturelle des chenaux fluviaux interfère avec les courants de marée, très puissants ici (voir *Chapitre 3 Facteurs hydrodynamiques*). En outre, la dérive littorale orientée du sud vers le nord provoque une accumulation sableuse au sud de l'estuaire (flèche à pointe libre appelée « poulier ») et repousse le chenal fluvial et les courants de marée vers la rive nord qui a tendance à s'éroder (appelée localement « musoir »). La zone intertidale (large de 1 à 4 km) se décompose en slikke et schorre (appelé ici « mollière » ; Figure 2.28). Un delta de jusant convexe vers le large se forme au droit du débouché de ces trois fleuves.

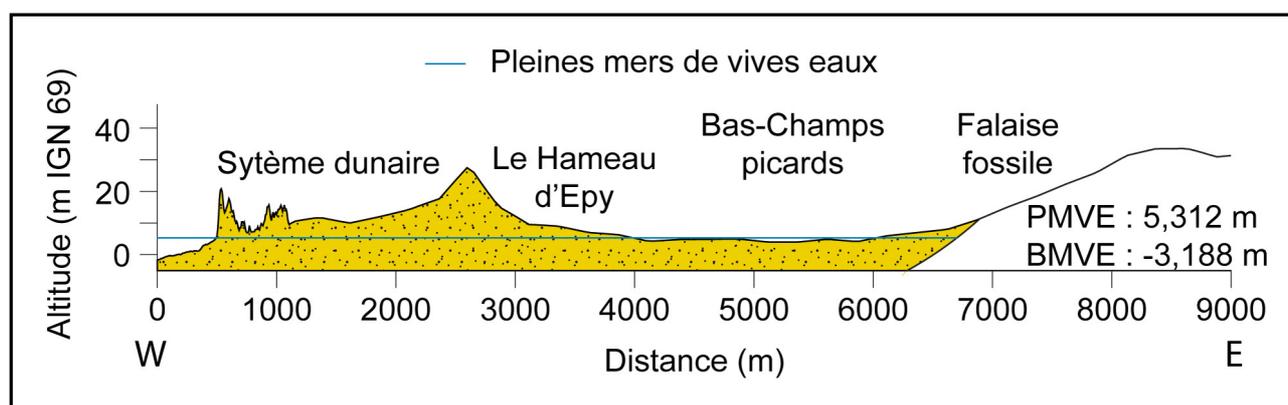


Figure 2.25 : Coupe caractéristique de la plaine maritime picarde au niveau de Merlimont ; hauteurs de pleine mer de vive-eau (PMVE) et de basse mer de vive-eau (BMVE) exprimées en m NGF (d'après Crapoulet, 2015)

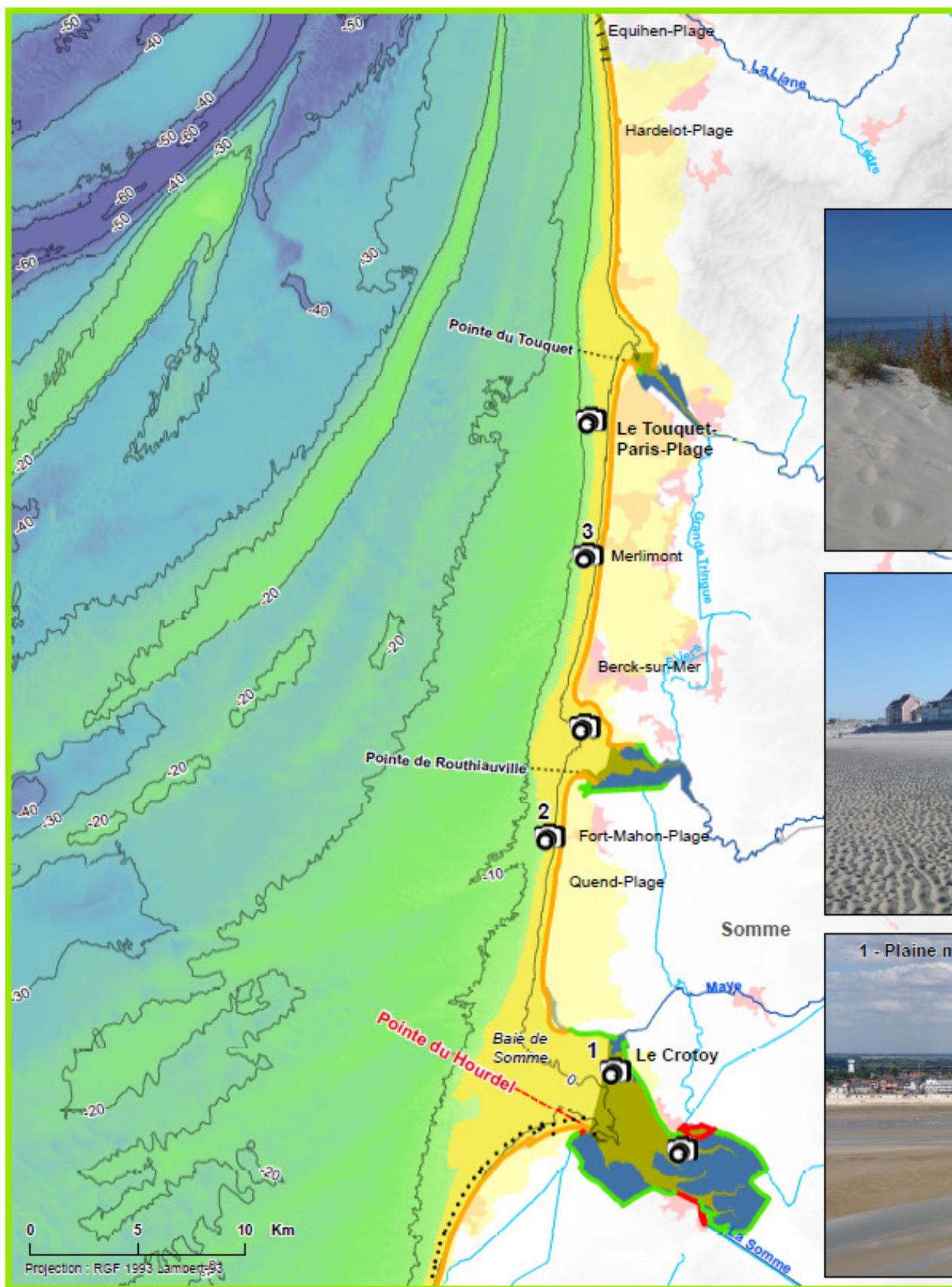


Figure 2.26 : Unité morphosédimentaire de la plaine maritime picarde, de la pointe du Hourdel à Hardelot-Plage



Dynamiques et évolution du littoral

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

Type de côte

Pointe du Hourdel à Hardelot-Plage (plaine maritime picarde)



Photo et numéro correspondant



Limite de province sédimentaire



Limite de cellule hydrosédimentaire

Cours d'eau



Cours d'eau principal



Cours d'eau secondaire



Type de côte



Falaise et côte rocheuse > 20 m en roche sédimentaire



Côte d'accumulation sableuse et limoneuse



Côte d'accumulation vaseuse



Côte artificialisée



Grève et cordon de galets



Massif dunaire



Bâti



Limite départementale

Nature de l'estran



Platiers rocheux



Champs de blocs



Galets



Sables



Sédiments vaso-sableux



Vases

Bathymétrie en mètres



Elevée : 12.39

Faible : -62.42

La profondeur en mètres de la bathymétrie est définie par rapport au niveau moyen de la mer



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

Source - Copyrights :
Province sédimentaire, cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
Estran, trait de côte - Cerema & MEEM
Géomorphologie du trait de côte - EEA & Cerema
GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
TC Histolitt - ©SHOM - ©IGN Paris - Reproduction interdite
SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique
(Projet Homorim)
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
Cours d'eau - BD Carthage
Crédits photos :
© Emeric Védie / Cerema
© Laurent Mignaux / MEEM





Figure 2.27 : Système de barres et bâches à Hardelot-Plage (cliché Alain Trentesaux, 2008)

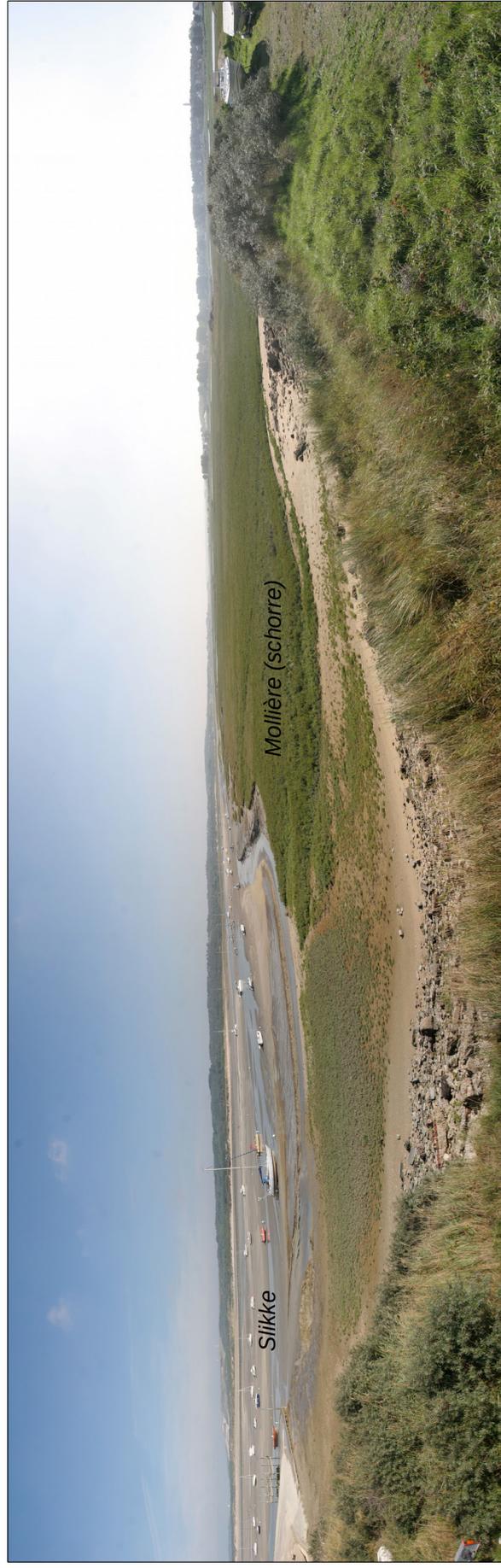


Figure 2.28 : Slikke et schorre (appelé mollière) de l'estuaire de la Canche à marée basse (cliché Alain Trentesaux, 2013)

2.3.1.c. Description géomorphologique du Boulonnais : d'Hardelot-Plage à Sangatte

Le Boulonnais est situé entre les plaines maritimes picarde et flamande, d'une extension d'environ 50 km entre Équihen-Plage et Sangatte (Figure 2.30). Le rivage du Boulonnais est en grande partie constitué de falaises, d'âge jurassique jusqu'au cap Gris-Nez et crétacé au niveau du cap Blanc-Nez :

- entre Équihen-Plage et Wimereux, les falaises, à alternances gréseuses et marneuses, sont assez basses ; l'estran est généralement rocheux (Figure 2.31-E) ;
- de la pointe aux Oies à Audresselles, la côte est sableuse (système dunaire de la Slack), avec un estran large d'environ 400 m (Figure 2.31-C) ;
- d'Audresselles à la pointe de la Courte Dune, le système du cap Gris-Nez présente des falaises assez escarpées atteignant 30 m de haut (Figure 2.29), à estran rocheux composé des résidus d'éboulements (grès, calcaires, marnes) (Figure 2.31-B). De gros blocs de grès présents dans les formations jurassiques et résultant d'un concrétionnement calcaire de sables quartzeux forment en pied de falaise des enrochements naturels. Localement appelés « œufs », ils ont une taille métrique à plurimétrique (Figure 2.29) ;
- à l'est du cap Gris-Nez, la baie de Wissant est caractérisée par une côte sableuse bordée par un étroit cordon dunaire. L'estran présente une grande différenciation entre la partie est et la partie ouest de la baie : la partie ouest présente un cordon dunaire entrecoupé de couloirs et souvent taillé en falaises plurimétriques, avec un estran à faible pente où affleurent des bancs de tourbes holocènes, témoignant d'un recul du trait de côte de plusieurs dizaines ou centaines de mètres depuis leur formation ; la partie est, quant à elle, est caractérisée par un estran modelé en barres et bâches bien marquées, et une avant-dune caractéristique d'un trait de côte stable ou en accrétion ;
- à l'est de la baie de Wissant, la falaise du cap Blanc-Nez, présentant des formations du Crétacé, s'étire jusqu'à Sangatte. La falaise crayeuse culminant à 130 m (Figure 2.31-A) a un profil très raide et sa hauteur diminue progressivement vers le sud, tandis que vers le nord, elle passe brutalement à un matériel meuble sablo-graveleux : le contact correspond à une ancienne falaise marine pléistocène recoupée obliquement par le trait de côte actuel.



Figure 2.29 : Les « œufs » des falaises du cap Gris-Nez, blocs de grès présents dans les formations jurassiques qui assurent la protection du pied de la falaise (cliché Vincent Vancaenenbroeck, 2014)

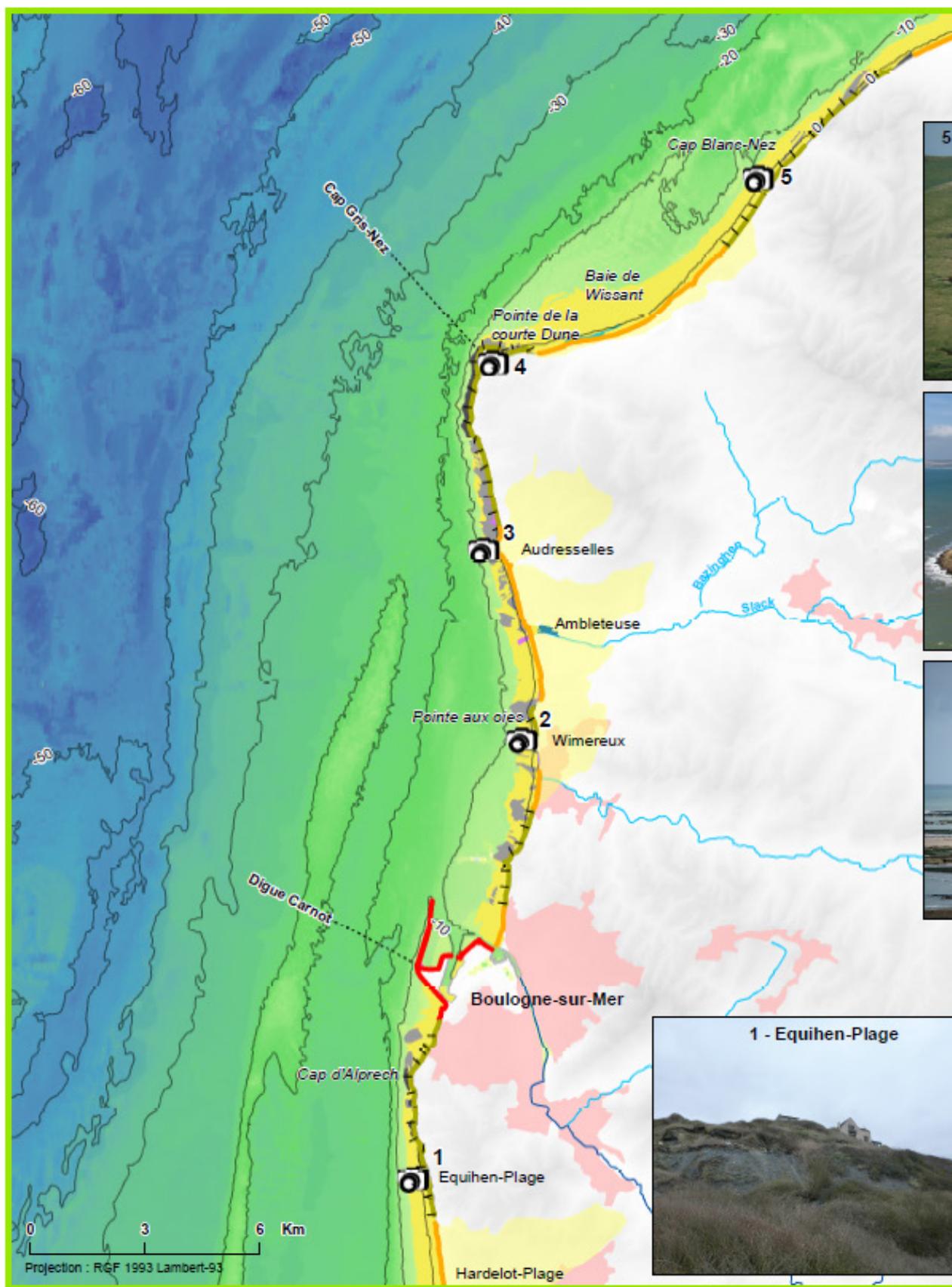


Figure 2.30 : Unité morphosédimentaire du Boulonnais, de Hardelot-Plage à Sangatte



- Cap Blanc-Nez - Baie de Wissant



4 - Cap Gris-Nez



3 - Audresselles : platier rocheux



2 - Wimereux

Dynamiques et évolution du littoral

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

Type de côte

Hardelot-Plage à Sangatte (Boulonnais)

Photo et numéro correspondant

Limite de province sédimentaire

Limite de cellule hydrosédimentaire

Cours d'eau

Cours d'eau principal

Cours d'eau secondaire



Type de côtes

Falaise et côte rocheuse > 20 m en roche sédimentaire

Côte d'accumulation sableuse et limoneuse

Côte artificialisée

Massif dunaire

Bâti

Limite départementale

Nature de l'estran

Platiers rocheux

Champs de blocs

Galets

Sables

Tourbe

Sédiments mixtes

Schorre

Bathymétrie en mètres

Elevée : 15.04

Faible : -73.35

La profondeur en mètres de la bathymétrie est définie par rapport au niveau moyen de la mer

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

Source - Copyrights :
 Province sédimentaire, cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
 Estran, trait de côte - Cerema & MEEM
 Géomorphologie du trait de côte - EEA & Cerema
 GEOFLA® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 BD Alti® - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 TC Héstolitt - ©SHOM - ©IGN Paris - Reproduction interdite
 SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
 Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
 Cours d'eau - BD Carthage
 Crédits photos :
 © Anaïs Daburon / Cerema © Laurent Mignaux / MEEM
 © Cédric Lefebvre / Cerema © Isabelle Liénard / Cerema
 © Vincent Vancaerenbroeck / Cerema



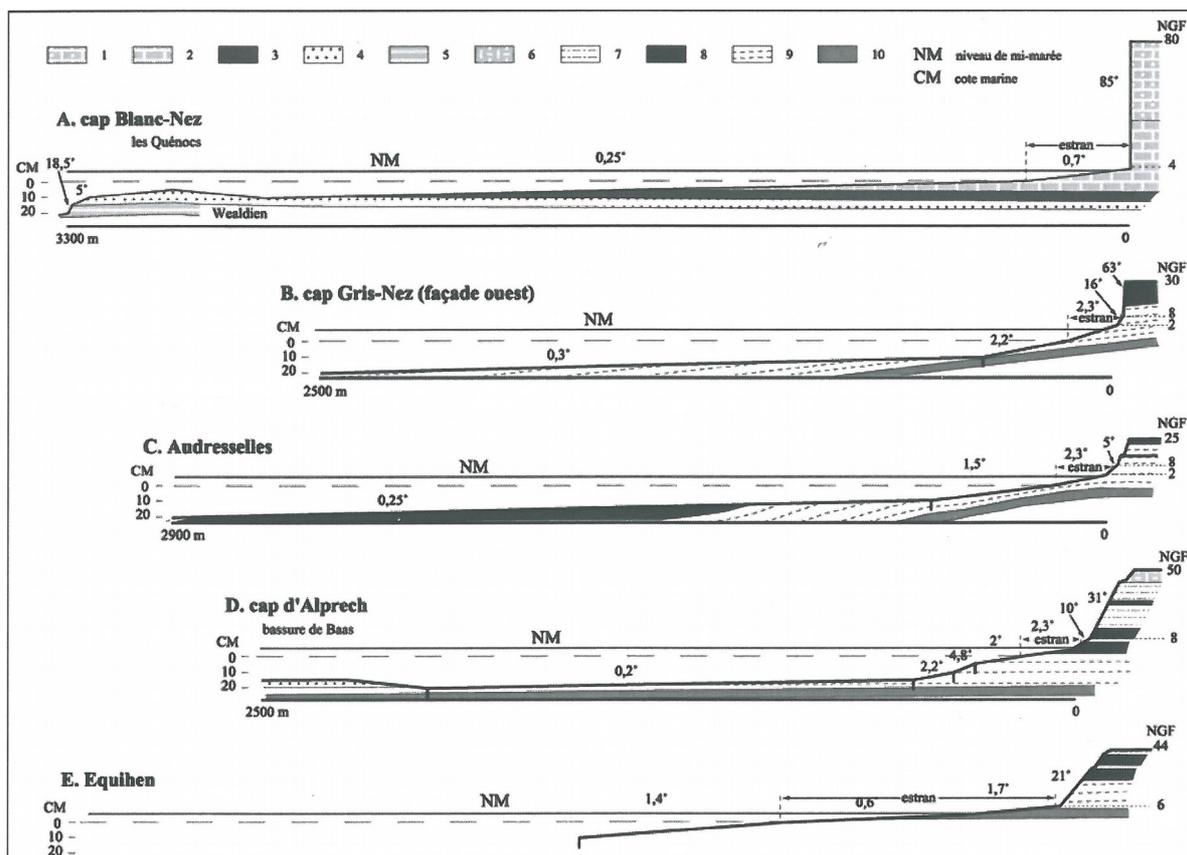


Figure 2.31 : Profil de la plate-forme littorale en contexte (A) de falaise crayeuse et (B à E) de falaise à alternances marno-calcaires ; 1 : Craie (Turonien) ; 2 : Craie (Cénomannien) ; 3 : Argiles du Gault (Albien) ; 4 : Sables verts (Aptien) ; 5 : Sables (Wealdien) ; 6 : Assises de Croix (Tithonien) ; 7 : Argiles de la Crèche et de Wimereux (Tithonien) ; 8 : Grès de la Crèche (Tithonien) ; 9 : Argiles de Châtillon (Kimméridgien/Tithonien) ; 10 : Grès de Châtillon (Kimméridgien) ; (d'après Pierre, 2005a)

2.3.1.d. Description géomorphologique de la plaine maritime flamande : de Sangatte à la frontière belge

La plaine maritime flamande s'étend sur environ 80 km de Sangatte jusqu'à la frontière belge et présente un littoral sableux très anthropisé (Figure 2.35). La plaine maritime est d'abord étroite entre la falaise fossile et un cordon de dunes sableuses (Figure 2.32).

Les dunes « flamandes » sont orientées parallèlement aux vents dominants et sont constituées d'un cordon dunaire unique et étroit (quelques centaines de mètres). Ce cordon dunaire, fréquemment artificialisé par des ouvrages de défense ou interrompu par des zones urbaines ou industrielles, protège de la submersion marine une plaine basse dont la largeur augmente vers la frontière belge et dont l'altitude est inférieure au

niveau des plus hautes mers de vives-eaux (Figure 2.33).

Cette plaine a été gagnée sur la mer en partie grâce à l'action de l'homme (polderisation et wateringues⁸, voir 5.1.3.a. Les wateringues) qui a construit des digues et creusé des canaux de drainage, ou watergangs⁹, évacuant l'eau vers la mer à marée basse. Le mince cordon dunaire littoral contribue à la protection de ces polders. Ils représentent une surface de plus de 865 km² pour une altitude générale de 1 à 2 m NGF. Le village Les Moères, situé au cœur des wateringues, a la particularité de se situer à - 2 m NGF : il s'agit du point le plus bas de France.

L'estran est sableux et souvent très large (parfois supérieur à 1 km), de faible pente et modelé localement en barres et bâches intertidales (Figure 2.34).

⁸ Wateringue : terrain en zone humide situé au-dessous du niveau de la mer souvent drainé par les Watergangs.

⁹ Watergang : fossé ou canal qui borde un chemin ou un polder et dont la finalité est de drainer les eaux de la plaine maritime vers la mer par une organisation en réseaux séparés par des systèmes de pompes de relevage.

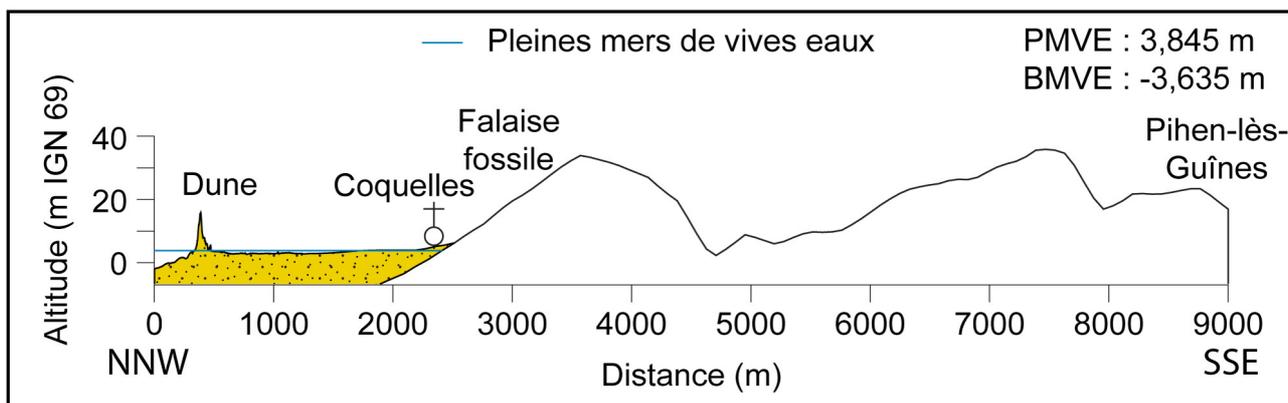


Figure 2.32 : Coupe caractéristique du Boulonnais au niveau de Sangatte ; hauteurs de pleine mer de vive-eau (PMVE) et de basse mer de vive-eau (BMVE) exprimées en m NGF (d'après Crapoulet, 2015)

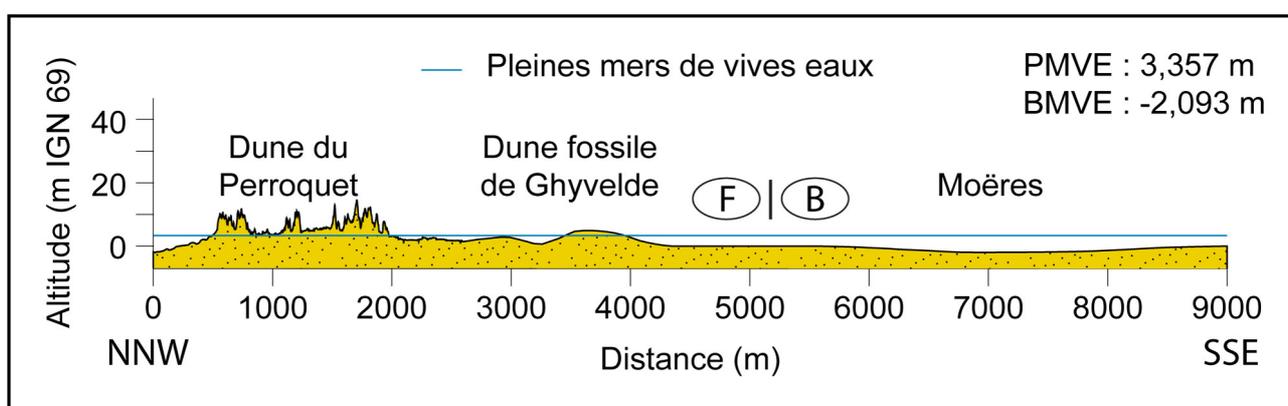


Figure 2.33 : Coupe caractéristique la plaine maritime flamande au niveau de Ghyvelde ; hauteurs de pleine mer de vive-eau (PMVE) et de basse mer de vive-eau (BMVE) exprimées en m NGF (d'après Crapoulet, 2015)



Figure 2.34 : Estran sableux très large et plat de la plaine maritime flamande, cliché pris à 1,5 km au nord de la pointe de Walde (entre Marck et Oye-Plage) à marée basse (pleine mer -1h, par coefficient de marée de 65) (cliché Jean-Philippe Jenny, 2008).



Figure 2.35 : Unité morphosédimentaire de la plaine maritime flamande, de Sangatte à la frontière belge

Dynamiques et évolution du littoral

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

Type de côte

Sangatte à la frontière belge (plaine maritime flamande)



Photo et numéro correspondant

Limite de province sédimentaire

Limite de cellule hydrosédimentaire

Cours d'eau

Cours d'eau principal

Cours d'eau secondaire

Type de côtes

Falaise et côte rocheuse > 20 m en roche sédimentaire

Côte d'accumulation sableuse et limoneuse

Côte d'accumulation vaseuse

Côte artificialisée

Massif dunaire

Bâti

Limite départementale

Nature de l'estran

Platiers rocheux

Champs de blocs

Galets

Sables

Sédiments vaso-sableux

Vases

Bathymétrie en mètres

Elevée : 8.08

Faible : -54.76

La profondeur en mètres de la bathymétrie est définie par rapport au niveau moyen de la mer



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

Source - Copyrights :
Province sédimentaire, cellule hydrosédimentaire - Cerema & MEEM
Estran, trait de côte - Cerema & MEEM
Géomorphologie du trait de côte - EEA & Cerema
GEOFLA® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
BD Alt® - ©IGN Paris – Reproduction interdite
TC Histolitt - ©SHOM - ©IGN Paris – Reproduction interdite
Pays limitrophes - EEA
SHOM, 2015 - MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim)
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
Cours d'eau - BD Carthage

Crédits photos :
© Anais Daburon / Cerema
© Vincent Vanraenenbroeck / Cerema
© Laurent Mignaux / MEEM



2.3.2 Géomorphologie sous-marine

La province se situe à l'intersection de la Manche et de la mer du Nord. Le secteur marin bordant le littoral est caractérisé par un étranglement, de profondeur maximale proche de 60 m, à substratum rocheux d'âge secondaire ou tertiaire, recouvert par un ensemble de graviers et de blocs remaniés au Quaternaire (couverture sédimentaire inférieure) : c'est le détroit du Pas-de-Calais.

Ce détroit est caractérisé principalement par une amplitude de marée forte, induisant des courants violents (voir 3.2.1 Niveau marin et 3.2.3 Courants), contrôlant la répartition de la couverture sédimentaire supérieure. Cette couverture supérieure est discontinue dans le détroit : elle est ponctuellement constituée de rubans sablo-

graveleux et de traînées et placages sableux. En s'éloignant du détroit, vers la Manche et la mer du Nord, la couverture sableuse devient plus continue et est composée par d'importantes accumulations sableuses (Figure 2.36) :

- sous forme de dunes sous-marines (mégarides et vagues sableuses), pouvant atteindre la dizaine de mètres de hauteur et structurées en champs (Le Bot, 2001 ; Le Bot, Trentesaux, 2004) ;
- s'organisant en un réseau complexe de bancs sableux dont les longueurs sont comprises entre 3 et 70 km avec des hauteurs variant de 10 à 30 m (Clabaut, 1988 ; Augris *et al.*, 1990 ; Vicaire, 1991 ; BRGM, 2002 ; James *et al.*, 2002).

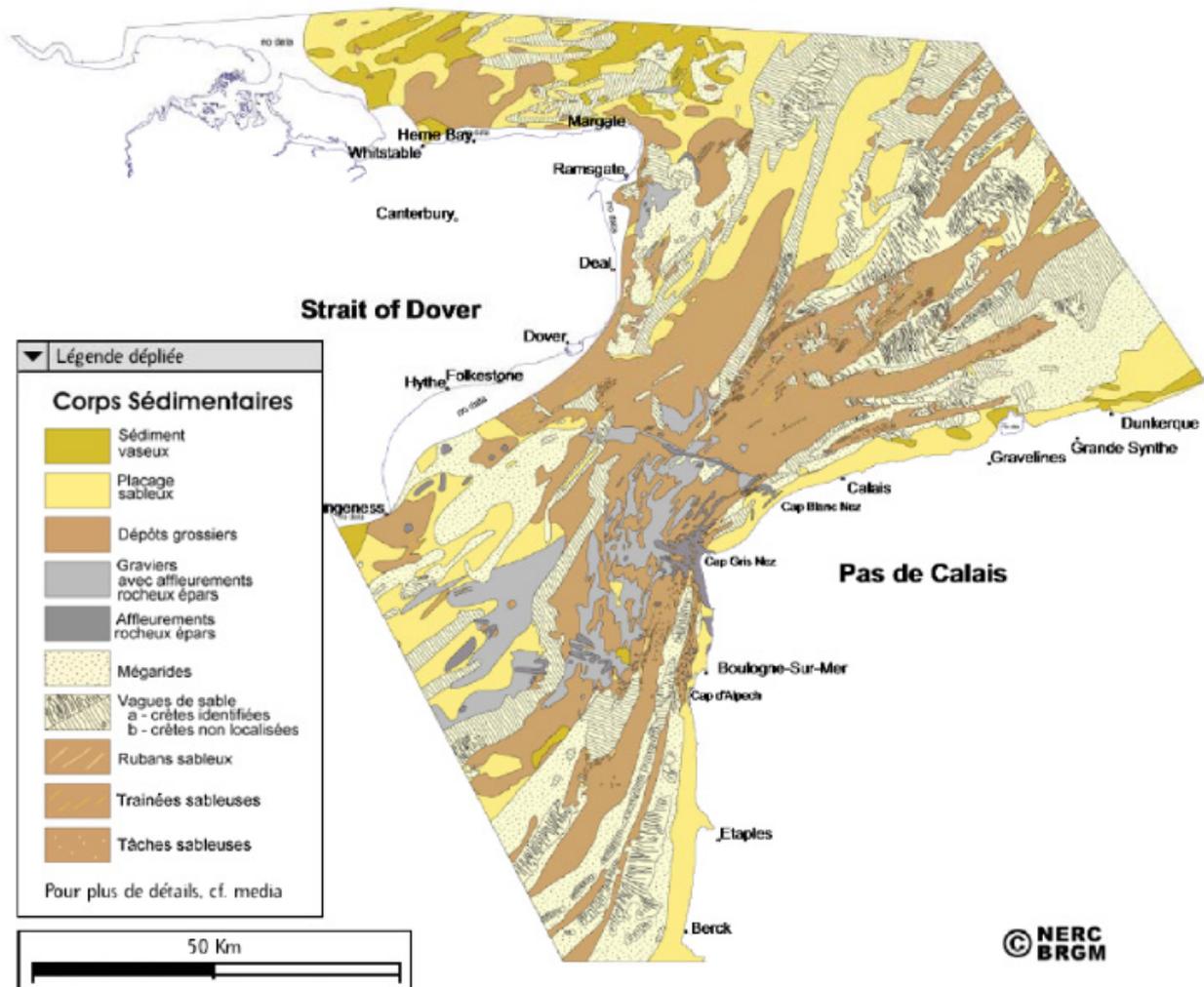


Figure 2.36 : Corps sédimentaires des fonds marins (d'après BRGM, 2002)

Ces bancs sont au nombre de trois le long du littoral picard : ils sont parallèles à la côte et sont recouverts de vagues de sable. Ils décroissent en nombre et en section au large du cap Gris-Nez, où le substratum affleure. Le long du littoral flamand, le nombre et la dimension de ces bancs augmentent, jusqu'à atteindre une quinzaine de bancs au large de Dunkerque (Figure 2.37).

Le détroit du Pas-de-Calais est également caractérisé par la présence de hauts-fonds rocheux, les ridens¹⁰ de Boulogne-sur-Mer. Ces ridens sont constitués de roches de 2,5 à 3 m de hauteur à une profondeur avoisinant - 20 m et surplombant le chenal de Lobourg, qui descend jusqu'à - 60 m (Davoult, Richard, 1988).

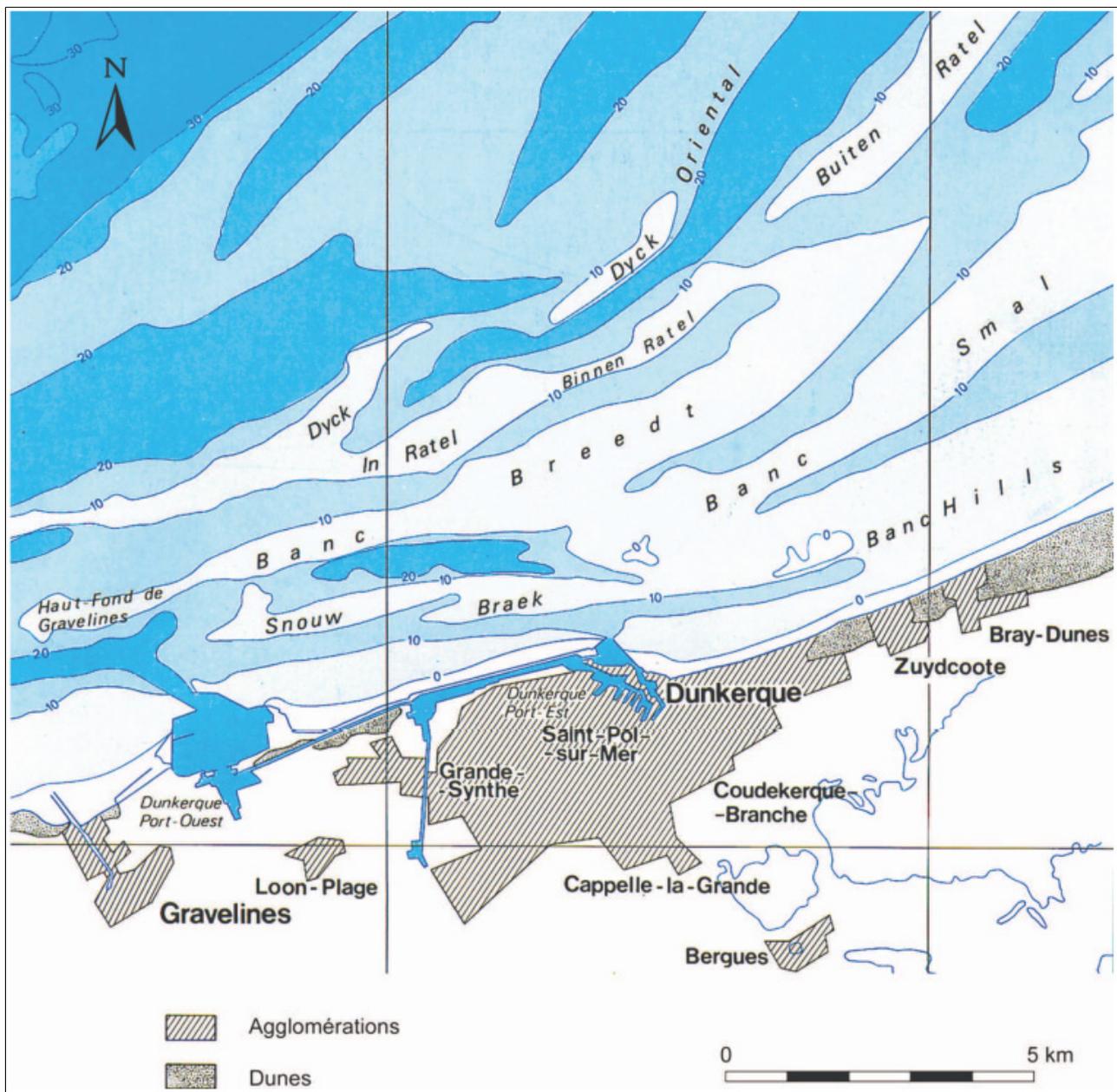


Figure 2.37 : Bancs sableux au large de Dunkerque (d'après Aernouts, 2005).

10 Les ridens sont des reliefs sous-marins faisant saillie sur les fonds et provoquant des rides en surface de la mer lors des phases de courants importants ; ils peuvent être formés de roche en place (par exemple les ridens de Boulogne au large de ce port, qui constituent un platier rocheux du Jurassique supérieur) ou de sédiments (par exemple les ridens de la Rade, au large de Calais) (d'après SMCO, 2003).

2.4 Habitats naturels

Entre la frontière belge et la pointe du Hourdel, différents habitats existent selon le milieu marin (étages supralittoral, médiolittoral ou infralittoral) et le substratum définissant le littoral, mais ne sont détaillés ci-dessous que les habitats naturels ayant une influence notable sur la sédimentologie de la province. La zone côtière est caractérisée par des habitats physiques (biotopes) très hétérogènes allant de vases et de sables à divers types de roches d'exposition variable, susceptibles d'être plus ou moins couvertes par des algues. Ces habitats, marins et terrestres, sont répertoriés et numérotés dans une classification mise en place par le Système d'information européen sur la nature (EUNIS, 2015 ; Bajjouk *et al.*, 2015a, 2015b ; [Figure 2.41](#)). Un inventaire complet est proposé en 9.3 *Annexe du chapitre 2* selon trois grands ensembles d'habitats : les habitats des substrats rocheux (falaises maritimes et plages de galets), les habitats des substrats sableux et les habitats des substrats des zones humides. L'ensemble des communautés macrobenthiques des plages et estuaires du littoral de la baie d'Authie à la frontière belge a été déterminé et cartographié par Rolet *et al.* (2014a, 2015b).

2.4.1 Habitats des substrats rocheux

Compte tenu du linéaire relativement faible de côtes rocheuses, ces habitats sont peu répandus, d'autant que le matériel au pied des falaises est souvent un sédiment mobile (galets, graviers ou sédiments plus fins).

Entre Boulogne-sur-Mer et le cap Gris-Nez, en pied de falaise se développent des champs de blocs s'accumulant sur l'estran du fait de l'effondrement de la falaise par l'attaque de la mer (voir 2.3.1.c. *Description géomorphologique du Boulonnais*). Certains estrans sont constitués de galets et sables graveleux, qui n'accueillent que très peu d'organismes marins.

Les côtes du cap Blanc-Nez sont dominées par la présence de platiers rocheux dont la principale caractéristique est liée à la nature crayeuse du substrat. Ces platiers sont constitués d'une succession de lits qui s'altèrent en produisant des galets et blocs, et laissent parfois apparaître des mares permanentes et des zones d'accumulations sableuses en lien avec la forte dynamique hydrosédimentaire.

Ces habitats rocheux ainsi que certaines structures

portuaires sont plus ou moins colonisés par des algues (algues brunes type fucales et laminaires) ou des espèces animales (balanes, huîtres, moules) qui participent à la stabilisation du littoral : ces espèces grégaires suspensivores peuvent former des bancs recouvrant la totalité de la roche (DIRM MEMN, 2012). Au contraire, certains organismes participent à l'érosion de la roche en la perforant. C'est le cas par exemple de lamellibranches tels que les pholades¹¹.

2.4.2 Habitats des substrats sableux (plages et dunes)

Ces habitats, recelant une faune et flore très variable selon les conditions d'hydrodynamisme et de vent, sont soumis aux effets mécaniques de la mer modifiant le trait de côte par des phénomènes d'érosion ou d'accrétion.

En haut d'estran sableux, l'habitat des laisses de mer joue un rôle essentiel contre l'érosion et participe à la formation des dunes embryonnaires ([Figure 2.43](#)). Les laisses fixent le sable en faisant obstacle à son déplacement et, par la matière organique qu'elles contiennent, permettent la germination et la croissance des plantes terrestres, comme le Cakilier maritime (*Cakile maritima*), l'Agropyron (*Agropyrum junceum*) ou l'oyat (*Ammophila arenaria*), qui participent à la fixation de la dune blanche ([Figures 2.42](#) et [2.44](#)). Les laisses contiennent également des graines de plantes spécifiques comme la betterave ou le chou maritime (*Crambe maritima* ; [Figure 2.42](#)) qui se développent le long des trois estuaires.

La dune plus ancienne située directement en arrière de la dune la plus récente du trait de côte est occupée par une végétation souvent plus diversifiée et parfois arbustive ([Figures 2.43](#) et [2.44](#)).

Dans le bas du milieu médiolittoral et dans l'infralittoral, les bancs à lanices (*Lanice conchilega*) participent à l'accélération des processus d'ensablement : le panache sableux du tube des lanices a un rôle de piège à sédiment. Les sédiments se stabilisent et la complexité topographique augmente, ce qui crée en retour un habitat attractif pour certaines espèces de la macrofaune benthique (DIRM MEMN, 2012).

Dans le cas de l'espèce *Modiolus modiolus*, la grande densité d'individus se fixant au substrat puis les uns aux autres aboutit à la création de bancs qui peuvent recouvrir le fond sur plusieurs hectares : cela modifie la structure sédimentaire du fond et le stabilise (DIRM MEMN, 2012).

11 Les pholades (Pholadidae) sont des mollusques marins dits térébrants car ils utilisent leur coquille asymétrique pour s'enfoncer dans le sédiment, forer du bois immergé ou creuser des loges dans des pierres calcaires, parfois assez dures.



Figure 2.38 : Dunes embryonnaires en arrière du platier d'Oye : la végétation fixe le sable ; le sens du vent dominant est indiqué par la flèche (cliché Jean-Philippe Jenny, 2008)



Figure 2.39 : Les trois espèces végétales principales participant à la fixation des dunes embryonnaires, A) Cakilier maritime (*Cakile maritima*), B) agropyron (*Agropyrum junceum*) et C) oyat (*Ammophila arenaria*) (clichés pris en baie de Canche par Eric Armynot-du-Châtelet, 2016)



Figure 2.40 : Succession de végétation sur le premier bourrelet dunaire. Au niveau d'une ancienne laisse de mer aujourd'hui recouverte de sable, le cakilier déploie ses feuilles vert-tendre. En allant vers la dune une première ceinture peu dense est occupée par l'agropyron suivie par une couverture plus dense d'oyat, en particulier sur la dune plus ancienne (cliché pris en baie de Canche par Alain Trentesaux, 2016)

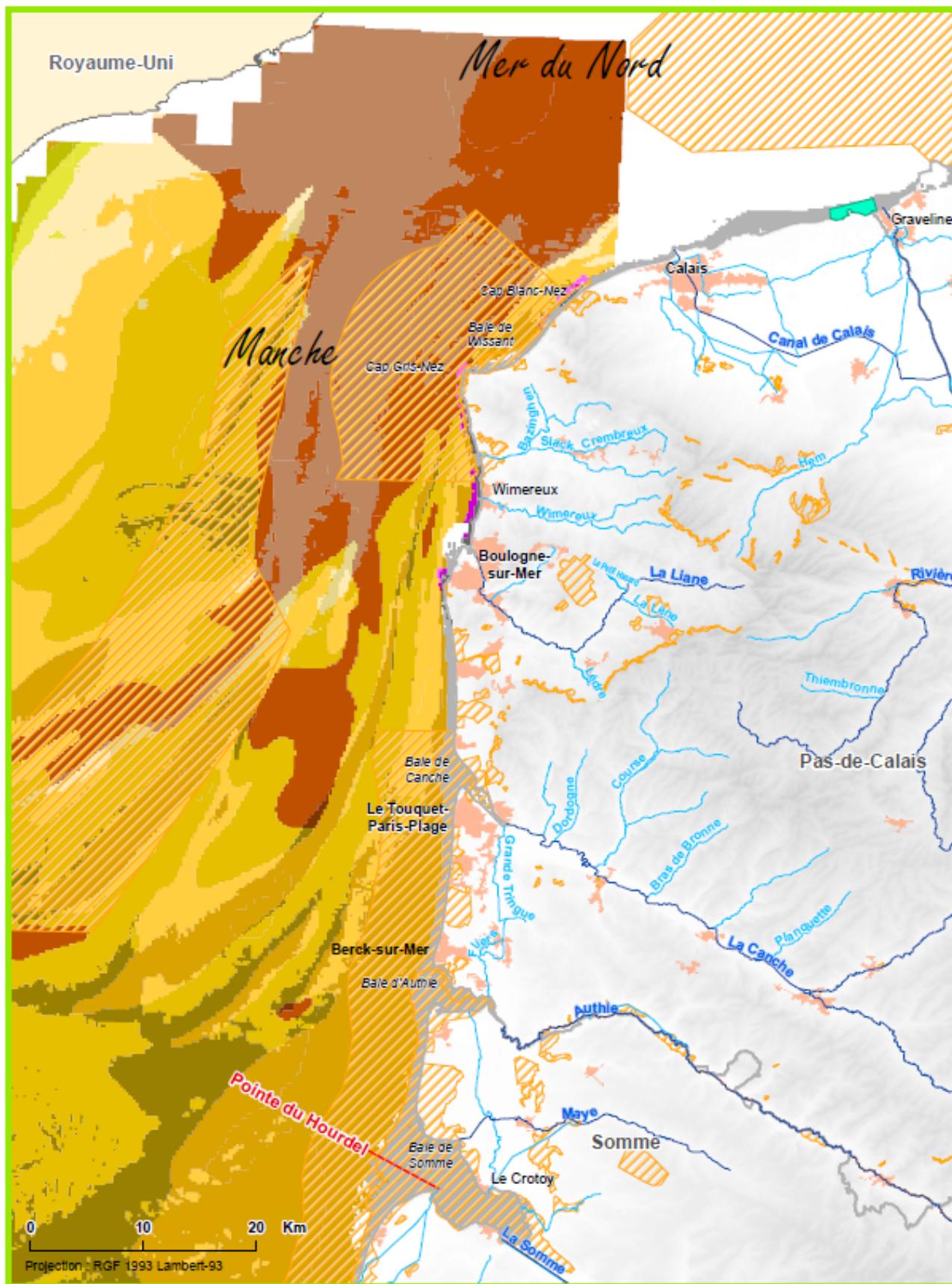
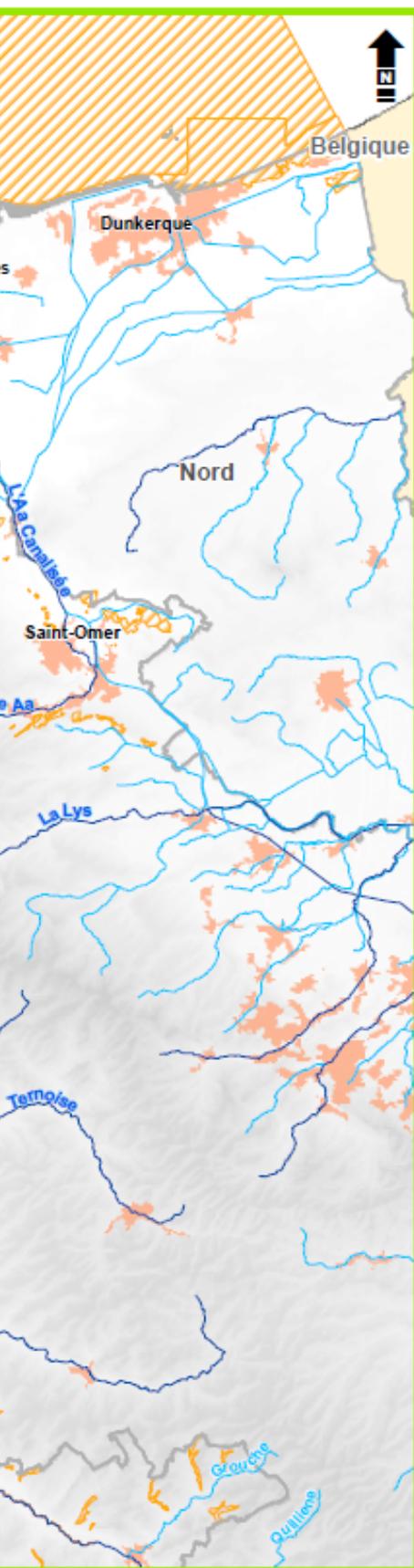


Figure 2.41 : Habitats naturels physiques des fonds marins selon la classification EUNIS et principales zones

Dynamiques et évolution du littoral

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



Habitats naturels

--- Limite de province sédimentaire

Cours d'eau

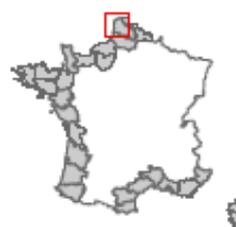
— Cours d'eau principal
— Cours d'eau secondaire

■ Bâti

□ Limite départementale

■ Réserve naturelle nationale du platier d'Oye

▨ Dir. Habitat (SIC et ZSC)



Habitats physiques des fonds marins (EUNIS)

■ A1 : Roches et autres substrats durs intertidaux

■ A2 : Sédiments intertidaux

■ A2.3 : Vases intertidales

■ A3.2 : Roches infralittorales modérément exposées

■ A3.3 : Roches infralittorales faiblement exposées

■ A4.2 : Roches circalittorales modérément exposées

■ A4.3 : Roches circalittorales faiblement exposées

■ A5.13 : Sédiments grossiers infralittoraux

■ A5.14 : Sédiments grossiers du circalittoral côtier

■ A5.15 : Sédiments grossiers du circalittoral du large

■ A5.23 : Sable fin infralittoral

■ A5.24 : Sable vaseux infralittoral

■ A5.25 : Sable fin du circalittoral côtier

■ A5.26 : Sable vaseux du circalittoral côtier

■ A5.27 : Sable du circalittoral du large

■ A5.43 : Sédiments hétérogènes infralittoraux

■ A5.44 : Sédiments hétérogènes du circalittoral côtier

■ A5.45 : Sédiments hétérogènes du circalittoral du large

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

Source - Copyrights :
Province sédimentaire - Cerema & MEEM
Pays limitrophes - EEA
EUNIS (European Nature Information System)
GEOFLA® Départements - ©IGN Paris – Reproduction interdite
Occupation du sol - Corine Land Cover 2012
Cours d'eau - BD Carthage
Espaces protégés - MNHN



classées selon la directive Habitat (SIC et ZSC)



Figure 2.42 : Chou maritime (*Crambe maritima*) présent au niveau du schorre moyen et bas (cliché Anaïs Daburon, 2015)



Figure 2.43 : Diverses espèces végétales présentes dans les dunes blanches et grises ; A) Panicaut maritime (*Eryngium maritimum*) appelé « chardon bleu des dunes » et euphorbe maritime (*Euphorbia paralias* L.), B) Ronce (*Rubus fruticosus*), C) Épilobe hirsute (*Epilobium hirsutum*) (clichés pris dans les dunes de la Slack par Anaïs Daburon, 2015)



Figure 2.44 : Végétation arbustive des espaces interdunaires récents ; A) Argousier (*Hippophae rhamnoides*), B) Bryone (*Bryonia dioica*) à droite avec les baies rouges toxiques (clichés pris en baie de Canche par Eric Armynot-du-Châtelet, 2016 ; détail de l'argousier pris par Anaïs Daburon dans les dunes de la Slack, juillet 2015)

2.4.3 Habitats des zones humides (prés salés et vasières)

Les prés salés de haut d'estran (haute slikke et schorre) sont occupés par un tapis végétal plus ou moins dense caractérisé par une flore adaptée à la submersion régulière par l'eau de mer, lors des marées de fort coefficient. Les communautés végétales rencontrées sont dépendantes de la durée et la fréquence des submersions. Elles se relaient du bas au haut de l'estran (Figures 2.45 et 2.46). Ces habitats peuvent participer à fixer une partie du littoral. Ainsi, la spartine (Figures 2.45-i et 2.46-A) colonise de façon spectaculaire la haute slikke et favorise l'exhaussement des fonds en piégeant au niveau des parties aériennes de la plante les débris végétaux et les sédiments (Latteux, 2001).

Les vasières estuariennes (baies de la Somme, de l'Authie et de la Canche) se situent en bas d'estran dans le prolongement des prés salés quand ils sont présents (Figure 2.47). Elles constituent des hauts

lieux de productivité biologique (film de microphytobenthos, vers et bivalves).

Les vasières côtières, quant à elles, sont face à la mer, en arrière d'un vaste replat de marée¹². Sur la province, elles occupent principalement le secteur du platier d'Oye-plage et des Hemmes de Marck (Figure 2.48). Les travaux de Rolet *et al.* (2014b ; 2015a) ont mis en évidence que le site des Hemmes de Marck pourrait être impacté par la construction de nouvelles infrastructures dans le cadre du projet Calais 2015 : des changements bio-sédimentaires de la plage pourraient se produire avec une diminution, voire une disparition, de la communauté des sables envasés à Polychètes et Bivalves, communauté où se trouvent les proies préférentielles de la majorité des Limicoles. Ce changement, conjecturé par Richard *et al.* (1980) lors de l'extension du port de Calais avec la construction de la digue Est en 1984, a été observé avec une diminution de 56 % de la surface de la communauté sablo-vaseuse (Rolet *et al.*, 2014b ; 2015a ; 2015b).

12 Sur l'estran, le replat de marée correspond à une bande littorale plate, très proche du niveau de la mer, qui est exondée à chaque marée basse.

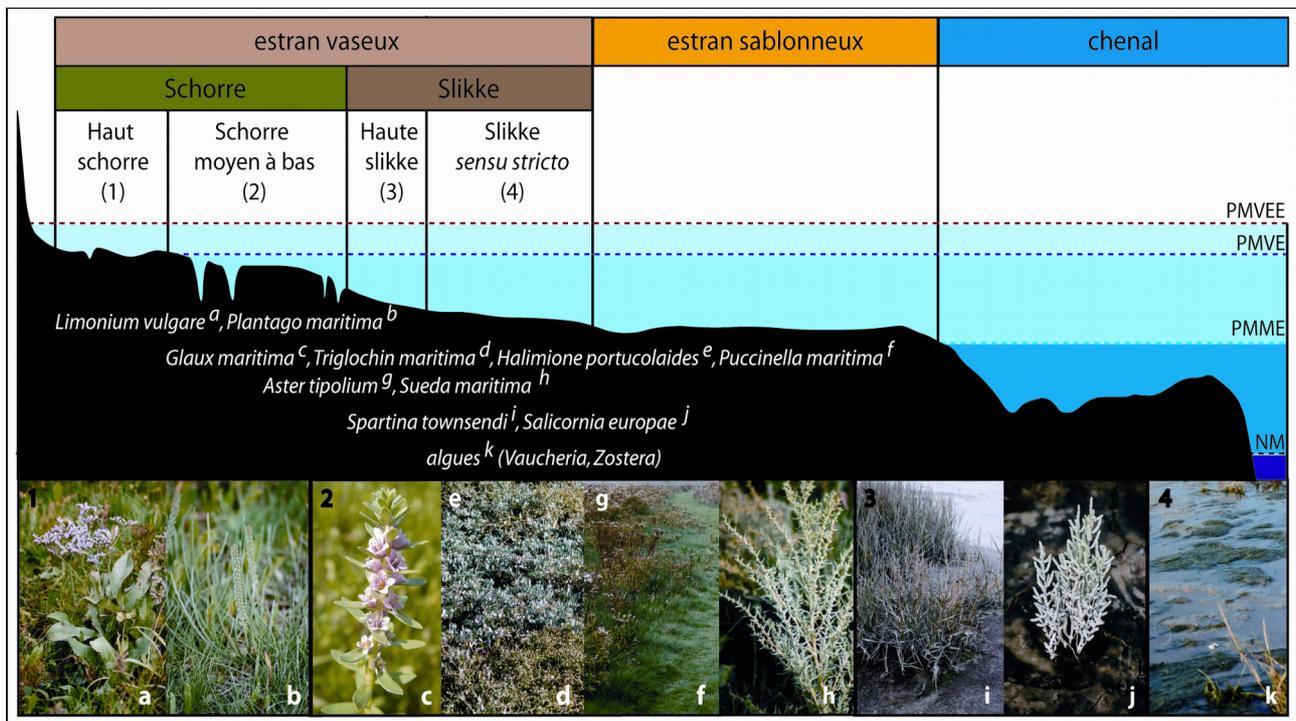


Figure 2.45 : Étagement de la végétation dans l'estuaire de l'Authie (Marion, 2007)



Figure 2.46 : Exemple d'espèces végétales se relayant le long du schorre (du bas au haut du schorre) ; A) Spartine (*Spartina maritima*), B) Salicorne (*Salicornia europaea*) et C) Aster (*Aster tripolium*) (clichés pris en baie de Canche par Alain Trentesaux (A et B) et Eric Armynot-du-Châtelet (C), 2016)



Figure 2.47 : Vasière estuarienne de la baie de Canche (cliché Alain Trentesaux, 2016)



Figure 2.48 : Vasière côtière des Hemmes de Marck (cliché Vincent Vanraenenbroeck, 2014)

2.5 Facteurs et mécanismes d'évolution du littoral

2.5.1 Les plaines maritimes picardes et flamandes

Le long des plaines maritimes picardes et flamandes, le littoral est essentiellement sableux ; le vent, la houle et les courants sont les principaux agents de l'évolution du littoral, entraînant les matériaux vers les terres ou vers les fonds marins (LNH, 1986). Néanmoins l'anthropisation du littoral est le facteur majeur d'évolution de ces deux secteurs. De nombreux aménagements côtiers ont été réalisés le long du rivage de la côte picarde afin de limiter les effets de l'érosion (mise en place d'épis, de perrés, voir *Chapitre 5 Interventions humaines le long du littoral*) alors que la plaine flamande est majoritairement « fixée », que ce soit par la création de grands complexes industriels et portuaires (Calais, Dunkerque), la poldérisation de la majeure partie de la plaine (Wateringues) ou des interventions sur les dunes.

2.5.2 Le Boulonnais

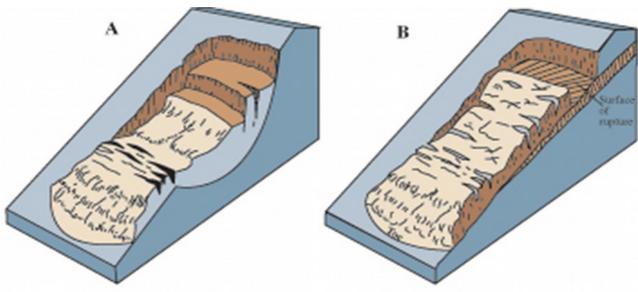
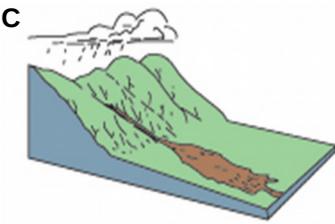
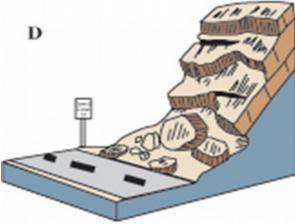
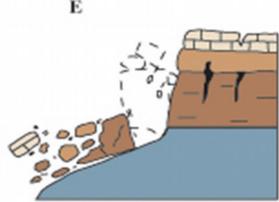
Dans le secteur du Boulonnais, les facteurs d'évolution du littoral varient selon les littoraux concernés :

- **l'anthropisation** tient une place importante, surtout vers Boulogne-sur-Mer ; la côte est artificialisée et semble fixée ;
- **le littoral sableux** de la Slack et de la baie de Wissant subit les actions conjuguées du vent, de la houle et des courants, entraînant les mêmes effets qu'au niveau de la plaine picarde ;
- **la partie littorale rocheuse** est régie par des mécanismes d'érosion plus complexes ; les influences sont marines, mais aussi et surtout continentales. À court terme (quotidien à annuel), les influences marines (houles, marées, tempêtes) ont une action de mise à nu du pied de falaise par le déblaiement des matériaux produits par l'érosion. À long terme (annuel à pluri-annuel), elles sapent le pied de falaise par l'abrasion et l'abaissement de la plate-forme littorale (estran). Les influences continentales sont liées à l'infiltration des eaux pluviales et à l'action du gel/dégel qui contribuent à l'érosion de la crête de falaise et favorisent le développement de glissements et de chutes de blocs suivant la nature des matériaux du corps de falaise (Tableau 2.4).

Les mécanismes d'érosion du littoral rocheux varient en fonction de la nature géologique de la falaise : les éboulements et écroulements se développent particulièrement dans les falaises crayeuses, tandis que des mécanismes plus complexes mettant en relation les différents types de mouvements de terrain affectent les falaises de nature marno-calcaire ou argilo-gréseuse. Ainsi, dans le Boulonnais, se différencient :

- **les falaises de grès et argiles du Jurassique, à Équihen-Plage et d'Audresselles au cap Gris-Nez**, constituées en crête de deux bancs de grès métriques (grès de la Crèche) entre lesquels s'intercale un banc de marne, sur une hauteur totale comprise entre 40 et 45 m. Sous les grès, les argiles de Châtillon offrent une succession de petits bancs calcaires et d'argile. Sur ce secteur, le mécanisme d'érosion est constitué de deux phases :
 - ➔ les argiles plastiques constituant la base de la falaise glissent sous l'effet des eaux continentales qui ruissellent et s'infiltrent dans les petits bancs calcaires (Tableau 2.4-A-B). Pendant ce temps, les bancs de grès soutiennent les terrains et aménagements situés en crête : c'est une période de stabilité pour la crête de falaise ;
 - ➔ lorsqu'ils sont en surplomb, les bancs de grès se brisent (Tableau 2.4-E) et provoquent de forts reculs de la corniche. Tombés sur l'estran, ces méga-blocs de grès protègent ensuite le pied de falaise des influences marines ;
- **les falaises d'argile et de craie du Crétacé, à Strouanne** (commune de Wissant), où la craie recouvre l'argile du Gault sur une hauteur de 20 à 40 mètres. Cette configuration donne une grande variété de mouvements de terrains sur un linéaire limité. En effet, ce secteur peut être touché par des écroulements (Tableau 2.4-E), si la craie constitue la plus grande partie de la falaise, ou des coulées (Tableau 2.4-C) si c'est l'argile qui constitue la falaise ;
- **les falaises des formations sablo-graveleuses et limoneuses du Pléistocène, à l'ouest de Sangatte**, qui subissent une érosion continue et régulière due au ruissellement et à l'infiltration des eaux de pluie (Tableau 2.4-D). Le volume des éboulements est très faible et est difficilement mesurable, le matériau étant rapidement évacué par la mer.

Tableau 2.4 : Terminologie, définition et répartition des mouvements de terrain sur le littoral rocheux de la province (d'après Pierre, 2005a et USGS, 2004)

Mouvement	Définition générale	Répartition sur la province
 <p data-bbox="199 616 478 638">Glissement de terrain rotationnel</p> <p data-bbox="510 616 821 638">Glissement de terrain translationnel</p>	<p data-bbox="850 492 1000 526">Glissement</p>	<p data-bbox="1016 306 1236 716">Détachement de pans le long d'un plan de cisaillement, sans déstructuration ; mouvement rotationnel (glissement circulaire – A) ou translationnel (glissement plan – B) dû par exemple au ruissellement et à l'infiltration des eaux continentales.</p> <p data-bbox="1244 347 1436 672">Falaises de grès et argiles du Jurassique (glissement des argiles) à Équihen-Plage et d'Andresselles au cap Gris-Nez Cap d'Alprech Strouanne (ferme Saint-Pô)</p>
 <p data-bbox="422 996 566 1019">Coulée de débris</p>	<p data-bbox="850 884 933 918">Coulée</p>	<p data-bbox="1016 806 1236 985">Fluage plus ou moins rapide de matériaux ayant perdu leur cohésion (coulée de débris, coulée boueuse).</p> <p data-bbox="1244 772 1436 1019">Falaises d'argiles et de craie du Crétacé de Strouanne (coulée argileuse) Cap d'Alprech Andresselles Cran Saint-Pô</p>
 <p data-bbox="422 1355 574 1377">Chute de rochers</p>	<p data-bbox="850 1131 997 1164">Éboulement</p> <p data-bbox="850 1299 997 1332">Ébouilisation</p>	<p data-bbox="1016 1075 1236 1220">Détachement par paquets de terrain meuble ayant perdu leur cohésion.</p> <p data-bbox="1244 1131 1436 1220">Cap Gris-Nez Les Crupes (cap Blanc-Nez)</p> <p data-bbox="1016 1276 1236 1366">Chute individuelle de blocs (ou de débris plus fins).</p> <p data-bbox="1244 1220 1436 1366">Falaises de limons du Pléistocène à l'ouest de Sangatte</p>
 <p data-bbox="391 1724 630 1747">Basculement/Effondrement</p>	<p data-bbox="850 1668 997 1702">Écroulement</p>	<p data-bbox="1016 1467 1236 1892">Détachement, le long de plans de rupture (fissures de détente, fractures et microfractures), d'un volume variable de terrains cohérents qui se déstructurent au cours du déplacement ; l'accumulation de débris prend généralement une forme conique.</p> <p data-bbox="1244 1426 1436 1937">Falaises de grès et argiles du Jurassique (chute des grès en surplomb) à Équihen-Plage et d'Andresselles au cap Gris-Nez Falaises d'argiles et de craie du Crétacé de Strouanne (écroulement de la craie) Promontoire Saint-Pô Petit Blanc-Nez et cap Blanc-Nez</p>

