

BUU 90 202 2443

50377
1998
2358

UNIVERSITE DES SCIENCES
ET TECHNOLOGIES DE LILLE
UFR DE GEOGRAPHIE

LABORATOIRE « GEOGRAPHIE
DES MILIEUX ANTHROPISES »

NOVEMBRE 1998

N° D'ORDRE 2358

**THESE DE DOCTORAT EN GEOGRAPHIE
« ANALYSE GEOGRAPHIQUE DU MILIEU PHYSIQUE »**

Présentée par JEROME FAUCHOIS

**L'INTERET DE LA CARTOGRAPHIE A
GRANDE ECHELLE DANS L'ETUDE
GEOMORPHOLOGIQUE DES LITTORAUX
DUNAIRES DU LITTORAL
DU NORD-PAS-DE-CALAIS**



DIRECTEUR :

MADAME Y. BATTIAU-QUENEY, PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE LILLE 1

RAPPORTEURS :

MONSIEUR E. ANTHONY, PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DU LITTORAL DE DUNKERQUE
MONSIEUR R. PASKOFF, PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE LYON II

EXAMINATEURS :

MONSIEUR J. FAVENNEC, INGENIEUR DIVISIONNAIRE DES EAUX ET FORETS A L'OFFICE
NATIONAL DES FORETS DE BORDEAUX
MONSIEUR A. MIOSSEC, PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE NANTES

AVANT-PROPOS

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à mon directeur de Thèse, Madame Yvonne BATTIAU-QUENEY, qui m'a toujours soutenu et encouragé dans mon travail. Mes recherches doivent beaucoup à ses remarques, ses conseils et ses critiques. Enfin, je tiens à la remercier pour sa confiance, sa patience, sa disponibilité et les précieuses corrections apportées lors de la lecture de ce travail.

Je remercie Monsieur ANTHONY et Monsieur PASKOFF de m'avoir fait l'honneur d'accepter d'être rapporteurs de cette thèse.

Je remercie de la même façon Monsieur MIOSSEC et Monsieur FAVENNEC d'avoir accepté de faire partie de mon jury.

Je tiens également à remercier l'UFR de Géographie de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, ainsi que le Laboratoire de Géographie des milieux anthropisés. Mes remerciements vont également à l'équipe administrative de l'UFR, notamment à Nicole Cunat, Monique Bécu, Béatrice Dheygere et Pascal Pollet.

Merci également à Florent Bonnet-Langagne, Virginie Denel, Carine Provincial, Mickaël Poiret et Gabriel Félix, qui ont travaillé avec moi à l'étude de la dynamique éolienne et qui ont participé sur le terrain à de nombreuses séances de mesures, dans des conditions atmosphériques parfois difficiles.

Un grand merci à Philippe Deboudt, Maître de Conférence à l'UFR de Géographie de l'Université de Lille, pour ses précieux conseils.

Mes remerciements vont à ma famille, qui a su me soutenir et m'encourager durant toutes ces années universitaires, ainsi qu'à ma belle-famille, toujours intéressée par mon travail. Je rends également hommage, à travers ces quelques lignes, à ceux qui ont quitté mon entourage ces dernières années, mes grands-pères, ma grand-mère maternelle et mon oncle Alain.

Mes derniers remerciements vont à mon amie Véronique, qui a m'a toujours encouragé et qui m'a aidé à la réalisation de ce travail.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

SOMMAIRE.....	1
---------------	---

CHAPITRE I: INTRODUCTION A L'ÉTUDE DE LA GÉOMORPHOLOGIE DUNAIRE ET PRÉSENTATION DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS.....	10
---	-----------

<u>I) PROBLEMATIQUE ET ORGANISATION GÉNÉRALE DU TRAVAIL.....</u>	13
---	-----------

<u>II) LOCALISATION ET PRÉSENTATION DES TERRAINS D'ÉTUDE.....</u>	15
--	-----------

⊗ A) LES DUNES FLAMANDES.....	16
--------------------------------------	-----------

1) Le secteur n°1: les dunes de Sangatte et de Blériot-Plage.....	16
---	----

2) Le secteur n°2: les dunes entre Calais et Gravelines.....	17
--	----

3) Le secteur n°3: les dunes à l'est de Dunkerque.....	18
--	----

B) LES DUNES PICARDES.....	18
-----------------------------------	-----------

1) Le secteur n°1: les dunes d'Hardelot.....	19
--	----

2) Le secteur n°2: les dunes de Dannes et Camiers.....	19
--	----

3) Le secteur n°3: les dunes de la plaine maritime picarde entre les estuaires de la Canche et de l'Authie.....	20
---	----

4) Le secteur n°4: les dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie.....	21
---	----

C) LES DUNES DU LITTORAL DU BOULONNAIS.....	22
--	-----------

1) Les dunes de la Slack.....	22
-------------------------------	----

2) Les dunes de la baie de Wissant.....	23
---	----

<u>CONCLUSION.....</u>	24
-------------------------------	-----------

CHAPITRE II: LA DYNAMIQUE MORPHOGÉNIQUE DU MILIEU DUNAIRE: PRÉSENTATION DES GRANDS TYPES DE FORMES DUNAIRE ET DE LEURS PROCESSUS D'ÉVOLUTION.....	27
--	-----------

<u>I) NÉCESSITÉ D'UNE VISION GLOBALE DU PHÉNOMÈNE D'ÉVOLUTION</u>	
--	--

<u>DANS LES SYSTÈMES DUNAIRES</u>	29
A) LA NOTION DE SYSTÈME MORPHOGÉNIQUE	29
B) CONCEPTS FONDAMENTAUX DE L'ÉVOLUTION DES CÔTES	32
1) Les conséquences de l'élévation du niveau marin.....	32
2) L'importance du budget sédimentaire.....	33
a) La dynamique sédimentaire sur la frange côtière.....	34
b) Le rôle de la dérive littorale.....	34
c) La notion de cellule sédimentaire et ses applications au littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	36
d) L'influence des interventions anthropiques sur l'évolution morphosédimentaire des côtes.....	37
3) Le paramètre climatique: analyse de l'importance des tempêtes.....	38
C) ILLUSTRATION DE LA NOTION DE SYSTÈME MORPHOGÉNIQUE PAR L'ÉTUDE COMPARATIVE DES PAYSAGES DES DUNES FLAMANDES ET DES DUNES PICARDES	39
CONCLUSION	42
<u>II) MISE AU POINT SUR LES PROCESSUS MORPHOGÉNIQUES ET LEUR INFLUENCE SUR L'ÉVOLUTION DU LITTORAL</u>	43
∞ A) LE RÔLE DE LA DYNAMIQUE MARINE SUR L'ESTRAN ET LES DUNES	43
1) La dynamique sédimentaire de l'estran et les formes d'accumulation.....	43
a) Les différents secteurs de la plage.....	43
b) les formes d'accumulation élémentaires.....	44
c) Les variations saisonnières du profil de l'estran.....	46
d) Les variations cycliques pluri-annuelles du profil de l'estran.....	48
2) Processus et formes d'érosion marine sur les cordons bordiers.....	50
∞ B) LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE ET LES FORMES ASSOCIÉES	53
1) Mise en mouvement et transport des sédiments sableux.....	54
2) L'impact géomorphologique de la dynamique éolienne: formes d'accumulation et d'érosion.....	54
a) Les creux de déflation.....	55
b) Les couloirs de déflation et les pourrières.....	56
3) La dynamique éolienne dans l'arrière-dune.....	61
a) L'érosion ponctuelle des cordons internes: les cuvettes de déflation.....	61
b) Les dunes paraboliques.....	65

• C) LA CONFIGURATION DU LITTORAL: CIRCULATION MARINE ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.....	68
1) La configuration générale.....	68
2) Les côtes picardes.....	69
3) Les côtes flamandes.....	70
<u>CONCLUSION DU CHAPITRE II</u>.....	76

CHAPITRE III: LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE EN MILIEU DUNAIRE: MISE AU POINT SUR LES PROCESSUS ÉOLIENS ET LEUR RÔLE DANS LA GÉOMORPHOLOGIE DUNAIRE.....	78
--	----

<u>INTRODUCTION</u>.....	79
---------------------------------	----

<u>D) MÉCANISMES DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS SABLEUX PAR LE VENT</u>.....	80
---	----

A) LE FLUX ÉOLIEN SUR LES SURFACES SABLEUSES.....	80
--	----

B) LE TRANSPORT SABLEUX.....	82
-------------------------------------	----

C) LES MÉTHODES D'ÉVALUATION DE LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE ET DU TRANSPORT SABLEUX.....	83
---	----

1) La démarche globale: la dynamique éolienne sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	84
--	----

2) Les différences de rugosité sur le terrain.....	86
--	----

a) La rugosité au niveau de l'estran.....	86
---	----

b) Influence de la végétation sur la rugosité des surfaces.....	87
---	----

3) Les variations de la vitesse du vent sur les dunes.....	89
--	----

<u>ID) DYNAMIQUES ÉOLIENNE ET MORPHOLOGIQUE DANS LES FORMES DE DÉFLATION</u>.....	91
--	----

A) LES FORMES DE DÉFLATION: RAPPEL SUR LEURS CONDITIONS DE FORMATION ET D'ÉVOLUTION.....	92
---	----

1) Origine des formes de déflation.....	92
---	----

2) Les rythmes d'évolution des formes de déflation.....	93
---	----

B) QUANTIFICATION DE LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE DANS LES COULOIRS DE DÉFLATION.....	97
1) Mise au point sur les méthodes de mesure existantes et les interprétations cartographiques associées: exemple d'analyse de la dynamique d'un couloir de déflation par Hesp et Hyde (1996).....	97
2) Dynamique éolienne dans les couloirs de déflation sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	101
a) Exemple d'un couloir situé sur la façade ouest (dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont).....	101
b) Exemple d'un couloir de déflation dans les dunes de la Baraque Fricot (baie de Wissant).....	111
<u>CONCLUSION DU CHAPITRE III</u>.....	116
CHAPITRE IV: ÉTUDE ET CARTOGRAPHIE DES GRANDS SYSTÈMES DUNAIRES DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS.....	
	117
<u>INTRODUCTION</u>.....	118
<u>I) LA LÉGENDE DE LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE</u>.....	119
A) MISE AU POINT SUR LES OBJECTIFS ET LES MÉTHODES DE CARTOGRAPHIE.....	119
B) LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE ET SA LÉGENDE.....	123
1) Les formes de relief.....	126
a) Les points de référence et la représentation du relief dunaire.....	126
b) Les formes liées à l'action de la mer.....	127
c) les formes éoliennes.....	129
2) La couverture végétale.....	131
3) L'hydrologie de surface.....	132
4) Marques anthropiques et renseignements divers.....	132
<u>II) ANALYSE DE GÉOMORPHOLOGIE HISTORIQUE ET INTERPRÉTATIONS CARTOGRAPHIQUES DU SITE DE LA DUNE DEWULF (NORD)</u>.....	134
A) PRÉSENTATION DU CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE: LOCALISATION, MORPHOLOGIE DUNAIRE ET DYNAMIQUE LITTORALE.....	135

1) Les grands traits du relief dunaire.....	135
2) Mise au point sur le contexte morphodynamique local.....	135
a) Situation par rapport à la dynamique marine générale.....	136
b) Le rôle des installations portuaires de Dunkerque.....	137
c) La dynamique éolienne.....	137
B) APPROCHE HISTORIQUE DE LA GÉOMORPHOLOGIE DU SITE DE LA DUNE	
DEWULF.....	138
1) Données et méthodes.....	138
2) Les grands traits de l'évolution dunaire.....	138
a) L'évolution avant 1900.....	138
b) L'évolution géomorphologique du début du siècle.....	139
c) La situation en 1937.....	140
d) L'évolution de 1937 à 1971.....	140
e) L'évolution de 1971 à nos jours.....	141
C) LA DYNAMIQUE ACTUELLE: ANALYSE DESCRIPTIVE.....	143
1) Le cordon bordier.....	143
2) Les complexes paraboliques internes.....	148
a) Les complexes paraboliques fixés.....	148
b) La grande dune parabolique active.....	149
CONCLUSION: SYNTHÈSE ET CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE.....	152
<u>III) CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE DE PLUSIEURS SITES-</u>	
<u>ATELIER DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS.....</u>	153
A) LES AUTRES MASSIFS DES DUNES FLAMANDES: LA DUNE MARCHAND ET LA	
DUNE DU PERROQUET.....	153
1) La dune Marchand.....	153
a) Localisation et aspects de l'environnement littoral.....	153
b) Les grands traits de l'évolution du site.....	154
c) La morphologie dunaire actuelle.....	156
2) La dune du Perroquet.....	157
a) Localisation et présentation du site.....	157
b) Les grands traits de l'évolution dunaire.....	157
c) La dynamique actuelle.....	159
d) Le relief actuel, l'héritage d'une longue évolution historique.....	161
B) LES DUNES DE LA BAIE DE WISSANT.....	165
1) Caractères généraux de la dynamique de la baie de Wissant.....	165

a) Dynamique hydro-sédimentaire dans la baie de Wissant.....	165
b) L'estran et les dunes.....	166
2) Les dunes de la Baraque Fricot.....	167
3) Les dunes du Châtelet.....	169
a) La situation en 1963.....	171
b) La situation en 1981.....	171
c) La situation en 1990.....	172
d) La situation actuelle: bilan de 30 ans de recul du trait de côte.....	172
4) La dune d'Aval.....	173
a) L'évolution de 1963 à 1995.....	174
b) La situation actuelle.....	177
5) La dune d'Amont.....	179
C) LES DUNES D'HARDELOT.....	182
1) Localisation, présentation du site et contexte hydro-sédimentaire.....	182
a) Le domaine marin et la dynamique sédimentaire côtière.....	182
b) Présentation du relief dunaire.....	183
2) Les grands traits de l'évolution des dunes d'Hardelot.....	184
a) Les phases transgressives anciennes.....	184
b) La dynamique dunaire en 1955.....	186
c) La situation en 1971.....	187
d) L'évolution dans les années 1980.....	188
3) La dynamique actuelle: description et interprétation.....	188
<u>IV) LES AUTRES SITES DUNAIRES.....</u>	192
A) LES DUNES DE LA SLACK.....	192
1) La mise en place du massif dunaire.....	193
2) L'évolution récente et la dynamique actuelle.....	194
B) LES DUNES PICARDES ENTRE LES ESTUAIRES DE LA CANCHE ET DE L'AUTHIE....	195
1) Mise au point sur la mise en place et l'évolution des systèmes dunaires de la plaine maritime picarde.....	196
2) Les dunes du Touquet.....	200
a) Le cordon bordier.....	200
b) L'arrière-dune.....	201
3) Les dunes de Stella-Plage.....	202
a) Le cordon bordier.....	202
b) L'arrière-dune.....	202
4) Les dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie.....	203

CONCLUSION DU CHAPITRE IV	206
--	-----

CHAPITRE V: MISE AU POINT SUR LES GRANDES PHASES DE L'ÉVOLUTION DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS; ÉTUDE ET CARTOGRAPHIE DE LA VULNÉRABILITÉ DU MILIEU DUNAIRE	207
---	-----

<u>I) BILAN DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS</u>	208
--	-----

⊗ A) LES DUNES FLAMANDES	208
---------------------------------------	-----

1) Rappels sur l'évolution holocène de la plaine maritime flamande.....	209
2) L'évolution au XVIIIème et XIXème siècles.....	209
3) L'évolution entre 1900 et 1960.....	210
4) L'évolution entre 1960 et 1980.....	211
5) L'évolution de 1980 à 1990.....	211

B) LES DUNES PICARDES	213
------------------------------------	-----

1) L'évolution ancienne des dunes picardes.....	213
2) La dynamique des massifs dunaires au début du XXème siècle.....	215
3) La dynamique dunaire en 1950.....	215
4) La dynamique dunaire entre 1960 et 1970.....	216
5) L'évolution récente des dunes picardes.....	216

<u>II) LES GRANDES PHASES MORPHOGÉNIQUES: ILLUSTRATION DE L'ÉVOLUTION CYCLIQUE À DIFFÉRENTES ÉCHELLES DE TEMPS</u>	219
---	-----

A) MISE AU POINT SUR LES ASPECTS FONDAMENTAUX DE L'ÉVOLUTION DES CÔTES	219
---	-----

B) LES DIFFÉRENTES PHASES MORPHOGÉNIQUES: LA DISTINCTION ENTRE LES "OLDER DUNES" ET LES "YOUNGER DUNES"	221
--	-----

C) BILAN ET ILLUSTRATION DE LA DYNAMIQUE MORPHOGÉNIQUE SUR LE LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS DEPUIS LE XVIIIÈME SIÈCLE	223
---	-----

1) La relation entre l'évolution climatique et la dynamique morphogénique.....	223
--	-----

2) Illustration des différentes phases morphogéniques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	225
--	-----

**III) ANALYSE CARTOGRAPHIQUE DE LA VULNÉRABILITÉ
DES CÔTES SABLEUSES.....**

A) LA NOTION DE VULNÉRABILITÉ.....	227
---	------------

B) MÉTHODES D'ÉVALUATION ET CARTOGRAPHIE DE LA VULNÉRABILITÉ DES CÔTES BASSES SABLEUSES.....	228
---	------------

1) Les paramètres statiques.....	229
----------------------------------	-----

a) Le contexte géographique.....	229
----------------------------------	-----

b) La géométrie des cordons dunaires.....	229
---	-----

2) Les paramètres dynamiques.....	229
-----------------------------------	-----

a) Les dynamiques climatique et hydrosédimentaire.....	229
--	-----

b) La dynamique géomorphologique.....	230
---------------------------------------	-----

3) La légende de la carte de vulnérabilité.....	230
---	-----

a) La trame géographique et géomorphologique.....	230
---	-----

b) La dynamique géomorphologique.....	232
---------------------------------------	-----

C) LA CARTE DE VULNÉRABILITÉ: EXEMPLES DES DUNES DE LA BAIE DE WISSANT, DE LA DUNE DEWULF ET DES DUNES D'HARDELLOT.....	233
--	------------

CONCLUSION DU CHAPITRE V.....	240
--------------------------------------	------------

CONCLUSION GÉNÉRALE.....	241
---------------------------------	------------

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	244
---	------------

LISTE DES FIGURES.....	257
-------------------------------	------------

LISTE DES CARTES ET DES TABLEAUX.....	262
--	------------

LISTE DES PHOTOGRAPHIES.....	263
-------------------------------------	------------



La pointe de la courte dune (Baie de Wissant) photo: Bonnet Langagne F.

CHAPITRE I

INTRODUCTION A L'ETUDE DE LA GEOMORPHOLOGIE DUNAIRE ET PRESENTATION DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS

La région Nord-Pas-de-Calais présente une façade maritime ouverte sur plus de cent kilomètres. Les falaises sont présentes sur environ 25 kilomètres depuis Equihen jusqu'à Sangatte, les dunes occupent les espaces où la côte fixe l'extension des plaines maritimes flamandes et picardes. Le littoral est du nord au sud constitué d'une succession de types de côtes. Leur diversité et leur originalité donnent aux côtes de la région une grande réputation en matière de tourisme. Ces côtes appartiennent à tous et c'est dans le respect de leur valeur patrimoniale que l'Etat et les Collectivités Territoriales s'appliquent à gérer l'ensemble de ces espaces. La gestion du littoral nécessite la connaissance du milieu. Mon travail est en fait un maillon dans la compréhension de l'évolution des paysages littoraux; il explique l'intérêt de connaître les différents types de morphologies dunaires, et montre, dans cette démarche, l'utilité d'une cartographie très précise. L'étude de la géomorphologie dunaire s'intègre à part entière dans cette volonté de mieux connaître le littoral. Elle a toujours intéressé les géographes et constitue un des objectifs de l'URA 1688 dont l'activité s'étend également aux domaines de la climatologie, la biogéographie et l'hydrologie.

Ce littoral est étudié de manière précise depuis une dizaine d'années maintenant, mais les premières recherches portant sur la géomorphologie des côtes de la région furent celles de Briquet qui en 1930 a proposé dans "le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique" une véritable base de travail. Ses travaux, à la fois précis et synthétiques ont révélé l'extrême complexité de fonctionnement du milieu dunaire. C'est un devoir de lui rendre hommage, son travail étant d'une richesse rarement égalée. La recherche en géomorphologie littorale s'est plus récemment développée grâce au département de Géographie de Lille qui a initié un certain nombre d'études visant à mieux cerner les différents facteurs intervenant dans la morphogenèse. Quelques sites ont retenu une attention particulière, qui répondait à des impératifs de gestion prioritaires, relatifs aux dangers et risques que génère l'érosion marine. Le site de la baie de Wissant est un exemple concret d'une évolution qu'il est nécessaire de contrôler. L'érosion accélérée des cordons dunaires par les vagues y constitue un problème depuis plus de cinquante ans et les mouvements des dunes, dans les années 1970, ont provoqué l'ensevelissement de nombre d'habitations.

Aujourd'hui, les problèmes sont connus mais répondre aux aléas que génèrent les dynamiques marine et éolienne demande des budgets importants que les communes ont du mal à intégrer dans leurs dépenses communes. Cette situation a favorisé, depuis quelques décennies, l'acquisition par l'Etat et ses organismes de rattachement de la plupart des espaces littoraux, les objectifs prioritaires étant de limiter l'anthropisation et de préserver, par une gestion adaptée, ces espaces naturels dont la valeur patrimoniale peut dépasser la valeur économique. Les acteurs de la gestion du littoral sont nombreux:

- L'Etat contrôle un ensemble d'organismes intervenant sur littoral: la Direction Départementale de l'Équipement, mettant en application la Loi littoral dans le cadre des plans d'occupation des sols, ainsi que les Services Maritimes des Ports de Boulogne-sur-Mer et Calais. La DDAF, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, et la DIREN, Direction Régionale de l'Environnement interviennent dans le domaine de la protection et de la stabilisation des milieux dunaires.

- Les établissements publics: le Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres a été créé en 1975, il est avant tout un organisme d'acquisition foncière, mais s'implique dans les opérations de valorisation du milieu. L'ONF: Office National des Forêts, créé en 1964, intervient sur les terrains du Conservatoire soumis au régime forestier; récemment, un service "Dunes-Littoral" a été créé pour gérer les domaines côtiers.

- Les collectivités territoriales: A l'initiative du Conseil Régional, l'ENR (Espace Naturel Régional, crée en 1978) et l'Observatoire de l'environnement littoral et marin Manche et sud Mer du Nord assurent le suivi et la protection des côtes. L'Observatoire fonctionne grâce à des financements européens (FEDER). Il a pour objectif de faire la liaison entre les centres de recherche et les acteurs du littoral. Le Conseil Général du Pas de Calais assure une part de la gestion des espaces littoraux par l'intermédiaire d'EDEN 62, organisme crée en 1993. La gestion du littoral s'opère également par le biais des mairies ou des syndicats intercommunaux.

Ce travail de thèse s'inscrit dans la continuité de mes recherches de Maîtrise et de DEA (Fauchois, 1994, 1995), réalisées dans le cadre de plans de gestion de la réserve biologique domaniale de Merlimont (Pas de Calais) et de la Dune Dewulf (Nord). En 1994, à l'initiative de l'ONF, le site de Merlimont a fait l'objet d'une campagne d'études multidisciplinaires, visant à cerner les richesses du milieu dunaire. Une approche géomorphologique a permis de reconstituer les différentes phases de l'évolution et la dynamique actuelle des cordons sableux. L'aboutissement de ce travail fut la réalisation d'une carte géomorphologique à grande échelle, réalisation d'autant plus délicate qu'elle était presque inédite dans son genre. Les aspects de la dynamique de la végétation, de la climatologie, de l'hydrologie et de l'hydrogéologie ont également fait l'objet d'études particulières. Les travaux scientifiques ont été en grande partie réalisés par des géographes. Cette expérience globale a initié une nouvelle approche cartographique du littoral, fondée d'une part sur un relevé précis du relief dunaire, et intégrant d'autre part des données relatives à une approche plus globale (répartition de la végétation, des milieux humides). Ce travail cartographique ne peut cependant s'affirmer comme un outil pédagogique car son exploitation passe par une bonne connaissance des systèmes morphogéniques littoraux. C'est dans ce sens qu'une bonne partie de mon travail reprendra les bases de la géomorphologie dunaire.

La géomorphologie littorale de notre région concerne les côtes basses dunaires mais touche également tous les secteurs à falaises. Mon travail de recherche se limitera à l'analyse des milieux dunaires car la totalité du littoral pouvait difficilement être étudiée dans le cadre des trois années de thèse. Cependant, la dynamique des secteurs de falaises a dû être prise en compte dans le cas où, par leur proximité des secteurs dunaires, elles pouvaient modifier certains paramètres de la dynamique marine (modifications du régime des houles et surtout du régime sédimentaire). De plus, une grande partie de ces secteurs de falaises ont déjà fait l'objet d'études géomorphologiques (Pinte, 1986; Wissocq, 1990,1992; Vangilve, 1996).

Les références en matière de géomorphologie dunaire sont abondantes. Différents thèmes peuvent être dégagés de la revue de la bibliographie internationale:

- La majorité des travaux traitent de la géomorphologie de sites dunaires présentant des caractéristiques particulières. Ces travaux sont extrêmement utiles puisqu'ils présentent bien souvent tout un ensemble de descriptions du milieu dunaire, ainsi que des interprétations pouvant aider à la compréhension de la complexité des relations qui peuvent exister entre le milieu marin et les dunes. Sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais, la plupart des sites dunaires ont déjà attiré l'attention des géographes mais seuls quelques uns ont été étudiés dans le détail.

- Certains travaux sont plutôt orientés vers l'étude des processus morphogéniques. Ils tentent de définir les différents paramètres liés à l'évolution du milieu dunaire: dans notre travail, nous étudierons les processus liés à la dynamique marine, leur incidence sur le relief et les rythmes d'évolution qu'ils imposent au trait de côte. Dans ce domaine, les tempêtes

constituent de véritables pôles d'intérêt. L'étude de la dynamique éolienne fait également partie de nos objectifs de recherche. Elle est à l'heure actuelle relativement bien définie mais le problème réside dans le fait que l'essentiel des travaux sont anglo-saxons et que peu de personnes en France se sont vraiment investies dans ce domaine. Il est clair cependant que ce type de travail nécessite des investissements financiers importants en matériel de mesure, en personnes et en temps.

- Les autres travaux sont des "travaux pédagogiques", valorisant les différents aspects de la géomorphologie en milieu dunaire, mettant le doigt sur les problèmes que génère l'absence de gestion des sites littoraux ou encore montrant les divers impacts (positifs ou négatifs) des aménagements sur l'évolution des côtes.

- Un dernier type de travaux tente de retracer l'évolution historique des littoraux. Ils se sont particulièrement développés aux Pays Bas et en Belgique en étroite relation avec des études spécialisées touchant à l'histoire quaternaire des plaines maritimes du Nord de l'Europe. Ces travaux s'appuient sur une connaissance globale de l'évolution du milieu dunaire, ils permettent d'estimer la configuration paléogéographique des littoraux depuis plus de mille ans. Au delà, la part d'incertitude est trop grande, même si certains indices donnent quelques idées sur ce qu'était le paysage dunaire des côtes basses qui bordent les plaines maritimes. C'est dans ce type de démarche que mon travail essaie de s'inscrire, même s'il concerne surtout l'évolution des cinquante dernières années. Pour cela, une démarche bien spécifique est nécessaire; elle requiert une analyse détaillée des sites littoraux, une description précise des formes dunaires dont la configuration et la morphologie révèlent bien souvent les conditions de genèse. A terme, le but est d'essayer d'établir une typologie des différentes phases de l'évolution de ces dunes, et de la replacer dans son contexte historique et géographique plus global.

I) PROBLEMATIQUE ET ORGANISATION GENERALE DU TRAVAIL

L'étude de la géomorphologie de la frange côtière du Nord-Pas-de-Calais pose un problème d'ordre méthodologique. Il existe en effet différentes façons d'appréhender une étude de ce type. La première consiste à étudier dans le détail chacun des sites littoraux, effectuer un diagnostic géomorphologique complet de la dynamique dunaire. La cartographie géomorphologique à grande échelle (1/5000) constitue dans cette démarche un outil de synthèse très efficace. Le plus grand problème réside dans le fait que ce type de travail est irréalisable dans un délai de trois ans. De plus, il est clair que la lecture d'un tel travail serait trop fastidieuse pour celui qui désire simplement mieux comprendre la dynamique géomorphologique en milieu dunaire. La seconde méthode consiste à présenter les différentes techniques utilisées dans le travail de géomorphologie littorale, en s'appuyant sur un certain nombre d'exemples traités de façon très précise. Ainsi, on peut cerner avec plus de recul la véritable utilité de cette étude, les limites et surtout l'étendue des applications qu'elle dégage dans le cadre de la gestion du littoral.

Dans un premier temps, une mise au point sur le fonctionnement du milieu dunaire s'impose. Tout le monde s'accorde à dire que ce milieu comme beaucoup d'autres est un espace "vivant" ou plutôt dynamique, animé par une multitude de processus, d'échanges propres à chaque site qui déterminent plusieurs types d'évolutions et qui façonnent perpétuellement le relief. La grande diversité des formes impose une certaine rigueur quant au

vocabulaire utilisé. Une mise au point sera donc effectuée afin de pallier la confusion qui existe dans ce domaine depuis trop d'années. Elle complétera une approche plus globale de la dynamique du milieu dunaire. La recherche sur les milieux littoraux a permis de bien cerner les différents agents intervenant dans la morphogenèse dunaire, aussi n'est-il pas véritablement nécessaire dans ce travail de retracer les grands traits du fonctionnement du "système" dunaire. La première partie constituera donc dans une synthèse de l'état des recherches en géomorphologie littorale et notamment une mise au point sur l'importance des dynamiques marines et éoliennes, éléments fondamentaux dans l'évolution des côtes sableuses. Le but est d'établir une trame des différentes phases de l'évolution géomorphologique, et de déterminer une certaine logique d'évolution en fonction des différents agents morphogéniques afin de bien cerner les conditions de formation et d'évolution des dunes. Dans ce cadre interviendront les notions d'échelle d'observation et d'échelle d'interprétation.

Le second objectif de ce travail est d'effectuer une synthèse précise de définition et de quantification des différents aspects de la dynamique éolienne. Dans ce domaine, la littérature anglo-saxonne est très riche; les travaux australiens et américains ont une avance considérable. Un des objectifs que je me suis fixé est d'analyser l'extrême complexité des relations de force qui peuvent exister entre le vent, considéré en tant que fluide, et les surfaces rugueuses que constituent les massifs dunaires. Cette étude est renforcée par un travail pratique de mesure de la dynamique éolienne sur le terrain: mesures de l'impact de la rugosité sur le flux éolien et mesures sur la modification des flux sur le cordon bordier et dans des formes de déflation. Le but de ce travail de terrain est de mettre en évidence les relations vent-dunes-végétation, mieux comprendre et ainsi mieux gérer la dynamique d'érosion éolienne sur le cordon bordier. Dans ce travail, la cartographie à très grande échelle (1/1000 ou 1/2000) s'avère être un outil bien adapté pour représenter la zonation des dynamiques de déflation et d'accumulation. Ce travail constitue une base d'appréciation de la vulnérabilité des dunes, notion primordiale dans le cadre de la préservation et de la gestion du patrimoine dunaire de la région.

Dans un troisième temps, on verra à travers l'étude du site de la Dune Dewulf (communes de Leffrinckoucke, Ghyvelde et Zuydcoote) l'intérêt d'une approche historique de la géomorphologie dunaire. Ce secteur de la côte est extrêmement intéressant dans le sens où la morphologie dunaire présente une configuration telle qu'il est relativement simple d'en reconstituer l'évolution historique. Cette étude détaillée présentera les différentes étapes de mon approche en géomorphologie dunaire: observation, description, interprétation des formes, étude de l'évolution historique du site, cartographie à grande échelle, détermination des paramètres de vulnérabilité. Ce type de démarche est applicable à l'ensemble des sites dunaires mais la recherche de documents anciens permettant de retracer avec précision l'évolution historique est un travail de longue haleine. Il est donc difficile de pouvoir la réaliser pour chaque site de la région.

La cartographie géomorphologique à grande échelle est un bon moyen de mettre en valeur la variété morphologique des différents sites. La méthode de réalisation est basée sur une interprétation stéréoscopique des photographies aériennes de 1995. La cartographie requiert une certaine rigueur dans sa conception, elle doit en effet être à la fois très précise mais rester lisible. Son intérêt majeur réside dans le fait qu'elle synthétise tout le travail de description et d'interprétation morphogénétique des formes; chaque forme dunaire doit pouvoir être définie en fonction de la dynamique qui l'a générée (forme liée à l'action de la

mer ou du vent par exemple). La légende de la carte est établie en fonction des formes mais également en fonction de la végétation dont la dynamique est en rapport étroit avec celle des dunes. Un des objectifs premiers de cette cartographie est l'application à l'ensemble des littoraux dunaires. Cependant, il faut avouer qu'elle s'applique de manière préférentielle aux secteurs où existe une active dynamique dunaire. Les secteurs où les dunes sont figées sous une végétation très dense se prêtent peu à ce type de travail; de plus, est-il véritablement utile de chercher à les cartographier puisque les formes n'évoluent plus? Dans ce genre de situation, il est possible de travailler à une échelle différente, moins précise car les formes vives de détail ont pratiquement disparu. Pour cette raison, seuls les secteurs les plus intéressants seront traités.

Le dernier objectif de ce travail est de faire apparaître certaines caractéristiques des côtes de la région.

Il s'agit en premier lieu d'effectuer une synthèse du travail de géomorphologie historique en intégrant les données anciennes et les données récentes de l'évolution du relief dunaire. L'analyse diachronique des séries de photographie aériennes de 1945 à 1995 est un moyen adéquat pour déterminer les différentes étapes de l'évolution du paysage dunaire sur l'ensemble du littoral. Les aspects les plus caractéristiques de cette évolution ont été étudiés en détail (évolution des cordons bordiers, des dunes paraboliques internes); on verra comment l'existence de crises morphogéniques, ou au contraire, de phases de stabilité morphogénique a été mise en évidence, permettant ainsi de mieux cerner les tendances actuelles de l'évolution du littoral

En second lieu la vulnérabilité du milieu dunaire face à l'évolution naturelle et aux dégradations de diverses natures sera étudiée. L'objectif est de dresser un bilan général de la santé des côtes, de voir comment et pourquoi certains secteurs semblent plus soumis que d'autres aux aléas que constituent les tempêtes ou encore l'érosion éolienne. A partir du travail d'analyse détaillée de la dynamique géomorphologique dunaire sur chacun des sites, ont été réalisées des cartes de vulnérabilité, documents synthétiques prenant en compte tous les paramètres influençant l'évolution du littoral.

ID LOCALISATION ET PRESENTATION DES TERRAINS D'ETUDE.

Le Nord-Pas-de-Calais est une des rares régions de France à présenter une telle variété de paysages littoraux. D'importants systèmes dunaires s'étendent de la Baie d'Authie jusqu'à Equihen sur près de 30 kilomètres. Ils laissent place vers le nord aux falaises taillées dans les grès, calcaires et argiles du Jurassique. La côte développe un grand nombre de caps et de baies au sein desquelles quelques massifs dunaires se sont installés. Au delà du Cap Gris-Nez, cette côte jusque là orientée selon un axe nord-sud change de direction vers le nord-est jusqu'à la frontière belge. La baie de Wissant marque le contact entre les falaises jurassiques et les falaises crayeuses du Crétacé du Cap Blanc-Nez. Au delà du Blanc-Nez, les falaises sont taillées dans des dépôts quaternaires du Pléistocène et s'étendent jusqu'à Sangatte. Au nord est de Sangatte, la côte s'abaisse très nettement et laisse place à un cordon dunaire unique, abritant la grande plaine maritime flamande. Les agglomérations de Calais et de Dunkerque sont inscrites sur ces côtes basses. Le littoral est dans ces secteurs soumis à une importante pression anthropique si bien que rares sont les endroits où la côte n'est pas artificielle. Le département du Nord ne compte par exemple que 7 kilomètres de côtes non endiguées.

Le littoral est donc caractérisé par une grande diversité de paysages. Il est possible de déterminer trois grands types de côtes dunaires. Le découpage est effectué en fonction de la topographie, de l'orientation du trait de côte et du contexte géologique. Les trois grands secteurs présentent des caractéristiques qui leur sont propres et qui résultent de certaines conditions de l'évolution quaternaire de la région.

A) LES DUNES FLAMANDES

Le premier ensemble est celui des dunes flamandes. Celles-ci sont présentes de Sangatte à la frontière franco-belge. Cette portion du littoral, globalement orientée SW-NE se caractérise par un cordon dunaire unique, d'une hauteur moyenne de l'ordre de 10 mètres, unique rempart naturel de la plaine maritime flamande contre la mer. Cette plaine présente des altitudes très basses, parfois inférieures au niveau marin. Au sein de cet ensemble, on peut distinguer trois sous-ensembles (fig. 1):

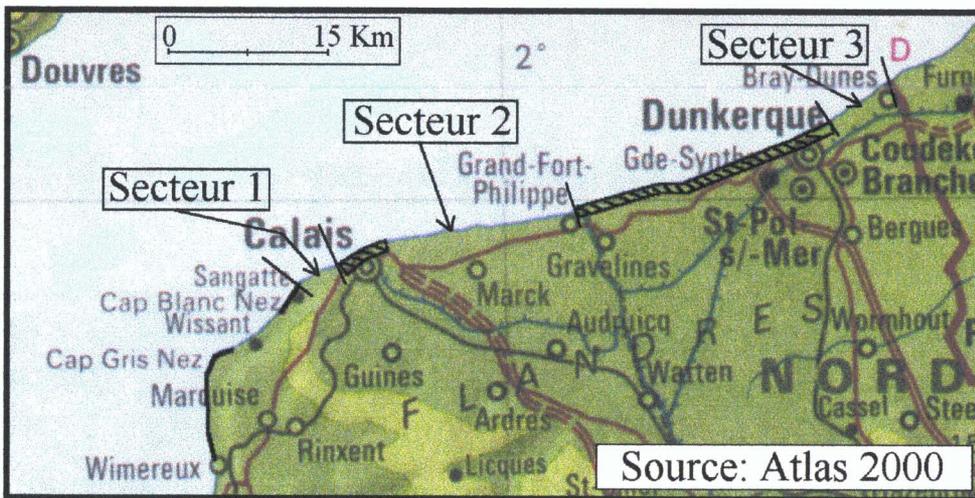


Figure n° 1: Carte de localisation et de présentation des dunes flamandes (échelle: 1/750000). Source: Atlas 2000. Les secteurs hachurés représentent les portions endiguées ou aménagées de la côte. Les secteurs en trait fort représentent les côtes à falaises.

1) Le secteur n°1: les dunes de Sangatte et de Blériot-Plage

De Sangatte à Calais, en passant par Blériot-Plage, la plaine maritime est protégée par un cordon unique, d'une hauteur allant de 10 à 15 mètres selon les endroits. Ce secteur constitue un point sensible du littoral. Dès le XIIIème siècle, les vagues parviennent à rompre ce cordon et provoquent des inondations dans la plaine dont l'altitude est particulièrement faible dans les environs de Sangatte (entre 0 et 5 mètres). Ces dunes ont été renforcées par une digue dès la fin du XVIème (Blanchard, 1906). A travers les siècles, cette digue a sans cesse subi les assauts de la mer et fut reconstruite presque totalement plus de dix fois depuis 200 ans. Aujourd'hui, le combat contre la mer est loin d'être terminé; et c'est dans cet esprit qu'en 1993-94, la dune a été complètement reprofilée et aménagée afin d'assurer elle-même, de manière naturelle, la défense de la côte. La digue n'était apparemment pas la solution de défense la plus adaptée. Les effets de ces aménagements sur cinq ans semblent satisfaisants puisqu'un sensible engraissement est observé (Deboudt, 1997), il faut toutefois signaler que les tempêtes ont été rares durant cette période et qu'il ne faut donc pas tirer de cette expérience des conclusions trop hâtives. Au point de vue de la morphologie dunaire, ce secteur ne présente qu'un intérêt assez limité, notamment dans l'optique de la réalisation d'une cartographie géomorphologique. Ce cordon est en effet couvert par une végétation dense d'oyats qui ne laisse que très peu d'emprise au vent; les formes d'érosion éolienne y sont rares ou de taille modeste. Pour ces raisons, ce type de site dunaire ne fera pas l'objet d'une étude

approfondie. L'intérêt réside plutôt dans un suivi attentif de l'évolution du cordon par rapport à l'érosion marine, suivi qu'effectuent les services maritimes depuis quelques années.

2) Le secteur n°2: les dunes entre Calais et Gravelines

Ce secteur, situé à l'est de la zone industrielle des dunes de Calais, s'étend jusqu'à l'embouchure de l'Aa à Grand Fort Philippe. Au delà, vers Dunkerque, la côte a été stabilisée par des ouvrages portuaires ou industriels.

On a affaire ici à une morphologie dunaire similaire à celle du secteur de Sangatte, à savoir un cordon unique, seul rempart contre la mer. Ce secteur a connu dans les derniers siècles une évolution opposée à celle du précédent puisque une grande partie du linéaire côtier est stable et progresse même localement vers la mer. Cette tendance à la progression est ancienne puisqu'elle était déjà observée en 1930 par Briquet qui précise que " des dunes d'accumulation s'installent sur les parties les plus élevées de l'estran. Les dunes de remaniement font défaut presque complètement, par suite du recul continu de la mer". Si on regarde les digues de protection construites par le passé derrière le cordon dunaire, on se rend compte que la progression du littoral est un phénomène ancien, car les premières digues construites (début du XVIIème siècle: digue Valençay en 1630) se retrouvent aujourd'hui isolées dans les champs, à plus de 1 kilomètre du trait de côte actuel. Entre cette dernière et la côte, d'autres digues plus récentes précisent par leur position les rythmes de la progression historique de la côte. Aujourd'hui encore, ces dunes avancent vers la mer: le site des dunes du Fort vert, à l'est de Calais, présente des formes typiques de ce type d'évolution (dune bordière très stable, fortement végétalisée, nombreuses dunes embryonnaires sur le haut-estran, estran très large). Les observations récentes de l'évolution du littoral des Hemmes d'Oye et des dunes du Platier d'Oye font part d'une certaine stabilité morphologique mais l'érosion reprend vers l'est, atteignant des valeurs de près d'un mètre par an dans la partie centrale du Platier d'Oye. Cette évolution pose d'ailleurs des problèmes de sécurité pour le lotissement des Escardines (Duborper, 1996).

Le secteur de Gravelines à Dunkerque est fortement influencé par la présence du port de Dunkerque Mardyck. Une portion de près de huit kilomètres est complètement maîtrisée par les digues: digue du Braek et jetée est de Dunkerque; ce site était déjà très stable puisque cette portion du littoral connaissait un phénomène d'engraissement régulier depuis quelques siècles. La digue Break abrite le bassin maritime, véritable centre nerveux de l'activité portuaire de l'agglomération, le bassin de Mardyck, lien vers la raffinerie pétrolière, et surtout le port de Dunkerque, dont l'activité est gérée par un système d'écluses (écluse Charles de Gaulle, écluse Wattier, et écluse Trystam). A l'ouest, vers Gravelines, un second port a été aménagé: le port rapide, dont jouit la centrale nucléaire de Gravelines, est protégé par deux jetées. La jetée est abrite une portion de 3,5 kilomètres où s'accumule le sable de façon régulière. De petites dunes se forment à partir de ces apports sableux. Cependant, leur existence ne dépend vraiment que de la position d'abri qu'offre ce site industriel, et leur développement, même s'il réagit à une évolution naturelle n'est rien qu'un effet de l'anthropisation du littoral. Elles ont toutefois intérêt à être connues car elles permettent d'observer le stade initial de la construction dunaire.

3) Le secteur n°3: Les dunes à l'est de Dunkerque

Il se situe à l'est de l'agglomération dunkerquienne, plus précisément, à l'est de la digue de Malo-Terminus, jusqu'à la frontière belge, au delà de laquelle la morphologie dunaire est similaire. On peut parler ici de massifs dunaires puisque la largeur de ces dunes excède très fréquemment 1 kilomètre. La morphologie dunaire y est marquée par un degré d'évolution très avancé. Un cordon dunaire protège de larges secteurs d'arrière-dune. Ce cordon bordier est localement très affecté par l'action des vagues, de grandes falaises sableuses se développent sur les cordons bordiers, et témoignent de l'agressivité de la mer. En arrière, on trouve des pannes et des dunes paraboliques plus ou moins stabilisées. Ces "complexes paraboliques" montrent, par leur disposition plusieurs étapes dans la formation et dans l'évolution des massifs dunaires flamands. Cette morphologie est typique de ce que l'on appelle "les dunes flamandes". Elles concernent trois sites: la dune Dewulf, la dune Marchand, et les dunes du Perroquet, sites dont la valeur géomorphologique et patrimoniale est désormais reconnue puisque ces trois sites sont surveillés depuis quelques années de manière plus régulière. Le site de la dune Marchand propose même des activités de découverte du milieu dunaire, valorisant de la sorte cette notion de préservation. Plusieurs exemples seront tirés de ce secteur dans le cadre de l'analyse géomorphologique et de l'étude historique du quatrième chapitre.

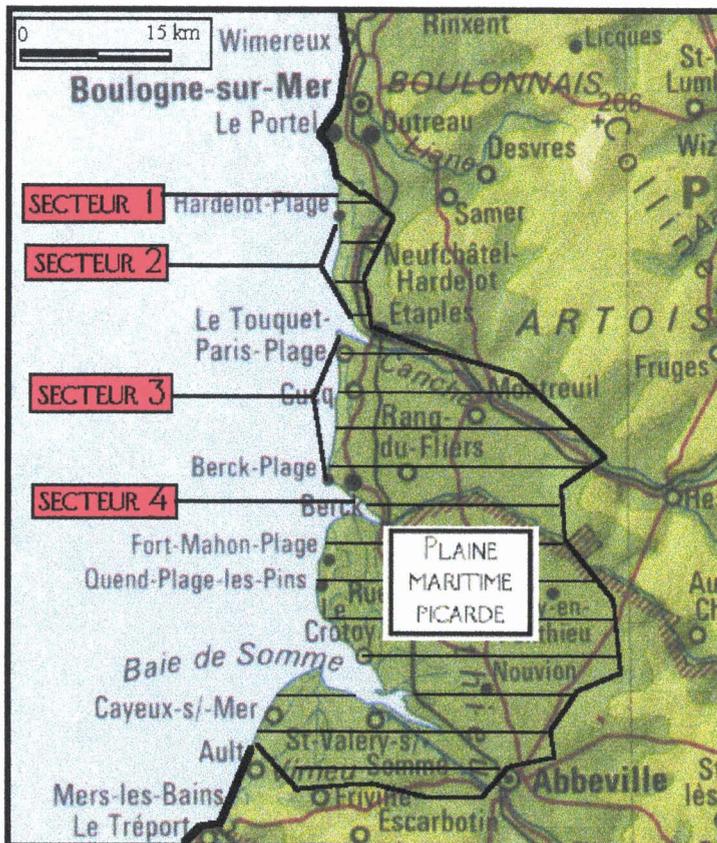


Figure N°2: Carte de localisation et de présentation des dunes picardes - Échelle: 1/750000

Les secteurs tramés représentent l'extension de la plaine maritime picarde

B) LES DUNES PICARDES:

On parle de dunes picardes pour nommer les massifs dunaires qui bordent la plaine maritime picarde, entre la baie de la Somme et l'estuaire de la Canche, puis au nord jusqu'à Hardelot-Plage. (fig.2).

Les massifs dunaires picards présentent une morphologie assez particulière: le relief littoral est organisé en fonction d'une succession de cordons dunaires, d'âges différents (les plus anciens étant ceux situés le plus à l'intérieur des terres), séparés par une plaine interdunaire. En arrière de ces dunes, on trouve la plaine maritime proprement-dit ou "Bas-Champs picards", secteur d'altitude très basse, où la mer venait encore il y quelques siècles. Cette plaine connaît une extension limitée; elle

est adossée contre la paléofalaise entaillant les plateaux crayeux de l'Artois. (voir figure n°3). On peut, au sein de cet ensemble des dunes picardes, distinguer quatre secteurs, présentant des caractéristiques morphologiques spécifiques:

1) Le secteur n°1: les dunes d'Hardelot:

Situées à l'extrémité septentrionale de la plaine picarde, les dunes d'Hardelot ont débordé sur les versants des collines du Boulonnais lors d'une grande phase de transgression sableuse (Briquet, 1930). Leur progression s'est faite sur plusieurs kilomètres vers l'intérieur des terres. Aujourd'hui, seule la frange côtière présente encore des formes dunaires actives. Les grands espaces dunaires situés vers l'intérieur des terres sont complètement stabilisés par une végétation forestière dense, principalement composée de résineux. Au nord d'Hardelot-Plage, la frange côtière du massif dunaire est restée active. Ce secteur, depuis longtemps soumis à une importante érosion marine, a été récemment remis en état. Face à l'action des vagues et à l'action démesurée du vent, la dune bordière présentait un profil complètement déstabilisé: falaise sableuse, grands couloirs de déflation et pourrières transgressives. Pour freiner la dynamique dunaire, une série d'ouvrages anti-érosion ont été installés; des filets et fascines ont été disposés à la base du cordon, des oyats ont été plantés en masse sur les espaces de sable vif. Quelques années plus tard, le sable s'accumule de façon nette en avant du cordon, la dynamique éolienne se ralentit dans les dunes, bref le relief se stabilise.

2) Le secteur n°2: les dunes de Dannes et de Camiers

Cette portion du littoral, longue de 7 kilomètres est adossée à la limite nord de la plaine maritime. Celle-ci est peu développée entre le trait de côte et la base de la paléofalaise (2 à 3 kilomètres au maximum). Le Mont Saint Frieux, isolé au sein des espaces sableux est une butte témoin de l'ancienne extension des plateaux crayeux. Il a été recouvert de manière partielle lors des grandes avancées sableuses anciennes (Briquet, 1930). La plaine maritime est ici recouverte par des dunes basses. Leur forme parabolique témoigne d'une dynamique ancienne extrêmement virulente. Les dunes sont allongées d'ouest en est, et montrent par leur déchirement un stade d'altération très avancé. Elles sont aujourd'hui couvertes par une végétation arbustive ou arborescente dense. De nombreux espaces humides s'intercalent dans ce que l'on peut considérer comme d'anciennes pannes. La frange côtière ne présente pas de cordon bordier, la mer attaque directement les dunes fixées, taillant une falaise sableuse dont la hauteur varie en fonction du type de relief rencontré (<10 m s'il s'agit de pannes et parfois >15m lorsqu'il s'agit d'une dune). On trouve quelques dunes de remaniement aux abords de Sainte Cécile, là où la pression touristique perturbe la dynamique végétale.

Au sud de Sainte Cécile, l'évolution du littoral est influencée par la dynamique de l'estuaire de la Canche. Au début du siècle, Briquet (1930) soulignait déjà l'ampleur de l'érosion côtière. Vers l'intérieur du musoir, les dunes restent soumises aux actions des vagues et du vent. L'érosion marine se combine de surcroît au sapement temporaire opéré par les divagations du chenal actif de la Canche. Dans le fond du musoir, on trouve un système de contre-poulier, se manifestant par des accumulations dunaires successives, hautes de moins de 10 mètres mais présentant une certaine stabilité morphologique. Ces dunes sont bordées par des dunes embryonnaires qui montrent par leur développement la tendance à l'accrétion plutôt qu'à l'érosion. Encore plus vers l'intérieur, on entre dans le domaine des slikkes et des schorres appelés "mollières".

3) Le secteur n°3: les dunes de la plaine maritime picarde entre les estuaires de la Canche et de l'Authie

Entre les estuaires de la Canche et de l'Authie, la plaine maritime humide se développe sur une largeur proche de deux kilomètres. Elle est limitée vers l'est par la base du versant de la paléofalaise bordant les plateaux picards. L'altitude moyenne de la plaine est voisine de 4 à 5 mètres au niveau des "Bas Champs" (fig. 3). Vers l'ouest, la plaine laisse place à un large système dunaire, composé d'une succession de plusieurs cordons, séparés par des panes au niveau du Touquet et par une vaste plaine interdunaire au sud de Stella-Plage. L'altitude de ces dépressions est de l'ordre de 9 à 10 mètres. Les cordons sableux peuvent s'élever sur plus de 40 mètres. Du nord au sud, l'anthropisation du littoral individualise plusieurs massifs:

- les dunes de la pointe du Touquet
- les dunes du Touquet (entre le Touquet et Stella Plage)
- les dunes de Stella - Plage (au sud de Stella)
- les dunes de Merlimont - Berck
- dans le cadre de notre étude, les dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie seront également étudiées.

La formation de la plaine résulte d'un colmatage sédimentaire holocène du littoral picard. La stratigraphie des dépôts flamands est proche de celle de la plaine maritime: Assise de Calais, tourbe de surface et Assise de Dunkerque (Blanchard, 1906; Briquet, 1930; Paeppe, 1960; Sommé, 1977, 1979). Elle se retrouve dans la partie nord de la plaine (Montaigne, 1972). La formation des premiers cordons dunaires remonterait à près de 2000 ans (Munaut et Gilot, 1977; Lefevre *et al.*, 1980; Ters *et al.*, 1980). Les dépôts reposent directement sur le substrat crayeux (fig.3). Leur épaisseur est encore mal connue mais des sondages anciens effectués sur l'estran à Merlimont donnent des valeurs comprises entre 20 et 25 mètres (Dubois, 1924).

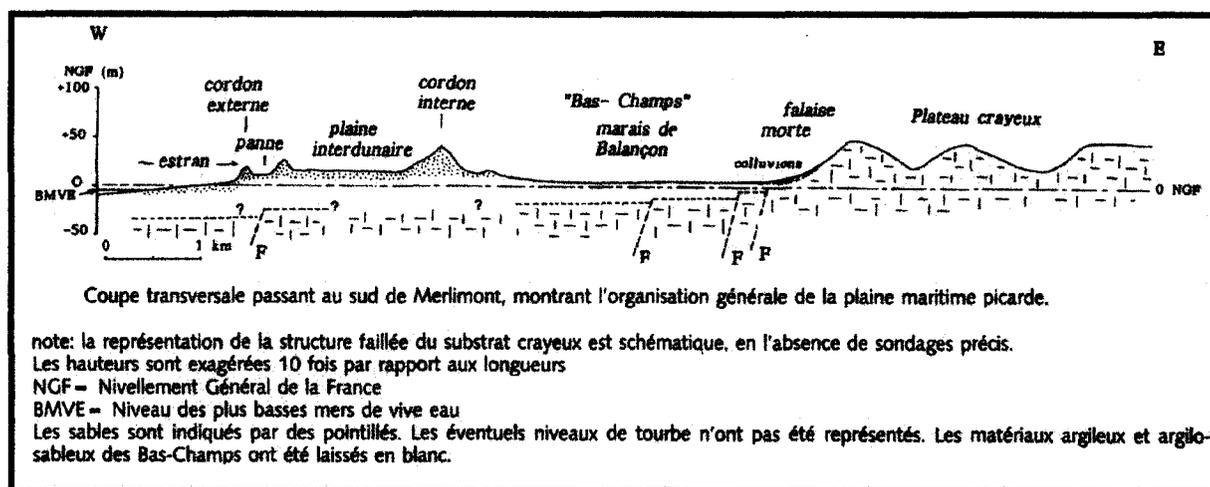


Figure n° 3: organisation de la plaine maritime picarde. (Battiau-Queney *et al.*, 1995)

Les cordons dunaires internes et externes présentent une morphologie particulière.

- Le cordon interne est séparé du cordon externe par une plaine interdunaire, surface humide et fortement végétalisée; on remarque même au niveau de Merlimont des formes très avancées de la végétation, avec des espaces de forêts "subnaturelles" (Petit-Berghem et

Dubois, 1995), s'opposant aux boisements anthropiques généralisés sur l'ensemble de la partie nord de la plaine picarde. Ce site, dont la gestion est assurée par l'ONF, a été classé en tant que réserve biologique domaniale. La plaine interdunaire coïnciderait avec la surface de déflation laissée en l'état après le passage des dunes paraboliques qui constituent aujourd'hui le cordon interne et dont la fixation remonte seulement à 1850 (Briquet, 1930).

- Le cordon externe est le véritable cordon littoral, le rempart dunaire contre la mer. Ce cordon est en fait un double cordon, constitué par un cordon bordier et par un cordon plus ancien, situé seulement à quelques dizaines de mètres en arrière du premier. Ce second cordon est aujourd'hui soumis à une érosion éolienne intense; les formes d'ablation éolienne y sont souvent de taille exceptionnelle. La dune bordière peut être considérée sous certains aspects comme une dune de remaniement tant l'ampleur des formes de déflation et d'accumulation est importante. Les études récentes du site de Merlimont (Fauchois, 1994; Lanoy-Ratel, 1994; Seguin, 1994, 1995) ont montré que le cordon bordier s'était reconstitué entièrement dans les années 1960-1970. Il évolue certes aujourd'hui sous l'action du vent et de la mer, mais constitue toujours un solide rempart contre les assauts des vagues. Entre ces deux cordons dunaires, de petites pannes se développent. Leur genèse est liée à la progression des dunes paraboliques du second cordon.

Cette configuration du littoral, selon le système cordon interne et externe est valable pour l'ensemble des sites de cette portion côte "Le Touquet - Berck". Certains secteurs dunaires, notamment sur la frange littorale, sont soumis à une importante pression touristique. La déstabilisation des dunes est un fait commun pour ces secteurs qui connaissent des fréquentations record. Le paysage dunaire, au lendemain d'un enduro du Touquet n'est plus ce qu'il était la veille et la cicatrisation de ce type d'événement demande bien des efforts, tant techniques que financiers de la part des collectivités locales. Ces sites feront l'objet d'une étude géomorphologique détaillée. La cartographie à grande échelle, associée à ce travail, montrera l'extrême complexité des formes. Ces sites sont précieux par leur valeur pédagogique, car ils présentent une véritable mosaïque de formes et surtout permettent d'établir "une logique d'évolution" basée sur l'observation et le suivi de l'activité morphogénique.

4) Les dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie.

La morphologie des dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie reflète une dynamique de régularisation, valable pour tous les estuaires de la région (Despeyroux et Chamley, 1986; Dewez, 1988). La rive nord est soumise à un recul régulier alors que le poulcier engraisse. Cette dynamique résulte de l'interaction entre la dérive littorale, orientée vers le nord, (Dewez, 1988; Augris *et al*, 1990), la dynamique marine générale et les paramètres de l'écoulement du fleuve (organisation des chenaux, débit, capacités érosives). L'évolution du musoir de l'estuaire est fortement influencée par les travaux de protection du littoral. Récemment encore, des enrochements massifs ont été disposés à la base de la dune pour limiter son érosion par les vagues (Deboudt, 1997). Des chiffres allant de 3 à 4 m de recul annuel sont observés dans certains secteurs. Considérant qu'il s'agit de recul moyen, il faut être conscient que les côtes peuvent reculer de plusieurs mètres lors d'une seule tempête. De tels phénomènes doivent être contrôlés et c'est dans cette perspective que le site fait l'objet d'une surveillance toute particulière depuis quelques années. La déstabilisation dunaire est d'ailleurs aggravée par la très forte fréquentation touristique, notamment dans les secteurs situés juste au sud de Berck.

La morphologie dunaire d'ensemble est ici assez simple: un cordon unique abrite la plaine maritime. Vers l'extérieur du musoir, le cordon est relativement puissant puisque sa largeur excède 200 mètres (secteur proche de Berck). Celle-ci se rétrécit considérablement vers l'intérieur et le cordon disparaît pour laisser place aux schorres humides. Dans sa partie médiane, le musoir abrite un contre-poulier, dont la morphologie actuelle souligne l'activité. Les dunes d'accumulation se développent sous formes de cordons successifs, s'étirant en fonction de la dynamique sédimentaire. Le site sera traité de manière plus approfondie dans cette étude, et on verra notamment les différents types de dunes que génère la dynamique si particulière des estuaires.



Figure n°4: Localisation et présentation des massifs dunaires de Wissant et de la Slack.
Echelle: 1/750000, source: Atlas 2000.

C) LES DUNES DU LITTORAL BOULONNAIS

Il s'agit de petits massifs dunaires, coincés entre des secteurs de falaises. On peut, sur le littoral, distinguer deux ensembles: les dunes de la baie de la Slack, et les dunes de la baie de Wissant. Ces deux massifs présentent des caractéristiques spécifiques, liées à leur position par rapport aux grands axes des dynamiques marine et sédimentaire, et à leur exposition vis à vis des vents dominants. Ils sont également soumis à une importante pression touristique.

1) Les dunes de la Slack

Coincé entre la ville d'Ambleteuse au nord et la Pointe aux Oies, l'ancien estuaire de la Slack, petit fleuve côtier, abrite un massif dunaire important qui s'enfonce dans la vallée sur plus d'un kilomètre. Les dunes sont hautes (plus de 30 mètres localement) et ont comblé la totalité de cet estuaire. Seul le chenal du cours d'eau, plaqué vers le nord, perce cette barrière sableuse. Dans le détail, on s'aperçoit que le massif a connu une histoire complexe. La morphologie actuelle est le résultat d'une grande opération de stabilisation du milieu dunaire. Les oyats sont omniprésents sur l'ensemble du site, fixant par leur densité des formes de déflation et d'accumulation, dont la taille rappelle l'ampleur de la dynamique éolienne passée. De gigantesques couloirs de déflation associés à des grandes dunes transgressives sont aujourd'hui stoppés dans leur progression et reflètent l'impact déterminant des plantations. Cette opération a été décidée suite aux problèmes d'ensablement que généraient ces processus; la route D940 passant à travers le site dunaire était en effet située dans l'axe de progression d'un champ de dunes dont la forme était très proche du stade parabolique. Aujourd'hui, cette route serpente entre les formes dunaires stabilisées et ne semble plus vraiment souffrir de cette dynamique.

Sur l'estran, bien visibles depuis la pointe aux Oies, quelques affleurements rocheux rappellent que le site est encadré par les falaises et les platiers rocheux. On y trouve également de larges affleurements de tourbes, dont la présence sur l'estran montre que le massif dunaire était autrefois bien plus avancé vers la mer (Briquet, 1930). Il abritait un marais, dans lequel une sédimentation argilo-tourbeuse s'est effectuée. Ces dépôts se retrouvent à l'heure actuelle à plusieurs dizaines de mètres en avant du cordon dunaire. La

forêt submergée de la pointe aux Oies est le plus important de ces affleurements. Ce gisement tourbeux s'est développé sur des limons d'origine continentale (Bonte, 1966), au nord du cap de la Pointe aux Oies, il porte les marques très nettes d'une végétation particulière dont la conservation constitue un point de départ très intéressant pour la datation C14 (Munaut et Gilot, 1981). Ce système de datation s'avère très utile dans l'étude de la paléogéographie du site pendant l'Holocène, puisqu'il fixe les dates de la formation de ces tourbes et permet ainsi par déduction de replacer la position des dunes dans son contexte estuarien. Mariette (1976) a montré l'apport de l'étude des vestiges préhistoriques insérés dans les formations tourbeuses dans l'estimation de l'évolution géomorphologique. On étudiera par la suite les différentes étapes de l'évolution de ce site et les conséquences de l'évolution récente, décrites par Méreau (1968) sur la dynamique dunaire actuelle.

2) Les dunes de la baie de Wissant

Coincées entre la pointe de la Courte Dune et les falaises crayeuses du cap Blanc Nez, les dunes de la baie de Wissant bénéficient d'une position d'abri sur le littoral. Le trait de côte prend en effet à partir du Gris Nez une orientation SW-NE. Le site se trouve donc protégé des houles de sud-ouest et d'une partie des houles d'ouest. Cette baie de Wissant peut être divisée en quatre secteurs (fig.5)

Les sites dunaires ne sont pas très importants: les dunes de la Baraque Fricot ne sont larges que de quelques dizaines de mètres, les dunes du Châtelet sont très dégradées par la dynamique marine et ne constituent qu'un faible obstacle; seules les dunes d'Aval et d'Amont semblent former un cordon suffisamment large. Les massifs dunaires connaissent des évolutions bien différenciées. L'importance du régime hydro-sédimentaire de la baie sur l'évolution du relief dunaire a été mise en évidence par Clabaut (1984, 1988), Clabaut *et al* (1985), Clique et Lepetit (1986). Briquet (1930) soulignait l'influence de la position du Banc à La Ligne sur l'évolution des différents sites de la baie. La dynamique éolienne est limitée, dans

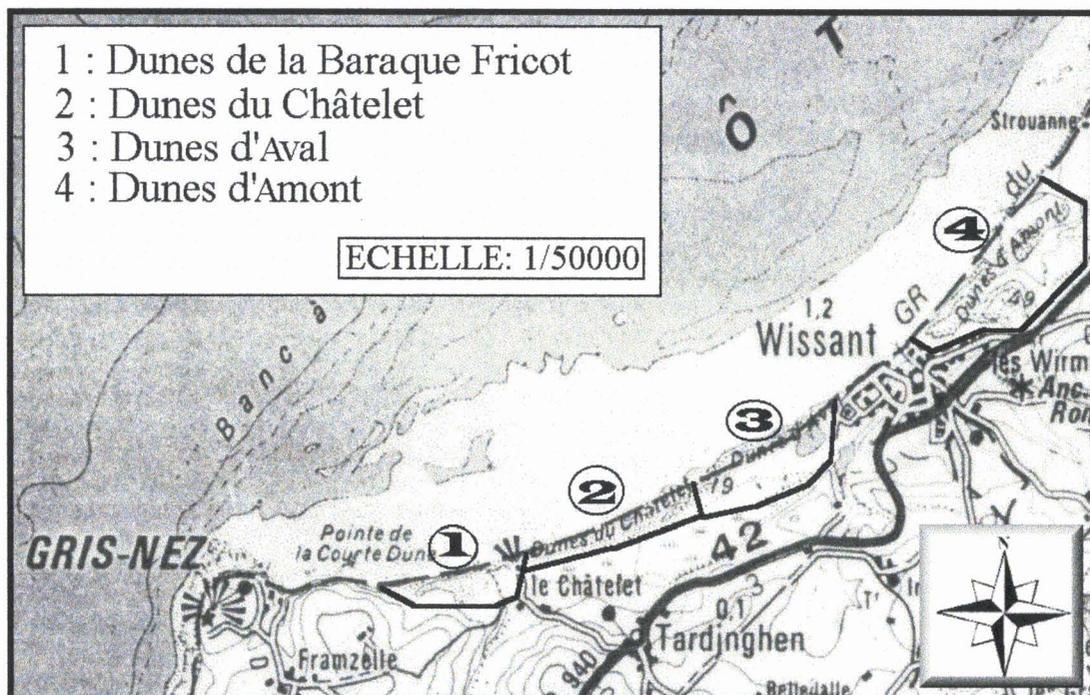


Figure n°5: Présentation des différents sites dunaires de la Baie de Wissant(D'après le fond topographique IGN au 1/100000 de 1986)

les dunes de la Baraque Fricot et les dunes du Châtelet, par l'orientation du trait de côte, parallèle aux vents dominants (Sipka, 1994). Son rôle est plus important au niveau des dunes d'Aval et d'Amont. Il est clair que la morphologie dunaire et les nuances dans les types d'évolution associés à chacun des sites sont le résultat d'une grande complexité de la dynamique des flux hydro-sédimentaires. Le déficit sédimentaire des plages est un mal chronique à l'ouest de Wissant (Sipka, 1995); ses effets sont moins évidents devant la dune d'Amont. Augris *et al* (1990) ont montré que le démaigrissement de l'estran conduit irrémédiablement à un accroissement de la capacité érosive des vagues. En certains endroits, le recul du trait de côte pose des problèmes majeurs (Pinte, 1986, 1987). Les cordons dunaires sont ici des cordons simples, dont la destruction pourrait provoquer des dégâts conséquents, car ils abritent une petite plaine maritime: le marais de Tardinghen, dont l'altitude est particulièrement basse (inférieure à 5m. NGF). La dynamique géomorphologique actuelle et l'évolution des différents sites seront étudiées en détail dans ce travail, elles permettront d'établir avec précision le degré de vulnérabilité des côtes de la baie.

CONCLUSION:

La présentation et la description des différents sites dunaires de la région montrent la grande diversité des environnements côtiers. La morphologie générale d'un site est le reflet des conditions dans lesquelles la sédimentation s'est opérée, ainsi que des conditions actuelles de son évolution. L'étude détaillée des différents types de morphologie dunaire constitue le travail de base mais doit respecter certaines limites. Il n'est pas vraiment utile de s'attarder à décrire et cartographier les segments côtiers dont l'organisation ou la dynamique n'apporte pas d'informations intéressantes pour l'étude de la géomorphologie littorale de la région. C'est le cas par exemple de certains secteurs comme les dunes du Mont St Frieux où la dynamique active se limite à l'érosion du trait de côte, érosion n'entraînant pas de risque notable en raison de la largeur pluri-kilométrique de ce massif dunaire. Il n'y a pas non plus de menace pour la biodiversité puisque la quasi-totalité des espaces dunaires sont envahis par des essences buissonnantes trop communes pour constituer un véritable enjeu écologique. Des secteurs comme Sangatte ou Blériot-Plage seront également mis de côté. Leur étude ne manque pas d'intérêt mais ne répond pas aux objectifs de mon travail. Ils font déjà l'objet d'un suivi tout particulier, suite aux opérations d'aménagement qu'ils ont subies (Deboudt, 1997; Conservatoire du Littoral, 1997). Les dunes des Hemmes d'Oye, seront de la même façon écartées de cette étude. Leur dynamique n'étant qu'extrêmement faible, elles ne posent pas de problème préoccupant pour la gestion du littoral.

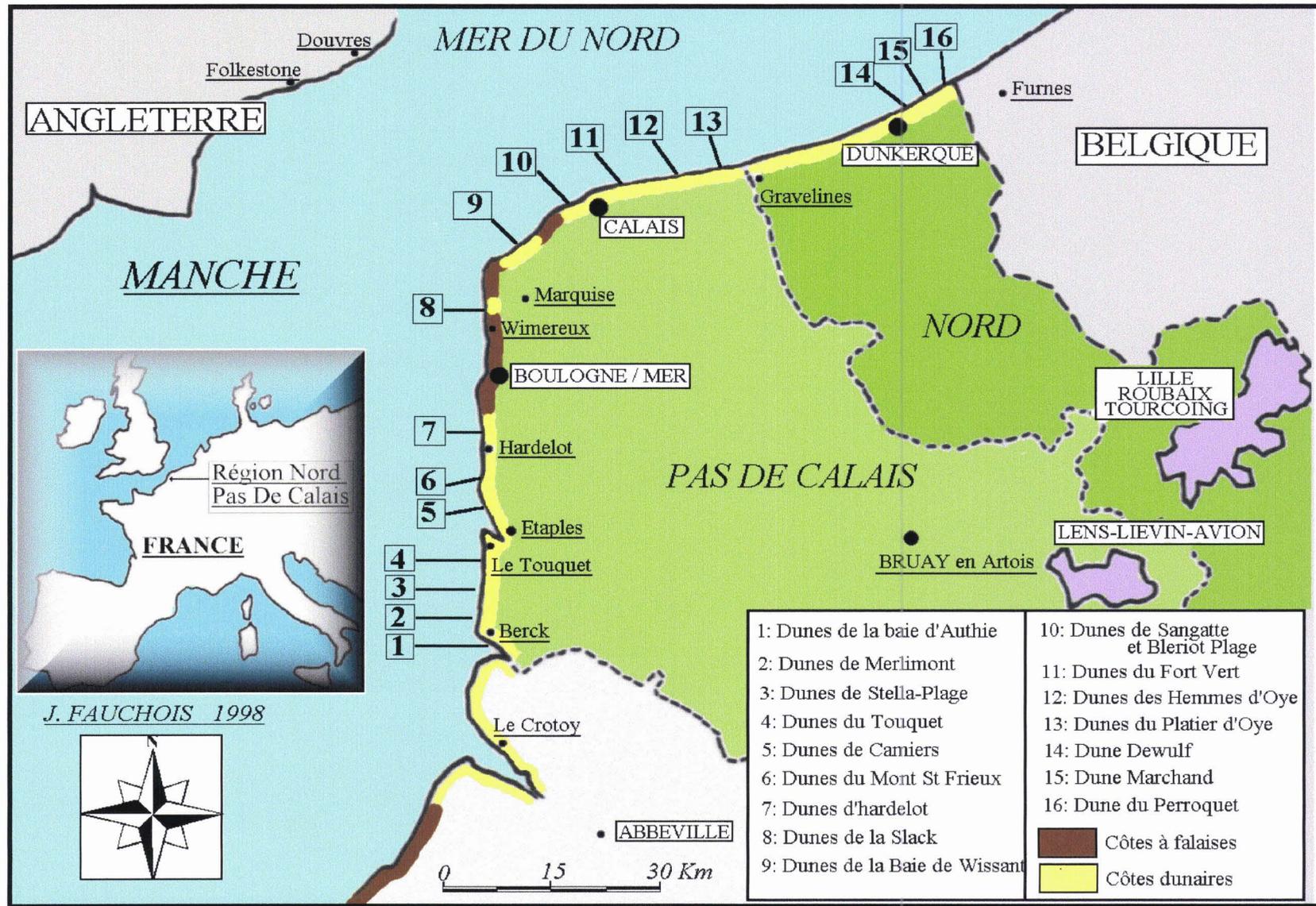
Cette analyse globale montre à quel point la démarche scientifique doit être rigoureuse si l'on veut traiter de manière efficace chacun des sites, dont l'étude détaillée et exhaustive demanderait un travail considérable. Entre le travail de terrain, la recherche de documents sur l'évolution ancienne, l'acquisition de supports photographiques et cartographiques, le travail de cartographie et l'analyse géomorphologique, il a fallu faire des choix; c'est pourquoi certains aspects thématiques et notamment l'approche historique seront traités à part et feront l'objet d'un chapitre entier. Pour certains sites, le travail sera basé sur les travaux de Briquet et sur la photointerprétation, une méthode donnant des résultats très satisfaisants sur les cinquante dernières années. La seule difficulté est de pouvoir réunir suffisamment de documents pour établir une séquence d'évolution géomorphologique ne comportant pas de

lacunes. Les applications de ce type de travail sont nombreuses; on peut par exemple déterminer le degré d'évolution du milieu dunaire des différents sites du littoral, établir des comparaisons, essayer d'apporter des explications à la diversité des paysages dunaires, et enfin procéder à une analyse globale, conduisant à la réalisation de carte de "risques" ou de "vulnérabilité".

On a dit à plusieurs reprises combien était importante l'utilisation d'un vocabulaire précis, tant pour la description des formes que pour la définition des processus. Une mise au point était indispensable dès le début de ce travail. Le chapitre II présente donc les multiples aspects de l'approche géomorphologique des milieux littoraux.

La figure 6 présente la localisation des différents sites dunaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Elle pourra être utilisée tout au long de notre travail.

Figure N° 6: Carte de localisation des différents sites dunaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais





Le Cran aux Oeufs vu depuis Audresselles.(Photo, Dubois, V.)

CHAPITRE II :

LA DYNAMIQUE MORPHOGENIQUE DU MILIEU DUNAIRE:

**Présentation des grands types de formes dunaires et
de leurs processus d'évolution**

Le travail de géomorphologie dunaire doit être fondé sur une perspective à long terme de valorisation d'un système naturel pour concilier les futurs aménagements. L'étude complète du développement dunaire, des relations avec les vagues et le budget sédimentaire s'impose pour pouvoir définir et hiérarchiser les modes d'évolution internes d'un système. L'essentiel est de garder une vision globale des différents processus et de l'évolution temporelle de la morphologie dunaire. La notion de système dunaire sous-entend un ensemble d'interactions dont il faut comprendre les rouages si l'on veut pouvoir aboutir à la réalisation de modèles d'évolution logiques et simples.

Avant de définir la nature des différents acteurs de la morphogenèse, il convient de bien cerner l'organisation des systèmes dunaires car la dynamique d'évolution varie en fonction du type de support. L'évolution du relief n'est pas la même sur un cordon bordier que sur un cordon interne car le degré de végétalisation influence la dynamique morphogénique. A ceci s'ajoute la notion de durabilité de la dune, notion étroitement dépendante du volume sableux.

En tout cas, même si les dunes semblent fragiles face aux attaques terribles des vagues de tempêtes, ce sont des formes adaptatives voire persistantes. Elles sont capables de répondre dans un délai très court à des changements dans la configuration du littoral. On peut considérer le milieu dunaire comme un système au sein duquel s'exercent des échanges établis entre les masses, les énergies, et la vie (Nordström & al, 1990). A longue échelle de temps, les fluctuations du niveau marin constituent le paramètre déterminant de l'évolution des cordons dunaires. L'élévation du niveau marin s'accompagne généralement d'une redistribution du stock sédimentaire de la côte. Les secteurs où la mer s'éloigne sont au contraire soumis à un engraissement important. Les vagues, déferlant de plus en plus loin sur l'estran, ne permettent généralement pas la destruction de ce que l'on nomme dunes de progression. Le sable s'accumule en haut de plage et conduit à la formation de cordons successifs, orientés perpendiculairement par rapport aux grands axes de la dynamique climatique et marine. Les anglosaxons parlent de cordons de "*progradation*" et de "*dune fields*". A moyenne et à courte échelle de temps, l'influence des fluctuations du niveau marin semble s'effacer au profit des variations du stock sédimentaire des côtes.

Ce chapitre tentera donc de définir les processus entrant en jeu dans la détermination de différentes logiques d'évolution. Il effectuera une synthèse des types de formes et situera leur place dans les systèmes morphogéniques, systèmes qui sont à l'origine de toutes les modifications du paysage dunaire. La première partie de ce travail fera le point sur la notion de système morphogénique et définira les différentes échelles d'observation. Elle soulignera le rôle du bilan sédimentaire et de l'anthropisation sur la tendance et les rythmes de l'évolution littorale. La seconde partie fera le point sur les processus morphogéniques et leur influence respective sur l'évolution du relief dunaire. Les différentes formes seront étudiées et illustrées. La démarche analytique est fondée sur la notion de logique d'évolution morphogénique. La dernière partie fera la liaison avec l'étude géomorphologique du littoral Nord-Pas-de-Calais en présentant les grands traits des dynamiques marines et sédimentaires en vigueur sur les côtes de la région.

I) NÉCESSITÉ D'UNE VISION GLOBALE DU PHÉNOMÈNE D'ÉVOLUTION DANS LES SYSTÈMES DUNAIRE

Les systèmes dunaires évoluent dans le temps. Pour comprendre les raisons de cette évolution, il est nécessaire d'adopter une vision globale du fonctionnement du milieu. La grande complexité des systèmes dunaires rend délicate toute interprétation schématique. Dans cette analyse, l'objectif est de déterminer l'importance relative des différents paramètres morphogéniques, conditionnant l'évolution d'un système. A l'issue de cette réflexion, trois tendances morphogéniques seront individualisées: la crise morphogénique, la stabilité morphogénique et une phase transitoire, plus difficile à cerner dans le temps et dans l'espace. L'évolution des systèmes dunaires sera rapportée à une approche montrant l'importance de l'échelle d'observation.

A) LA NOTION DE SYSTÈME MORPHOGÉNIQUE

La notion de système morphogénique est une notion abstraite mais elle se manifeste concrètement sur le paysage dunaire. En premier lieu, il est important de considérer les systèmes dunaires comme des systèmes dynamiques. Cette dynamique est contrôlée par l'interaction d'agents morphogéniques. L'objectif de cette analyse est de montrer la hiérarchisation et le rôle respectif de chacun des agents au sein du système. En second lieu, on essaiera de définir l'évolution des systèmes morphogéniques à différentes échelles temporelles.

Cowell et Thom (1994) présentent un modèle très intéressant de ce système côtier (fig.7), en figurant la structure interne sous forme d'organigramme plus ou moins hiérarchique des multiples facteurs intervenant dans l'évolution géomorphologique du littoral. Le système morphodynamique peut s'inscrire au sein du système plus global qu'est le système littoral, incluant des paramètres climatiques, géologiques, biogéographiques, hydrologiques, hydrogéologiques et anthropiques.

Ce schéma présente de manière prépondérante la part du transport sédimentaire dans ce système. En effet, que ce soit par la mer ou par le vent, le transport sédimentaire conditionne l'importance de l'activité morphologique d'un secteur côtier. On signale au passage le rôle essentiel de certains paramètres comme la végétation et l'intervention anthropique, car ils conditionnent, directement ou indirectement les modalités des échanges sédimentaires à l'intérieur du système. Il existe ensuite tout un ensemble de relations secondaires entre les différents paramètres, et ce sont ces interactions qui par leur complexité rythment les modes d'évolution des sites. Vouloir quantifier la part respective de chacun de ces paramètres dans l'évolution du littoral relève d'un véritable défi, qu'il est difficile de mettre en œuvre. Un certain nombre de quantifications découlent de cette volonté de cerner le réel fonctionnement de ce système, mais la complexité des interrelations est telle que nulle recherche n'est encore parvenue à définir clairement quelle est la part exacte de chacune de ces composantes.

Le fonctionnement de ces systèmes repose sur un grand nombre de paramètres statiques et dynamiques. Ils sont le reflet d'un contexte bioclimatique qui peut varier dans le temps. Les modifications d'une des composantes d'un système peut générer une évolution en chaîne pouvant être, à long, moyen ou court terme, la cause d'un bouleversement complet du paysage dunaire. Ce fonctionnement systémique doit être pris en compte dans l'aménagement du littoral; dans ce cadre, Miossec (1994) souligne que "les évolutions ne sont qu'un

enchaînement plus ou moins rapide dès lors qu'un ou plusieurs paramètres du système sont en mouvement". Les principales composantes de ces systèmes dunaires fonctionnent en effet en interaction, et les relations de cause à effet qui en découlent sont souvent d'une extrême complexité. Essayer de dresser un bilan complet du fonctionnement systémique du milieu dunaire ne fait pas partie des objectifs de mon travail. Cependant, mieux comprendre les processus fondamentaux entrant en compte dans la dynamique morphogénique d'un système dunaire constitue une approche plus pédagogique qui s'inscrit plus facilement dans le cadre

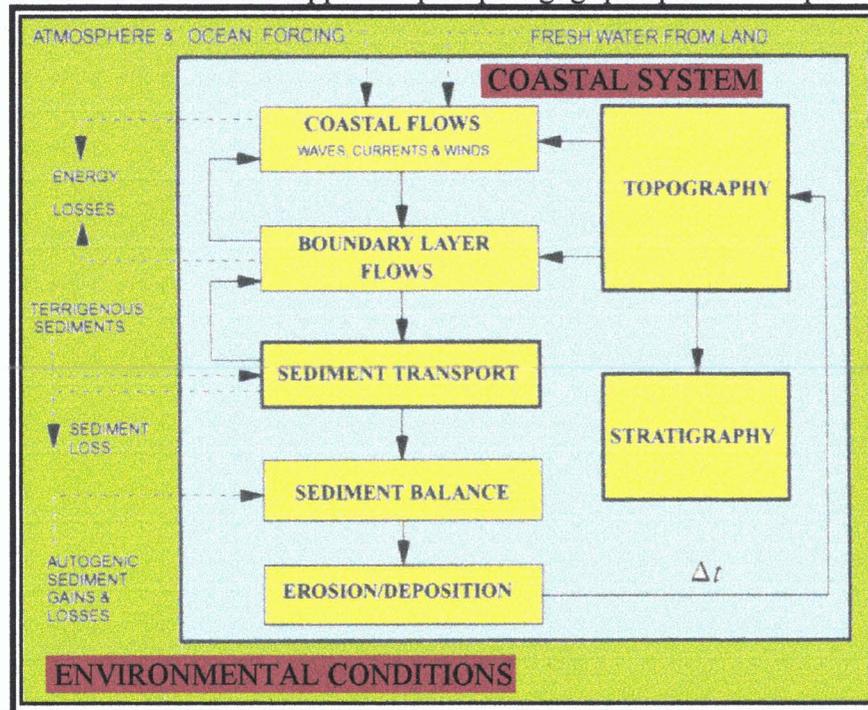


Figure n°7 : Structure et fonctions du modèle morphodynamique pour le système côtier d'après Cowell et Thom, (Cowell & Thom, 1994)

Δt = dépendance temporelle de l'évolution morphodynamique du système côtier

d'une vision globale du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Pour quelles raisons les côtes évoluent-elles ? Quels sont les paramètres essentiels à cette évolution ? Comment définir les formes par rapport à la dynamique générale ? Pour répondre à ces questions, il est possible de dresser un bilan simple des agents morphogéniques les plus importants, en essayant également de considérer les conditions liées au site (site d'abri, site exposé aux vents et aux houles, grands traits de la dynamique végétale, anthropisation du

milieu).

La figure est un essai de visualisation globale du système morphogénique dans son adaptation au milieu dunaire. Elle présente l'organisation des différents agents qui contribuent à l'évolution du milieu. Encore une fois, il faut souligner le caractère pédagogique de ce type de document. Il n'est en aucun cas l'aboutissement de quantifications ou de mesures, mais simplement le constat d'observations de terrain fondamentales et d'une réflexion globale. La hiérarchisation du fonctionnement du système repose sur la notion de temporalité.

- Dans une réflexion basée sur une longue échelle temporelle (cycles climatiques glaciaires-interglaciaires), l'influence des variations du niveau marin sur l'évolution morphosédimentaire des littoraux sableux a été clairement établie (Bruun 1962, 1983, 1988; Zenkovich, 1967; Jelgersma *et al*, 1979; Carter, 1988). Il est toutefois nécessaire d'être prudent quant aux interprétations des concepts mis en place par Bruun (1962, 1983, 1988); Paskoff (1994a) rappelle que l'effet Bruun ne joue que dans des cas restreints car les conditions requises à son application sont strictes et ne sont souvent pas réunies sur la majorité des côtes.

- A moyenne et courte échelle de temps (échelles pluri-séculaires et pluri-décennales), la remontée du niveau marin tient une place secondaire dans le bilan de l'érosion côtière. On

verra que les fluctuations du bilan sédimentaire côtier jouent un rôle beaucoup plus déterminant.

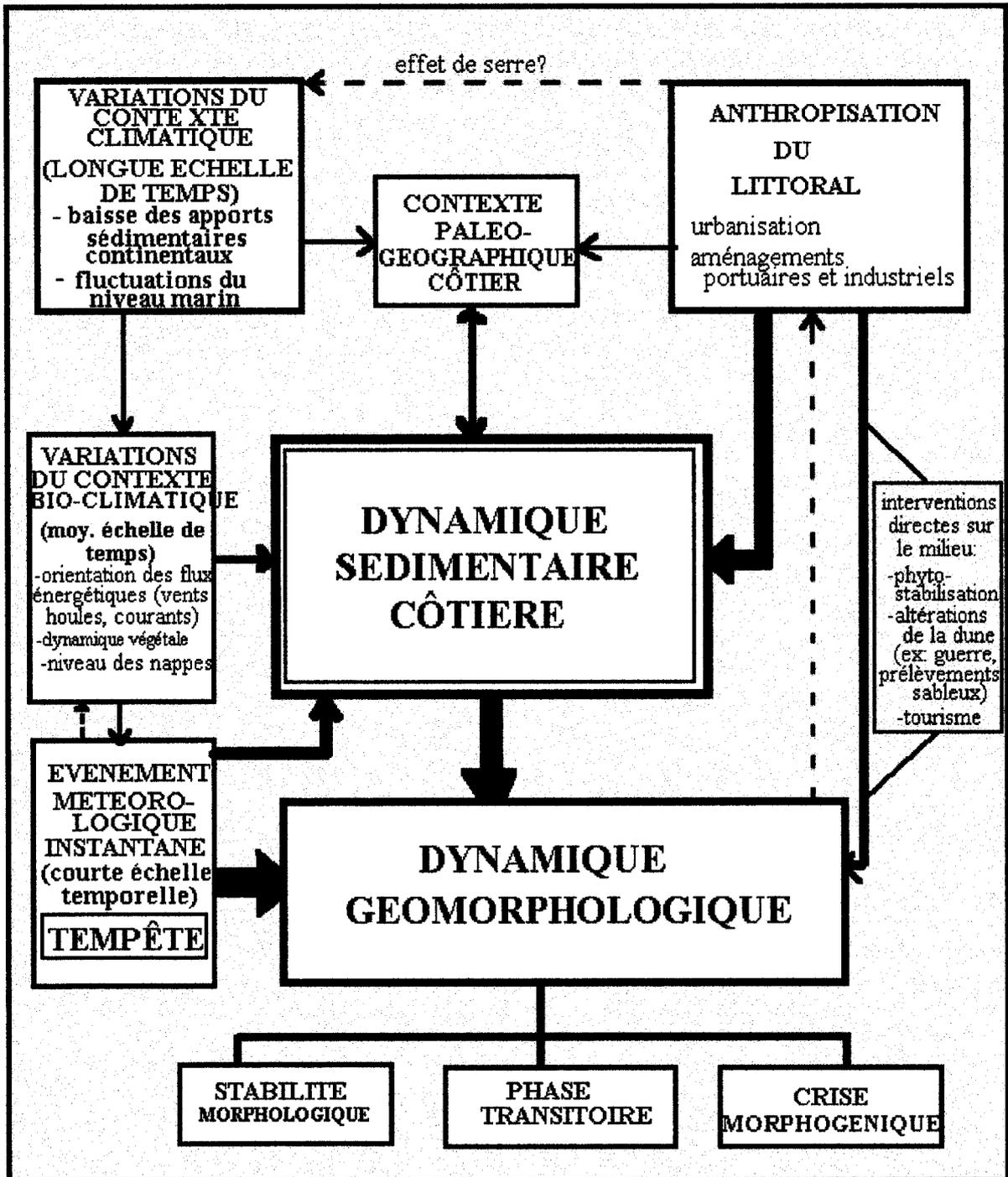


Figure n°8: Synoptique de la notion de système morphogénique appliquée aux côtes dunaires. La hiérarchisation des interactions est estimée par l'épaisseur des flèches. Les flèches discontinues correspondent à des relations déductives.

La figure 8 place la dynamique sédimentaire côtière au centre de la représentation du système morphogénique. La dynamique géomorphologique est déterminée par trois types de tendances, dépendantes de l'interaction des différents agents morphogéniques. L'anthropisation du littoral tient également une place importante puisqu'elle modifie, de façon directe et indirecte, l'intégralité du fonctionnement naturel du système. Les différents domaines d'intervention sont précisés sur la figure 8 en fonction de leur incidence

morphogénique. Les conséquences réelles de l'intervention anthropique sont difficiles à évaluer. Les aménagement urbains, portuaires et industriels modifient par exemple la distribution du stock sédimentaire en perturbant la dérive littorale ou la direction de propagation des houles; ils déterminent une zonation artificielle des dynamiques d'engraissement et d'érosion des plages, qui conditionne directement les rythmes d'évolution des côtes. À un autre niveau, on peut signaler l'influence des ouvrages de défense anti-érosion et des interventions de diverses natures touchant directement la physionomie du milieu dunaire dans la modification irréversible du fonctionnement systémique côtier.

Dans une dernière perspective, on peut également souligner l'hypothèse selon laquelle l'agent anthropique interviendrait dans l'accentuation du phénomène de relèvement du niveau marin, dont on évalue généralement le rythme à une valeur de 1,2 à 1,5 mm/an. Si rien ne permet d'affirmer que l'élévation marine s'est accélérée au cours des dernières décennies, on peut craindre qu'elle ne s'accroisse si l'effet de serre dont on parle tant vient réellement à se manifester (Paskoff, 1994a). Des valeurs allant de 50 à 70 cm d'élévation totale sont prévues pour la fin du siècle prochain dans l'Intergovernmental panel on climate change (IPCC, 1992), mais il faut souligner que les effets du relèvement marin sont difficilement applicables à petite échelle (intervention des phénomènes glacio-eustatiques et tectoniques; Carter, 1988).

B) CONCEPTS FONDAMENTAUX DE L'ÉVOLUTION DES CÔTES

Cette partie de notre travail est destinée à faire le point sur les différents aspects de l'évolution des côtes. Elle s'attachera à montrer l'importance du budget sédimentaire et des interventions anthropiques sur la dynamique du littoral. En second lieu, on essaiera d'illustrer la notion de système morphogénique par l'étude de l'évolution récente de plusieurs types de paysages dunaires du littoral Nord-Pas-de-Calais.

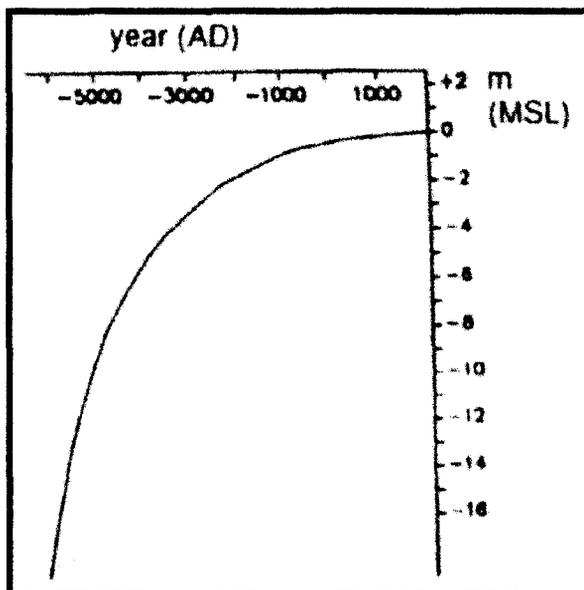


Figure n°9: Courbe de remontée du niveau marin depuis l'Atlantique sur les côtes belges de la Mer du Nord; Houthuys *et al* (1993), d'après Köhn (1989)

1) Les conséquences de l'élévation du niveau marin

On a vu que la remontée du niveau marin (fig.9) jouait un rôle assez particulier sur l'évolution des littoraux. Entre 1927 et 1990, l'élévation du niveau marin à Ostende (Belgique) est d'environ 1,5 mm/an (Houthuys *et al*, 1993), soit quelques centimètres sur près d'un siècle. Il semble difficile de corréler cette valeur à l'érosion de plus de 200 mètres de côtes, relevée dans la même période au niveau de la dune d'Aval de Wissant (Clabaut, 1984; Clique et Lepetit, 1986). Ceci n'est d'ailleurs qu'un exemple parmi d'autres de l'érosion quasi généralisée des côtes du littoral du Nord-Pas-de-Calais depuis plus d'un siècle.

D'autres paramètres entrent forcément en jeu dans l'évolution du littoral. Il s'agit des tempêtes et des variations du bilan sédimentaire côtier.

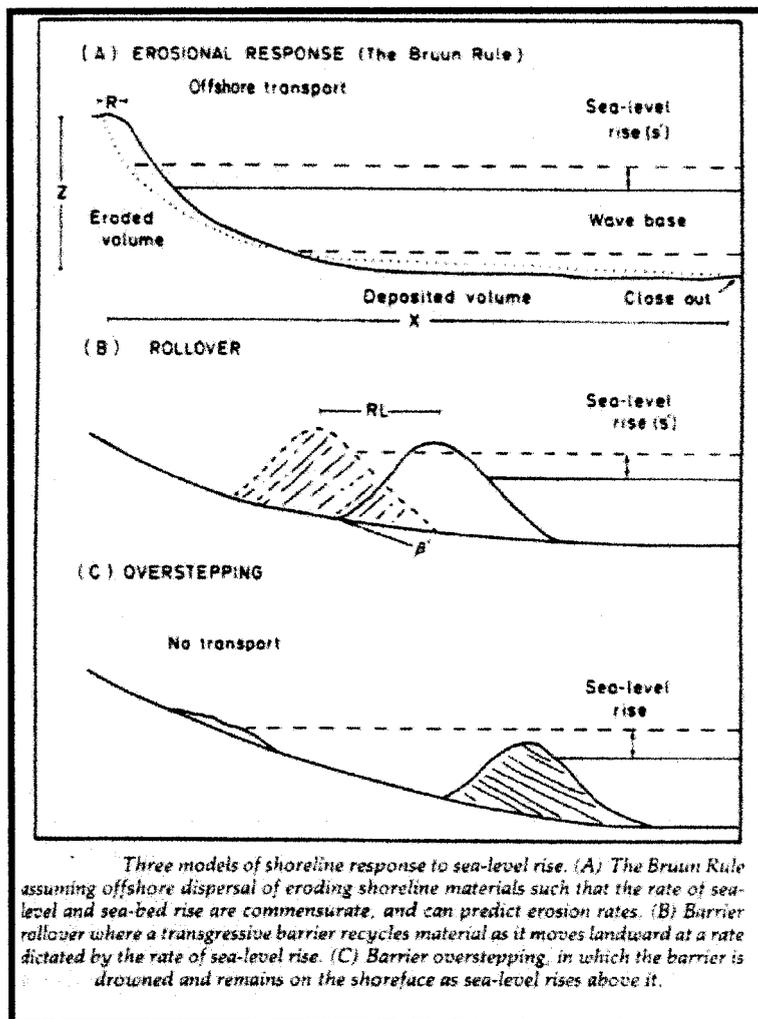


Figure n° 10: Réponse du trait de côte à une élévation du niveau marin. Carter (1988)

Carter (1988) a développé trois modèles théoriques, montrant la réponse du littoral à l'élévation du niveau marin (fig.10). Le premier modèle reprend le principe de Bruun (1983). L'auteur précise bien que le modèle n'est valable que si les transports longitudinaux, donc la dérive littorale, sont négligeables par rapport aux transports transversaux. L'érosion de la plage et des dunes nourrit les secteurs pré-littoraux. Un point d'équilibre apparaît mais ne peut en aucun cas correspondre à un point géographique précis puisqu'il s'agit d'un modèle. Sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais, la dérive littorale ne permettrait pas ce type d'évolution.

Même s'il s'agit d'un modèle théorique, le second modèle (fig.10) semble plus proche des réalités de terrain. Le cordon dunaire migre vers l'intérieur des terres à un rythme dicté par l'élévation du niveau marin. Le

troisième modèle est réservé à des cordons à granulométrie plus grossière.

Finalement, le rôle de l'élévation du niveau marin doit être pris en compte dans l'analyse globale de l'évolution du trait de côte, mais ne peut en aucun cas expliquer à lui seul les phénomènes d'érosion observés sur les littoraux depuis plusieurs décennies. Il faut considérer que ses effets sont plutôt indirects. Paskoff (1994a) précise que le relèvement contemporain du niveau marin est susceptible d'engendrer à long terme des surcotes plus importantes à l'occasion d'ondes de tempêtes dont la fréquence risque aussi d'être accrue; il constitue un facteur de fragilisation des plages.

2) L'importance du budget sédimentaire

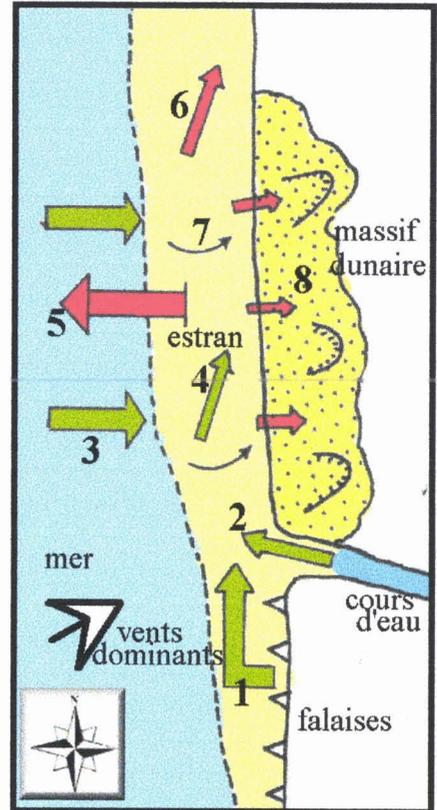
Le démaigrissement quasi généralisé des plages semble donc plutôt dépendre de l'action combinée de l'érosion marine, notamment lors des tempêtes, et d'un budget sédimentaire globalement déficitaire. On peut noter l'influence de la diminution progressive des apports sédimentaires fluviaux au cours de l'Holocène, expliquée par le réchauffement climatique et la modification des systèmes morphogéniques continentaux, et plus récemment, le rôle des diverses installations anthropiques (barrages, installations portuaires), bloquant une partie de l'évacuation des sédiments vers la mer. Aujourd'hui, près de 70% des plages mondiales souffrent d'un budget sédimentaire déficitaire (Paskoff, 1994a).

a) La dynamique sédimentaire sur la frange côtière

L'énergie libérée par le déferlement des vagues déclenche au contact des dunes ou de l'estran la mobilisation des particules sableuses. La mer évacue une partie de ces sédiments vers le large ou les remanie sur l'ensemble du profil de l'estran. Le transfert sédimentaire peut être latéral si l'angle d'attaque des vagues est oblique par rapport au trait de côte. On assimile ce déplacement à la dérive littorale. La force de déferlement des vagues est proportionnelle à leur hauteur. Les vagues de tempêtes sont donc les plus érosives. Elles provoquent d'importantes séquences d'érosion en raclant la plage et toutes les formes dunaires éphémères et en déferlant contre le cordon bordier à marée haute. Les sédiments sableux arrachés par l'érosion sont évacués vers plusieurs directions. Une grande partie est évacuée vers le large (fig.11). Elle nourrit les barres d'avant-plage ou se dépose un peu plus loin sur la plate-forme continentale. Dès lors, ils peuvent être définitivement évacués par les courants côtiers et aller se déposer à quelques kilomètres plus loin.

Figure N°11: Les gains et les pertes de sédiments sur une plage. D'après Paskoff, 1994b

- 1: apports liés à l'érosion des falaises (si présence de falaises de roches meubles à proximité et soumises à une érosion importante)
- 2: apports fluviaux
- 3: apports du large (barres d'avant plage ou plate forme continentale)
- 4: apports de la dérive littorale
- 5: évacuation vers le large
- 6: pertes liées à la dérive littorale
- 7: déflation éolienne sur l'estran
- 8: évacuation du sable vers les dunes par le vent



Les flèches rouges représentent les pertes, les vertes précisent l'origine des apports.

Une partie du stock sableux de l'estran est évacuée vers les dunes par le vent. Le transport éolien alimente généralement des dunes transgressives. La déflation sur l'estran est un phénomène qu'il ne faut surtout pas négliger. Les jours de grands vents, des quantités considérables de sable sont mobilisées sur le profil d'une plage. La quantification de ce type de processus reste aujourd'hui au stade expérimental mais suscite un intérêt grandissant. Une dernière partie du stock sableux de l'estran est emportée par la dérive littorale. Tous ces processus de transport des sédiments sableux génèrent des formes d'érosion ou d'accumulation très variées. Elles dépendent plus ou moins les unes des autres puisque c'est souvent à partir de sable remis en mouvement par l'érosion que l'accumulation se produit. On parle de néoformation lorsque les formes se reconstituent sur une surface étant ou ayant été érodée par le vent. Les cordons bordiers soumis à la seule influence de la mer se présentent sous forme de falaises sableuses.

b) Le rôle de la dérive littorale

Cowell et Nelson proposent en 1991 un modèle d'évolution du trait de côte en fonction de l'élévation du niveau marin et des fluctuations du stock sédimentaire de l'estran (fig.12). Les estimations sont basées sur l'étude d'un site dunaire situé à environ 35 km au nord de

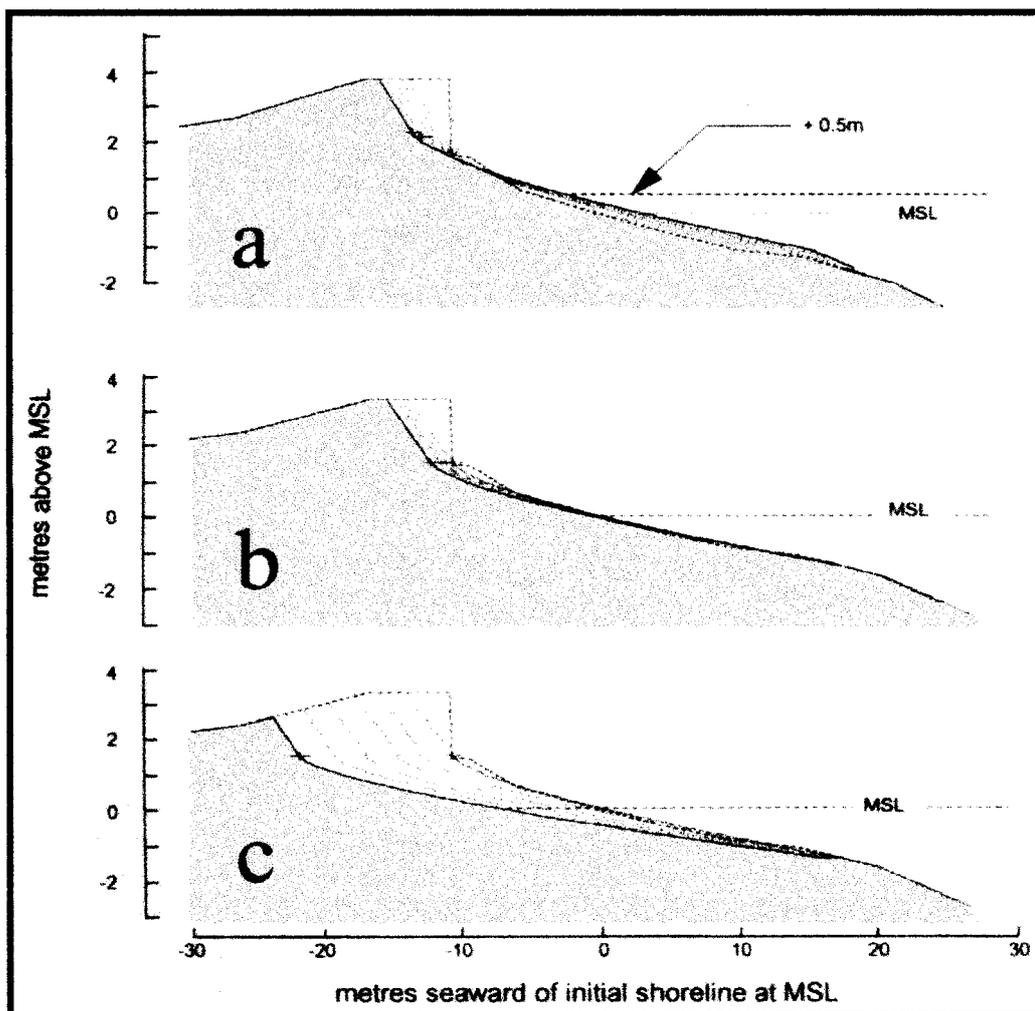


Figure n°12: Modélisation de la réponse du trait de côte à :

a: une élévation de 50 cm du niveau marin

b: diminution de 0,1% des apports de la dérive littorale dans le budget sédimentaire global de l'estran

c: diminution de 0,5% des apports de la dérive littorale dans le budget sédimentaire global de l'estran (Cowell & Nelson, 1991)

Sidney (Australie). Ce travail consiste en une modélisation informatique intégrant les différents types de facteurs intervenant sur l'évolution de la côte. Il montre que le rôle de l'élévation du niveau marin est beaucoup moins important qu'une diminution du stock sédimentaire de l'estran. On peut se rendre compte que pour des valeurs qui semblent faibles (0,1 et 0,5%), les répercussions sur la dune sont impressionnantes. Dans les conclusions qu'elle propose, cette simulation informatique tient compte du fait que des diminutions si faibles dans le budget sédimentaire sont impossibles à mesurer sur le terrain. Une baisse de 0,5% peut être la cause d'une accélération considérable du recul de la côte (Cowell et Thom, 1994). La simulation d'élévation du niveau de la mer de 0,5m a été calculée pour répondre à la polémique liée aux problèmes que pourrait générer l'effet de serre. Cette élévation de 50 cm, liée à la fonte progressive des glaciers serait attendue dans les 50 à 100 ans à venir (Cowell et Thom, 1994). Cette étude est fondamentale car elle relativise à sa juste valeur le rôle de l'élévation du niveau marin: les impacts géomorphologiques d'une élévation de 50 cm sont presque les mêmes qu'une diminution de 0,1% du budget sédimentaire. Elle mériterait certainement d'être davantage diffusée dans le cadre de l'aménagement du littoral.

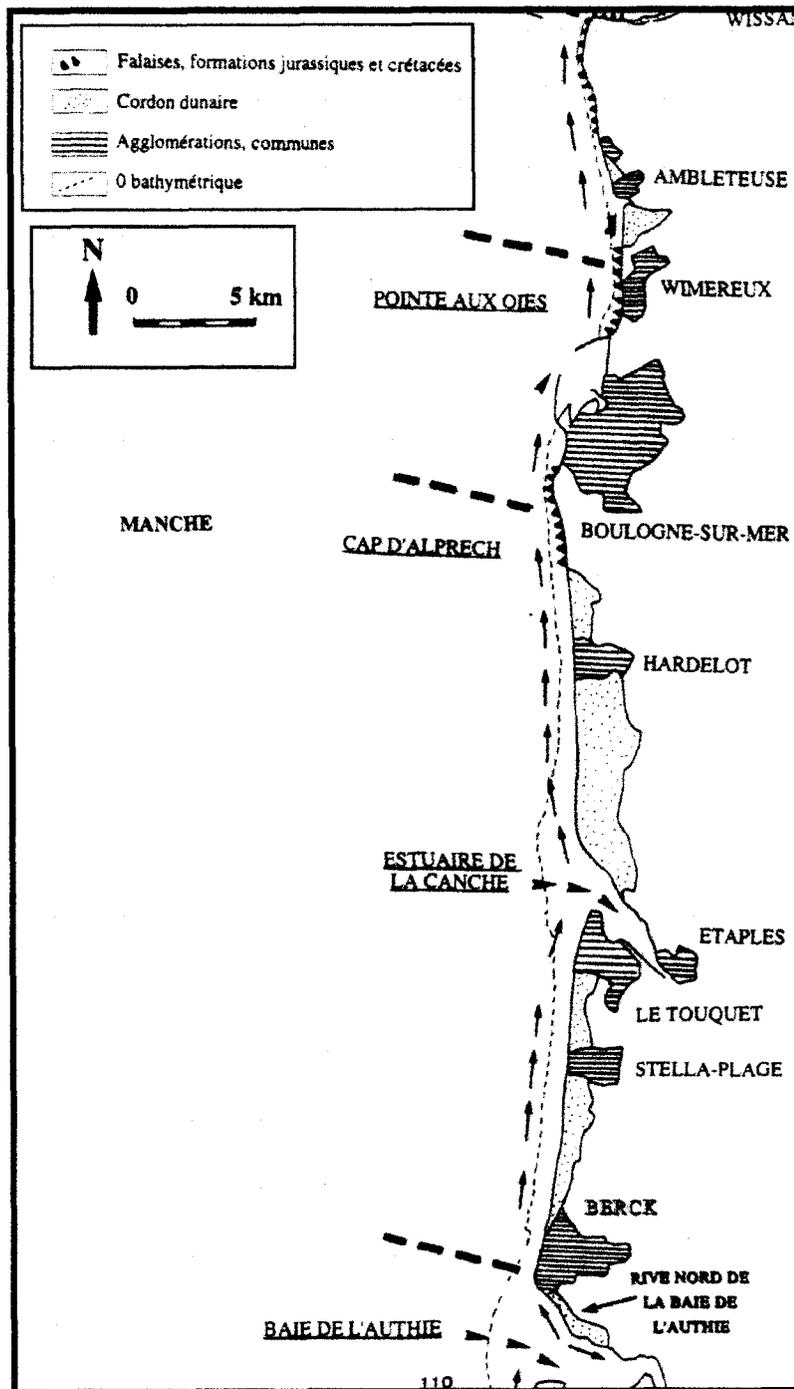


Figure n°13 Délimitation des compartiments sédimentaires et de la circulation longitudinale sur la façade ouest du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Premières hypothèses (Deboudt, 1997)

c) La notion de cellule sédimentaire et ses applications au littoral Nord-Pas-de-Calais

Le rôle des cellules et compartiments (groupe de cellules) sédimentaires sur l'évolution côtière fait depuis quelques années l'objet d'une attention particulière. Définies comme des unités sédimentaires de taille variable, indépendantes les unes des autres, et caractérisées par un transport dirigé dans une direction dominante, les cellules présentent des limites parfois difficiles à établir, notamment sur les littoraux rectilignes où elles peuvent être flottantes (Paskoff, 1994a). La présence de baies, de caps ou d'estuaires peut conditionner un découpage morpho-sédimentaire à limites fixes. Carter (1988) a montré que dans certains cas, les cellules évoluaient dans l'espace (limites mobiles) et dans le temps. Des travaux récents ont précisé l'importance d'un diagnostic précis des limites des cellules dans la cadre de l'aménagement côtier (Levoy, 1994), et de travaux géomorphologiques (Sipka, 1997a, 1997b). Deboudt (1997) apporte une première interprétation cartographique au compartimentage

sédimentaire du littoral Nord-Pas-de-Calais (Fig. 13 et 14). L'auteur précise que les cartes résultent de l'interprétation de travaux antérieurs et ne peuvent déterminer de manière rigoureuse des limites très précises. Néanmoins, ses interprétations, basées sur les remarquables travaux d'Augris *et al* (1990), Clabaut (1988), Dewez (1988), Vicaire (1991), Corbau (1995) Vangilve (1996), et Sipka (1997a) montrent le rôle déterminant du Cap Gris-Nez, "frontière majeure de compartiment sédimentaire" et des installations portuaires de la

région dunkerquoise "limites fixes de cellules sédimentaires". Au niveau du littoral picard, on remarque l'absence de limite imperméable à la circulation sédimentaire longitudinale, mais chaque estuaire crée néanmoins une discontinuité.

La distribution des différentes cellules sédimentaires sera réexploitée dans le cadre de l'étude géomorphologique (3^{ème} et 4^{ème} chapitres). La thèse de V. Sipka, commencée en 1994 apportera prochainement plus de détails sur la structure et la dynamique des différentes cellules sédimentaires.

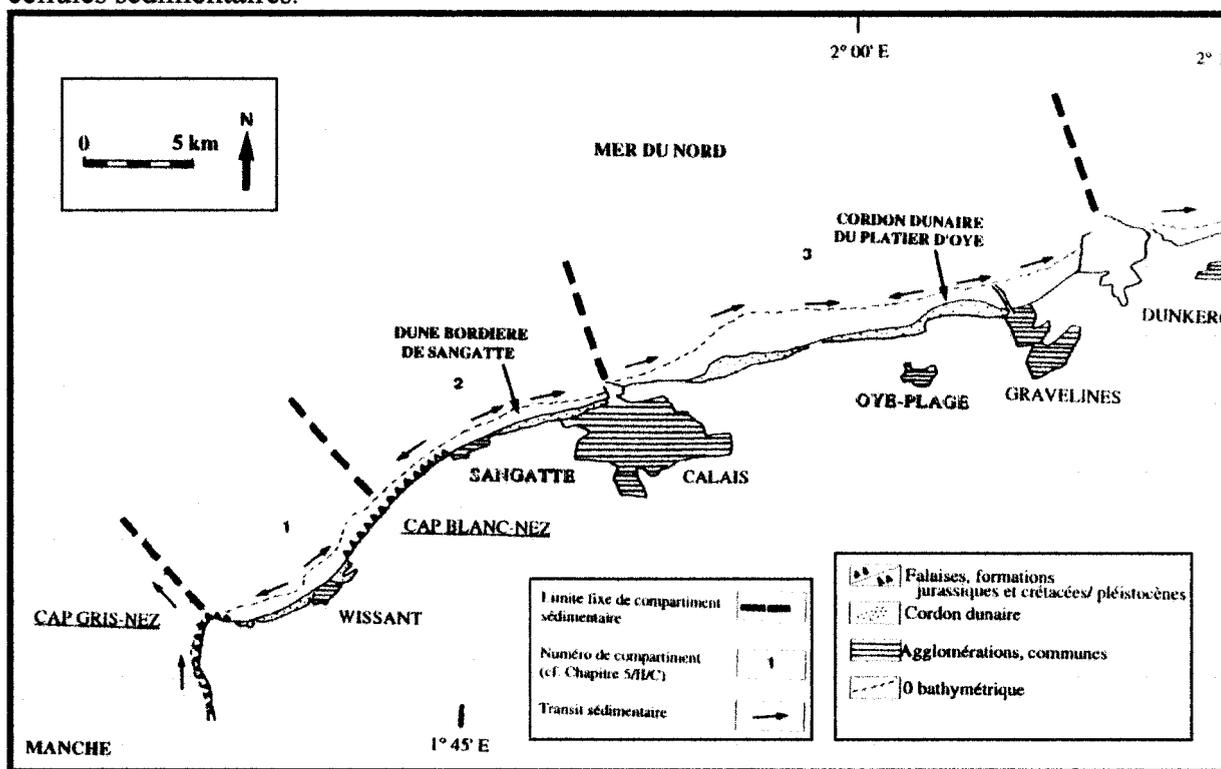


Figure n°14: Délimitation des compartiments sédimentaires et de la circulation longitudinale sur la façade nord du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Premières hypothèses (Deboudt, 1997)

Pour conclure, il est important de souligner la relation établie entre la répartition spatiale de ces cellules et l'évolution géomorphologique des segments côtiers auxquels ils correspondent. L'étude géomorphologique montrera que l'activité morphogénique des cordons bordiers est intimement liée à la dynamique morpho-sédimentaire côtière, dont ces cellules forment la structure.

3) L'influence des interventions anthropiques sur l'évolution morpho-sédimentaire des côtes

Les domaines d'intervention des sociétés humaines sur l'évolution côtière sont très variés. Les effets sont instantanés ou différés dans le temps. On a vu que l'anthropisation des régions côtières était source de perturbations importantes du fonctionnement global du système côtier. Il convient donc de développer cet aspect afin de bien saisir la nature et l'influence des modifications imposées par l'agent anthropique. Cette approche a déjà fait l'objet de nombreuses études (Bousquet et Miossec, 1990; Miossec, 1994; Paskoff, 1994b, 1998).

La diversité des domaines d'intervention de l'agent anthropique rend difficile l'approche synthétique. Dans cette étude, on se limitera à une présentation non hiérarchisée des manifestations les plus importantes:

- Exploitation du sable dunaire pour les constructions urbaines ou industrielles.
- Déstabilisation de la végétation par le piétinement, les chemins motos ou automobiles. Les effets sont particulièrement nets dans les secteurs soumis à une importante pression touristique.
- Les pompages exercés dans la nappe phréatique dunaire favorisent localement des reprises d'activité éolienne ou contribuent à un accroissement de l'embroussaillage.
- L'occupation du milieu lors de la seconde guerre mondiale a joué un rôle déterminant sur l'évolution du paysage dunaire dans les cinquante dernières années: extractions de sable pour la construction des blockhaus, ouverture de brèches dans la dune pour permettre le passage des véhicules militaires, destruction de la végétation et des ouvrages de défense de la dune.
- Intervention sur la dérive littorale par la construction d'ouvrages portuaires, urbains ou industriels (fig.15), favorisant un engraissement forcé des secteurs situés en amont et une érosion accélérée de l'estran en aval-dérive. Ce démaigrissement de l'estran entre en jeu dans la fragilisation des dunes puisque les vagues déferlent de plus en plus près du trait de côte. Leur capacité érosive est renforcée par l'augmentation de la hauteur de la tranche d'eau. L'installation d'épis ou d'ouvrages anti-érosion (digues submersibles, brise-lame) peuvent assurer une recharge sédimentaire de l'estran mais provoquent un nouveau décalage du phénomène d'érosion en aval-dérive. Pour pallier la carence sédimentaire, il est également possible de procéder à une alimentation artificielle de la plage. Cette opération règle une

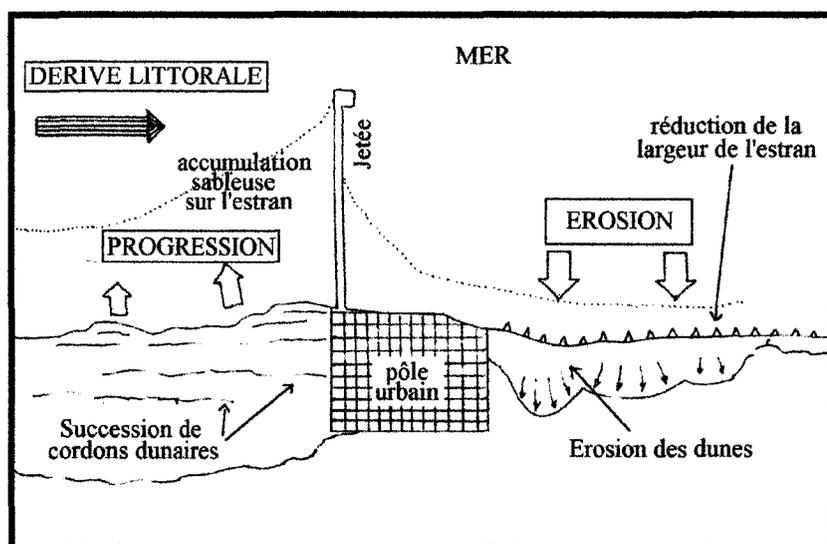


Figure n°15: Influence des ouvrages littoraux sur l'évolution morphosédimentaire côtière.

partie du problème sur des délais variables, dépendants des rythmes de démaigrissement, mais suppose un renouvellement régulier. Ce délai de renouvellement du stock sableux de l'estran a été estimé à dix ans dans une étude initiale à la restauration de la dune de Sangatte (Paskoff, 1993, cité par Deboudt, 1997). Les digues-promenade, situées en front de mer des secteurs urbanisés sont également mises en cause dans le démaigrissement du

haut estran (photo 3). Elles forment un obstacle solide face à l'érosion des vagues et génèrent un affouillement basal accélérant la mise en mouvement des particules sableuses.

A l'heure actuelle, l'importance des activités anthropiques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais doit nécessairement être prise en compte dans toute étude géomorphologique, notamment dans l'analyse de l'évolution historique des massifs dunaires. Notre étude intégrera bien évidemment le paramètre anthropique au préalable de toute interprétation naturaliste.

4) le paramètre climatique: analyse de l'importance des tempêtes

Notre approche sera fondée sur le court terme, à l'échelle du phénomène météorologique instantané car l'objectif principal n'est pas de préciser l'influence des

variations climatiques à longue échelle de temps mais le rôle tenu par les tempêtes sur la dynamique actuelle.

De nombreux travaux ont déjà défini le rôle morphogénique des tempêtes sur les littoraux (Pye, 1983; Carter, 1988; Psuty, 1988; Bakker *et al*, 1990; Carter *et al*, 1990), insistant notamment sur la multitude de paramètres pris en compte dans l'évaluation de l'efficacité des tempêtes:

- les paramètres dépendants de la géométrie du littoral: exposition, pente, topographie et granulométrie de l'estran, taille du cordon bordier
- les paramètres de l'hydrodynamique marine: hauteur des vagues, influence de la réfraction.

Plusieurs études ont été réalisées sur les littoraux des régions du Nord de la France (Paul, 1991; Wissocq, 1992; Deboudt et Battiau-Queney, 1991). Plus récemment, les travaux de Deboudt (1997) ont montré les relations liant les tempêtes et les rapports entre les sociétés humaines dans différents secteurs du littoral Nord-Pas-de-Calais et l'évolution du trait de côte. Ce travail sera très utile dans notre étude géomorphologique.

Il a été démontré que les tempêtes constituaient le processus principal de l'érosion côtière (Augris *et al*, 1990; Clabaut et Malherbe, 1994). Les effets destructeurs des tempêtes touchent non seulement les dunes mais également l'estran et les ouvrages de défense du littoral. La tempête est définie par des vents supérieurs à 100 km/heure et des vagues pouvant atteindre une hauteur supérieure à 10 mètres lorsque le fetch est important. Le phénomène de surcote accentue la crise morphogénique associée à la tempête. Une grande partie de la capacité érosive des tempêtes reste cependant déterminée par la conjonction du phénomène météorologique et des marées de vives eaux. Les dégâts occasionnés sont maxima si la tempête s'abat sur la côte par marée d'équinoxe. Deboudt (1997) précise bien que l'efficacité morphogénique des tempêtes est dépendante de la marée. Dans des conditions de mortes-eaux, de très fortes tempêtes n'ont pas généré une intense érosion au niveau de l'estran. Cependant, le remaniement éolien au niveau des dunes reste maximal.

Un exemple présenté par Clabaut *et al* (1985), illustre bien l'impact morphologique des tempêtes: le 23 novembre 1984, la conjonction de vents violents (166 km/h) et d'une pleine mer de vive eau a entraîné un recul de la côte de 17 mètres au niveau de la dune d'Aval et de 10 mètres au niveau de la dune du Châtelet (baie de Wissant), avec un début de rupture du cordon dunaire.

Dans le cadre du cinquième chapitre, la notion de tempête morphogénique fera l'objet d'une attention toute particulière pour évaluer la vulnérabilité des différents segments côtiers du littoral Nord Pas-de-Calais.

C) ILLUSTRATION DE LA NOTION DE SYSTÈME MORPHOGÉNIQUE PAR L'ÉTUDE COMPARATIVE DES PAYSAGES DES DUNES FLAMANDES ET DES DUNES PICARDES

Le milieu dunaire évolue par l'interaction des différents agents morphogéniques. Cette évolution est traduite par la morphologie dunaire. Par l'observation globale des formes, il est possible de collecter une foule de renseignements, pouvant aider à reconstituer les environnements morfo-climatiques dont découle leur niveau d'évolution.

Avant tout, il est utile de préciser un aspect terminologique touchant la notion de cordon dunaire:

- le cordon bordier correspond au bourrelet dunaire littoral. Le terme de dune bordière, souvent utilisé dans une fonction descriptive est réservé à une accumulation répondant à des critères morphodynamiques bien particuliers; il sera utilisé à sa juste valeur dans ce travail.

Paskoff (1998) parle d'avant-dune pour décrire ces formes "hautes de quelques mètres, et d'une largeur de l'ordre de la dizaine de mètres", résultat d'importantes accumulations éoliennes en arrière de l'estran. L'auteur souligne que ces dunes peuvent être soumises à l'action du vent et de la mer.

- les cordons internes sont définis par leur position reculée par rapport à la côte. Ils peuvent correspondre à d'anciens cordons bordiers, mis en retrait par la formation d'un nouveau cordon dunaire dans une position plus avancée vers l'estran. Dans un contexte de progression de la côte, la succession de cordons est assimilée au type Darss. Le terme de cordon interne concerne en fait tous les alignements dunaires continus de l'arrière-dune, et peut éventuellement correspondre à d'anciennes dunes paraboliques ayant progressé très loin vers l'intérieur des terres, comme c'est le cas dans la plaine maritime picarde (fig.3).

L'analyse de la position et de la dynamique résiduelle des différents cordons dunaires permet parfois de retracer les grandes traits de l'évolution récente des massifs dunaires. L'observation de la morphologie dunaire générale est également un bon moyen de déterminer certains aspects des systèmes morphogéniques anciens. La prise en compte de la succession dans le temps de plusieurs types de systèmes morphogéniques constitue un point de départ dans la compréhension de la notion d'évolution ou de "mutation" du paysage géomorphologique littoral.

A travers la présentation des grands systèmes dunaires de la région, on a pu remarquer que la morphologie et la dynamique générale des massifs dunaires variaient sur les différents secteurs du littoral:

- grands systèmes dunaires picards actifs, avec présence d'un cordon interne parabolique ancien, et d'un bourrelet externe constitué de plusieurs cordons, parfois coalescents.
- cordons uniques flamands, abritant la plaine maritime de la Flandre occidentale, présentant dans le secteur frontalier une morphologie plus élaborée (cordon bordier et dunes paraboliques internes).
- massifs dunaires inscrits dans les côtes à falaise du Boulonnais, associés à une position d'abri (baie de Wissant, ancien estuaire de la Slack) et à une dynamique hydrosédimentaire spécifique.

Une grande partie des nuances d'activité morphogénique peut être expliquée par l'exposition du littoral. Au sud du Cap Gris-Nez, les massifs dunaires sont exposés plein ouest et sont associés à des estrans macrotidaux (Cliqué, 1986) et montrent une dynamique morphogénique active (fig.16A, photo 1). Même si la côte recule ici régulièrement (Battiau-Queney *et al*; 1995, Fauchois, 1994), c'est à coup sûr le vent qui confère la part la plus visible de cette activité. Au nord-est du Gris Nez, les flux sédimentaires marins sont considérablement modifiés par le changement d'orientation de la côte (Augris *et al*, 1990), le vent n'offre plus le même angle d'incidence et ne permet pas une dissection aussi importante des cordons bordiers. L'érosion marine assure l'essentiel de l'activité morphogénique. Les côtes flamandes sont le domaine des falaises sableuses. Quelques remaniements affectent encore des dunes paraboliques en voie de fixation (fig.16B). L'essentiel du relief dunaire est soumis à la colonisation végétale (photo 2). On verra, par l'étude de certains sites des dunes flamandes, que le système morphogénique est en grande partie dépendant de l'anthropisation du littoral.

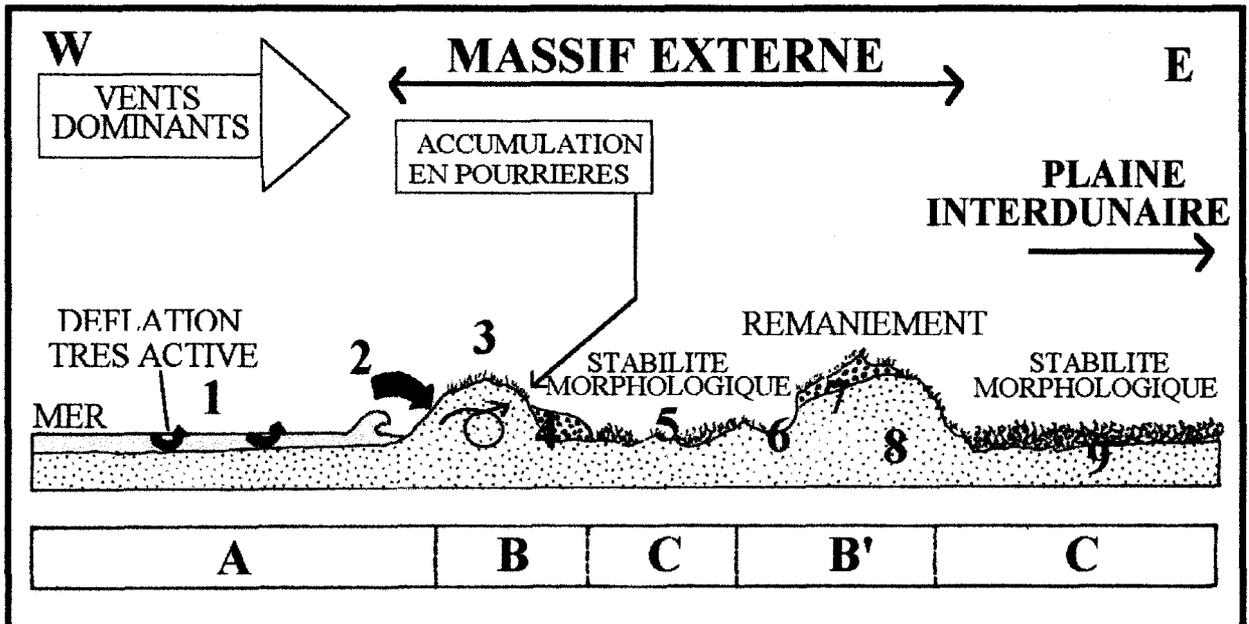


Figure n°16A: Modèle schématique de zonation dynamique du système des dunes picardes.

- 1: érosion marine et déflation sur l'estran 2: Erosion du cordon par les vagues 3: Cordon bordier
 4: Pourrière 5: Panne végétalisée 6: Cuvette de déflation 7: Dunes de remaniement
 8: cordon interne 9: Plaine interdunaire (fig.3) fortement végétalisée

A: L'estran: zone fortement érodée, constituant la source sédimentaire des dunes

B: Cordon dunaire bordier: - activité morphologique intense: action érosive de la mer et du vent (microfalaises, mouvements gravitaires, creux et couloirs de déflation)
 - accumulation en arrière du cordon sous forme de pourrières.

B': Cordon dunaire interne (ancien cordon bordier): relief dunaire évoluant de manière résiduelle sous l'action du vent. Les mouvements de sables créent les dunes de remaniement.

C: Zone de stabilité morphologique: plaine interdunaire ou ancienne surface de déflation liée au passage de dunes paraboliques (non visibles sur le croquis).

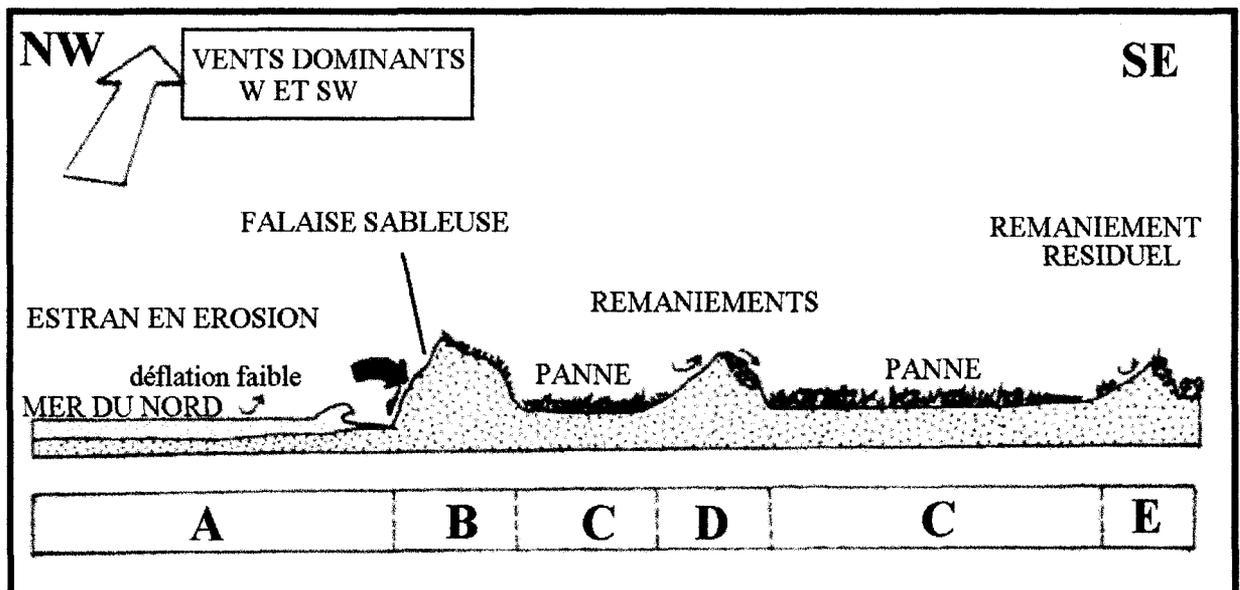


Figure n°16B: Modèle schématique de zonation dynamique du système des dunes flamandes

A: Estran: niveau très bas, affleurements tourbeux, déficit sédimentaire chronique)

B: Cordon bordier en recul: taillé en falaise sableuse, faibles apports de sable

C: Pannes: zones de stabilité morphologique, forte végétalisation

D: Cordon de dunes paraboliques récentes soumis à des remaniements éoliens

E: Dune Parabolique ancienne fixée ou en voie de fixation complète

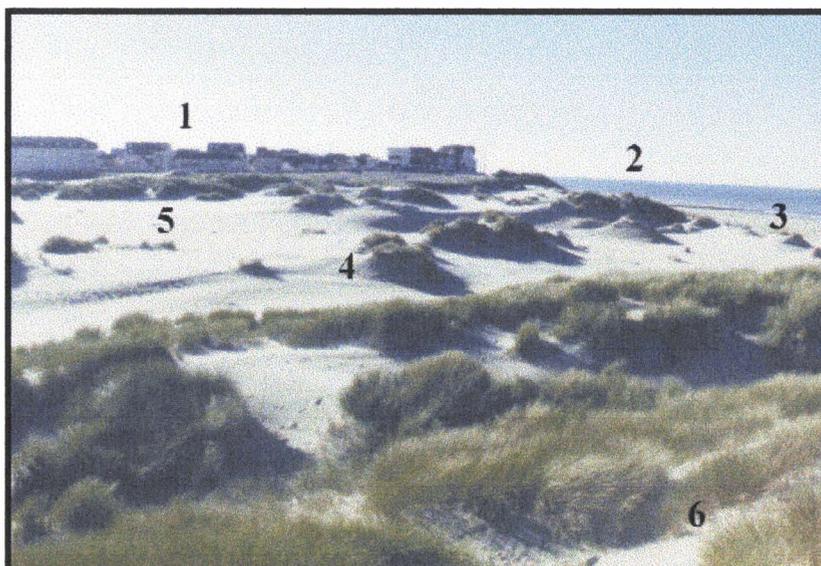


Photo n°1: Paysage dunaire dans les dunes picardes (site des dunes de Stella Plage, cliché pris vers le sud-ouest).

- 1: Merlimont
- 2: La Manche
- 3: Dune bordière très altérée
- 4: Dune en queue de comète
- 5: Espaces de sable vif sur la pourrière transgressive
- 6: Colonisation des dunes par l'oyat.

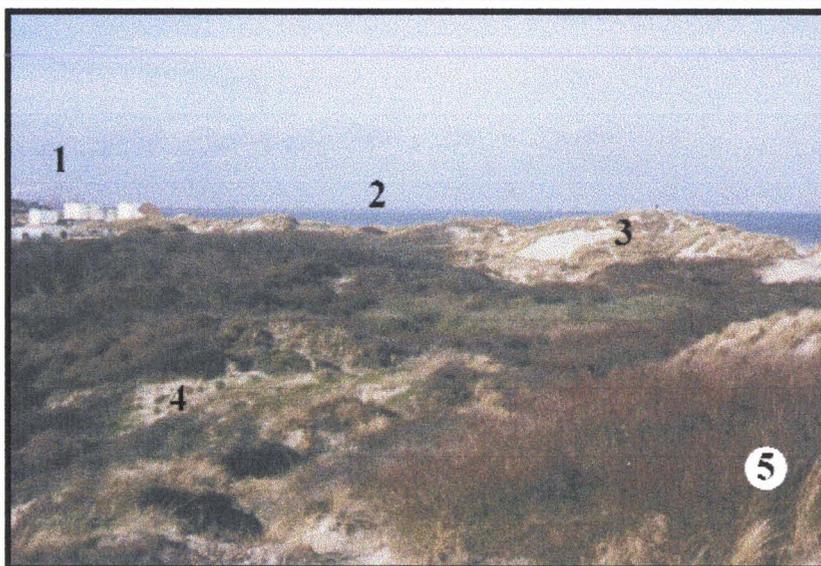


Photo n°2: Paysage dunaire dans les dunes flamandes (site des dunes du Perroquet, cliché pris vers l'ouest).

- 1: Bray Dunes
- 2: Mer du Nord
- 3: Cordon bordier stable soumis à une dynamique éolienne très modérée
- 4: Pannes végétalisées (arbustes essentiellement)
- 5: Partie fixée d'une ancienne dune parabolique

CONCLUSION:

L'approche globale du milieu dunaire fait apparaître la grande complexité des relations établies entre les différents paramètres des systèmes morphogéniques côtiers. Il est nécessaire, préalablement à toute étude géomorphologique, de connaître le rôle tenu par la dynamique sédimentaire et l'agent anthropique sur l'évolution du littoral, et de relativiser l'influence de l'élévation du niveau marin, que l'on tient souvent trop vite pour responsable de l'érosion chronique des côtes.

La dernière étape de notre travail consiste à étudier dans le détail les processus géomorphologiques ainsi que leur rôle sur la dynamique dunaire. Le but est de réaliser un inventaire des types de formes en fonction de leur origine morphogénétique, et surtout une hiérarchisation de ces formes au sein d'une certaine logique d'évolution.

II) MISE AU POINT SUR LES PROCESSUS MORPHOGENIQUES ET LEUR INFLUENCE SUR L'EVOLUTION DU LITTORAL.

L'évolution du relief dunaire est définie par l'interaction des processus d'érosion et d'accumulation. Dans le cadre de l'étude géomorphologique du littoral du Nord-Pas-de-Calais, il était nécessaire de faire le point sur l'influence respective des processus morphogéniques marins et éoliens sur la dynamique dunaire. On analysera donc dans un premier temps les processus et les formes liés à la dynamique marine, en soulignant les caractères constructifs et érosifs des vagues. Dans un second temps, on s'attachera à décrire les différents types de formes façonnées par la dynamique éolienne. Les processus feront l'objet d'une étude plus approfondie dans le troisième chapitre.

A) LE RÔLE DE LA DYNAMIQUE MARINE SUR L'ESTRAN ET LES DUNES

Les effets de la dynamique marine sur les dunes sont dépendants du budget sédimentaire de la plage. On a vu que celui-ci était en grande partie déterminé par l'activité de la mer, notamment par la fréquence des tempêtes, ainsi que par la dérive littorale. La tendance de l'évolution du littoral (érosion, stabilité ou progression) est une réponse directe aux variations du stock sédimentaire à longue échelle de temps. Cette tendance est fondamentale pour expliquer le niveau d'activité dunaire. Dans ce contexte, on essaiera de faire le point sur les formes liées à ces différentes tendances.

1) La dynamique sédimentaire de l'estran et les formes d'accumulation

Afin de mieux se représenter les différents types de formes liées à la dynamique sédimentaire de l'estran, on peut effectuer une petite typologie de celles qui sont les plus fréquentes sur les côtes de la région. On rappellera au passage les aspects terminologiques essentiels.

Le niveau de la plage est théoriquement soumis à un système d'engraissement estival et de démaigrissement hivernal. Ce phénomène est lié aux variations des conditions climatiques dans leur cycle annuel. L'hiver, la plus grande fréquence des tempêtes contribue à accroître l'érosion de l'estran par les vagues, alors que l'été, les vents moins forts donnent aux vagues un caractère plutôt constructif. Les accumulations sableuses qui en dérivent se localisent sur tout le profil de l'estran.

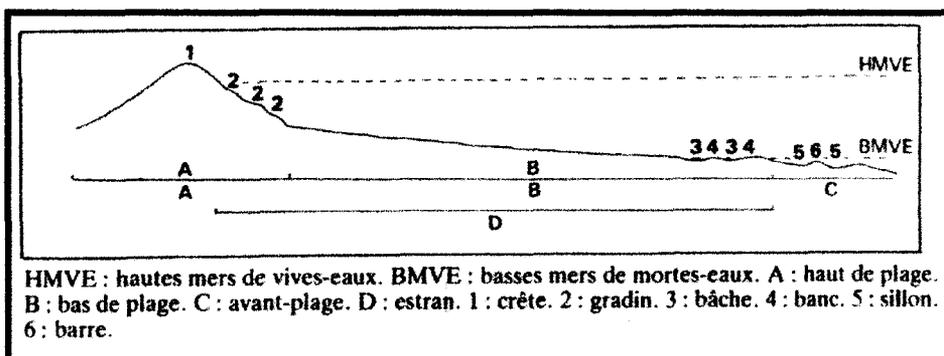


Figure n°17: Profil transversal type d'une plage (Paskoff, 1998)

a) Les différents secteurs de la plage

La figure 17 rappelle la terminologie adaptée à la description des plages. Elle précise au passage la différence entre les termes plage et estran, mais aussi

banc et barre d'avant plage. La largeur de l'estran est définie par la relation entre le marnage et sa

pente générale. La région Nord-Pas-de-Calais est soumise à un régime macrotidal qui favorise le développement de très larges estrans. Ceux-ci peuvent s'étendre sur plus d'un kilomètre sur les côtes picardes. Ils sont un peu plus étroits vers la frontière belge (Clique et Lepetit, 1986).

b) Les formes d'accumulation élémentaires

- Les dunes embryonnaires:

Le stock sédimentaire sableux de l'estran, abondant l'été, peut être en partie pris en charge par le vent et aller s'accumuler sur les dunes embryonnaires du haut estran. Celles-ci se fixent au niveau des laisses de mer. Elles peuvent dans certains cas dépasser un mètre de

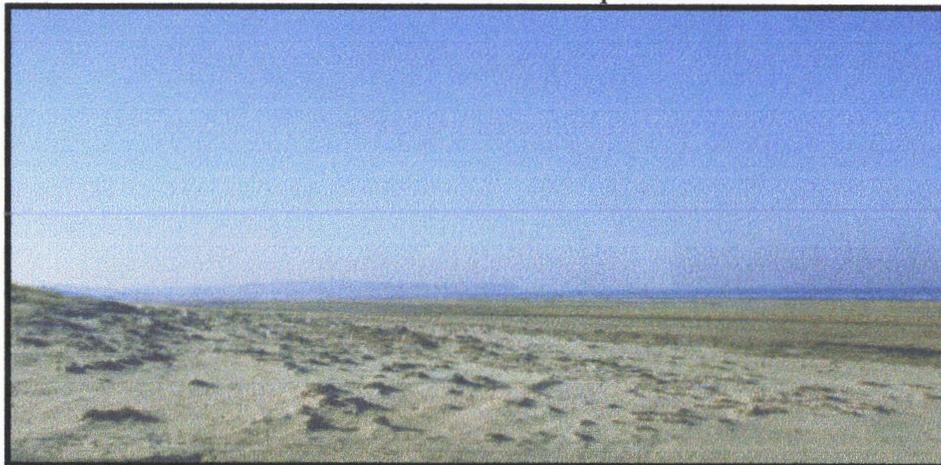


Photo n°3: Champ de dunes embryonnaires (Dune d'amont, Wissant, cliché pris vers le sud-ouest en Juin 1996)

hauteur, mais sont dans la plupart des cas destinées à être détruites par les premières vagues des tempêtes. Elles peuvent aussi croître assez durablement pour former des petits champs de dunes embryonnaires (photo 3). Il est clair que si rien ne vient perturber cette évolution, un nouveau cordon

dunaire peut se former. Les dunes embryonnaires se fixent sur une végétation typique: la roquette des mers (*Cakile maritima*). Si elles persistent plus d'une saison, des touffes de chiendent des sables (*Elymus farctus*) ou d'oyat (*Ammophila arenaria*) peuvent très rapidement s'installer.

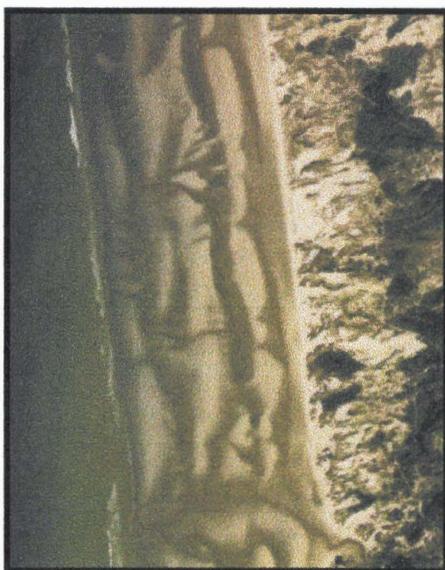


Photo n°4 : cliché aérien de l'estran des dunes d'hardelot (1989): bancs et bâches apparaissent assez nettement sur cette vue.

- Les bancs et les bâches (photo 4)

Ils sont soumis aux conditions imposées la dynamique marine. Le gonflement des bancs est un témoin d'une "bonne santé" sédimentaire de la plage. Bien souvent, un simple coup d'œil sur la topographie de l'estran donne beaucoup de renseignement sur le bilan sédimentaire. La dérive littorale intervient également dans la redistribution du stock sédimentaire sableux. Les migrations des bancs sont fréquentes. C'est l'ampleur de la dynamique des vagues qui détermine le sens de cette migration. Les vagues de tempêtes auront tendance à évacuer les sédiments vers l'avant plage, alors que les déferlements plus modérés donneront plutôt lieu à des accumulations ou des recharges des bancs vers la côte. Dans un contexte d'abondance sédimentaire, la succession de plusieurs années sans grosses tempêtes peut favoriser la naissance et la stabilisation de

dunes bordières car le vent exploite rapidement les surplus sableux de l'estran. Le seul problème est que sur la plupart des côtes de la région, le budget sédimentaire est souvent déficitaire. Les affleurements de tourbe sur l'estran sont à ce sujet un indicateur assez fiable.

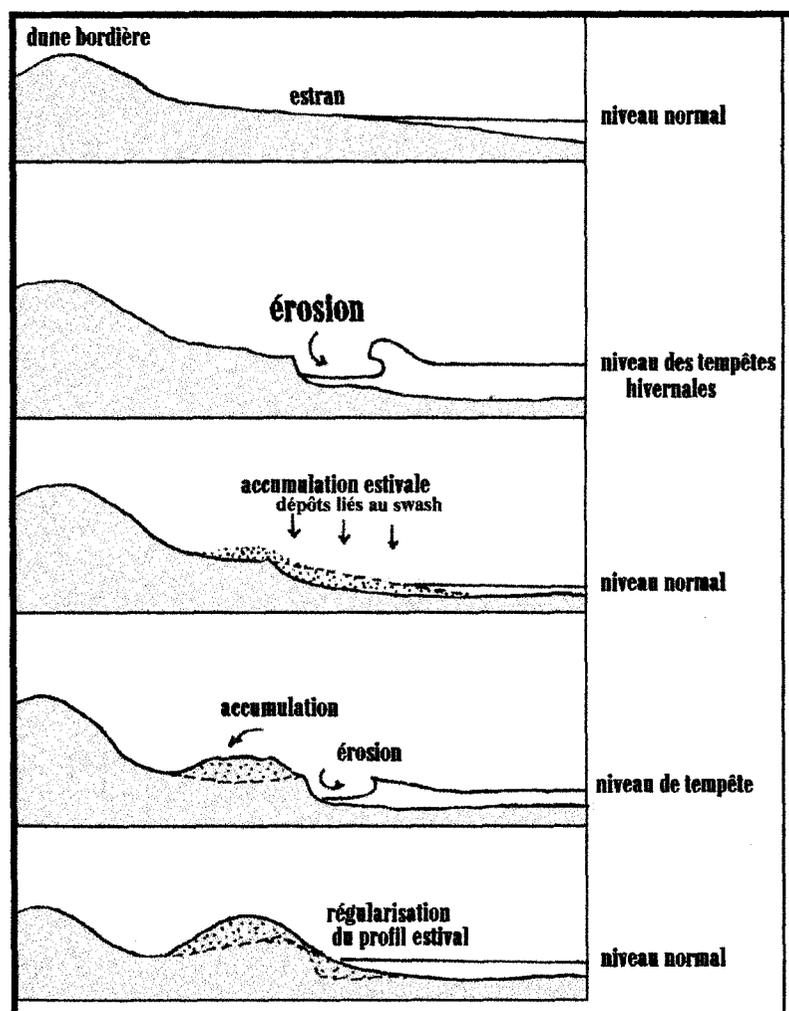
- La berme de haut-estran

La berme doit être considérée en tant que forme liée à l'action du swash, et surtout de l'uprush ou jet de rive. Elle se développe dans la partie la plus haute de l'estran. Carter (1988) effectue un rapprochement entre les bermes et les "beach ridges". L'auteur précise qu'il n'existe pas de réelle distinction morphologique ou sédimentologique entre ces deux types de formes. Les beach ridges seraient des bermes ayant survécu à l'érosion marine (Carter, 1986). La seule distinction est donc basée sur la durabilité de la forme. Pour éclaircir la distinction, Mac Kenzie (1958) précise même que si une berme sableuse est séparée de l'action des vagues, elle est rapidement détruite par la déflation.

- Les beach ridges

Les beach ridges sont des formes d'accumulation marine caractéristiques des littoraux en progression. La traduction de beach ridge pouvant porter à confusion, nous conserverons la terminologie anglo-saxonne. Leur formation a été attribuée à différents processus:

Davies (1958 a-b) associe la formation des beach ridges aux littoraux en progression ou en position abritée des axes dynamiques dominants, soumis à des houles de faible énergie. Ces



formes restent soumises à une éventuelle destruction en cas de tempête violente. Néanmoins, leur rythme de formation étant rapide, elles peuvent se consolider suffisamment pour résister aux vagues des tempêtes au delà d'un certain délai. Ce délai de formation a été estimé entre à 8 et 15 ans par Missimer (1973, cité par Taylor et Stone, 1996), dont les travaux basés sur une datation par radiométrie ont confirmé les études plus anciennes de Curray *et al* (1967), qui donnaient des valeurs de 12 à 16 ans.

Psuty (1967) apporte des éléments supplémentaires dans la recherche sur les beach ridges en montrant que ces accumulations peuvent se développer par le biais de la succession de phases érosives et constructives, générées par les vagues de tempêtes (fig.18).

Figure n°18: Formation des beach ridges selon Psuty (1967).

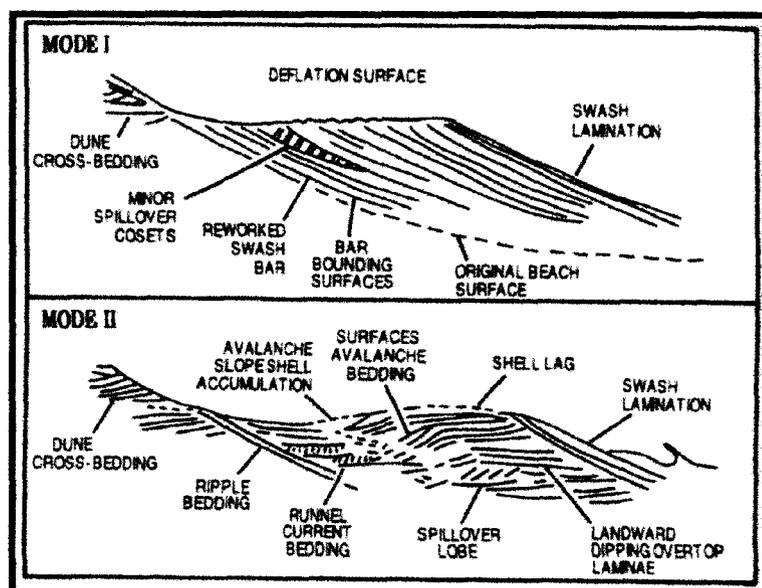


Figure n°19: deux types de sédimentation sur les cordons de plage de Magilligan Foreland (Carter, 1986)

mode I: sédimentation marine puis déflation

mode II: sédimentation marine et gravitaire

Hesp (1984), dans le cadre d'une étude sur la formation de dunes bordières sur un littoral en progression, souligne le rôle initial de la mer dans la formation des *beach ridges* mais attire l'attention sur l'influence des apports éoliens dans la consolidation de ces formes, sur lesquelles s'édifient les cordons dunaires.

Carter (1986) effectue une distinction entre les *beach ridges* et les *bars*. Ses travaux, réalisés sur les côtes de l'Irlande du Nord sur des estrans à bilan sédimentaire nettement positif, montrent que la formation des *beach ridges* découle de la migration des *bars* vers le haut estran sous l'action de la mer.

Dans un second temps, il précise que ces *bars* servent de support à des accumulations d'origine éolienne. L'interférence de ces différents processus est illustrée dans le mode de stratification des accumulations (fig.19).

Dans une dernière perspective, on note que les travaux de Stapor (1975, 1991) et de Tanner (1988, 1991, 1992) ont établi un lien entre la formation des *beach ridges* et les fluctuations du niveau marin. Ces travaux sont orientés dans une échelle de temps beaucoup plus longue puisqu'ils ont montré que les *beach ridges* se formaient surtout durant la phase d'éloignement de la mer. Lors de la phase d'élévation du niveau marin, une grande partie des dépôts est de nouveau érodée mais certains peuvent résister à l'érosion et fixer le trait de côte.

Finalement, les *beach ridges* semblent correspondre à la manifestation concrète d'une dynamique de progression du littoral. Plusieurs paramètres essentiels semblent se dégager de cette analyse:

- rôle du budget sédimentaire: ces accumulations s'opèrent toujours sur des plages marquées par un budget excédentaire.
- rôle initial de la dynamique marine: les différentes études montrent que les *beach ridges* se forment en rapport à des conditions de dynamique marine très différentes.
- rôle essentiel du vent dans la consolidation de ces accumulations, aboutissant à l'édification de dunes bordières.

c) les variations saisonnières du profil de l'estran

Les variations saisonnières du profil de l'estran ne se vérifient pas de manière systématique sur les côtes du littoral Nord-Pas-de-Calais car elles sont perturbées par l'importance de la dérive littorale. Les variations verticales du profil de l'estran sont étroitement dépendantes de la fréquence et de l'intensité des tempêtes. Lors des phases de faible activité marine, les houles disposent et façonnent sur l'estran des bancs sableux, entre lesquels s'intercalent les bâches. La dynamique éolienne intervient sur les surfaces sableuses et favorise l'accumulation des dunes embryonnaires se développant surtout au niveau de la berme de haut

estran. Lors des phases d'activité marine intense (tempêtes), la surface de l'estran est rabotée par le déferlement de houles puissantes. Le stock sédimentaire se redistribue sur l'ensemble de

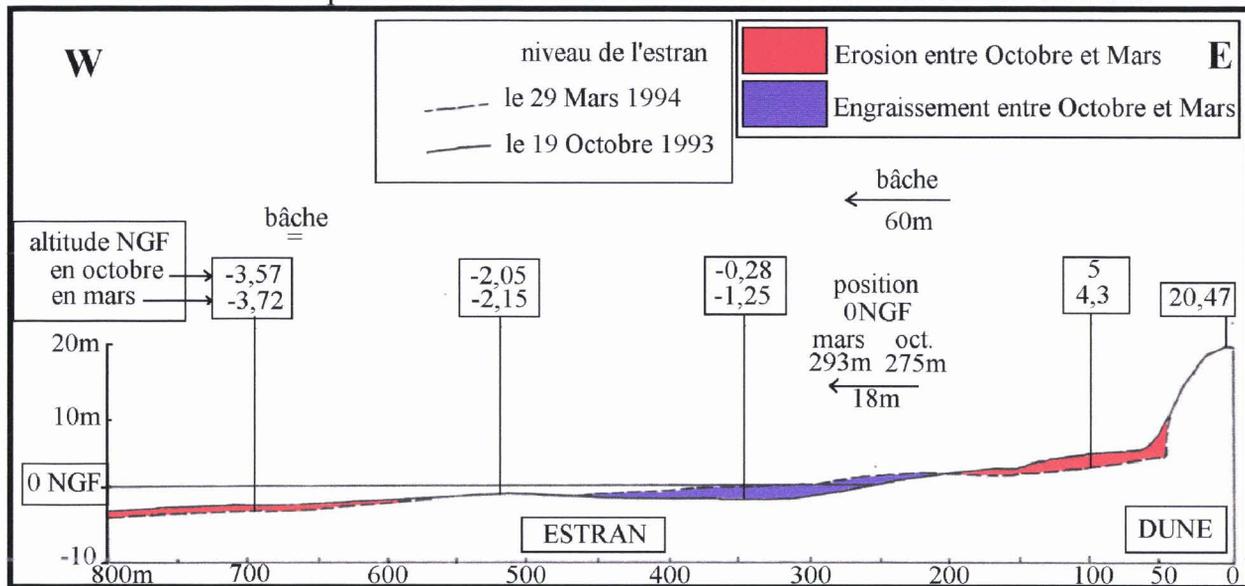


Figure n°20: Variations du profil de la plage devant les dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont, d'après les profils topographiques du 19 octobre 1993 et du 29 Mars 1994 réalisés dans le cadre du projet NORSPA-92-1, chantier pilote de Merlimont.

Échelle des longueurs au 5000^{ème}

Échelle des hauteurs au 1000^{ème}

Les fluctuations de la position du O NGF sur l'estran sont calculées à partir de la crête du cordon dunaire
Le sens de déplacement des bâches entre Octobre et Mars sur l'estran est précisé par une flèche



Photo n°5: Variations saisonnières du niveau de l'estran à Hardelot. Cliché pris vers le sud-est
A gauche, situation en hiver (Février 1997): le démaigrissement de l'estran fait affleurer des bancs de tourbe. La présence de la digue promenade accentue le caractère érosif des vagues
A droite, situation en été (Juillet 1997), le haut estran est complètement reconstitué. Le niveau de la plage s'est élevé de plus d'un mètre.

l'estran ou est évacué vers les barres d'avant-plage. Une grande partie de ces sédiments sableux seront repoussés vers l'estran par les vagues constructives de la saison estivale. Après les tempêtes, la topographie de l'estran n'est pas complètement aplanie mais atténuée; les bancs et les bâches se déplacent sur l'ensemble du profil de plusieurs dizaines de mètres (fig.20). Pour conclure, on peut signaler que l'absence de grosses tempêtes sur un délai de quelques années favorise l'amplification de la topographie de l'estran. Le gonflement des bancs entre de profondes bâches constitue le signe d'un bilan sédimentaire globalement excédentaire

La simple comparaison de clichés photographiques diachroniques rend compte des variations saisonnières (photo 5).

d) Variations cycliques pluri-annuelles du profil de l'estran

Les variations saisonnières du profil de l'estran sont une réalité, mais la situation est en fait un peu plus complexe. Le budget sédimentaire ne s'équilibre pas d'année en année. Si les tempêtes sont rares pendant une ou plusieurs années, le budget peut très bien être excédentaire sur le profil et générer des accumulations sableuses sur la partie haute de l'estran. C'est dans ce contexte qu'une berme peut se former. Si par contre le budget est déficitaire (la mer déblaie plus de sable qu'elle n'en dépose), la plage et la côte s'érodent de manière accélérée.

Thom et Hall (1991) proposent un travail très intéressant concernant l'évolution cyclique du profil du haut estran. En mesurant le niveau de la plage sur une vingtaine d'années sur le site de

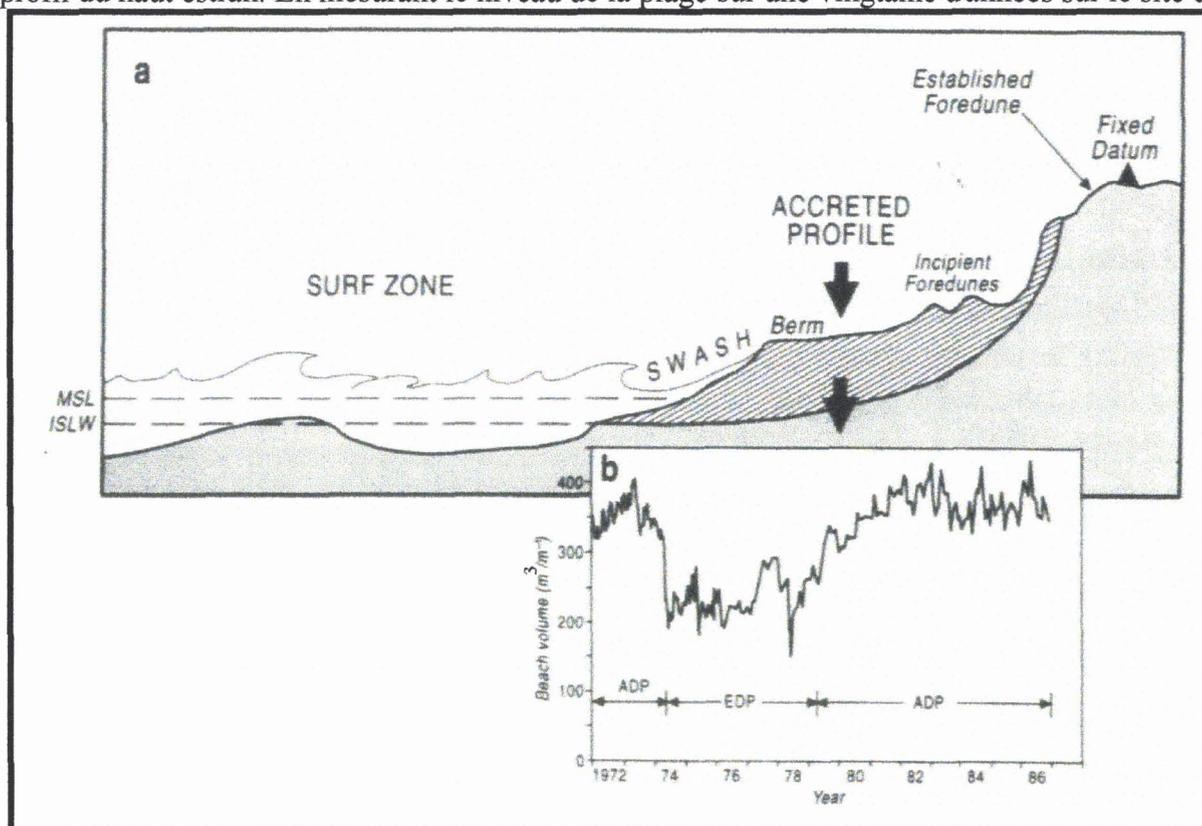


Figure n°21: Fluctuations du comportement sédimentaire des côtes à large estran (et large plateau continental) mises en valeurs par un programme d'enregistrement du niveau de la plage sur 2 décennies (1972-1986). Thom et Hall, 1991

Les enregistrements font apparaître une évolution cyclique alternant deux phases :

ADP : Accumulation dominated Periods (périodes d'accumulation dominante)

EDP : Erosion dominated periods (périodes d'érosion dominante)

(ISLW = Indian spring low water).

Localisation : Moruya Beach S.E. Australie

Volume sableux calculé en m³ par mètre linéaire

Moruya Beach (sud-est de l'Australie), ils montrent, de manière quantifiée, l'influence des phases érosives de tempêtes dans la déstabilisation du budget sédimentaire (fig.21).

Ce type de travail est extrêmement appréciable dans le cadre de l'étude des côtes du Nord-Pas-de-Calais car on se trouve dans le même type de configuration du littoral (mers peu profondes, estrans larges). Ce type de suivi morphologique de l'estran s'avère extrêmement utile dans la compréhension de la relation existant entre la dynamique sédimentaire de l'estran et ses répercussions sur la morphodynamique dunaire. La figure 21 montre l'évolution cyclique du stock sédimentaire sableux de la berme de haut estran sur une durée de 24 ans: cette berme se construit sous l'influence du jet de rive. Cette phase constructive est révélatrice d'une dynamique marine de faible énergie. Lors de la période hivernale, cette berme peut être partiellement ou totalement dégagée par les vagues de tempêtes et des marées de vives eaux, pour peu qu'elles soient couplées avec une mer forte. On peut rappeler que lors de tempêtes particulièrement violentes, ces formes peuvent être rabotées en quelques heures. Cette érosion se répercute au niveau des enregistrements par une baisse brutale du niveau de l'estran (exemple en 1974 et 1975, fig.21). On peut remarquer que la berme se reconstitue et retrouve son niveau pré-tempête au bout de 6 ans.

Ce type d'évolution cyclique est donc lié à la succession de phases d'érosion (grosses tempêtes) et de phases d'engraissement progressif du haut estran. Ce sont les intervalles de tempêtes qui déterminent l'amplitude des cycles. On observe toutefois que pendant les périodes de stabilité (ex: 1982-1986), l'engraissement cesse de croître et semble se stabiliser à un niveau moyen de $350 \text{ m}^3/\text{m}^{-1}$ (fig.21) qui rejoint celui de 1972. Sur la courbe, on peut également noter le cycle annuel de variation du niveau de la berme (niveau élevé l'été, bas l'hiver). On peut donc dire que cette berme est une forme active, répondant aux fluctuations de la dynamique marine, connaissant des périodes d'érosion et de reconstruction, qui semblent se perpétuer de façon cyclique. Les phases d'érosion étant aléatoires dans le temps, l'engraissement consiste en fait en une "cicatrisation" des formes d'érosion s'effectuant sur plusieurs années (6 ans dans cet exemple). Ce processus de reconstruction étant dans l'ensemble assez long, il est clair que la répétition dans le temps de tempêtes efficaces peut considérablement modifier la configuration du littoral, voir même remettre en cause cette cicatrisation, et de la sorte provoquer une modification de la tendance de l'évolution morpho-sédimentaire de l'estran et une augmentation considérable de l'amplitude cyclique.

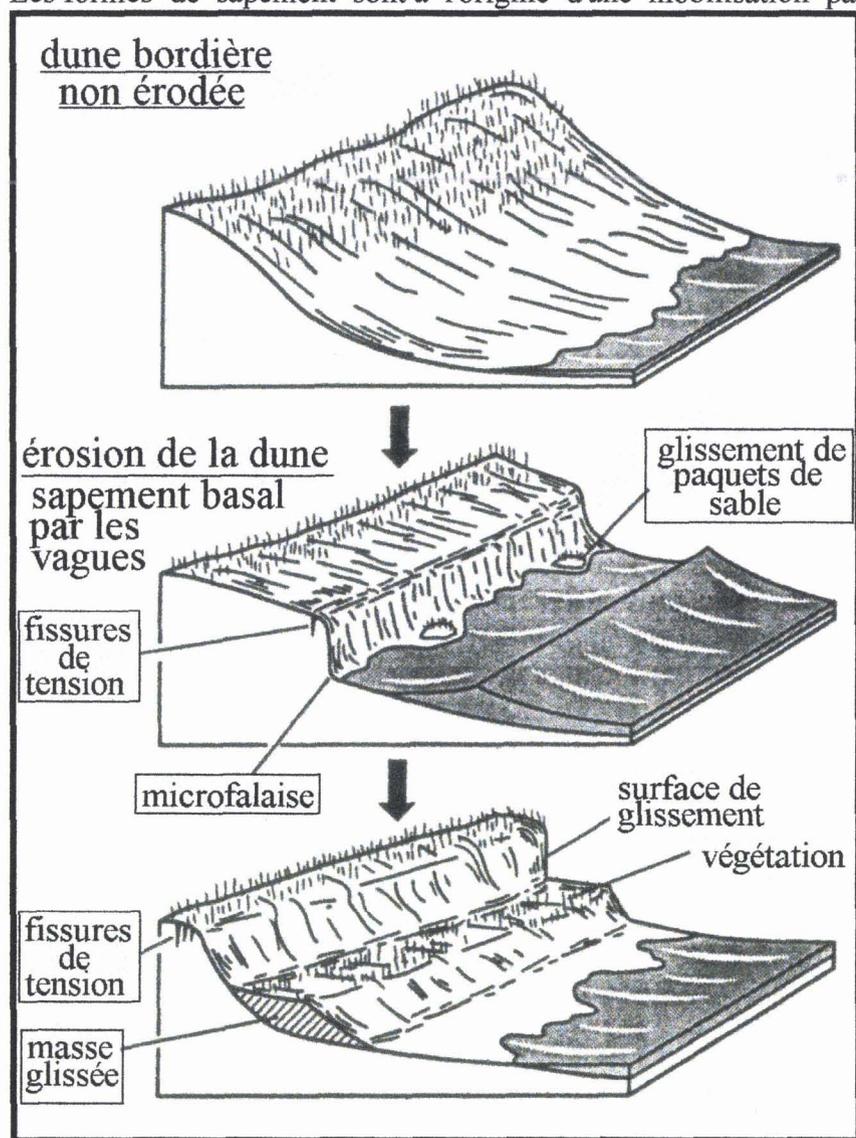
Dans une perspective plus globale, ce type d'évolution cyclique pourrait s'inscrire dans un cycle plus long (séculaire ou pluri-séculaire), dans lequel les valeurs maximales correspondraient aux phénomènes d'accumulation de grande amplitude, comme par exemple le comblement des estuaires ou la progression des littoraux. Les valeurs minimales pourraient être mises en corrélation avec les périodes d'érosion généralisée des littoraux, souvent associées à des remobilisation dunaires de grande ampleur. Ces hypothèses seront développées et appuyées par l'étude historique des systèmes dunaires flamands dans le quatrième chapitre.

Pour conclure, on signalera que la notion de cycle d'évolution morphosédimentaire doit être considérée avec précaution car les ouvrages portuaires littoraux peuvent localement modifier ou inverser la tendance du budget sédimentaire des plages et fausser l'interprétation climatique. L'idéal est de travailler sur des secteurs ne subissant pas ou peu l'influence des interventions anthropiques, ce qui relève d'un véritable défi sur les côtes du Nord-Pas-de-Calais.

2) Processus et formes d'érosion marine sur les cordons bordiers

Le déferlement des vagues contre le cordon bordier est en grande partie responsable du recul du trait de côte. L'action marine est étroitement dépendante des conditions hydro-sédimentaires et climatiques. Son rôle s'étend à l'ensemble du milieu dunaire puisqu'en ouvrant des brèches dans les cordons bordiers, elle peut déclencher des remaniements de grande ampleur. Le sapement de la dune est également responsable de la formation des creux et couloirs de déflation.

Il existe une réelle interaction entre les dynamiques morphogéniques pour aboutir à un paysage dunaire typique. Le facteur déclenchant est souvent l'érosion basale du cordon bordier. Les formes de sapement sont à l'origine d'une mobilisation parfois généralisée du profil du



cordon dunaire. Plusieurs facteurs interviennent, à des degrés différents, dans la régularisation du profil de la dune.

Les tempêtes provoquent plus souvent la formation d'une microfalaise à la base du cordon bordier (fig.22). L'appel au vide provoqué par le déblaiement du sable est à l'origine du déclenchement de phénomènes gravitaires: petits glissements en paquets et grands glissements affectant l'ensemble du profil. La végétation accompagne cette dynamique du front dunaire. Elle rend le substrat sableux plus résistant à la déflation grâce à sa densité de surface et la présence des racines et rhizomes. Les glissements en paquets entraînent le déchaussement de touffes de végétation. Ces phénomènes gravitaires concourent à rétablir une pente d'équilibre, ils sont les acteurs de la régularisation du profil de la dune. La régularisation relativise les chiffres de recul

Figure n°22: Erosion par sapement basal du cordon bordier (d'après Carter *et al*, 1990)

de la côte. Il existe un délai entre la phase érosive elle-même et le niveau du trait de côte après régularisation. On parle de recul brut et de recul net. (fig. 23).

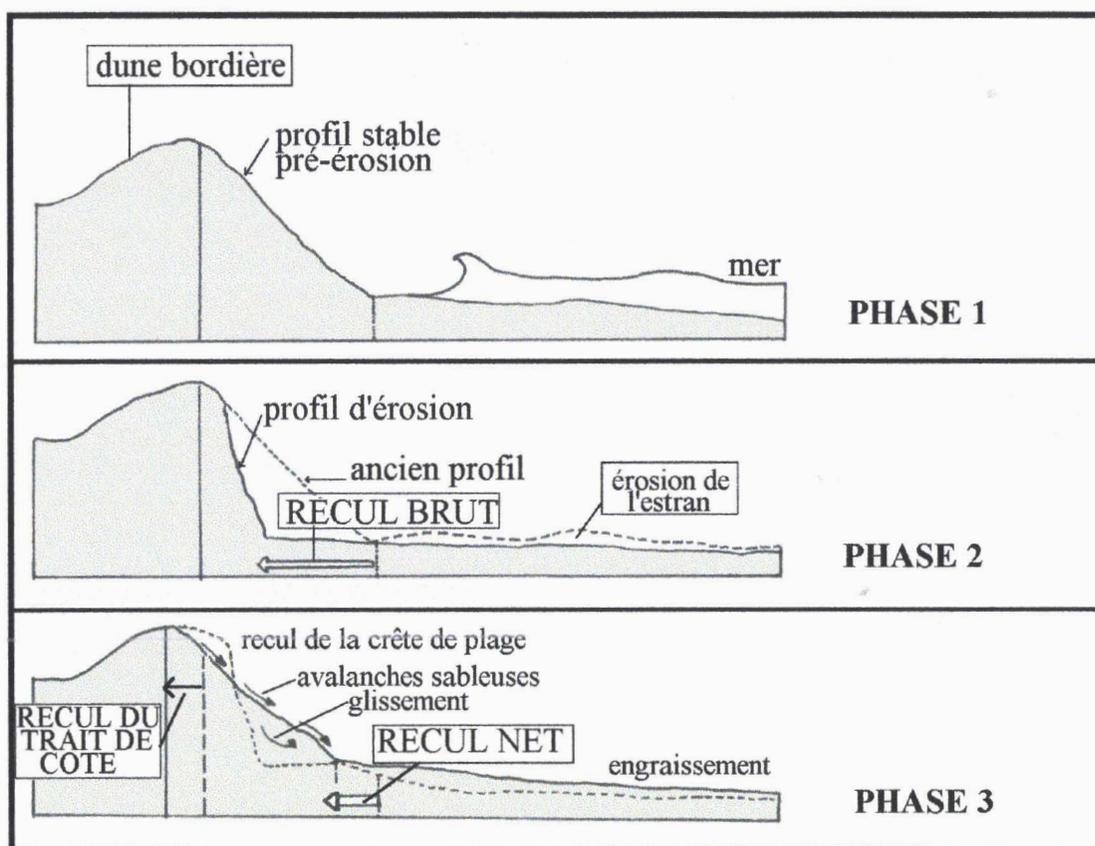


Figure n°23: Les modalités d'érosion et de régularisation du profil d'un cordon dunaire bordier.



Photo n°6: sapement de la base du cordon bordier (Dunes de Merlimont, cliché pris vers le sud, octobre 1996)

- le sapement de la base des dunes par les vagues:

Il intervient dans des conditions assez particulières. La photo 6 montre les conséquences de l'action des vagues d'une marée de vive-eau sur une portion située en avant d'un couloir de déflation. La micro-falaise taille ici la rampe d'accès au couloir. Lorsque le cordon est plus uniforme, plus compact, l'érosion est plus importante, elle génère des mouvements gravitaires qui affectent le profil du cordon de manière plus nette. Les vagues

viennent déferler directement contre la dune et provoquent l'ouverture de fissures de tension (fig.22), celles ci seront exploitées par la gravité pour constituer des plans de glissement (photo 7). Ce sont parfois des parois entières du cordon qui peuvent glisser vers le pied de dune. Leur taille dépend de la hauteur du cordon, de la cohésion des grains sableux et de la densité de la couverture végétale. On peut ajouter que ces glissements libèrent des espaces de sable vif dans la partie supérieure du profil du cordon. Les niches d'arrachement sont fréquemment à l'origine de

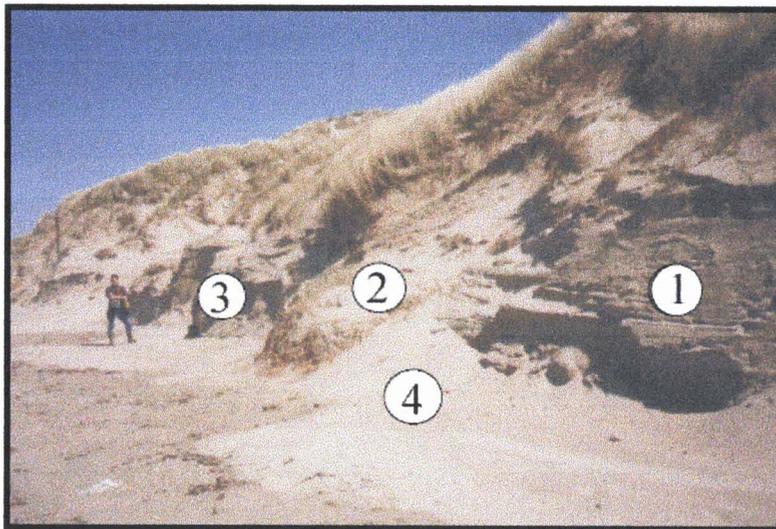


Photo n°7: l'érosion du cordon bordier dans les dunes de Merlimont

- 1: "mésos-falaise" sableuse (H>1mètre)
- 2: glissement sableux lié au sapement basal de la dune par les vagues
- 3: l'entaille dépasse parfois les 2 mètres de hauteur
- 4: avalanches sableuses: le sable sec glisse le long de la paroi déstabilisée, l'accumulation est souvent de forme conique. Les dépôts se superposent de façon laminaire



Photo n°8: régularisation du profil dunaire par l'intermédiaire de mouvements gravitaires dans les dunes de Merlimont.

la formation de creux de déflation: le vent exploite ces zones où la végétation a disparu et creuse la dune dans des mouvements tourbillonnaires.

Lors des phases temporaires de stabilité morphologique, le profil de la dune se cicatrise progressivement sous l'action des processus gravitaires. Le sable sec s'écoule vers la base du cordon et s'accumule sous forme de petites avalanches sableuses (photo 8), qui cessent d'être actives dès que la pente d'équilibre est atteinte. On peut rappeler que dans les matériaux sableux, elle se situe à une valeur comprise entre 30 et parfois près de 45°. Dans un matériau sableux sec, elle est fixée à 33°. La valeur est plus importante si le sable présente une cohésion plus marquée (influence de la granulométrie, de l'humidité, et de la densité de l'emprise des racines végétales). Ces accumulations sont extrêmement fragiles vis à vis des attaques des vagues car elles ne présentent aucune cohésion significative. Si le sable est déblayé à la suite de nouvelles tempêtes, petit à petit, le profil de la dune bordière tendra à se transformer en falaise sableuse.

On parle de falaise sableuse pour des cordons bordiers dont le profil est marqué par une empreinte constante de

l'érosion marine. La pente générale peut dépasser la pente d'équilibre puisque ce sont des sables compactés qui affleurent sur le front de mer. Les falaises sableuses sont très fréquentes sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais. Elles témoignent d'une tendance géomorphologique à l'érosion généralisée des côtes et d'un budget sédimentaire de l'estran négatif. Les falaises sableuses sont des formes d'érosion mais constituent un obstacle considérable à la dynamique marine. Elles se développent généralement sur des cordons solides et hauts. Les falaises sableuses peuvent à juste

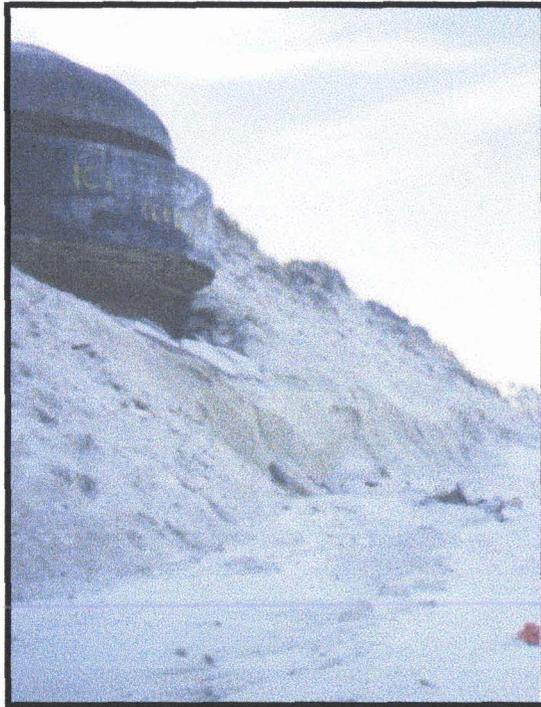


Photo n°9: Une falaise sableuse sur le site de la Dune Dewulf. Cliché pris vers l'ouest en janvier 1995

titre être considérées comme des formes d'érosion évoluées. On a vu qu'elles se construisaient progressivement, par une succession de phases d'érosion et de régularisation du profil. Plus le cordon est haut, plus les emboîtements sont complexes. La photo 9 montre un exemple de falaise sableuse très développée. On observe au passage la micro-falaise à la base du versant. Ici, l'érosion menace de déchausser le blockhaus. On peut noter que les blockhaus se retrouvent très souvent sur l'estran, les dunes qui les supportaient ayant été déblayées par les assauts des vagues. Ces ouvrages de guerre posent un certain nombre de problèmes de sécurité car leur écroulement reste très dangereux pour les promeneurs.

L'analyse sommaire, mais nécessaire, des différentes manifestations de la dynamique marine, permet de remarquer l'extrême complexité des relations pouvant exister entre les différents paramètres morphogéniques:

- Rôle essentiel des variations du stock sédimentaire de l'estran sur les conditions d'évolution du littoral.
- Rôle des conditions d'exposition aux houles et plus généralement aux flux atmosphériques.
- Rôle de la morphologie dunaire en place: les cordons les plus puissants présentent des reculs modérés (les volumes sableux érodés peuvent néanmoins être considérables), et les portions les plus vulnérables sont souvent les plus basses.
- Rôle à long terme des fluctuations du niveau de la mer. On insistera sur le rôle secondaire tenu par l'élévation actuelle du niveau marin sur l'érosion des côtes sableuses.
- Rôle des aménagements anthropiques (urbains, industriels ou touristiques): L'ensemble des systèmes côtiers est influencé, de manière plus ou moins nette, par les infrastructures côtières. Les conséquences sont observables à toutes les échelles. Elles sont particulièrement nettes dans la modification du régime hydro-sédimentaire côtier.

B) LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE ET LES FORMES ASSOCIÉES

Le vent constitue le second grand agent morphogénique du milieu dunaire. On peut même dire que c'est lui qui confère aux dunes leur diversité géomorphologique. L'activité géomorphologique dunaire dépend en grande partie de l'action du vent. Il faut considérer les deux aspects de cette dynamique éolienne: action érosive par déflation ou corrasion, action constructive par l'interaction vent-relief-végétation. On peut souligner que le rôle du vent ne se limite pas à l'altération des formes dunaires, son influence est maximale sur les grandes surfaces de sable vif de l'estran puis diminue progressivement vers l'intérieur des massifs dunaires. D'une manière générale, les dunes situées à plus de 200 mètres de la frange côtière n'évoluent aujourd'hui que de façon résiduelle. On peut noter que la dynamique éolienne acquiert une dimension supplémentaire dans un contexte de crise morphogénique; son action est plus importante lorsqu'elle est couplée à une forte altération marine du cordon bordier. Les grandes

dunes transgressives, localisées très loin vers l'intérieur des terres, aujourd'hui fixées, illustrent des contextes morphodynamiques anciens très actifs.

1) Mise en mouvement et transport des sédiments sableux

Cet aspect de notre étude sera développé de façon nettement plus approfondie dans le troisième chapitre, nous nous limiterons donc ici à une présentation sommaire.

Au contact de la surface sableuse, le flux éolien déclenche des processus de mise en mouvement des particules sableuses. Le mode de transport le plus fréquent est celui de la saltation. Les grains sont mobilisés, transportés puis déposés en aval de la direction du vent. Le transport se déclenche à partir d'une certaine valeur de la force du vent que l'on étudiera de manière plus détaillée dans le troisième chapitre.

Il existe différents modèles de transport éolien mais aucun ne peut véritablement correspondre à un environnement type. Les conditions observées sur le terrain sont souvent bien différentes des modèles théoriques, basés sur des expériences en soufflerie, ou réalisés dans des conditions de transport idéales (régions désertiques par exemple), aussi s'intéressera-t-on, pour l'instant, à l'importance du transport éolien dans la modification du relief dunaire. On verra plus tard, dans le détail, les modalités du flux aérodynamique dans les dunes et sur l'estran, et leurs conséquences au niveau de l'intensité de la dynamique géomorphologique. Beaucoup d'études ont été réalisées dans ce sens dans la dernière décennie, et les travaux ont considérablement évolué depuis les premières interprétations de Bagnold en 1941. On peut signaler qu'il fut un des pionniers de la recherche dans ce domaine; il proposa un schéma théorique permettant d'évaluer les modalités du transport sableux, schéma sur lequel se sont appuyées beaucoup de réflexions. Les orientations actuelles de recherche sont plutôt axées vers les simulations informatiques, et notamment dans le domaine de la quantification de l'impact géomorphologique de la dynamique éolienne.

Ce qui nous intéresse le plus pour l'instant est de mieux connaître les formes associées à l'érosion éolienne et aux processus d'accumulation. Dans cette démarche, on pourra effectuer une typologie logique des différentes formes, en s'appuyant sur des illustrations simples. Le but est de parvenir à établir une logique d'évolution morphogénique, sur laquelle on pourra se baser pour cerner la globalité des phénomènes d'édification dunaire.

2) L'impact géomorphologique de la dynamique éolienne sur les cordons bordiers: formes d'érosion et d'accumulation

L'estran constitue une source régulière en sédiments pour le milieu dunaire. Sur les portions de côte perpendiculaires aux vents les plus fréquents, le milieu dunaire jouit d'apports réguliers en sable par le biais du transport par le vent. Les particules sableuses sont mobilisées dès que les vents sont suffisamment puissants. Le vent déclenche le transport dès qu'il atteint une vitesse supérieure à 15 km/heure (Bagnold, 1941). Il s'agit là d'une valeur théorique, valable sur des sables secs, à granulométrie homogène. Sur le terrain, on observe que cette valeur ne se confirme pas systématiquement. La valeur de 20 km/h semble mieux correspondre à la réalité de la déflation. Il est en effet rare de trouver des sables complètement secs, sauf l'été, période où les vents sont paradoxalement les plus faibles. Les vents, même de grande vitesse, n'ont que peu d'emprise sur les surfaces sableuses mouillées. L'humidité, en renforçant la cohésion entre les grains de sable, limite parfois totalement la déflation. Celle-ci démarrera seulement lorsque la partie superficielle du sable est asséchée. Sur le terrain, ce "séchage" peut être extrêmement rapide. Certains jours de grand vent, à la suite d'averses importantes, il faut moins d'une heure avant que ne se mettent en route les premiers processus de transport sableux. Il ne faut pas

négliger la capacité érosive du vent sur l'estran; on a vu que les jours de tempêtes, sur une portion déterminée du littoral, ce sont parfois des dizaines de mètres cubes de sable qui sont mobilisées sur une journée. Dans la plupart des cas, des accumulations s'opèrent sur ou contre la dune bordière.

Une partie des sédiments peut être évacuée directement vers l'arrière-dune, en transitant par les couloirs de déflation. Dans ce cas, ils s'accumulent en arrière du cordon, là où le vent lâche prise, sur ce que l'on appelle des "pourrières" (fig.24). D'origine picarde, ce terme illustre bien la notion d'accumulation massive: "là où le sable vient terminer sa course". Ces masses sableuses transgressives constituent une des particularités des dunes picardes, mais elles s'étendent de manière très nettes vers le nord de la région; on en rencontre encore de très grandes dans les dunes de la Slack. Au delà, elles ne font pas véritablement partie du système morphogénique en place (système des dunes flamandes). Cette localisation découle directement de l'orientation de la côte: lorsque celle-ci est perpendiculaire aux vents réguliers, les pourrières sont nombreuses et très dynamiques, elles jouissent d'apports sableux importants. Lorsque la côte bifurque vers le nord-est, au delà du Gris Nez, les cordons bordiers semblent moins souffrir de l'action du vent. Les dunes ont tendance à se végétaliser, et ne subissent l'action éolienne que de manière résiduelle.

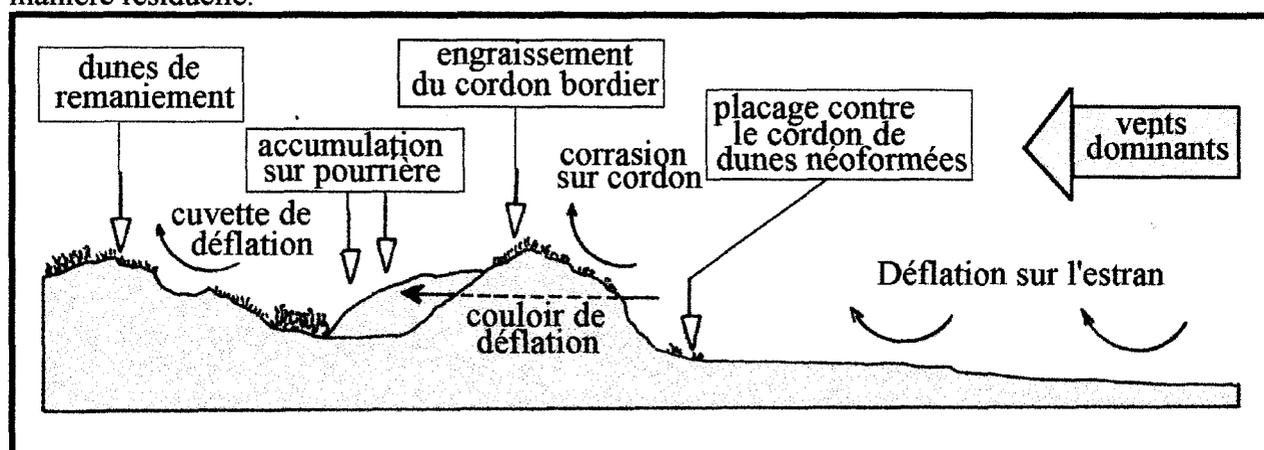


Figure n° 24: Croquis schématique présentant les domaines d'influence de la dynamique éolienne sur un milieu dunaire actif.

Les processus d'accumulation sont encadrés, les processus d'érosion sont représentés par une flèche recourbée vers le haut.

L'activité morphologique dunaire dépend en grande partie de la dynamique éolienne. L'intervention du paramètre "végétation" se ressent au plus haut point dès que l'on entre dans le domaine dunaire proprement-dit. On le verra dans le détail dans le troisième chapitre, la perturbation du flux éolien par l'obstacle dunaire est une base à une succession de processus de dépôt et de remobilisation incessants. l'étude des différentes formes d'évolutions liées à l'action du vent montrera que le milieu dunaire peut à juste titre être considéré comme un milieu vivant et dynamique.

a) Le creux de déflation.

Il constitue la forme élémentaire de la déflation sur les dunes. Le vent exploite les moindres faiblesses de la couverture végétale pour mettre les grains de sable en mouvement. Dans les anfractuosités, il tourbillonne pour évacuer le sable plus vite. La lutte entre la dynamique végétale et le vent est extrêmement intense au niveau du front de mer. Dès que le vent prend le dessus, le creux s'élargit et s'approfondit de plus en plus (photo 10). Sur des

cordons bordiers importants, le diamètre de ces creux peut dépasser 10 mètres. Sur les formes de grande taille, le sable évacué s'accumule vers le sommet de la dune sur ce que l'on appelle un dépôt de crête. Il peut aussi stagner sur les bordures de la forme d'érosion et générer des petites accumulations sur le versant. Les creux de déflation peuvent aussi se développer à partir des cicatrices d'arrachement des petits glissements gravitaires qui affectent la dune lors des phases

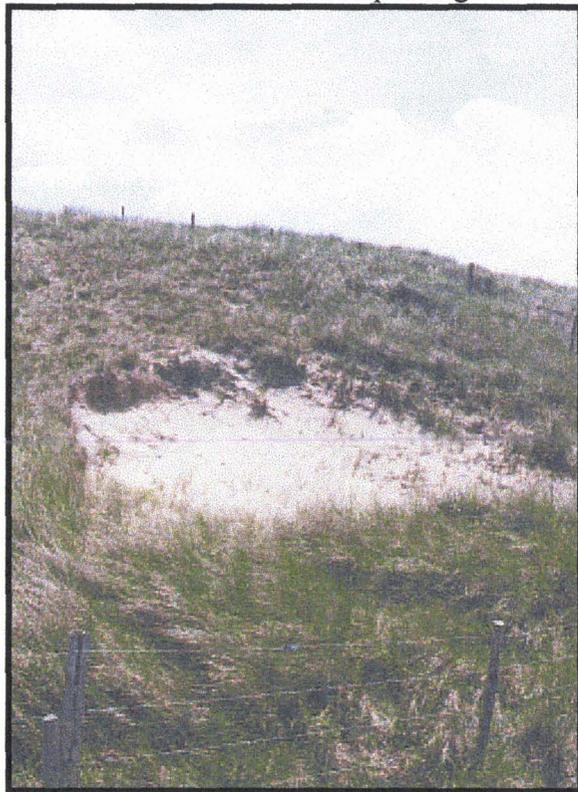


Photo n°10: Creux de déflation sur le cordon bordier des dunes de la Slack en juillet 1997.

d'érosion du cordon par les vagues. Les cordons soumis à une érosion marine régulière sont souvent simultanément touchés par la déflation. On peut considérer que cette relation entre la mer et le vent, pour détruire la dune, s'apparente en fait à un système morphogénique bien organisé. Dans son fonctionnement, ce système reflète des conditions climatiques et hydrodynamiques particulières. En observant les rythmes de croissance et d'évolution des creux de déflation sur le terrain, on peut être renseigné, de manière certes non mesurable, mais intéressante, sur la tendance morphogénique générale: si les creux se développent très rapidement, on peut supposer que l'on se trouve dans une phase d'accroissement de la dynamique érosive et donc dans une phase de dégradation des conditions climatiques (augmentation de la force des vents et de la compétence érosive marine). L'agent anthropique intervient également au plus haut point dans la formation des creux de déflation. Si les creux ont tendance à stagner dans leur forme ou à se végétaliser de nouveau, on peut en déduire, dans le même raisonnement, une amélioration des conditions climatiques. Si l'on va si loin dans

l'observation, c'est simplement pour mieux saisir la façon dont on peut ressentir la dynamique morphogénique globale sur le terrain. Il est clair que pour cela, le suivi géomorphologique doit être régulier. L'idéal est de réaliser un suivi morphologique en photographiant, à intervalle régulier, les différents types de formes actives. L'évolution de ces formes constitue un indice particulièrement intéressant si l'on veut effectuer des diagnostics précis sur la nature de l'évolution générale dans le cadre de l'analyse de la vulnérabilité des côtes, que l'on verra plus loin dans ce travail.

Il existe un second type de forme de déflation élémentaire sur le cordon bordier, il s'agit des sillons de déflation. Ils se développent à partir des sentiers créés par la fréquentation touristique. Le vent exploite la faiblesse de la végétation face au piétinement régulier. L'évolution de ces sillons et creux de déflation, appelés aussi "siffle-vent" aboutit au stade du couloir de déflation.

b) Les couloirs de déflation et les pourrières

Lorsque la déflation transperce la largeur du cordon bordier, les processus morphogéniques se modifient: le flux éolien devient longitudinal alors qu'il était tourbillonnaire et concentrique; il s'engouffre dans le couloir et s'accélère, compressé par les parois sableuses

(photo 11). Cette compression augmente le caractère érosif du vent. La mise en saillie de la stratification dunaire est une des manifestations les plus spectaculaires de la corrasion éolienne. Le terme de corrasion est utilisé pour remplacer celui de déflation, puisque les surfaces érodées ne sont plus planes mais obliques. Les processus de mise en mouvement des particules sableuses du cordon sont différents de ceux qui sont valables pour une surface plane; ils incluent le paramètre gravitaire. L'érosion du cordon par un couloir de déflation est progressive; plus le cordon s'élargit, plus il s'érode rapidement. L'élargissement se ralentit dès que la pente du fond de couloir (la rampe) devient proche de l'horizontale. On verra qu'il existe plusieurs niveaux d'évolution de ces couloirs, et qu'ils sont associés à des formes d'accumulation très particulières.



Photo n°11: Couloir de déflation dans les dunes de Merlimont. Cliché pris vers l'est en janvier 1997

Le couloir de déflation constitue un accès direct vers l'arrière dune. Le sable en provenance de l'estran y transite, transporté par des vents plus compétents, puisque plus rapides (compression). Ces particules s'amassent à l'exutoire du couloir, sur les pourrières où la pression éolienne est moins forte. A l'intérieur des couloirs de déflation, il est possible d'observer une multitude de formes de détail. Elles donnent des indications relatives à l'intensité de la dynamique éolienne. On y observe des formes de déflation et de corrasion, ainsi que des formes d'accumulation temporaire.

- L'érosion des versants:

Le passage du flux éolien à l'intérieur du couloir entraîne l'érosion des parois. Dans beaucoup de cas, une des deux parois est plus soumise aux vents que l'autre. Elle marque alors des formes de corrasion éolienne très développées (photo 12). Les conditions de mise en mouvement des particules sableuses sur ces parois sont très différentes de celles d'une surface plane. Le vent rentre directement en contact avec les grains de sable (les parois présentent souvent des pentes proches de 45°). La prise en charge ne dépend plus de l'effet de succion mais relève d'une force de frottement (on étudie en détail toutes ces notions dans le troisième chapitre). Le vent exerce une pression directement sur le grain de sable, le déloge de la dune et le sensibilise à l'action gravitaire. Dès que le grain est déstabilisé, il est transporté vers la base du versant puis vers le fond du couloir. Ce sapement du versant conduit au déclenchement de petites avalanches sableuses, voir parfois de glissements de masse, similaires à ceux que

provoque l'érosion marine contre le cordon bordier. C'est par le biais de ces processus que les couloirs s'élargissent.

- La rampe du couloir:

La rampe est le lieu d'une multitude de processus (fig.25). Elle est soumise d'une part à la déflation, mais constitue d'autre part une véritable réserve en sédiments de transit. Les grains de sable en provenance de l'estran s'ajoutent à ceux des parois du couloir pour constituer un dépôt dont la taille fluctue en fonction de la fréquence des coups de vent. Le sable s'accumule



Photo n°12: Marques de corrasion éolienne: la stratification dunaire est apparente

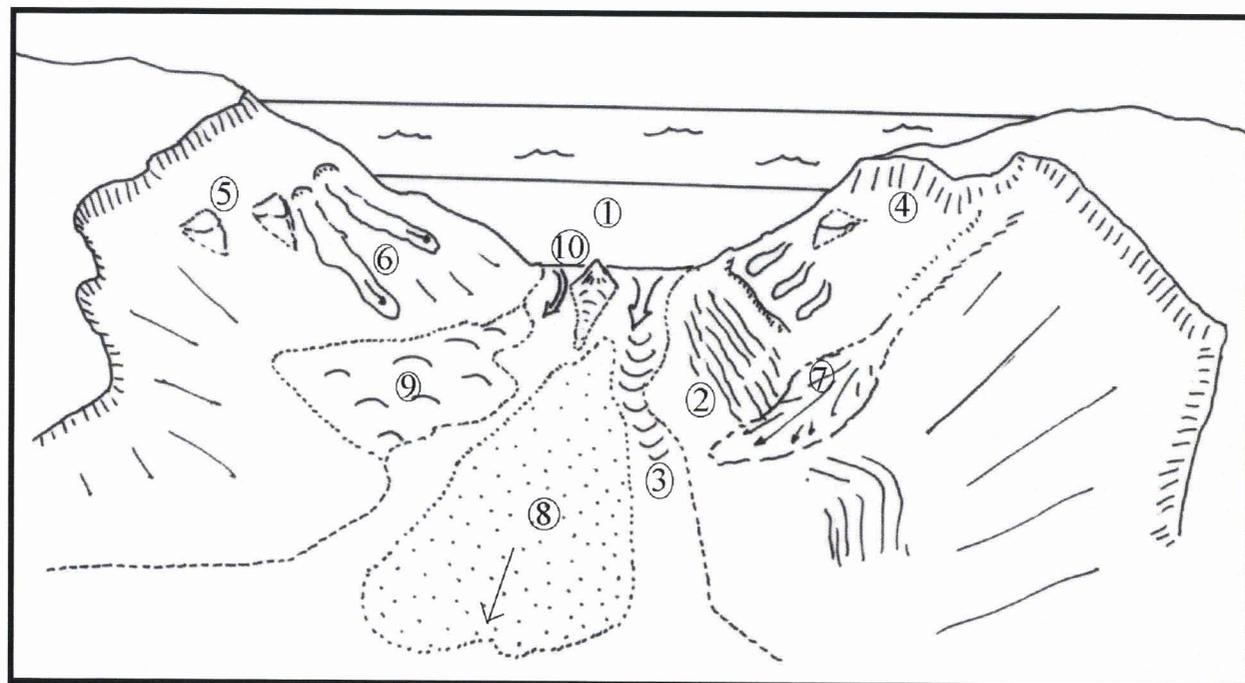


Figure 25: Les formes de détail dans les couloirs de déflation

1: estran sableux 2: paroi soumise à la corrasion éolienne: la stratification dunaire apparaît vivement.
 3: sillon de corrasion 4: partie sommitale du versant: déchaussement de la végétation. 5: petits glissements
 6: avalanches sableuses 7: glissement sableux 8: sables de transit 9: accumulations à la base de la paroi moins exposée aux vents
 10: croc (butte sableuse résiduelle: photo n°13) et accumulation en queue de comète

également dans les zones plus ou moins abritées du vent (accumulations en queue de comète en arrière d'obstacles ou placages contre la base de la paroi la plus abritée du vent). Les gros coups de vents font naître les sillons de corrasion. Ils se creusent parfois sur près de 2 mètres de profondeur en quelques journées de tempêtes.

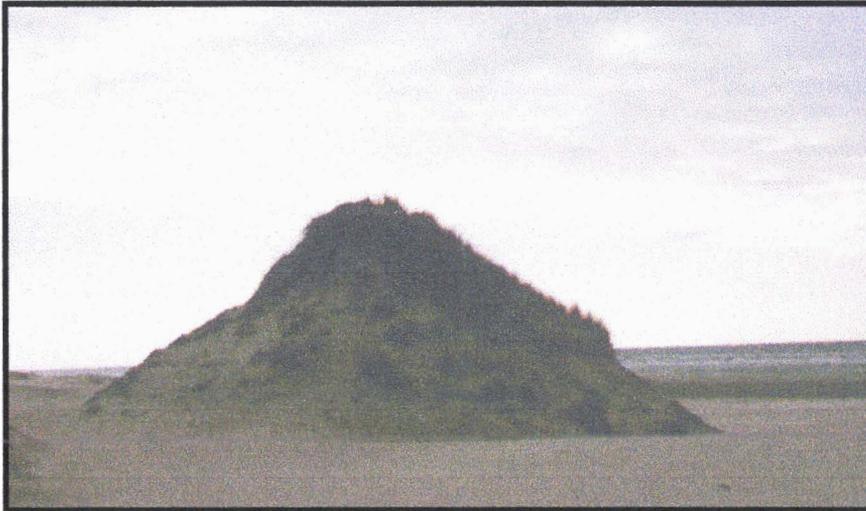


Photo n°13: butte sableuse résiduelle ou "croc". Les crocs font partie des formes caractéristiques des couloirs de déflation. Le vent les érode progressivement mais ils peuvent se conserver assez longtemps puisque leur présence provoque des accumulations sableuses. (dunes de Merlimont en septembre 1994)

- Les dunes néoformées à l'entrée des couloirs

Ces formes d'accumulations sont engendrées par des surplus de l'apport sédimentaire de l'estran. Dans un contexte normal, les sables s'évacuent progressivement vers la pourrière, mais si les apports de l'estran sont très importants, une partie stationne à l'entrée du couloir (photo 14) et perturbe le régime de transport dans le couloir. La végétation a parfois le temps de s'installer sur ces dunes néoformées. On parle ici d'une néoformation dans le sens où l'accumulation se produit sur une surface d'érosion. Ces petites dunes se gonflent des apports réguliers de sable, elles sont plus facilement stabilisées par la présence de plantes comme le chiendent des sables ou l'oyat. Elles peuvent parfois atteindre des tailles conséquentes, proches de 2 mètres de hauteur. Ces accumulations dunaires peuvent se développer au point d'obstruer totalement le

couloir. Dans une phase de ralentissement du régime des tempêtes, il est fréquent que l'estran voit son stock sédimentaire s'accroître et le vent n'en a que plus d'emprise. Le sable est progressivement transporté vers les dunes par le vent. Lorsque le transport est important, le sable vient se plaquer contre ou sur les dunes néoformées. Dès qu'elles atteignent une taille supérieure à un mètre, ces dunes bloquent le transit sédimentaire et profitent

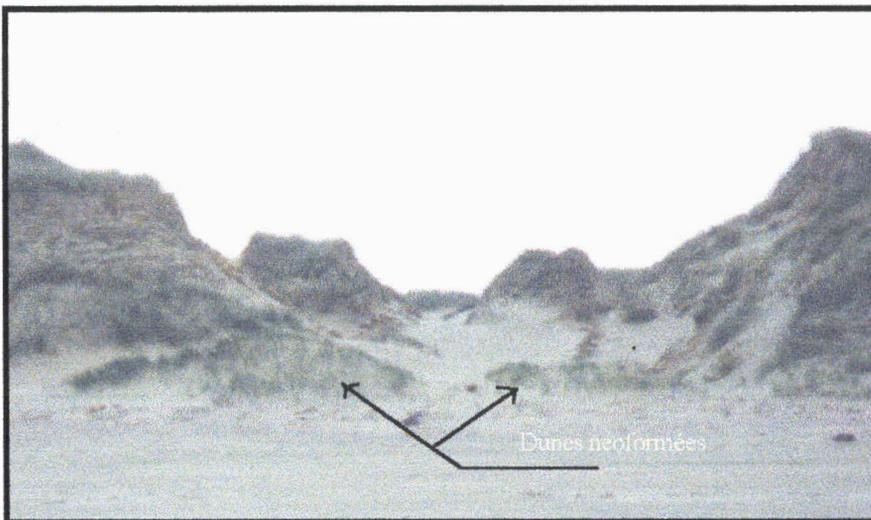


Photo n°14: dunes néoformées à l'entrée d'un couloir de déflation dans les dunes de Merlimont en mars 1996.

ainsi d'apports importants. C'est par l'intermédiaire de ce type de processus que se consolident les cordons très dégradés. Malgré tout, ces dunes sont très sensibles aux forts coups de vent.

Elles sont les premières soumises à la déflation. Après les tempêtes, on observe une tendance à l'étirement de ces dunes sous le vent, par le biais d'accumulations en queue de comète, parfois longues de plus de 10 mètres.

- Les pourrières: formes et dynamiques

Les pourrières sont de taille très variable. L'observation de leur morphologie aide à déterminer leur dynamique (fig.26). Sur le terrain, leur morphologie générale (taille, épaisseur, nature du talus d'envahissement, degré de végétalisation) donne des renseignements très intéressants sur la fréquence des apports et leur répartition sur la pourrière. La forme générale de la pourrière est conditionnée par la morphologie du couloir. Il existe un lien très étroit entre la largeur du couloir de déflation et la taille de la pourrière.

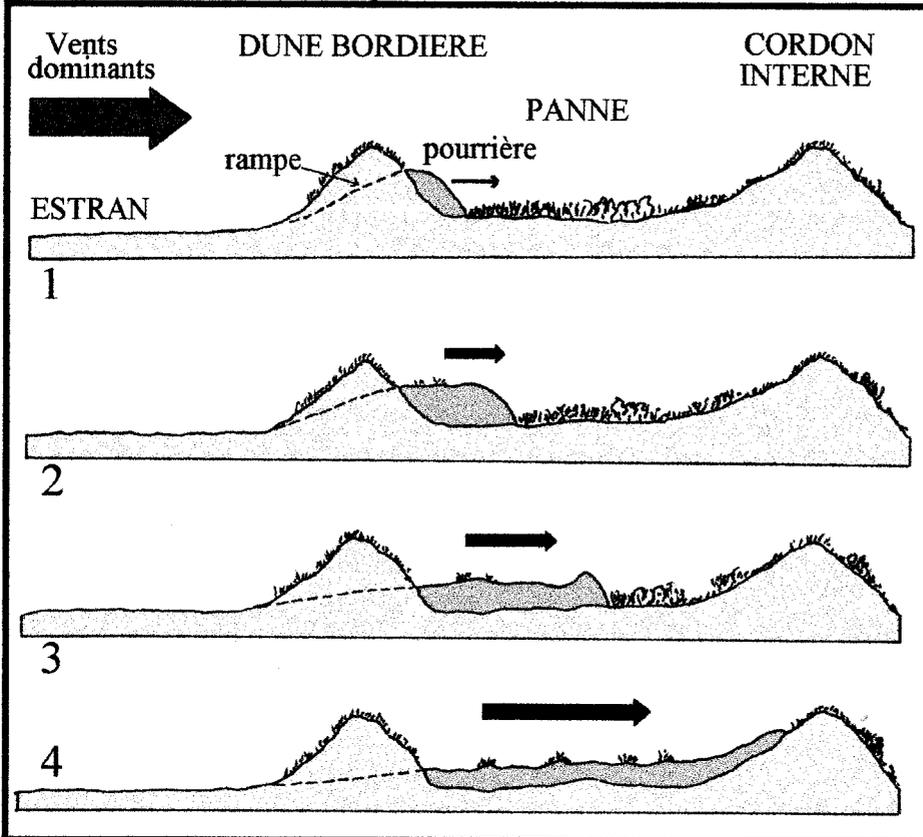


Figure n°26: Forme et évolution des pourrières sur le littoral Nord Pas de Calais

- 1: pour un couloir d'une largeur inférieure à 5 mètres: pourrière à profil longitudinal convexe
 - 2: largeur comprise entre 5 et 10 mètres
 - 3: largeur comprise entre 10 et 50 mètres: profil rectiligne avec bourrelet terminal
 - 4: largeur supérieure à 50 mètres: pourrière étalée
- La taille croissante des flèches reflète la vitesse de progression des pourrières.

- Les couloirs étroits, marqués par une pente de rampe importante, aboutissent à des

pourrières courtes mais très hautes. Le talus d'envahissement progresse assez lentement vers les espaces végétalisés.

-L'élargissement progressif du couloir s'accompagne d'une augmentation du transit sédimentaire vers l'arrière dune. Les pourrières sont moins hautes mais progressent plus rapidement. Cette dynamique accélérée est à mettre en rapport avec la diminution de la pente de la rampe. Pour des couloirs larges de plus de 50 mètres, la pourrière s'aplatit complètement; le talus d'envahissement n'est haut que de quelques mètres mais se déplace de plusieurs mètres par an; on parle également de dune mouvante (photo 15). Sur les pourrières étalées, on trouve très fréquemment des îlots de végétation, facilitant le développement des dunes néoformées, notamment dans les secteurs où la déflation atteint le niveau de la nappe.

Cet aperçu global de la géomorphologie du cordon bordier montre à quel point il est important de bien connaître les processus morphogéniques. Si l'on veut essayer de cerner la notion d'évolution, il faut intégrer une multitude de facteurs dynamiques. L'observation de la répartition des formes dans l'espace, de leur morphologie générale, et de leur dynamique nous renseigne de manière très précise sur le niveau d'activité morphologique général. On a vu que les

couloirs étaient des formes très actives, mais il faut être conscient que parfois, ils connaissent une évolution un peu moins rapide. C'est notamment le cas dans les dunes bordant la plaine flamande. Exposée vers le nord-ouest, la côte se trouve abritée d'une bonne partie des flux éoliens d'ouest et de sud-ouest. Cette situation limite les rares couloirs de déflation à une activité temporaire. Les couloirs de déflation constituent un élément déterminant dans l'érosion des côtes. En s'élargissant, ils créent des axes de pénétrations marines potentiels, devant être pris en compte dans le diagnostic de la vulnérabilité d'un site dunaire.



Photo n°15: Pourrière étalée dans les dunes de la réserve biologique de Merlimont. On observe au passage les différents axes de progression de la dune. Cliché pris vers l'ouest en juin 1994.

3) La dynamique éolienne dans l'arrière-dune

Les dunes situées en arrière du cordon bordier n'évoluent que sous l'action du vent. Dans les secteurs fixés par la végétation, le vent n'a que très peu d'emprise. L'activité morphologique se retrouve sous différentes formes:

- dynamique d'érosion normale, basée sur la déstabilisation de la végétation en place par le vent. Les formes les plus caractéristiques de ce type d'évolution sont les cuvettes de déflation; celles-ci nourrissent les dunes de remaniement.

- dynamique résiduelle, liée à une évolution ancienne, soumise à l'influence de la végétation. Cette dynamique concerne les dunes paraboliques

a) L'érosion ponctuelle des cordons internes: les cuvettes de déflation.

La naissance des cuvettes de déflation est une réponse à l'altération du couvert végétal sur les versants exposés aux vents des cordons internes. Il faut savoir que dans beaucoup de sites dunaires de la côte picarde, l'arrière-dune est formée de panes et d'anciens cordons littoraux, aujourd'hui stabilisés, mais présentant de grandes formes de déflation résiduelles, toujours plus ou moins actives (photo n°16).

A longue et moyenne échelle de temps, les causes de la dégradation de la végétation sont multiples. On peut considérer l'influence des oscillations climatiques sur la diversité végétale; la dégradation des conditions peut perturber la dynamique végétale et provoquer la remobilisation

du sable. Les terriers des lapins influent aussi sur le développement de la végétation. Leur surpopulation a été souvent montrée du doigt et considérée comme responsable de reprises d'érosion. Dans cette optique, on peut se douter que la fréquentation touristique des sites dunaires s'ajoute aux facteurs déclenchant le creusement des cuvettes de déflation, similaires aux creux de déflation des cordons bordiers et aussi appelées "caoudeyres". La seule différence se situe dans leur taille. Certaines cuvettes ont un diamètre parfois supérieur à 100 mètres. Généralement, l'augmentation de la taille des caoudeyres s'accompagne d'une augmentation de leur dynamique morphologique. Les sédiments sont, dans la majorité des cas, évacués dans le sens des vents dominants mais Gares et Nordström (1988) notent que sur les côtes du New Jersey, 44% des caoudeyres se vident dans la direction des vents de tempêtes (18% pour les vents dominants et 33 % sont liés à la fréquentation touristique des dunes).



Photo n°16: Caoudeyre dans les dunes de Merlimont. Cliché pris vers l'est en Novembre 1994

- Les caractéristiques de l'évolution des caoudeyres
Les cuvettes de déflation se développent sur des cordons internes de taille importante, sur la façade la plus exposée aux vents de ces cordons, entaillant la végétation de manière très nette. La première phase d'évolution de ces cuvettes est celle du creusement vertical et de l'élargissement. Les processus sont éoliens et gravitaires. Dans un stade plus avancé, sa forme devient de plus en plus ovoïde, et un

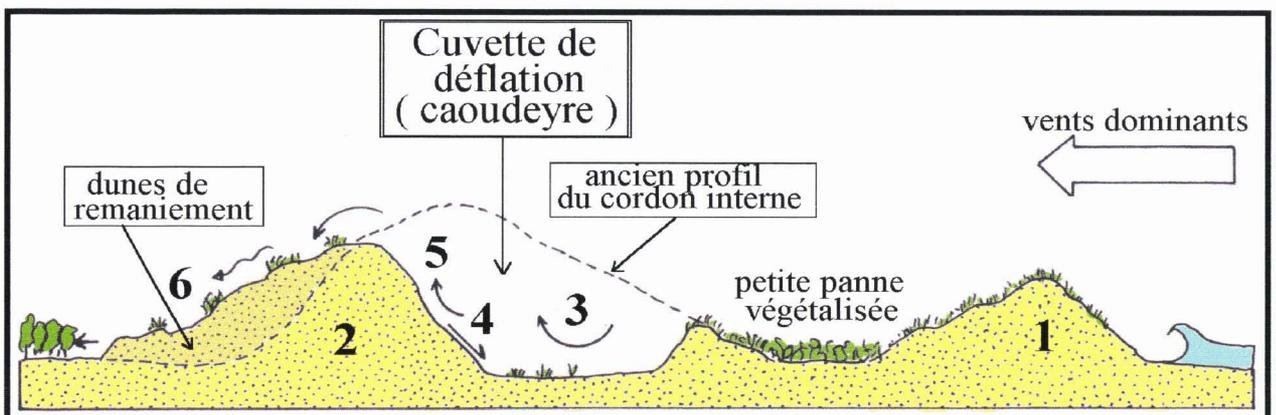


Figure n°27: Profil dunaire schématique montrant l'organisation et les différents secteurs d'activité d'une caoudeyre. Légende page suivante

1: Cordon bordier 2: cordon interne 3: Déflation dans le fond de la cuvette jusqu'au niveau de la nappe 4: mouvements gravitaires sur la paroi en érosion 5: paroi soumise à l'action du vent; la corrosion dégage la stratification dunaire. 6: dunes de remaniement: secteur d'évacuation des sédiments sableux de la caoudeyre

flux éolien moins turbulent s'installe. Un axe préférentiel d'évacuation des sédiments se dessine dans la direction des vents dominants, il alimente des dunes de remaniement, plus ou moins actives pouvant progresser régulièrement sous le vent. La végétation joue un rôle déterminant dans la morphologie de ces dunes. Elle entrave la dynamique dunaire. La figure 28 illustre

l'organisation générale et les principaux aspects de la dynamique morphologique d'une cuvette de déflation.

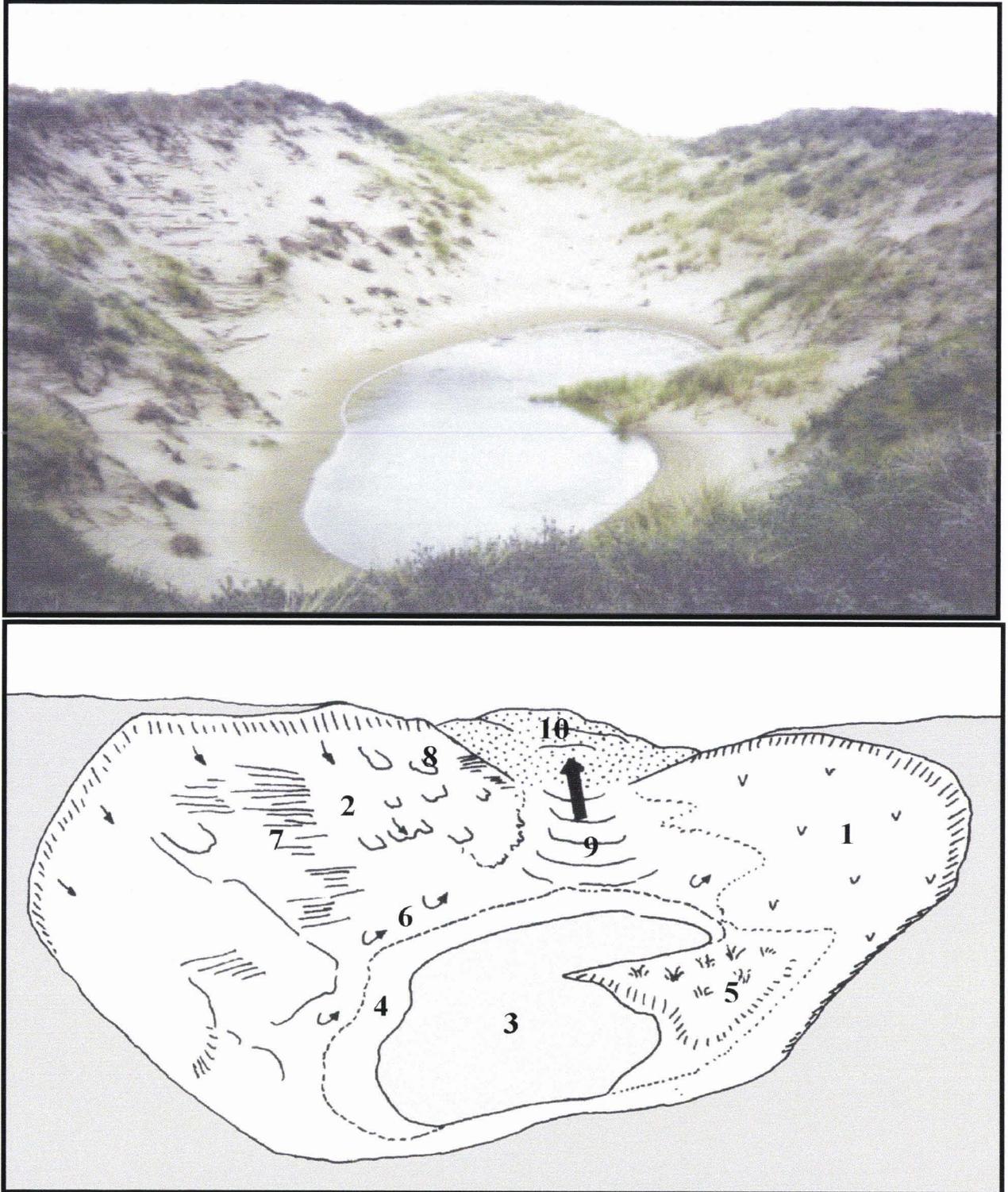


Figure n°28: Photo-interprétation d'une cuvette de déflation (cliché pris en mai 1994 vers l'est dans les dunes de Merlimont)

1: Paroi la moins soumise à l'action éolienne: végétation plus stable 2: Paroi la plus exposée 3: Flaque
 4: ceinture de sables humides correspondant aux fluctuations du niveau de la nappe 5: dépôt de fond de cuvette colonisé par une végétation pionnière
 6: dégagement par déflation des grains de sables accumulés par l'action gravitaire 7: corrasion éolienne: marques de stratification apparentes 8: petits glissements: déchaussement de la végétation
 9: rampe 10: lobe d'accumulation des dunes de remaniement

- Les formes de détail

Les caoudeyres sont des formes complexes. Elles présentent une multitude de formes de détail, véritables marqueurs de l'état d'évolution générale de la forme.

- Les parois de déflation.

Il existe comme dans les couloirs de déflation un déséquilibre dans l'activité morphologique des parois latérales des cuvettes. Celle la plus exposée aux vents montre une activité intense: déchaussement de la végétation par déflation, mise à jour de la stratification dunaire par corrasion éolienne, glissements gravitaires. L'autre paroi est moins touchée par ces processus, elle présente une couverture végétale plus stable et plus dense (fig.29). Le creusement de la cuvette s'opère jusqu'à un niveau de base, correspondant au niveau du toit de la nappe. La figure n°29 montre que le fond de ces cuvettes peut être occupé par une petite flaque. Cette flaque bloque complètement les processus de déflation. On reviendra sur ce type de phénomène, et notamment sur leur influence sur la néoformation dunaire.

- L'évacuation du sable.

Le sable mis en mouvement est progressivement conduit par le vent vers l'exutoire de la cuvette. Il est transporté dans le sens du vent vers la rampe d'évacuation, puis s'accumule dans les dunes de remaniement. On peut noter que la cuvette se perce progressivement sous l'action du transport éolien. Des accumulations sableuses se produisent également sur les bordures de la cuvette; elles correspondent à l'éjection des grains de sable lors de gros coups de vent (lorsque la force de transport vers le haut des parois est supérieure à la force gravitaire). Elles forment un bourrelet sableux rarement supérieur à un mètre de hauteur.

- Les processus de néoformation dunaire

La néoformation dunaire est un phénomène qui s'observe sur les surfaces de déflation. Lorsque le niveau de la nappe est atteint, l'humidité du sable empêche toute prise en charge par le vent. Dès lors, ce niveau devient morphologiquement stable. La végétation peut s'installer et provoque rapidement une perturbation du flux éolien suffisante. Des petites dunes se construisent progressivement, on les appelle dunes néoformées. Elles s'organisent en petits arcs sableux, hauts de quelques décimètres, se succédant de manière régulière dans le sens des vents dominants (voir fig. 29 et photo 17).

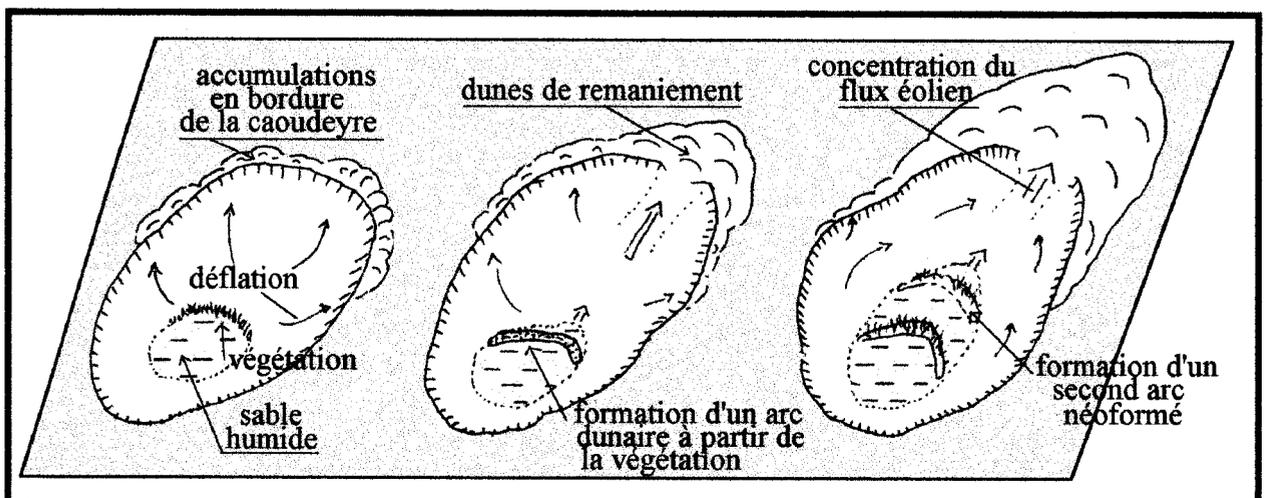
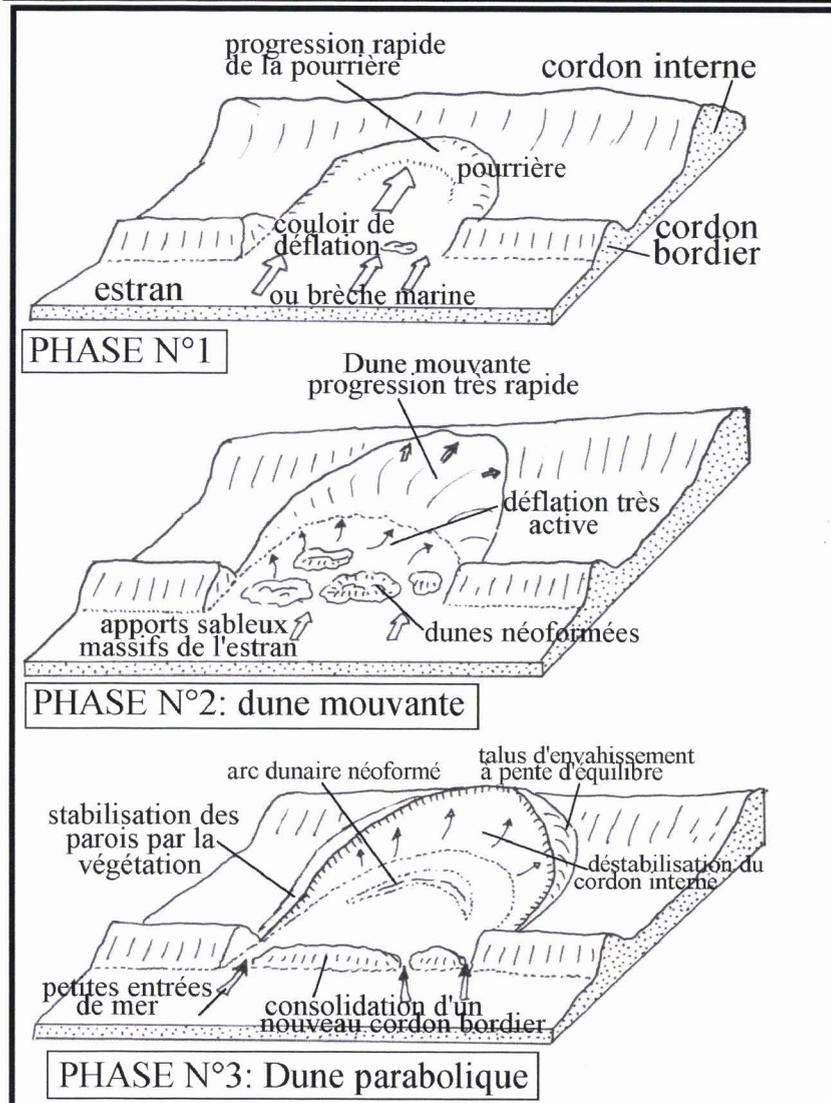


Figure n°29: Processus de néoformation dunaire dans les cuvettes de déflation.



Photo n°17: arcs dunaires néoformés dans le fond d'une cuvette de déflation. (dunes de Merlimont en décembre 1993)



b) les dunes paraboliques

Les dunes paraboliques relèvent d'une évolution particulière. On a trop tendance à croire qu'elles constituent le stade ultime de la déstabilisation dunaire. Les dunes paraboliques sont des formes d'activité résiduelle, elles n'appartiennent pas au système morphodynamique actuel. D'ailleurs, aucune véritable dune parabolique n'est en voie de formation aujourd'hui sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.

L'observation des conditions de formation de ces dunes montre qu'elles sont liées à l'action dévastatrice des vagues sur le cordon bordier. Le déclenchement du processus de parabolisation peut aussi se faire par le biais de très larges couloirs de déflation (fig. 30). La déflation éolienne conduit directement le sable de l'estran vers les dunes.

Figure n°30: Les conditions d'évolution des dunes paraboliques sur le littoral Nord Pas de Calais

L'abondance des apports nourrit une dune transgressive très active, ensevelissant et remobilisant les secteurs d'arrière dune. Si la brèche marine ne se comble pas, la dynamique dunaire devient très importante. On parle de dune mouvante. Les dunes mouvantes se rencontrent dans des contextes très particuliers, soumis à une dynamique morphogénique de crise. On verra par la suite que dans les années 1940 et 1950, le littoral du Nord-Pas-de-Calais a été soumis à ce type de contexte de crise dynamique. De nombreuses dunes paraboliques actives et dunes mouvantes sont observables sur les photographies aériennes d'époque.

L'ampleur des apports sableux à l'entrée de la brèche finit par générer des accumulations dunaires durables. Un nouveau cordon se forme; il constituera un frein physique au transport sableux et ralentira de manière considérable la dynamique d'arrière dune. La végétation prend possession des secteurs les moins actifs de la dune mouvante, sa dynamique déclenche le phénomène de parabolisation. La dune s'allonge dans le sens des vents dominants, laissant derrière elle une vaste surface de déflation, rapidement colonisée par les premières plantes. Elle évolue ensuite de manière résiduelle (c'est la forme sous laquelle on la rencontre aujourd'hui), s'érodant elle-même pour pallier ses carences en apports d'amont. Les dunes paraboliques peuvent connaître des "sursauts" de dynamique, lorsque dans leur axe, elles rencontrent un massif dunaire car elles intègrent le nouveau stock sableux dans leur progression. Certaines paraboles peuvent ainsi évoluer pendant près d'un siècle; les dunes flamandes recèlent ce type de formes très évoluées.

La figure 31 constitue une première approche cartographique de la géomorphologie dunaire. Elle saisit la topographie en utilisant des figurés simples, et lui apporte une interprétation dynamique. Elle montre particulièrement les différents secteurs d'activité morphologique: la surface de déflation, soumise à la colonisation végétale progressive, ainsi que le corps actif de la dune parabolique (dunes de remaniement, photo 18) et son front de progression. Dans son stade ultime d'évolution, l'axe de la dune s'ouvre sous la pression de la déflation. Dès lors, l'ensemble du relief dunaire se fixe sous l'effet de la végétalisation. Il est également fréquent d'observer, notamment dans les dunes flamandes, des dunes paraboliques ayant conservé leur forme intacte, mais restant complètement figées sous les oyats et les argousiers. On peut se demander si ces dunes resteront définitivement stables. Une brèche dans un cordon pourrait très aisément déclencher une nouvelle phase d'activité parabolique.



Photo n°18: Dune parabolique dans la réserve biologique domaniale de Merlimont, cliché pris vers le nord-est en Janvier 1997.

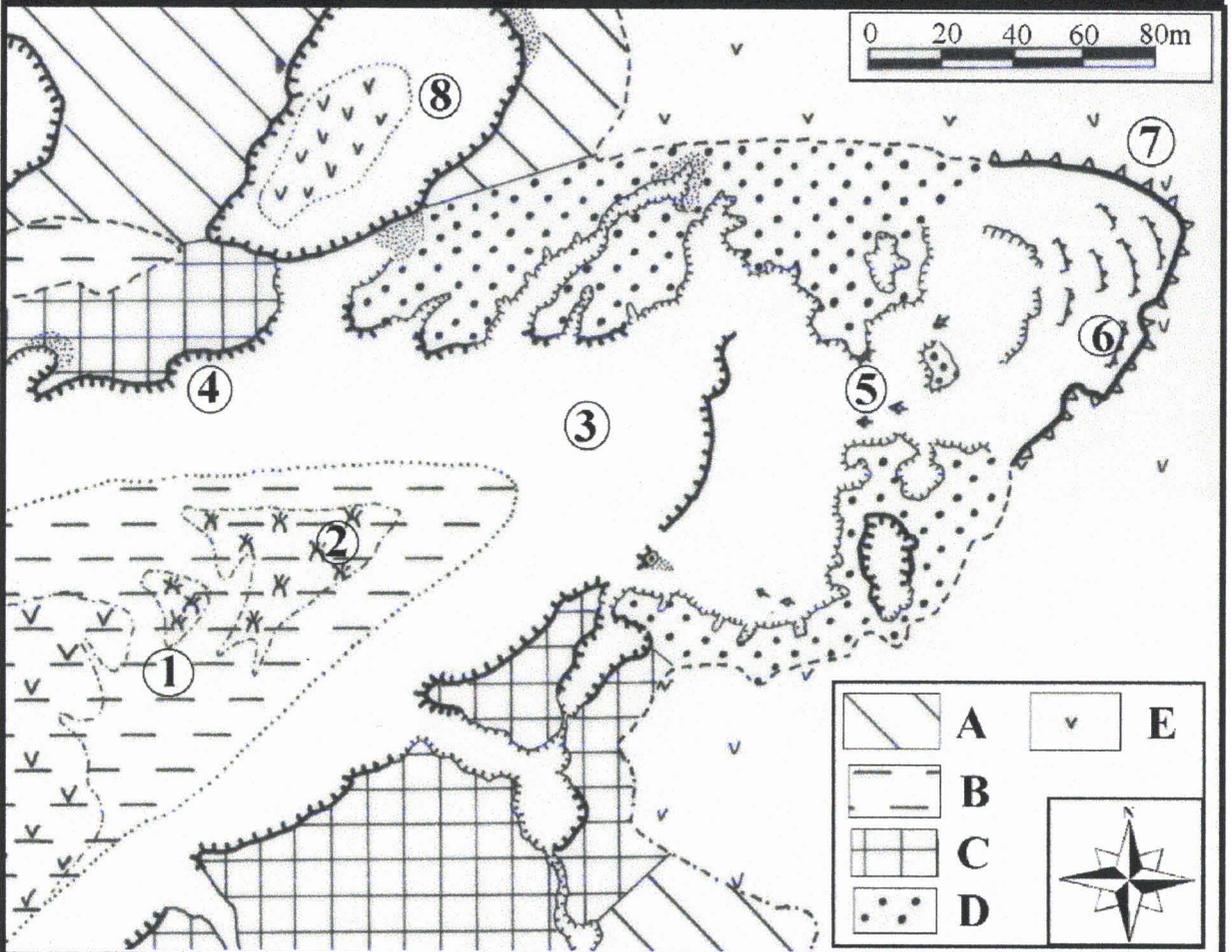
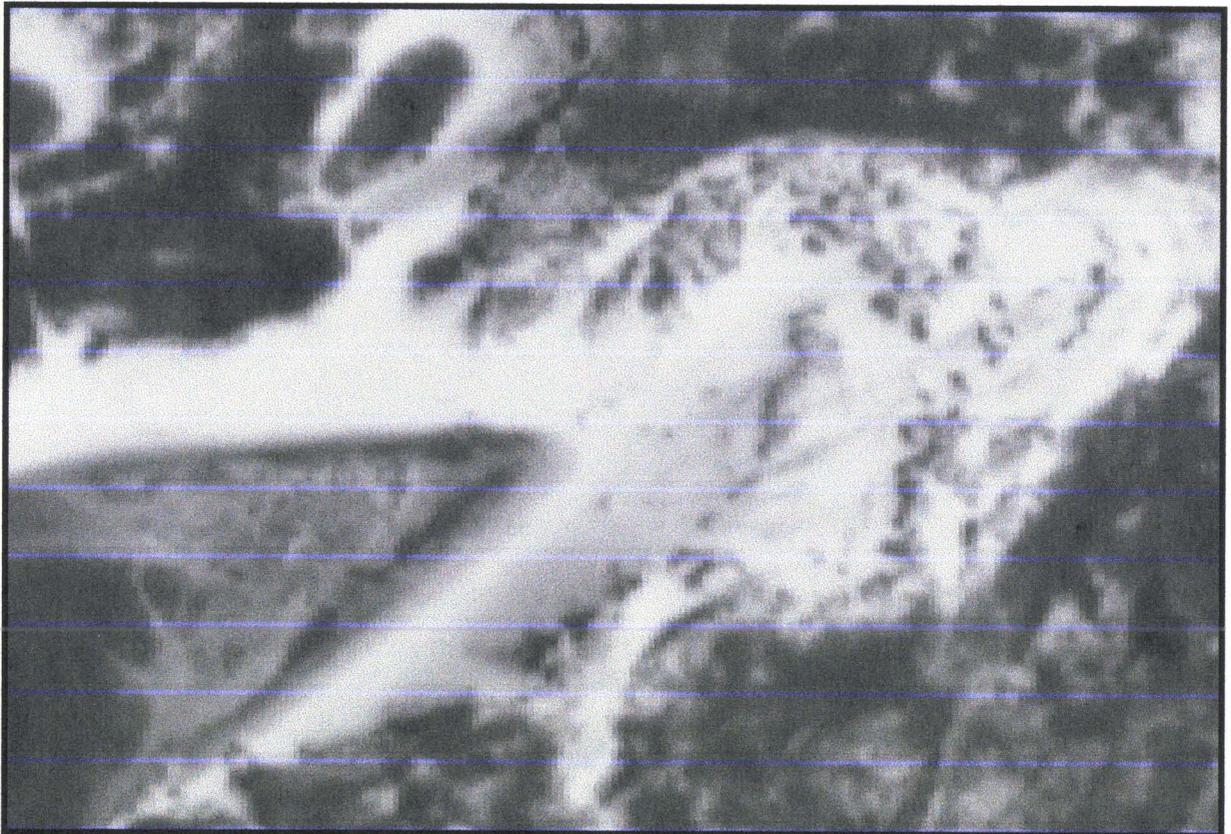


Figure n°31: Croquis géomorphologique d'une dune parabolique active (Site de Merlimont)
Légende page suivante

Légende de la figure n°31

A: Cordon interne B: Panne C: Partie fixée de la dune parabolique D: dunes de remaniement E: Dunes basses très anciennes

- 1: Le niveau de déflation de base est atteint, le sable est humide
- 2: Dunes néoformées, colonisées par l'oyat et le chiendent des sables
- 3: Zone de déflation active
- 4: Paroi de déflation très haute; ici, la dune parabolique a transpercé un ancien cordon (A)
- 5: Secteur de transition; on se situe à un niveau d'inflexion de la dynamique éolienne, passant d'une action de déflation à une action de dépôt. Les formes les plus typiques de ce secteur sont les dunes néoformées.
- 6: Lobe frontal d'accumulation: le sable se dépose massivement dans la direction des vents dominants.
- 7: Talus d'envahissement à pente d'équilibre, progressant vers l'intérieur des terres. Dans certaines situations, les dunes peuvent constituer une menace sérieuse pour les habitations situées sur sa route.
- 8: Cuvette de déflation, entaillant le cordon interne végétalisé.

C) LA CONFIGURATION DU LITTORAL, CIRCULATION MARINE ET DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE

Pour comprendre l'évolution des côtes, il est impératif de connaître l'influence du contexte hydro-sédimentaire à l'échelle régionale. On a vu, à travers une présentation des différentes formes d'érosion et d'accumulation, que l'évolution du littoral était conditionnée par les paramètres bioclimatiques (évolution du couvert végétal, conditions climatiques et notamment fréquence des tempêtes) et hydro-sédimentaires (répartition du stock sédimentaire le long du rivage en fonction des conditions de l'hydrodynamique marine). Pour bien saisir les nuances pouvant exister sur les différentes portions du littoral, on peut dans un premier temps essayer d'adopter une approche globale, puis regarder dans le détail comment se répartissent les grandes sources de sédiments dans la zone littorale.

1) La configuration générale

Le domaine marin du littoral Nord-Pas-de-Calais est à l'heure actuelle bien connu. La connaissance des fonds marins, de leur nature et de leur évolution est cruciale, notamment pour la navigation. On ne peut oublier que le détroit du Pas-de-Calais présente une densité de navigation des plus importantes au monde, et se doit d'être connu dans ses moindres détails.

Le flux atmosphérique général d'ouest conditionne une grande partie de la disposition sédimentaire sous marine. Une grande portion du littoral est orientée nord-sud, elle constitue un obstacle physique contre lequel viennent se plaquer les sédiments sableux. Les accumulations s'opèrent sous forme de grands bancs sableux, parfois longs de plusieurs kilomètres et hauts de plusieurs dizaines de mètres. La disposition et l'évolution de ces bancs témoignent de l'intensité de l'hydrodynamique marine. Les figures sédimentaires sur ces bancs sont particulièrement développées; on trouve entre autres de nombreuses vagues de sables, mégarides, et rides de courant (Augris *et al*, 1990).

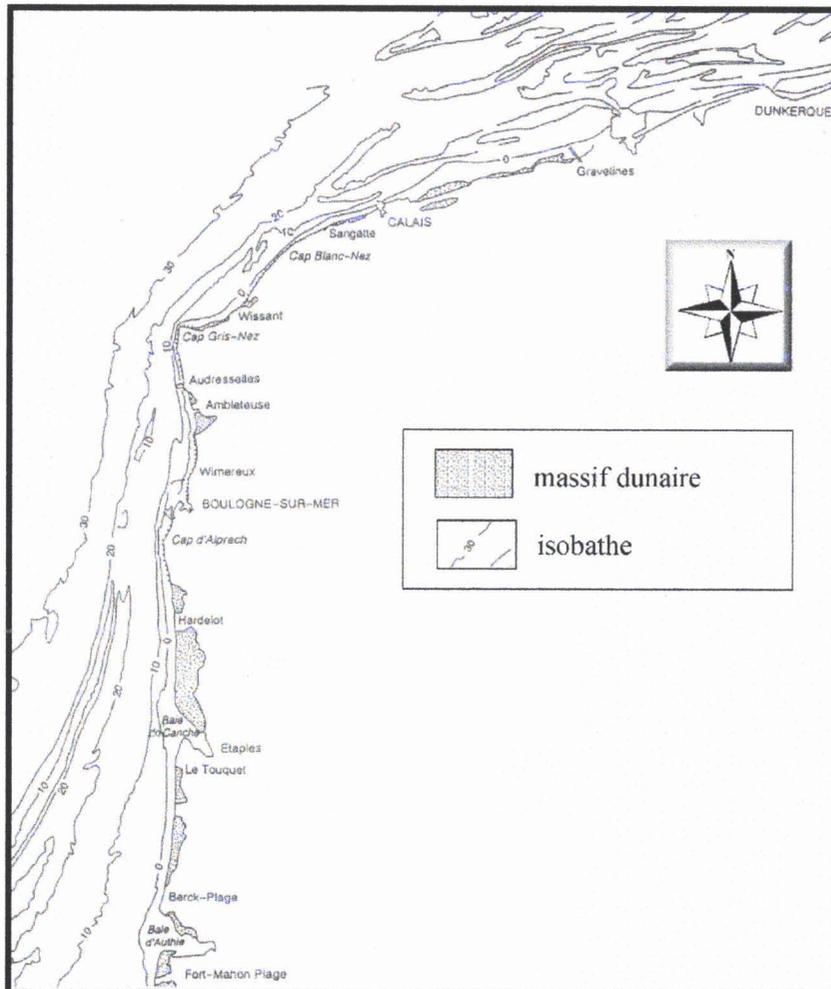


Figure n°32: Croquis présentant la morphologie d'ensemble du domaine pré-littoral du Nord-Pas-de-Calais (Clabaut, 1995.)

La figure 32 présente, de manière très synthétique, la disposition des isobathes en mètres sur le littoral régional. On remarque que les bancs du large sont bien différenciés le long de la façade ouest et deviennent coalescents à l'est. Dans l'ensemble, on peut considérer que les façades maritimes disposent, par ces bancs, d'une réserve sédimentaire immense, que l'énergie des houles et des courants pousse vers la côte. Ces bancs sous-marins migrent régulièrement, soit le long de la côte sous l'action des courants de flot et de jusant, soit vers la côte, auquel cas ils assurent une recharge sédimentaire aux plages.

On notera au passage que toute cette dynamique sédimentaire s'inscrit dans un contexte côtier particulier, marqué par un marnage important: les valeurs de marnage dépassent 8 mètres

par marées de vives eaux sur les côtes picardes, elles sont plus faibles à l'est de Dunkerque, (Clique, 1986). Les estrans sont larges; dans certains secteurs, ils dépassent 2000 mètres (pointe du Touquet). En moyenne, leur largeur est de l'ordre du kilomètre. Des différences semblent apparaître entre la façade ouest (côtes picardes jusqu'au Gris nez) et la façade flamande. On verra par l'étude de la morphologie dunaire que l'orientation de la côte est un élément déterminant dans le contexte morphodynamique et hydro-sédimentaire.

2) Les côtes picardes

Exposées vers l'ouest, les côtes picardes sont, encore aujourd'hui, soumises à un recul régulier. Pourtant, les massifs dunaires sont larges et ne semblent pas véritablement affaiblis par la dynamique marine. Au contraire, on peut considérer que l'abondance sédimentaire au niveau des dunes dépend du niveau de l'estran. Les très larges estrans subissent une déflation éolienne très importante les jours de grands vents. Les formes de déflation sont très nombreuses sur le cordon bordier. Le sable y trouve un accès vers l'arrière dune. Finalement, c'est tout le cordon bordier qui migre vers l'intérieur des terres. Il est érodé par la mer sur son front, mais progresse vers l'arrière par ses dunes d'accumulation.

L'origine des bancs du large est encore controversée; plusieurs hypothèses divergent pour expliquer les véritables processus de leur formation. Briquet, en 1930, donne quelques

interprétations relatives à la formation des bancs. Il considère que les accumulations sableuses sont disposées en marge des principaux "courants de masse" (courants de flot et de jusant), servant, en quelque sorte, de berges puissantes à l'écoulement des courants. Le banc de Baas est le plus important sur les côtes picardes, il s'étend sur plus de 70 kilomètres, du large de la baie de Somme, jusqu'à Audresselles (fig. 33). Les bancs sableux des fonds picards ont un profil transversal asymétrique, le flanc abrupt regardant vers la côte (Augris *et al*, 1990). Les études récentes, réalisées sur l'ensemble des côtes régionales (Dewez, 1988, Augris *et al*, 1990, Vicaire, 1994), soulignent le manque de certitude quant aux raisons de la formation de ces bancs. Diverses interprétations sont données; les bancs seraient peut être les résidus d'anciens cordons littoraux, submergés lors des transgressions de l'Holocène, ou encore le résultat du démantèlement de "corps sédimentaires préexistants". Même si ces suppositions ne sont pas véritablement fondées, certains indices nous permettent de nous poser des questions sur la nature des processus de mise en place de ces bancs. "Les conditions actuelles du transit sédimentaire ne peuvent expliquer ni l'asymétrie morphologique, ni le gradient granulométrique transversal de la bassure de Baas. Ces deux caractéristiques pourraient être héritées de conditions hydrodynamiques différentes de celles en vigueur actuellement" (Augris *et al*, 1990).

La dynamique sédimentaire est clairement orientée vers le Nord (fig.33). Une grande partie du transport sableux s'effectue par l'intermédiaire des courants de marée. Des valeurs de déplacement des particules sableuses ont été calculées par la méthode du traçage fluorescent (Augris *et al*, 1990). On a ainsi pu estimer des valeurs de transport parfois supérieures à 4 mètres par jour sur les bancs. Il s'agit là de transport par charriage (le terme est utilisé pour déterminer un transport des grains sableux au contact du fond).

3) Les côtes flamandes

La lutte contre la mer est une véritable tradition en Flandre. Depuis des siècles, l'homme progresse vers la mer en fixant le trait de côte. Les côtes de la plaine maritime flamande ont souvent été détruites par la mer, mais des digues ont été construites et se sont succédées, toujours plus en avant vers la mer (Blanchard, 1906; Briquet, 1930). Toutes les interventions répétées sur la dynamique sédimentaire côtière ont contribué à un dérèglement complet du système morfo-sédimentaire: interruption de la dérive littorale par les digues ou épis, modification des données hydrodynamiques (autour des aménagements portuaires de grande ampleur). Entre Sangatte et la frontière franco-belge, les espaces dunaires sont rares. Les agglomérations de Calais et de Dunkerque utilisent et rendent artificielles d'importantes portions du littoral.

Le domaine côtier de la façade nord présente des caractéristiques assez particulières. On vient de le voir, la pression anthropique est très forte sur ce littoral. Elle explique une grande partie de l'évolution des côtes. Les dynamiques marines et sédimentaires subissent ici les effets du changement d'orientation de la côte. Abrisée des vents de sud ouest (les plus fréquents), la côte ne subit vraiment les effets de la mer et du vent que lorsque le flux atmosphérique vient du nord ou du nord-ouest. Les bancs sous marins, très nombreux vers le large, s'accumulent à leur entrée dans la Mer du Nord (fig. 32). Les migrations des bancs sont très complexes mais étudiées depuis longtemps pour des questions de navigation et d'entretien des ouvrages portuaires (Grégoire et Mariette, 1989, cité par Augris *et al*, 1990). Lors des plus basses mers, certains d'entre eux apparaissent fréquemment émergés.

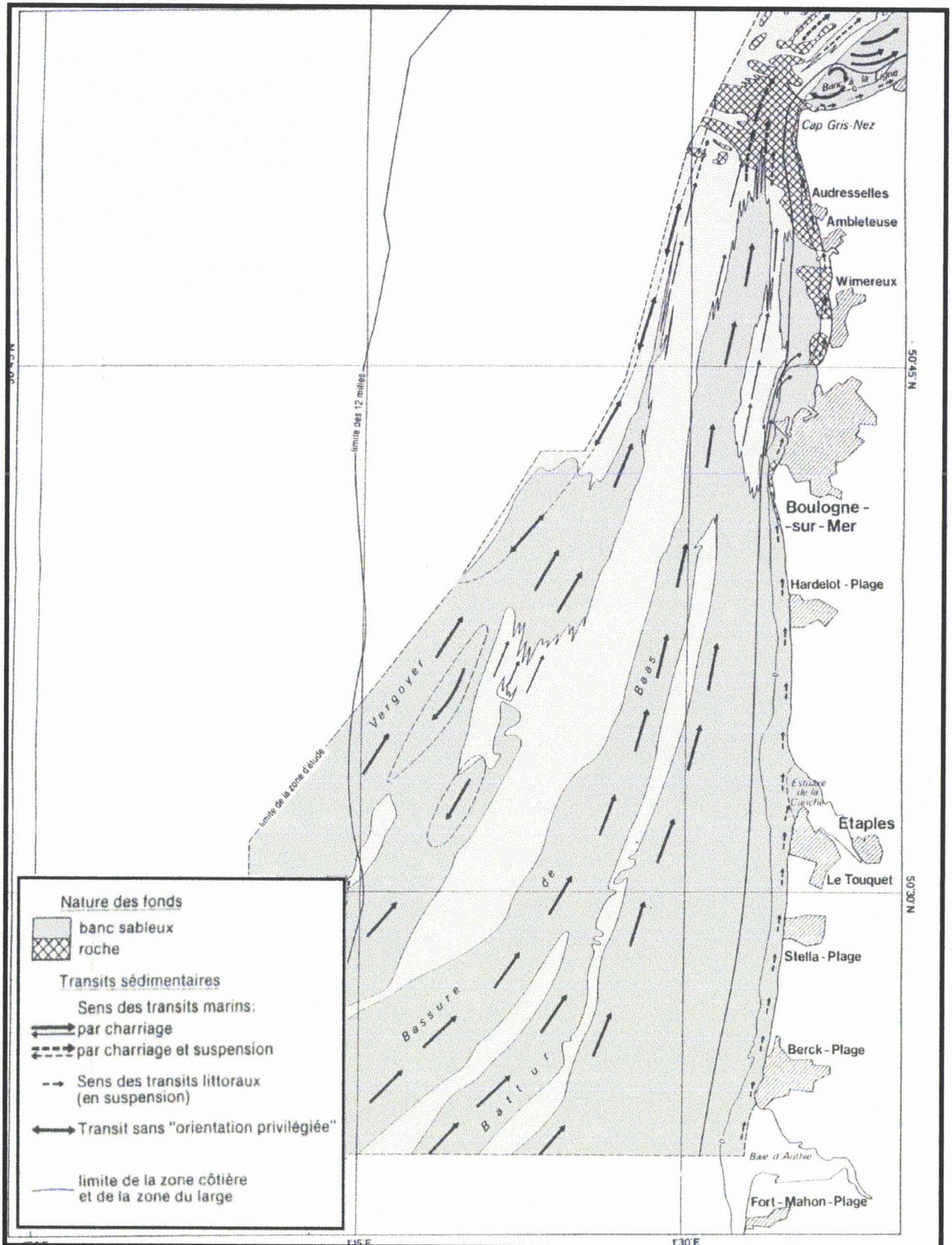


Figure n°33: Dynamique sédimentaire sur la façade ouest du domaine marin du Nord-Pas-de-Calais. Échelle: 1/100000 (d'après carte au 1/200000 d'Augris *et al*, 1990)

Le stock sédimentaire est très important, et pourtant, une grande partie des dunes encore présentes est érodée intensivement par la mer. A Sangatte, le cordon a du être reconstruit

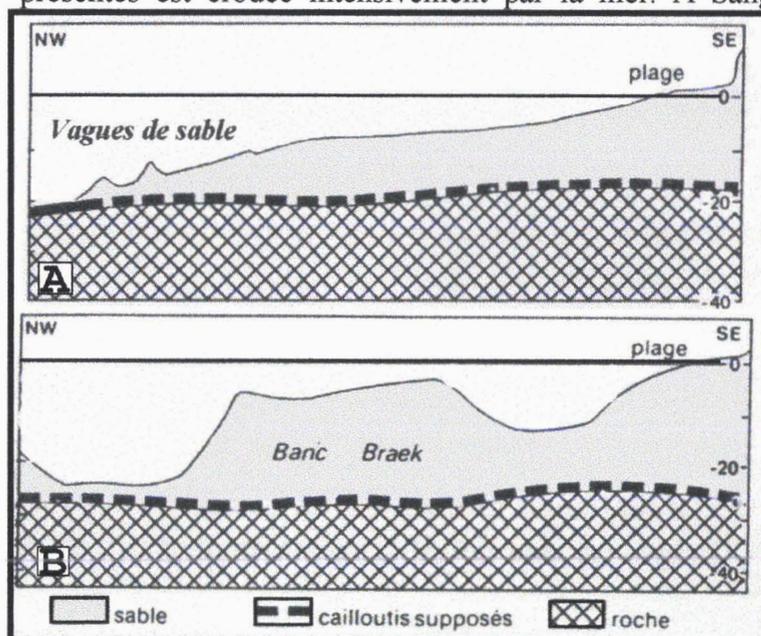


Figure n°34: Croquis montrant la morphologie du talus littoral sur les côtes picardes ou devant Gravelines (A), et à l'est de Dunkerque (B) (Augris *et al*, 1990)

artificiellement (Conservatoire du littoral, 1997; Deboudt, 1997). L'origine de cette érosion dunaire réside dans le déficit du bilan sédimentaire de l'estran. Entre Calais et Dunkerque, les côtes sont au contraire assez stables. Les estrans s'élargissent grâce au blocage de la dérive littorale par les ouvrages portuaires de Dunkerque. L'érosion des plages, notamment à l'est de Dunkerque est une réponse à ce blocage sédimentaire. Des ouvrages de défense des plages ne semblent pas vraiment apporter une solution fiable. Comment gérer au mieux cette évolution? C'est la question que se posent régulièrement les usagers de la frange littorale. Dans ces secteurs, l'enjeu économique a souvent justifié la recherche

géomorphologique.

On a vu que les bancs s'infléchissaient vers la côte (fig. 32), qu'ils étaient très nombreux et surtout très proches de la côte à l'est de Dunkerque (fig. 34). Entre Calais et Dunkerque, on note une diminution de la granulométrie du stock sédimentaire côtier, essentiellement liée à l'accroissement de la proportion de particules vaseuses (Augris *et al*, 1990). La disposition des bancs (fig. 35) indique les axes d'écoulement des courants de marée. Disposés de façon plus ou moins parallèle à la côte, ceux-ci sont accélérés dans les chenaux les plus profonds. Il a été démontré que les courants étaient plus forts dans les chenaux (2,5 noeuds). Leur vitesse est nettement inférieure sur les bancs (Augris *et al*, 1990). L'évolution des bancs dans l'espace est très délicate à interpréter. On rencontre de gros problèmes de validation de certaines données cartographiques anciennes, parfois trop imprécises.

Il est possible néanmoins d'exploiter de manière critique les anciennes cartes marines. Les déplacements des bancs de la façade nord sont estimés à une valeur d'un kilomètre sur la période 1911-1988 (Augris *et al*, 1990). Sur les côtes picardes, la migration des bancs s'effectue plutôt vers le nord. Entre 1934 et 1975, la migration vers la côte a été estimée à plus de 200 mètres. Ces faibles valeurs traduisent une grande stabilité positionnelle des bancs du large (Augris *et al*, 1990). Les travaux de Dewez (1988) parviennent aux mêmes conclusions.

La figure 35 montre l'organisation générale de la frange côtière de la façade nord, les principaux axes d'écoulement des courants, ainsi que la nature du transport sédimentaire. Elle confirme la proximité des bancs par rapport à la côte. On peut noter à ce sujet que le rapprochement progressif de certains bancs vers la côte génère une évolution particulière (fig.36): si le rapprochement est rapide, l'estran peut profiter d'apports sédimentaires importants; dans ce cas, il y a ralentissement de la dynamique marine au niveau du cordon bordier. Si cette évolution est durable, elle peut favoriser la consolidation des cordons, ou même donner naissance à un nouveau cordon (on a vu précédemment que l'abondance sédimentaire au niveau

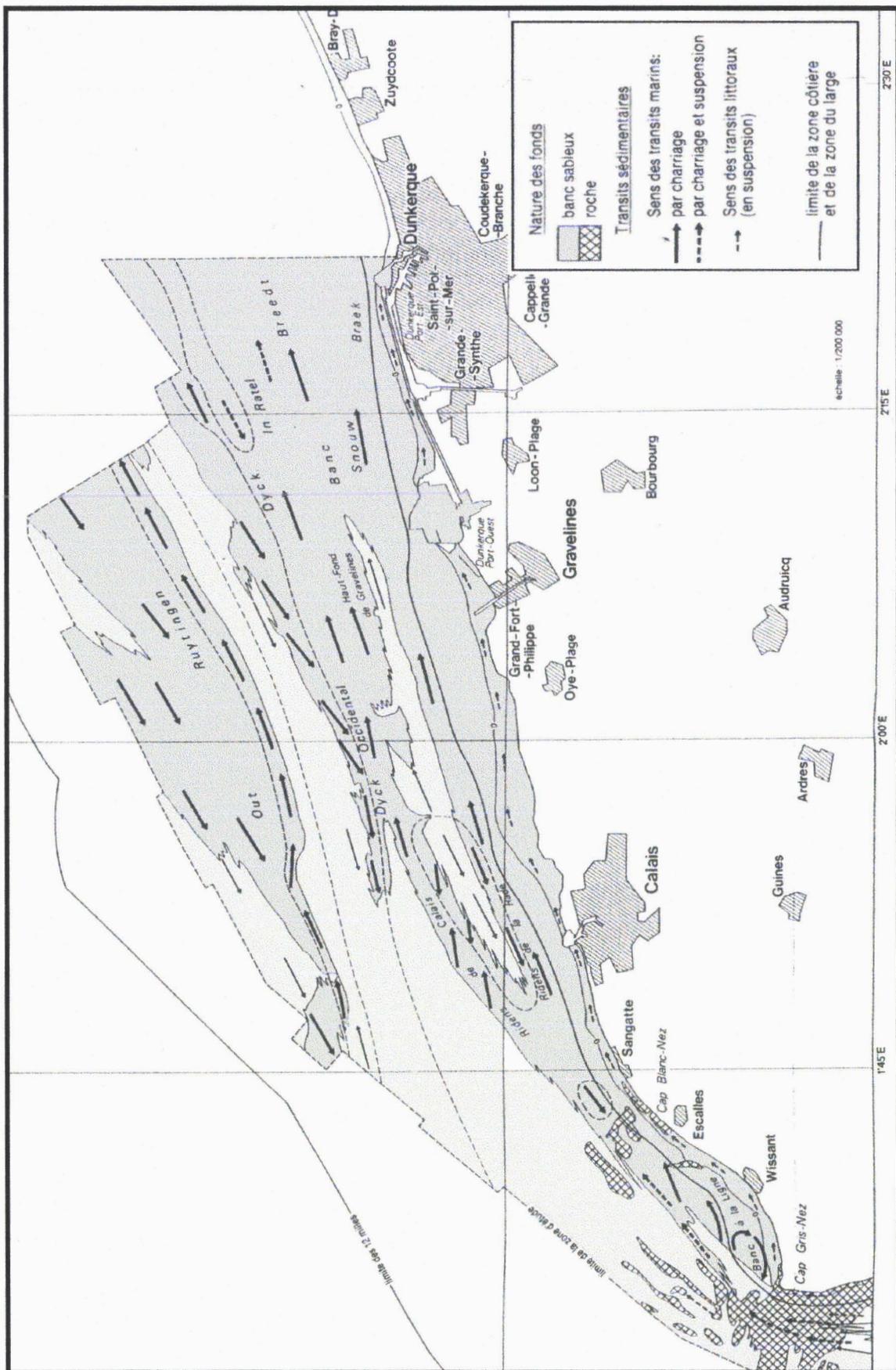


Figure n°35: Dynamique sédimentaire sur la façade nord du domaine marin du Nord Pas de Calais. Echelle: 1/100000 (d'après carte au 1/200000 d'Augris *et al*, 1990)

de l'estran était souvent un point de départ à l'engraissement du littoral). Il existe une seconde réponse morphologique au rapprochement des bancs côtiers: si l'évolution est lente, un chenal de marée pourra éventuellement s'installer entre le banc et l'estran. Ce phénomène cause une augmentation de l'érosion de l'avant-côte et de l'estran lui-même. On se doute que ce type d'évolution s'accompagne d'une recrudescence de l'érosion des dunes par les vagues.

Sur les côtes flamandes, les nombreux ouvrages portuaires et industriels, les défenses contre l'érosion marine (épis, digues ou brise-lames) perturbent le régime de distribution sédimentaire par la dérive littorale (fig. 37). Les barrages au transit sédimentaire génèrent de massives accumulations, notamment au niveau de l'estran. Ces derniers s'allongent ainsi sur des centaines de mètres, s'adossant généralement contre un ouvrage rigide. En aval-dérive, l'érosion accélérée des massifs dunaires apparaît comme une fatalité contre laquelle les ouvrages de défense ne peuvent rien changer. La gestion de l'évolution des côtes dans cette région en est devenue très complexe et extrêmement problématique.

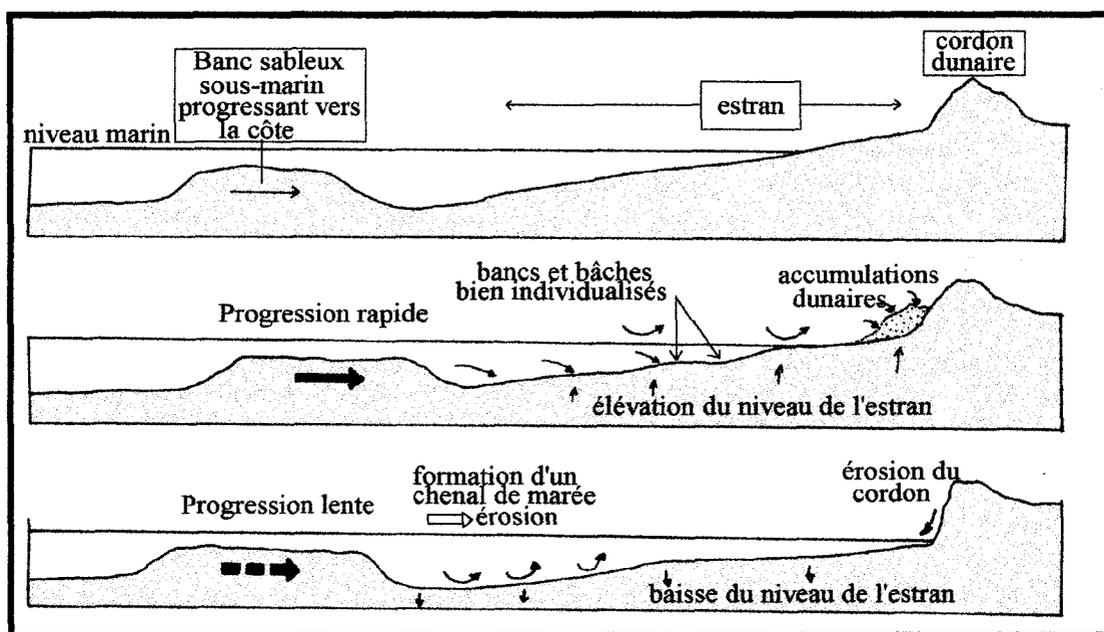


Figure n°36: Croquis schématique expliquant l'influence des migrations côtières des bancs sous marins sur la dynamique sédimentaire de l'estran et des cordons littoraux

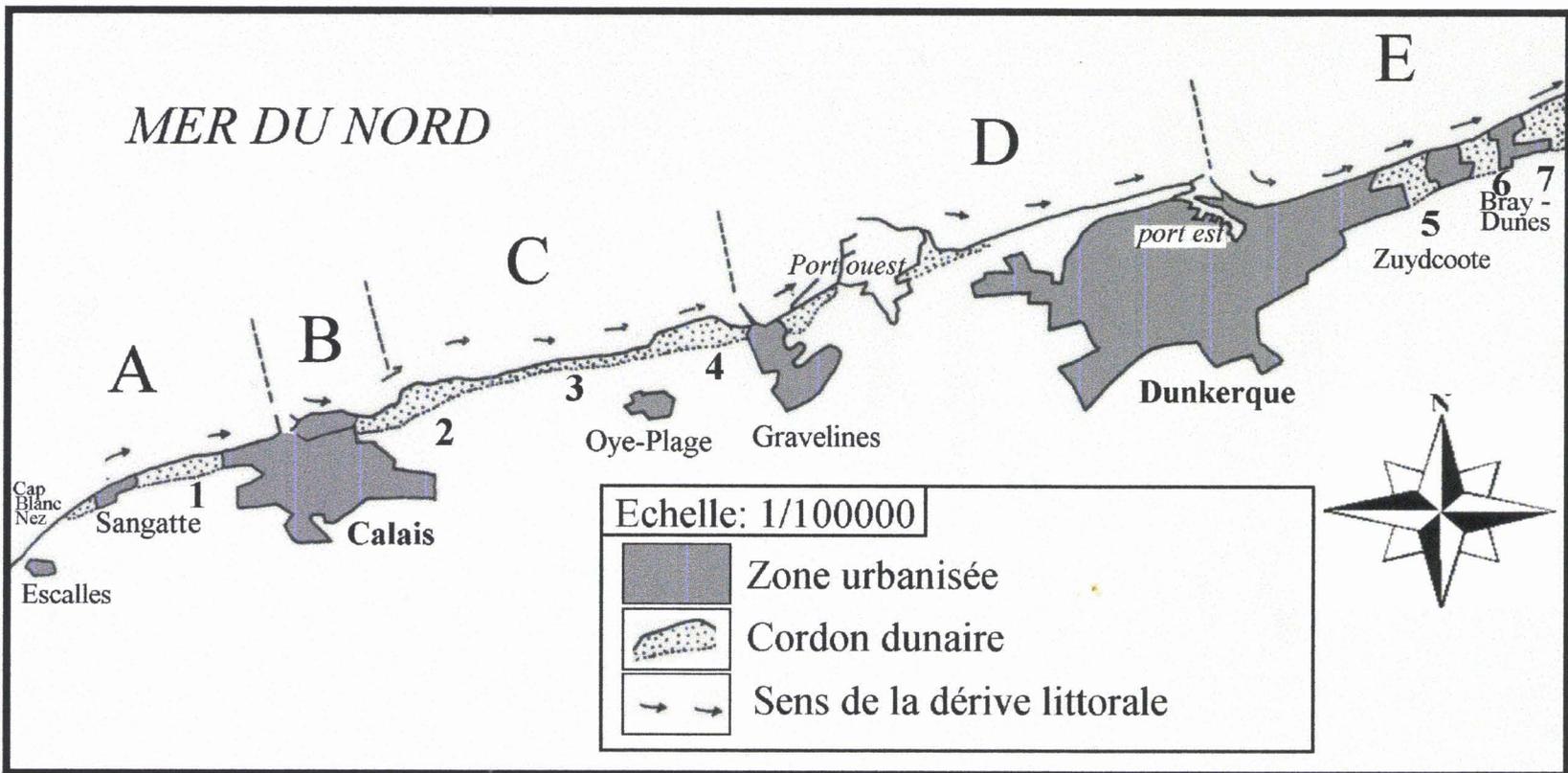


Figure n°37: Croquis montrant de manière synthétique les différentes manifestations de l'anthropisation du littoral flamand, leur influence sur la dynamique sédimentaire côtière, et leurs conséquences sur l'évolution morphologique dunaire

LEGENDE DE LA FIGURE:

• Les différents sites dunaires

- 1: Dunes de Sangatte et de Blériot-Plage
- 2: Dunes de Calais-est
- 3: Dunes des Hemmes d'Oye
- 4: Dunes du platier d'Oye
- 5: Dune Dewulf
- 6: Dune Marchand
- 7: Dune du Perroquet

• Interventions sur le trait de côte

- A:** Secteur soumis à une érosion intense; reconstruction totale du cordon dunaire en 1994; installation de nombreux épis, notamment à Blériot.
- B:** Erosion en aval dérive de la côte artificialisée du port de Calais: zone d'affouillement marin au niveau de l'hoverport
- C:** Secteur de côtes morphologiquement stables, localement en accrétion (à l'est de l'Hoverport de

Calais). Peu d'interventions anthropiques visibles

- D:** Côte "industrielle": les digues et jetées forment de nombreux barrages sédimentaires
- E:** Secteur soumis à une érosion régulière, déficience sédimentaire liée au blocage des sédiments sableux en amont (secteur D); défense côtière peu efficace.

CONCLUSION DU CHAPITRE II

Cette analyse globale du milieu dunaire, de ses formes, de ses processus nous montre par dessus tout l'importance des conditions d'exposition du littoral. La façade ouest, exposée aux vents dominants et donc à une hydrodynamique importante, présente un milieu littoral extrêmement actif et vivant, sans cesse remodelé. Pour cerner l'ensemble des processus morphogéniques, il faut prendre en compte une foule de données liées aux conditions du site, aux dynamiques hydro-sédimentaires et éoliennes. Celles-ci fonctionnent en interrelation; la vision systémique semble être la mieux adaptée à la démarche géomorphologique. Les différences existant entre la façade ouest et la façade nord du littoral du Nord-Pas-de-Calais s'inscrivent au sein de deux systèmes morphogéniques bien distincts. On reviendra dans la partie finale de ce travail sur cette notion de système morphogénique.

A partir des observations de terrain et de la connaissance des mécanismes hydro-sédimentaires sur la zone côtière, on peut tenter d'effectuer une typologie des différents types d'évolutions morphogéniques. La figure 38 montre, de manière synthétique, plusieurs types d'évolutions géomorphologiques sur les cordons bordiers. Ces "évolutions types" sont basées sur la relation entre la dynamique sédimentaire de l'estran et les conditions d'exposition aux grands flux atmosphériques. La dernière catégorie d'évolution est basée sur des conditions de crise morphogénique; elle reflète ce que pourrait être la dynamique dunaire dans des conditions climatiques et hydrodynamiques "extrêmes". Les déductions sont basées sur l'analyse de photographies aériennes anciennes, prises dans des conditions morphodynamiques différentes des conditions actuelles. Il est difficile d'affirmer avec certitude que ces crises morphogéniques sont associées à des phases de crise climatique (accroissement de la force et de la fréquence des tempêtes; circulation atmosphérique générale); il faut pour cela effectuer un bilan climatologique précis. Cependant, on constate que c'est par l'intermédiaire des tempêtes les plus violentes (décennales ou pluri-décennales) que se dessinent les reculs les plus importants et surtout les plus irréversibles (Carter, 1988; Augris *et al*, 1990; Deboudt et Battiau 1991; Deboudt, 1997). Elles sont d'autant plus efficaces si le budget sédimentaire est négatif. A travers cette analyse, on a également souligné les effets déterminants des interventions anthropiques sur l'évolution du littoral.

La notion de budget sédimentaire est primordiale dans l'évolution des côtes. Les côtes soumises à un bilan sédimentaire négatif causent de nombreux soucis aux gestionnaires du littoral. Afin de gérer l'érosion des plages de manière cohérente, il est nécessaire d'adopter une démarche globale, notamment dans le domaine de la dynamique sédimentaire. Paskoff (1994 b, 1998) souligne l'intérêt d'une estimation du budget sédimentaire avant tout aménagement. Le compartimentage sédimentaire côtier doit être également pris en compte: toute intervention sur la dynamique de l'estran se répercute directement ou indirectement sur le comportement des cellules sédimentaires adjacentes.

	ENGRAISSEMENT DE L'ESTRAN	ÉQUILIBRE SÉDIMENTAIRE SUR L'ESTRAN	DÉFICIT SÉDIMENTAIRE SUR L'ESTRAN
DYNAMIQUES ÉOLIENNE ET MARINE MODÉRÉES (EXEMPLE: SITE D'ABRI)	<ul style="list-style-type: none"> • élévation du niveau de l'estran • augmentation du transport sableux sur l'estran (car stock mobilisable plus important) • formation de cordons de plage • dynamique végétale prospère 	<ul style="list-style-type: none"> • équilibre entre les apports sédimentaires venant de l'estran et les ponctions opérées par les vagues les plus fortes • dune bordière stable; végétalisation progressive • Peu ou pas de formes de déflation 	<ul style="list-style-type: none"> • Cordon bordier soumis à une érosion marine très lente • érosion intense de l'estran. Apparition de bancs tourbeux • faible activité éolienne; dunes fortement végétalisées
DYNAMIQUES ÉOLIENNES ET MARINES FORTES (EXEMPLE: SITE EXPOSÉ AUX VENTS DOMINANTS)	<ul style="list-style-type: none"> • consolidation de dunes bordières • Accumulations sur le haut estran: par le vent: néoformation dunaire et comblement des couloirs de déflation • pourrières très actives (apports importants) • dynamique végétale intense; nombreux "micro-milieus" • faibles reculs du trait de côte: les tempêtes ponctionnent surtout sur les dépôts de haut estran 	<ul style="list-style-type: none"> • dune bordière relativement stable, localement trouée par les couloirs de déflation (élargissement lent) • pourrières actives ou entravées par la dynamique végétale • érosion de la base de la dune bordière: déclenchement de mouvements gravitaires: régularisation constante de la pente. 	<ul style="list-style-type: none"> • Erosion active du cordon bordier: tendance à la formation de falaise sableuse: l'érosion l'emporte sur la régularisation du profil • Beaucoup de couloirs de déflation mais pourrières évoluant lentement (peu d'apports sédimentaires venant de l'estran)
DYNAMIQUE DE CRISE (DÉGRADATION DES CONDITIONS CLIMATIQUES OU FORTE ANTHROPISATION)	<ul style="list-style-type: none"> • migration de la dune bordière vers l'intérieur des terres par élargissement des couloirs et accroissement du transit sableux de l'estran vers les dunes. • destruction de la végétation par les dunes transgressives • Erosion marine affectant de manière épisodique le profil de la dune bordière: régularisation gravitaire très active 	<ul style="list-style-type: none"> • Démantèlement du cordon bordier par le vent: couloirs très larges, associés à des pourrières étalées: dune bordière migrante • Profil dunaire marqué par l'érosion marine: nombreuses micro-falaises et glissements. • Brèches dans le cordon possibles en cas de grosses tempêtes, donnant éventuellement naissance à des dunes mouvantes et paraboliques 	<ul style="list-style-type: none"> • Erosion très rapide du cordon bordier; profil en falaise sableuse (recul > 5m/an). Les sédiments érodés sont perdus (évacués vers le large ou vers les barres d'avant plage) • nombreuses brèches dans le cordon (ruptures de cordon et déflation) • réactivation de la dynamique morphologique dans l'arrière-dune par le biais des brèches • Si le budget est très négatif, le cordon dunaire peut tout simplement disparaître

Figure n°38: Impacts morphologiques des dynamiques marine, éolienne et sédimentaire au niveau du cordon bordier.



Le Fort d'Ambleteuse (Ancien Fort Mahon)

CHAPITRE III

**LA DYNAMIQUE EOLIENNE EN
MILIEU DUNAIRE:
Mise au point sur les processus éoliens et leur rôle
dans la géomorphologie dunaire.**

INTRODUCTION

L'importance des vents dans la géomorphologie dunaire est primordiale. La dynamique éolienne est le moteur de l'activité du milieu dunaire. Elle conditionne l'évolution du paysage, sur les cordons bordiers comme dans l'arrière dune (notamment sur les cordons internes). Elle entre en étroite relation avec la dynamique végétale fixatrice. Le "combat pour la dune" est constant. Dans les secteurs abrités par le relief, la végétation peut s'installer aisément, notamment lorsque la nappe phréatique est affleurante; sur les cordons, par contre, la déflation l'emporte souvent. On a vu comment évoluaient un certain nombre de formes de déflation (creux, couloirs et cuvettes), il reste maintenant à savoir comment s'organise le flux éolien dans ces formes, et comment s'opère l'action du vent au niveau des formes dunaires.

La connaissance des différents processus s'inscrit dans une démarche purement scientifique. Pour bien comprendre les mécanismes du transport sableux, de modification du flux éolien et donc de son efficacité morphogénique, il est nécessaire d'adopter une démarche rigoureuse, qui inclut l'observation, la quantification, l'interprétation et la modélisation. Le but est d'établir la liaison entre la donnée météorologique brute et le phénomène de transport sableux dans le milieu dunaire.

La connaissance de la dynamique éolienne est obligatoire si l'on veut bien comprendre l'évolution géomorphologique dunaire. Les formes dunaires sont en quelque sorte les manifestations physiques des fluctuations du flux éolien. Les régions peu exposées aux vents présentent souvent un littoral extrêmement pauvre au niveau des formes. Le littoral du Nord-Pas-de-Calais, on l'a vu, connaît deux grandes façades d'exposition, l'une à l'ouest, très riche en formes et très dynamique, l'autre, exposée au nord-ouest, montre un paysage dunaire un peu plus "vieillissant".

Dans un deuxième temps, aller vérifier ces processus sur le terrain semble offrir une perspective intéressante: passer du domaine théorique aux applications, et surtout vérifier les conditions dans lesquelles peuvent s'appliquer les modèles conceptuels. On se rendra très vite compte qu'il est souvent difficile de pouvoir appliquer les modèles théoriques à la réalité du terrain. On pourra néanmoins s'attacher à étudier dans le détail l'évolution des couloirs de déflation en fonction des paramètres de la dynamique éolienne. Dans cette optique, le secteur semblant correspondre à nos attentes est celui le plus exposé aux actions des vents. Le cordon bordier fera donc l'objet d'une attention plus poussée et sera le lieu d'un certain nombre de mesures. A l'aide d'anémomètres, on pourra corréler dynamique éolienne et réponse morphologique, et ainsi pouvoir donner une interprétation cartographique au phénomène d'évolution. Il est nécessaire de renouveler régulièrement ce type de travail si l'on veut apporter des éléments d'information sur les rythmes d'évolution des formes de déflation. Il est regrettable que ce type de démarche soit souvent limité par l'importance des moyens humains et techniques requis.

La recherche dans ce domaine a connu de rapides progrès depuis les travaux anciens de Bagnold (1941, 1966), Owen (1964), et Thomas (1975). Elle génère une grande activité scientifique depuis quelques années. Nombre d'auteurs se sont attachés à évaluer de manière très précise les différents aspects du transport éolien, peut-être pour tenter de donner une réponse aux problèmes d'érosion des plages dépendant en partie de l'action éolienne (Anderson, 1987; Anderson et Hallet, 1986; Anderson *et al*, 1991; Mac Ewan et Willets, 1991b; Pye, 1993; Sherman et Hotta, 1990; Sorensen, 1991; Werner, 1990). Il est nécessaire, pour cela, d'avoir recours à une formulation chiffrée des processus, parfois difficile à harmoniser dans la littérature spécialisée. Afin d'évaluer le transport du sable par le vent, plusieurs formules mathématiques ont été proposées. On verra que les modèles en vigueur trouvent difficilement des applications directes. Une grande partie de notre compréhension demeure rudimentaire car il est difficile de

comparer les modèles physiques établis et la multitude de paramètres à prendre en compte sur le terrain. Pour pouvoir quantifier de manière précise le transport sableux, il faut que le nombre d'erreurs entre les mesures de terrain et les interprétations mathématiques soit minime, aussi le travail de terrain doit-il être réalisé avec la plus grande rigueur possible.

Un grand nombre d'auteurs s'est également intéressé à dresser un lien plus cohérent entre la dynamique éolienne et la dynamique morphologique dunaire. Différentes parties du milieu dunaire ont ainsi été étudiées en détail: fluctuations du flux éolien au dessus de la dune bordière (Burkinshaw *et al*, 1993), dynamiques éoliennes et géomorphologiques dans un couloir de déflation (Hesp et Hyde, 1996) ou sur une dune parabolique (Robertson-Rintoul, 1990).

Sur le terrain, plusieurs types d'indices nous permettent de pouvoir cerner l'orientation et l'efficacité du flux dans les couloirs de déflation. Les rides de sables (*ripple-marks*) s'alignent perpendiculairement aux vents dominants; leur simple observation peut aider à comprendre l'écoulement de l'air dans un couloir. Les dunes en queue de comète donnent également une indication sur la direction dominante du transport sédimentaire. Les marques de corrasion sont visibles sur les parois de déflation les plus exposées, leur localisation aide à cerner les secteurs en voie d'érosion. La forme de la rampe donne bien souvent des indices intéressants: lorsque le transport sédimentaire est important, celle-ci présente différentes formes d'accumulation temporaires (sables de transit).

On essaiera donc, à travers ce chapitre, de mieux comprendre la relation entre une étude fondamentale, basée sur un certain nombre de formules mathématiques, et une étude appliquée sur le terrain. Le but de cette démarche est de pouvoir donner une interprétation cartographique claire de l'évolution des formes dunaires soumises à l'action du vent. Pour cela, on se basera sur une quantification du flux éolien dans des couloirs de déflation, combinée à une description topographique très précise, tenant compte des paramètres de la dynamique géomorphologique.

I) MÉCANISMES DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS SABLEUX PAR LE VENT

Si on veut estimer de manière très précise les quantités de sable mis en mouvement par le vent sur l'estran, il faut nécessairement comprendre les mécanismes de la déflation. Les processus ont été étudiés de manière très poussée (Bagnold, 1941; Anderson *et al*, 1991; Mac Ewan et Willets, 1991b). Des systèmes de calculs ont été proposés, mis en application et validés, mais restent tout de même basés sur des conditions de mesure idéales, correspondant difficilement aux attentes du travail de terrain. L'interprétation des formules est difficile mais leur complexité n'est que le reflet de la diversité des processus naturels. Beaucoup de paramètres entrent en compte dans le phénomène de la déflation; parfois ils sont difficilement quantifiables mais leur rôle influe considérablement sur tout le processus. La plupart des auteurs reconnaissent que les marges d'erreur sont encore trop importantes, mais que dans l'absolu, on obtient quand même une première estimation chiffrée du transport sableux.

A) LE FLUX ÉOLIEN SUR LES SURFACES SABLEUSES

Au contact avec les surfaces sableuses, le flux éolien subit des déformations. Il s'opère un transfert de forces. La course du vent provoque une force de traction verticale au niveau de la surface. Les grains de sable, très légers, sont soumis à un effet de succion; décollés du sol, ils

sont emportés avec le vent jusqu'à ce que la gravité agisse et provoque leur dépôt. Sur les surfaces sableuses, le mode de transport le plus fréquent est celui de la saltation (Bagnold, 1941). Le seuil de déclenchement du transport sableux n'est pas fixe; il est dépendant de plusieurs paramètres dont l'humidité du sol, renforçant la cohésion des particules au niveau de la surface de cisaillement, et la végétation, perturbant le flux éolien en augmentant la rugosité.

A l'aide d'anémomètres, on peut mesurer les variations de la vitesse du vent à différentes hauteurs, dans n'importe quel secteur. En disposant plusieurs anémomètres sur un profil vertical, on peut mesurer l'influence de la rugosité sur la force du vent. Plusieurs modèles ont été établis pour pouvoir quantifier, ou estimer la part de sable prise en charge par le vent. On a vu que le transport ne se déclenchait qu'à partir d'une certaine force du vent. Le seuil dépassé, la force du vent l'emporte temporairement sur celle de la gravité. Pour donner un sens à cette relation de force, on cherche encore à affiner la formulation de quantification de la force de cisaillement, surtout développée par Owen, 1964. Cette force, liée au déplacement de l'air, s'applique sur la surface sableuse et provoque la mise en mouvement des particules sableuses (fig. 39).

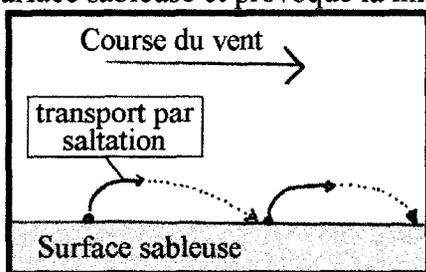


Figure n°39: croquis schématique montrant l'effet de la course du vent sur le déplacement des particules sableuses (d'après Sherman et Hotta, 1990)

$$\tau = \rho u^{2*} \quad (\text{Sherman et Hotta, 1990})$$

τ est la force de cisaillement

ρ est la densité de l'air: environ 1,22 kg/m³

u^{2*} représente la vitesse de cisaillement (vitesse à partir de laquelle se déclenchent les processus de transport)

La vitesse de cisaillement est variable dans le temps, elle dépend des conditions dans lesquelles s'effectue l'écoulement de l'air.

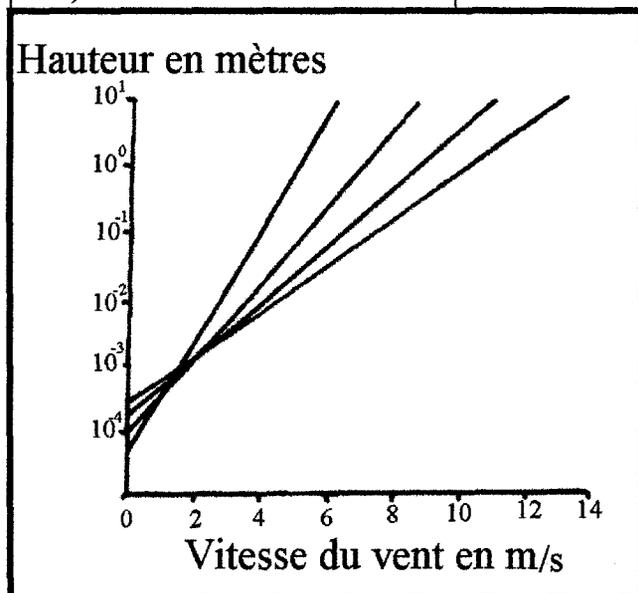


Figure n°40: Croquis synthétique montrant l'influence de la rugosité sur la vitesse du vent sur un profil vertical. (d'après Mac Ewan & Willets, 1991 b)

La rugosité de la surface modifie par exemple l'ensemble du comportement du flux éolien près de la surface sableuse. L'augmentation de la rugosité accroît la turbulence du vent et provoque un ralentissement important de sa vitesse à proximité du sol. La modification de la vitesse du vent influe bien évidemment sur les conditions de mise en mouvement des particules sableuses. La figure 40 montre l'influence de la rugosité sur la diminution de la vitesse du vent. On note au passage que les profils ne se rejoignent pas au niveau d'un unique point de croisement (point focal suggéré par Bagnold, 1941): on parle de zone pseudo-focale (Mac Ewan et Willets, 1991a, Rasmussen et Mikkelsen, 1991, 1992). Le seuil de cisaillement fluctue donc en fonction de la force du vent; on verra qu'il est également dépendant de l'humidité de la surface sableuse. Dans des conditions idéales (surface plane et sable sec), on peut

estimer une valeur critique théorique d'entraînement des particules sableuses (*critical shear velocity*). Celle-ci est basée sur le rapport de force entre le vent, la gravité et la rugosité:

$$u^*t = A [g.d (\rho_s - \rho) / \rho]^{0,5}$$

(Sherman et Hotta, 1990)

u^*t : seuil critique de cisaillement

A: Valeur fixe: 0,1 (Bagnold, 1941)

0,2 (Lyles et Woodruff, 1972; Iversen *et al*, 1987)

g: Accélération gravitaire

d: Diamètre du grain

ρ_s : densité du sédiment

ρ : densité de l'air

Hotta *et al* en 1984 avaient déjà précisé que cette formule était valable pour des sables de taille supérieure à 0,1 mm. Dès que ce seuil critique est atteint, les grains de sable sont mis en mouvement.

B) LE TRANSPORT SABLEUX

La force du vent détermine le mode de transport: suspension, saltation ou roulement. Le transport par saltation assure une part très importante du transport total (Bagnold, 1941, Owen, 1964, Mac Ewan et Willets, 1991a). A ce sujet, il a été prouvé que la charge sableuse en saltation (on parle de "nuage sableux") modifiait la force du vent de manière sensible, mais influençait considérablement la force de cisaillement (Mac Ewan et Willets, 1991b). Un vent fort va par exemple provoquer une déflation très active, mais dès que la masse sableuse en saltation sera importante, elle modifiera les conditions de transport en ralentissant la force du vent. Dès lors, la gravité reprendra le dessus et les grains se déposeront. Ils seront ensuite repris en charge puis déposés de nouveau, un peu plus loin.

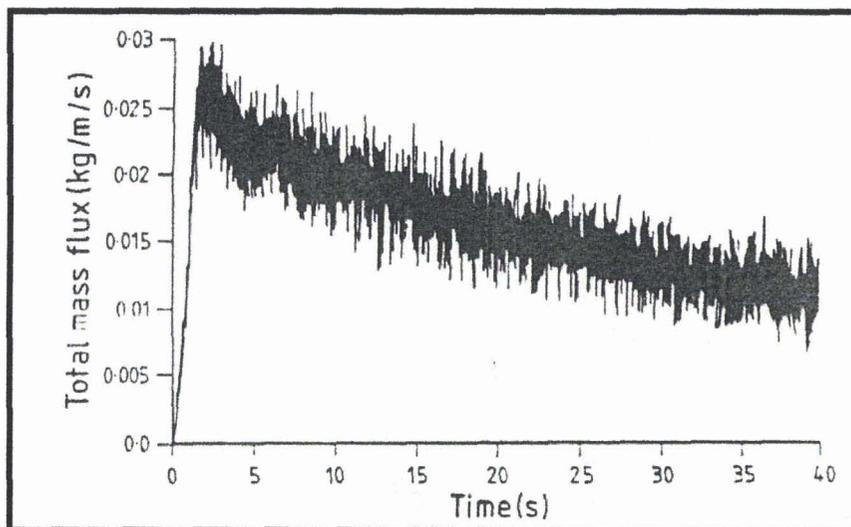


Figure n°41: Quantification de la masse sableuse transportée par le vent dans le temps, par le modèle de Mac Ewan et Willets (1991b)

En quelque sorte, on peut considérer que ce phénomène entretient la dominance du transport

par saltation (Mac Ewan et Willets, 1991b). La dynamique se perpétue dans le temps et un équilibre se crée naturellement. La masse sableuse en suspension se stabilise en fonction de la capacité du vent à transporter une masse corrélative à sa force. La figure 41 montre la régularisation progressive de la masse sableuse transportée: dans les premiers instants, le transport est très intense puis le nuage de grains de sable influe sur la dynamique éolienne; progressivement, on observe une situation "d'équilibre dynamique présumé" (Mac Ewan et Willets, 1991b), caractérisée par des valeurs inférieures à 50% de la valeur maximale, située

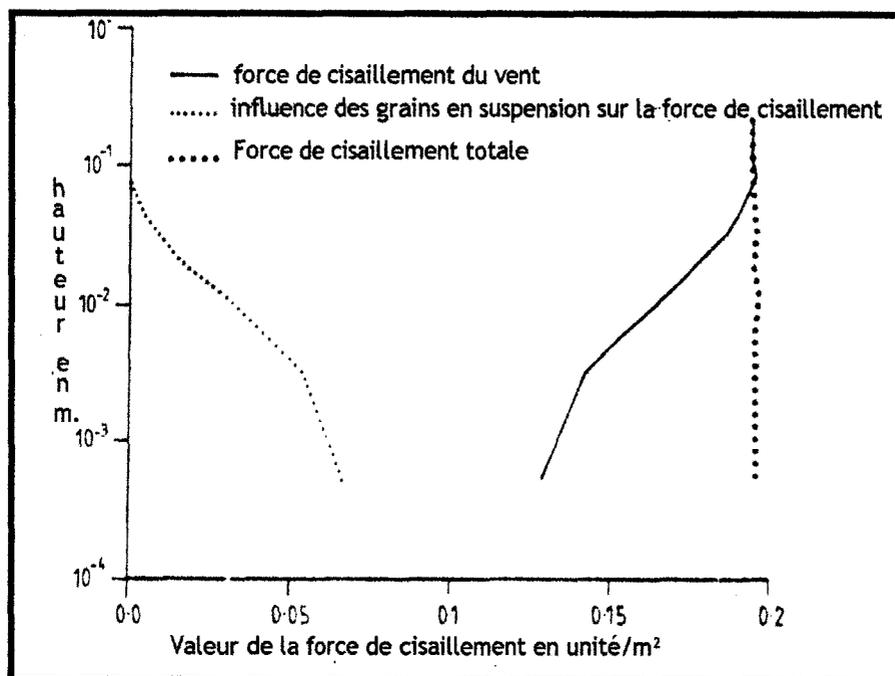


Figure n°42: Illustration de la répartition de la force de cisaillement sur un profil vertical (d'après simulation informatique de Mac Ewan et Willets, 1991b)

dans les premières secondes du processus. Cette dynamique de transport modifie la répartition de la force de cisaillement sur le profil vertical. On note au passage que les effets de cette force de cisaillement s'appliquent principalement sur quelques centimètres au dessus du sol. Elle est en fait maximale au niveau de la surface elle même (fig. 42). L'auteur souligne la complémentarité des forces en action.

Ces modèles de quantification restent assez éloignés de la réalité du terrain; c'est

pourquoi des adaptations ont été réalisées. Elles tiennent compte de l'influence de la pente, de l'humidité du sable (Hotta *et al*, 1984) et de la végétation (Thomas, 1975; Bressolier et Thomas, 1977). Ces paramètres entrent en compte dans la modification de la rugosité, et modifient le rapport de force entre le vent et les surfaces. Les conditions de mobilisation des grains de sable deviennent souvent bien différentes de ce qu'elles peuvent être sur une surface idéale. Des formules mathématiques adaptées ont été réalisées, elles prennent en compte le rôle de la pente sur le transport sédimentaire, et viennent compléter les méthodes plus théoriques (Howard *et al*, 1978, Hardisty et Whitehouse, 1988). Cependant, elles restent encore limitées, dans leur champ d'application, par l'extrême complexité des interrelations existant entre les différents paramètres associés au transport sédimentaire éolien.

C: LES MÉTHODES D'ÉVALUATION DE LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE ET DU TRANSPORT SABLEUX

En mesurant la dynamique éolienne sur le terrain, et en coordonnant les données anémométriques à des données topographiques et géomorphologiques, on peut apprécier le niveau d'activité morphogénique lié au transport sableux. En effectuant des profils verticaux dans les différentes parties de la dune et de l'estran, sur différents types de surfaces, on peut observer la déformation du flux éolien en fonction du type de milieu et de surface. Les informations recueillies peuvent être extrêmement utiles dans le cadre de l'étude de l'évolution géomorphologique de certaines formes. Il existe des méthodes d'évaluation du transit sableux; on utilise généralement des pièges à sable, couplés avec des relevés précis de la force du vent et un système de suivi morphologique sur un temps donné (exemple: installer un dispositif permettant de chiffrer les valeurs verticales de déflation ou d'accumulation sur la surface étudiée). Les pièges à sable permettent d'évaluer de façon relativement précise les volumes sableux transportés sur un laps de temps déterminé (Rasmussen et Mikkelsen, 1991, 1992). On peut

également obtenir des informations sur les rythmes des apports. Sur les surfaces de déflation, les mesures des variations volumétriques permettent de calculer ou plutôt d'approcher, à partir d'une surface définie, les pertes sédimentaires totales.

Les mesures de terrain sont fondamentales; elles permettent de mesurer l'ampleur du phénomène de déflation. En élargissant le champ d'action, on peut parvenir à des résultats très intéressants. Le gros problème réside encore dans la grande diversité des milieux sur lesquels agit le vent (différences d'humidité des surfaces au niveau de l'estran (bancs, bâches), intervention de la végétation dans les dunes, présence du relief imposant toute une série de processus gravitaires). Seul le domaine de l'estran semble offrir quelques perspectives intéressantes car il présente des conditions favorables à un important transport sédimentaire. De plus, dans un contexte d'érosion des plages, il est bon de savoir quelle peut être la part exacte du vent dans le bilan sédimentaire. La question se pose; peut-on aujourd'hui estimer le volume sableux pris en charge par le vent en une journée sur une portion suffisamment importante de l'estran ? Les techniques actuelles ne semblent pouvoir répondre que partiellement à cette interrogation. Pourtant, il serait intéressant de connaître les véritables rythmes de la déflation, d'avoir un aperçu de la quantité de sable parvenant au niveau du cordon dunaire, ou transitant dans les couloirs de déflation. Il est clair qu'en disposant de tels renseignements, on fera progresser la recherche en géomorphologie dunaire mais les moyens nécessaires à ce type d'opération de quantification sont difficile à réunir, notamment par les universitaires. De gros efforts ont néanmoins été faits ces dernières années. Ils ont permis d'effectuer quelques séries de mesures de la dynamique éolienne, notamment grâce à l'acquisition d'anémomètres et de stations météorologiques portables.

1) la démarche globale: la dynamique éolienne sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais

Le littoral présente deux façades d'exposition aux vents. La dynamique éolienne est très différente sur ces deux façades. La façade ouest présente un milieu très dynamique; les dunes de Merlimont ont servi de site atelier à toute une série de mesures de la dynamique éolienne. Les mesures ont été réalisées en collaboration avec des étudiants de Maîtrise de Géographie physique, réalisant un dossier d'initiation à la recherche (Denel *et al*, 1997). On voit notamment comment réagit le vent dans les différentes parties du massif dunaire, et sur des surfaces différentes. Un second site atelier a été choisi dans les dunes de la baie de Wissant; les mesures, effectuées avec Bonnet-Langagne (1997), montrent l'importance de l'exposition aux vents sur la dynamique dunaire.

Dans une démarche globale, il est intéressant de comparer les différents régimes des vents; leur direction et surtout leur force. La figure 43 présente plusieurs roses des vents, réalisées à partir des données des stations météorologiques d'Abbeville, Le Touquet, Boulogne/mer, Calais et Dunkerque. Il est nécessaire d'être critique par rapport à ce type de document. La station d'Abbeville n'est pas une station côtière; les données sur les vents sont donc forcément plus faibles que sur la frange côtière. La station du Touquet, abritée dans l'estuaire de la Canche, est également située en retrait de la côte. Bref, on peut revoir à la hausse les données de vent concernant la côte picarde. La figure 43 fait nettement apparaître l'orientation des vents dominants: sur les côtes picardes, le flux est globalement dirigé vers l'est et le nord-est; l'interprétation est plus délicate pour les côtes flamandes, mais on peut considérer que le flux vient principalement de sud ouest. Les températures et précipitations influent également sur le transport sableux. L'eau renforce la cohésion du sable et empêche le transport par le vent; les journées très pluvieuses sont rarement associées à de grands mouvements de sable. Les mesures

de terrain doivent tenir compte de conditions atmosphériques comme les températures et le taux d'humidité atmosphériques. À ce sujet les stations météorologiques portables sont très utiles.

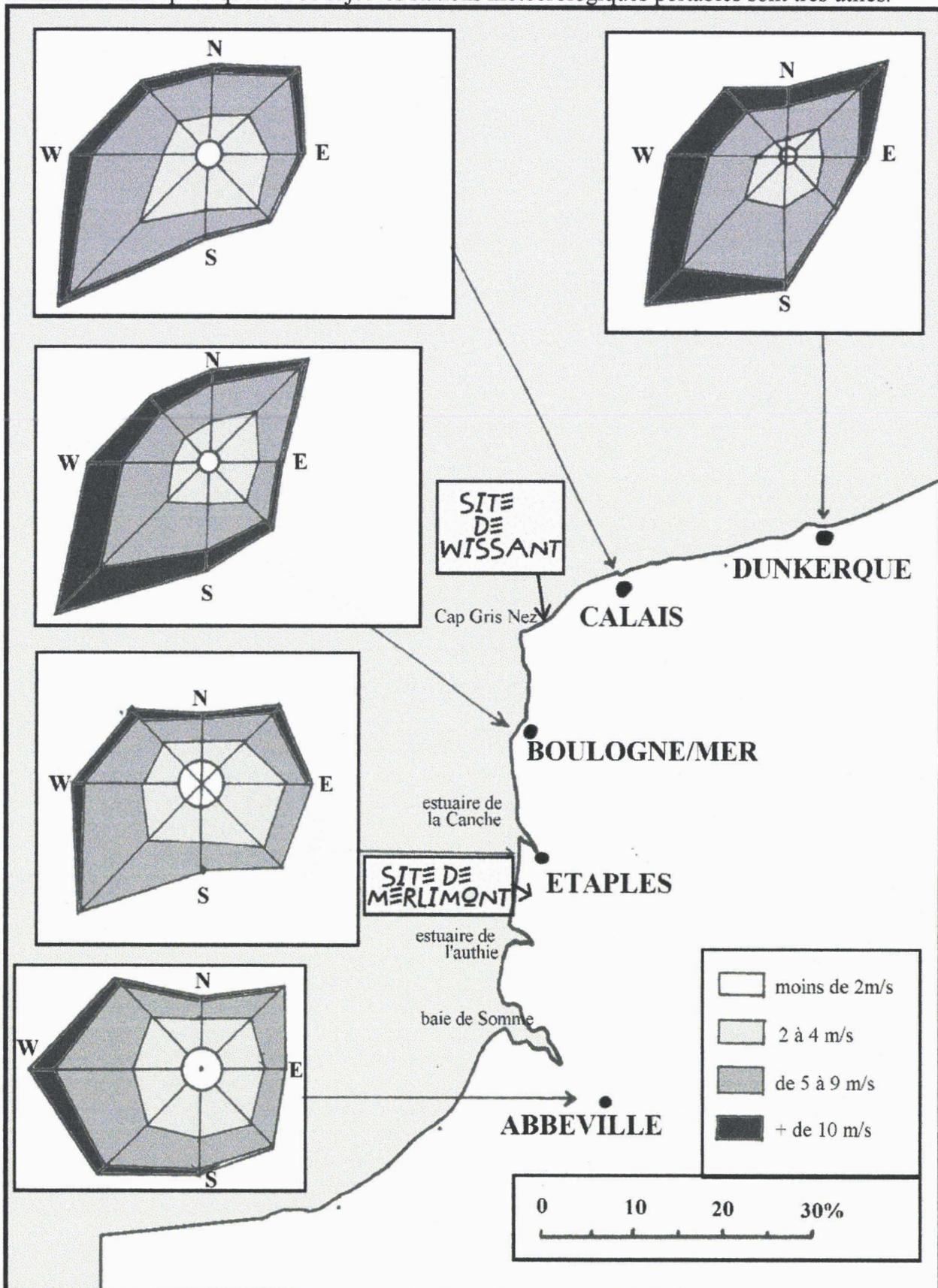


Figure n°43: Roses des vents sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais (d'après Clique et Lepetit, 1986)

2) Les différences de rugosité sur le terrain

La rugosité est une notion fondamentale. Elle correspond à la modification de la force du vent lors de son contact avec les différents types de surfaces. On regardera dans un premier temps s'il existe des différences dans la rugosité de l'estran, puis on verra comment réagit le flux éolien sur les surfaces végétalisées.

a) La rugosité au niveau de l'estran

Les sédiments sableux ne se répartissent pas de manière uniforme sur l'estran. On a vu que les estrans sableux présentaient une morphologie particulière, où alternent les bancs et les bâches. Les bancs sont particulièrement soumis à la déflation car le sable y est généralement vite séché. Dans les bâches, le sable est constamment imbibé d'eau et le vent n'a que très peu d'emprise. Sur le terrain, les jours de grand vent, c'est sur les bancs de l'estran que se déclenche le transport sableux. A travers des profils verticaux, on peut voir si le flux éolien se modifie sur les différents types de surfaces: sable sec, sable humide, galets (fig. 44). Les anémomètres sont



Photo n°19: Matériel utilisé pour la réalisation de profils verticaux: les anémomètres sont disposés à différentes hauteurs (5 cm, 65 cm, 100 cm, 200cm). Photographie: Bonnet Langagne, 1997. Baie de Wissant, vue vers l'ouest

disposés à différentes hauteurs (photo n°19). Les relevés sont effectués sur 10 minutes. Une mesure est prise sur chaque anémomètre toutes les cinq secondes. La moyenne de la force du vent est calculée sur les différentes hauteurs, puis rapportée à un indice qui permettra de réaliser les courbes des profils verticaux. L'anémomètre disposé à 2 mètres de hauteur est considéré comme référence. La moyenne des vents est rapportée à l'indice 100 (tableau n°1). Les indices correspondant aux autres anémomètres sont ensuite calculés par une règle de trois; ils s'expriment par un pourcentage de la donnée de référence; ils montrent en général une diminution de la force du vent à proximité de

la surface étudiée. Ces indices sont en fait des indices de rugosité; ils déterminent l'influence

exacte de la surface sur l'écoulement du flux éolien. Les mesures doivent, en principe, être réalisées simultanément sur les différents types de surface, mais ne disposant que d'un nombre d'anémomètres limité, les mesures ont été réalisées successivement. Les moyennes de vent à 2 m sont différentes mais restent très voisines. L'ensemble des mesures conserve un caractère démonstratif certain (tableau 1). La rugosité est plus importante sur une surface de galets que sur une surface sableuse. Sur les surfaces de sable sec et de sable humide, les indices de rugosité sont très proches et donc représentatifs (fig. 44).

N° DU PROFIL	TYPE DE SURFACE	5CM		65 CM		100 CM		200 CM	
		EN M/S	INDICE						
1	sable sec sur banc	3,27	58,4	4,71	84,1	5,15	91,9	5,60	100
2	sable humide (bâche)	3,40	63,2	4,88	90,7	5,13	95,3	5,38	100
3	sables + galets	2,51	48,1	4,54	87,1	5,06	97,1	5,21	100
4	cordon de galets	0,98	17,6	4,19	75,2	5,34	95,8	5,57	100

Tableau n°1: Mesures de vent sur les différentes parties de l'estran (site de Wissant)

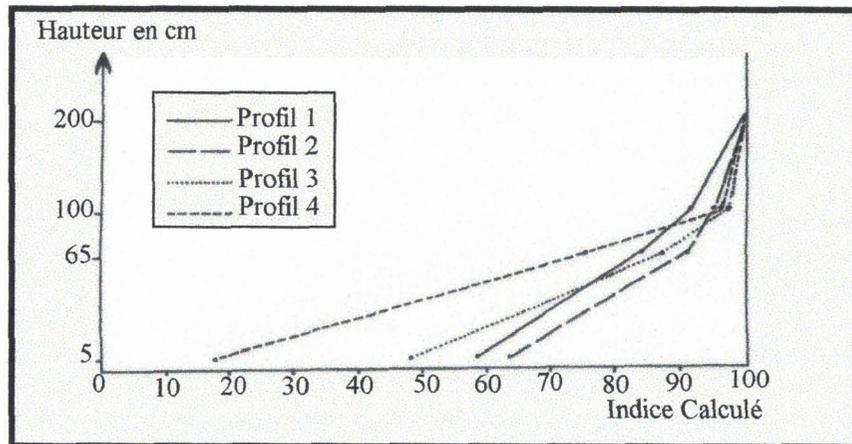


Figure n°44: Profils verticaux correspondant au tableau n°1; l'échelle logarithmique permet une meilleure représentation des processus dans la partie inférieure des profils.

b) Influence de la végétation sur la rugosité des surfaces

En modifiant l'aérodynamique, la végétation influe sur le transport sableux. La diminution de la force du vent est d'autant plus importante que la végétation est dense et haute (Thomas, 1975). Au niveau du cordon bordier, la végétation se présente

sous une forme peu développée. Les espèces pouvant supporter le vent, le sel, l'absence totale de matière organique et l'ensablement sont rares. On trouve les plantes halo-nitrophiles (dans la région, on trouve notamment la roquette de mer ou *Cakile maritima*) dans les positions les plus avancées vers l'estran; en perturbant le flux éolien, elles provoquent une rupture dans les conditions de transport du sable et facilitent des accumulations de haut estran comme les dunes embryonnaires. Ces petites dunes sont les premières manifestations de l'influence de la végétation dans la modification de la rugosité des surfaces parcourues par le vent; elles se développent surtout au niveau des laisses de mer. Sur le cordon dunaire, les graminées s'installent dès que les conditions morphologiques le permettent. Des espèces comme l'oyat (*Ammophila arenaria*), le chiendent des sables (*Elymus farctus*) ou l'élyme (*Elymus arenarius*) peuvent en effet supporter des ensablements importants (Bournerias *et al*, 1983). Elles sont absentes dans les secteurs les plus actifs (creux et couloirs de déflations, pourrières), mais peuvent entraver la dynamique dunaire de façon considérable si celle-ci se ralentit temporairement. Les dunes transgressives et dunes de remaniement sont d'ailleurs considérées

comme des dunes entravées puisque la végétation joue un rôle primordial sur leur évolution morphogénique.

Ces exemples montrent que la dynamique végétale influe de manière considérable sur le transport sableux. On verra, à travers plusieurs profils verticaux, que la rugosité est très différente selon les essences végétales. En provoquant des accumulations sableuses, la végétation modifie également la rugosité des surfaces par rapport à la pente: les dunes embryonnaires et les dunes néoformées constituent de nouveaux obstacles physiques à l'écoulement de l'air, elles sont à l'origine de mouvements de turbulence éolienne et génèrent des formes d'accumulation bien particulières (dunes en queue de comète par exemple).

Les mesures ont été réalisées en janvier; la végétation connaît durant cette période de l'année une croissance ralentie. Il faut en tenir compte dans les interprétations relatives à la rugosité. Il serait intéressant d'effectuer une série de mesures lors de la saison estivale pour évaluer l'influence de l'épanouissement végétal, mais ces mesures n'ont pu être réalisées pour des raisons techniques. La figure 45 montre les conditions de réalisation des profils. Différents types de couvertures végétales ont été choisies pour illustrer les nuances de rugosité. Les mesures ont été réalisées sur une demi-journée. Les vents étant relativement stables dans le temps, les profils sont représentatifs les uns par rapport aux autres.

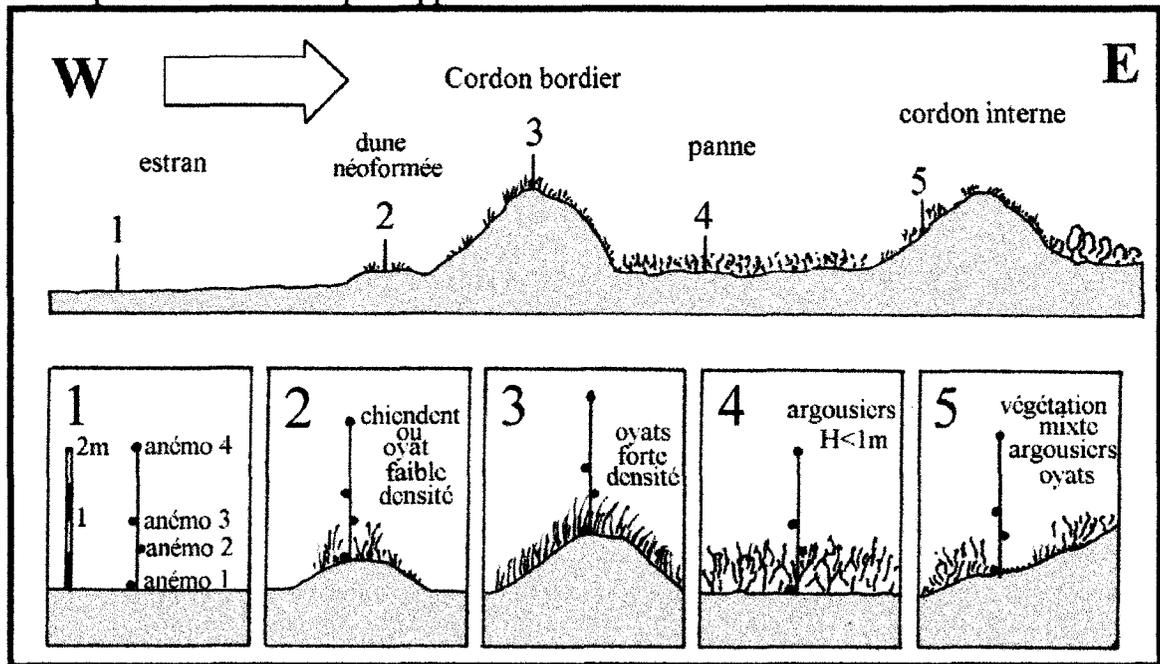


Figure n°45: Croquis montrant la disposition des différents relevés sur un profil dunaire (Exemple: dunes de Merlimont). Les caractéristiques de la couverture végétale sont représentées dans les cadres (hauteur, densité, espèces végétales).

	5 cm		65 cm		100 cm		200 cm	
	en m/s indice							
Relevé n°1	4,5	52,8	6,98	82	8,07	94,8	8,51	100
Relevé n°2	0,44	5,4	4,57	56,2	7,61	93,7	8,12	100
Relevé n°3	0,87	10,3	3,91	46,3	7,83	92,7	8,44	100
Relevé n°4	0	0	0,12	2	5,27	87,8	6,01	100
Relevé n°5	1,06	13,3	3,09	38,9	7,17	90,3	7,94	100

Tableau n°2: Mesures de vent sur différents types de formations végétales (voir fig.45)

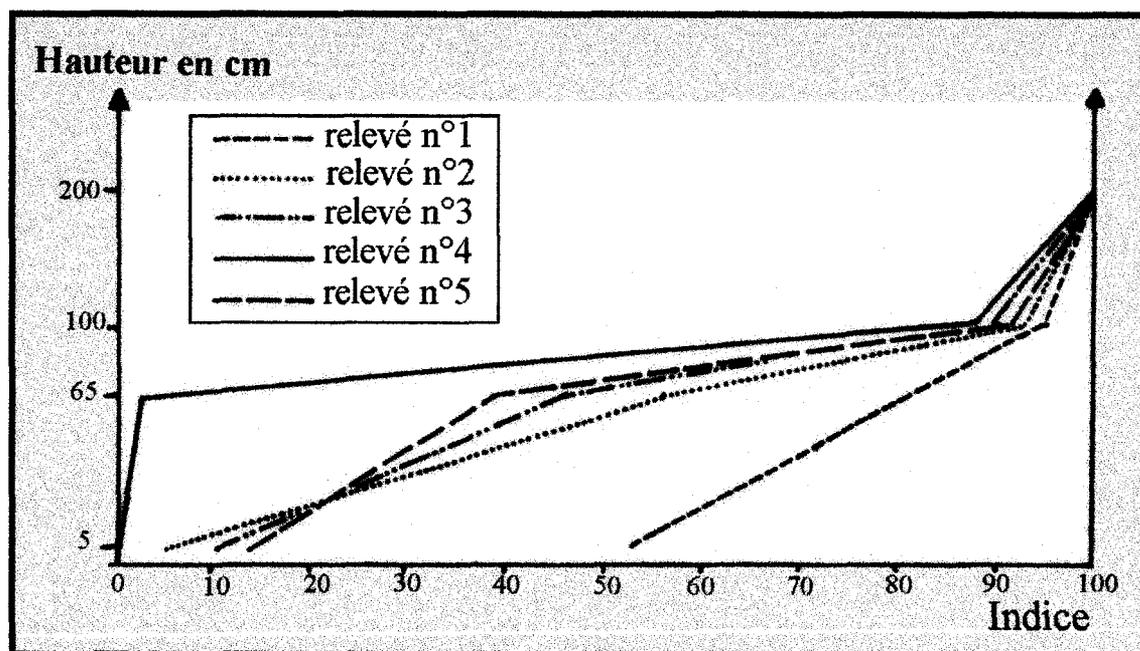


Figure n°46: Profils verticaux correspondant au tableau n°2

La figure 46 montre les différences de rugosité sur des surfaces végétalisées par rapport à une surface de sable sec (relevé 1). On observe que pour une végétation dense, la rugosité augmente de façon assez nette; les indices sont faibles dans les parties inférieures du profil (notamment dans les argousiers (relevé 4)). En regardant ces résultats, on peut conclure que le transport sableux est nettement ralenti lorsque la densité de végétation est importante. Dans les parties les plus basses des profils, celui-ci ne peut se déclencher que dans des conditions de vents très forts.

Ce type de démarche est très intéressant car il montre bien que lorsque le vent rencontre des surfaces végétalisées, une baisse plus ou moins importante de sa vitesse se produit, notamment dans les plus basses couches. Cette diminution influe sur la capacité de transport et peut conditionner des phénomènes d'accumulation sableuse. Ces processus sont particulièrement valables au niveau du cordon bordier, lorsque les vents, venant de l'estran, chargés en particules sableuses, viennent buter contre le relief dunaire. On verra que la morphologie du cordon bordier influe également sur la vitesse des vents.

3) Les variations de la vitesse du vent sur les dunes

La réaction du vent sur un cordon bordier a déjà fait l'objet d'études quantitatives (Thomas, 1975; Bauer *et al*, 1990; Burkinshaw *et al*, 1993). Ces travaux montrent l'influence physique du cordon sur l'écoulement du flux éolien. On peut d'ailleurs souligner l'importance de la connaissance des processus éoliens dans la gestion et l'aménagement des cordons dunaires (Paskoff, 1998).

En disposant des anémomètres sur un profil longitudinal dunaire (fig. 47), on peut rendre compte des modifications de la vitesse du vent liées au franchissement du relief. En 1975, Thomas montre que la morphologie du cordon dunaire influe de manière considérable sur la vitesse du vent. Celui-ci voit sa force diminuer sensiblement sur les cordons à pente douce (<25°) alors que les falaises sableuses provoquent des accélérations parfois très importantes (fig.48). Afin de rendre compte de la dynamique éolienne au niveau des dunes de la région, on a effectué un travail de mesure similaire. Le but était de voir si les accélérations de vent se font bien dans la partie supérieure du versant, zone où se développent les creux de déflation.

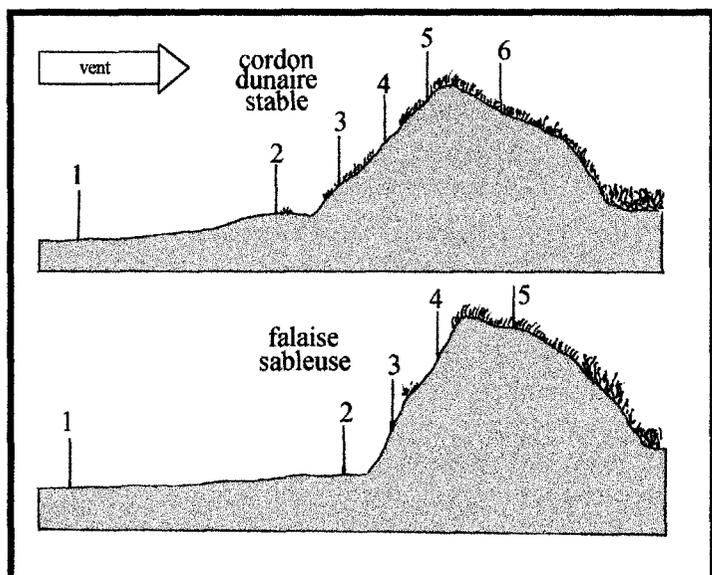


Figure n° 47: Répartition des anémomètres sur le profil dunaire: le travail de mesure a été effectué dans les dunes de Merlimont (profil A, en haut) et dans les dunes de la Baie de Wissant (profil B, en bas)

La méthode de travail est simple: il s'agit donc de relever une valeur de base sur l'estran, à une hauteur de 2 mètres et de disposer plusieurs anémomètres sur le profil de la dune (pour éviter l'influence de la rugosité liée à la végétation, une hauteur d'un mètre a été choisie). Les mesures sont faites simultanément, dans des conditions de vents plus ou moins perpendiculaires à la côte: WSW pour le site de Merlimont, et NNO pour le site de Wissant, dans les dunes de la Baraque Fricot (fig. 5). Les résultats obtenus sont très intéressants (tableau 3) et confirment bien les travaux de Thomas (1975). Les nuances sont simplement liées aux conditions des sites: le cordon de Merlimont n'est pas une dune bordière au sens strict car les dynamiques marine et éolienne particulièrement actives dans ce secteur

confèrent au cordon un profil d'érosion (pente entre 30 et 35 degrés: l'irrégularité de la microtopographie rendait difficile l'appréciation exacte de la pente). On note donc la présence d'une zone d'activité éolienne accélérée au niveau de la partie supérieure du versant (tableau 3). Pour les falaises sableuses des dunes de la Baraque Fricot, les résultats semblent plus modérés que ceux relevés par Thomas (fig.48). La pente est comprise entre 42 et 45°. La vitesse du vent est nettement accélérée sur l'ensemble du profil. Les valeurs sont plus importantes qu'à Merlimont.

N°Anémomètre	1	2	3	4	5	6
vitesse du vent sur le profil A (Merlimont)	8,41	8,05	7,22	8,2	9,62	7,38
Indice	100	95,7	85,85	97,5	114,38	87,75
Vitesse du vent sur le profil B (Wissant)	7,24	8,02	8,23	8,69	6,3	-
Indice	100	110,7	113,7	120	87	-

Tableau n°3: Mesures de vent sur différents types de profil dunaire

Les falaises sableuses, déjà soumises à une dynamique marine importante sont donc également le lieu d'une déflation intense. Comme la pente est importante, les particules sableuses décollées par le vent sont en grande partie évacuées vers la base du versant par gravité. Seule une faible proportion de sable parvient à franchir la crête de la dune. Le sable pris en charge par le vent sur l'estran s'accumule donc temporairement au pied de la dune; il est souvent balayé par les premières vagues de tempêtes. Les échanges entre la plage et les dunes se font donc en sens unique: ils sont limités à l'érosion du cordon. L'arrière dune évolue de manière quasi-autonome, elle ne connaît d'apports sédimentaires que les jours de très grands vents. On comprend bien que les littoraux où la dune est taillée en falaise connaissent une évolution irréversible à court terme. A long terme, seule une recharge sédimentaire de l'estran peut perturber les processus en vigueur et générer une nouvelle dynamique d'édification dunaire. Dans le cas de cordons à pente plus douce (<30°), les échanges sédimentaires entre la plage et les dunes sont plus nets. Le sable parvient à franchir l'obstacle dunaire, soit de manière directe, soit par l'intermédiaire des couloirs de déflation.

C'est en ayant conscience de ces mécanismes que doivent être conçus les ouvrages de protection de la dune. Dans ce genre de situation, les enrochements sont loin de constituer une solution adaptée.; ils accentuent la capacité érosive des vagues lors de leur déferlement et contribuent à accélérer le démaigrissement sédimentaire de l'estran. De plus, ils forment un obstacle aux échanges sédimentaires entre la plage et les dunes, ce qui n'arrange en rien les phénomènes d'érosion du trait de côte (Paskoff, 1998).

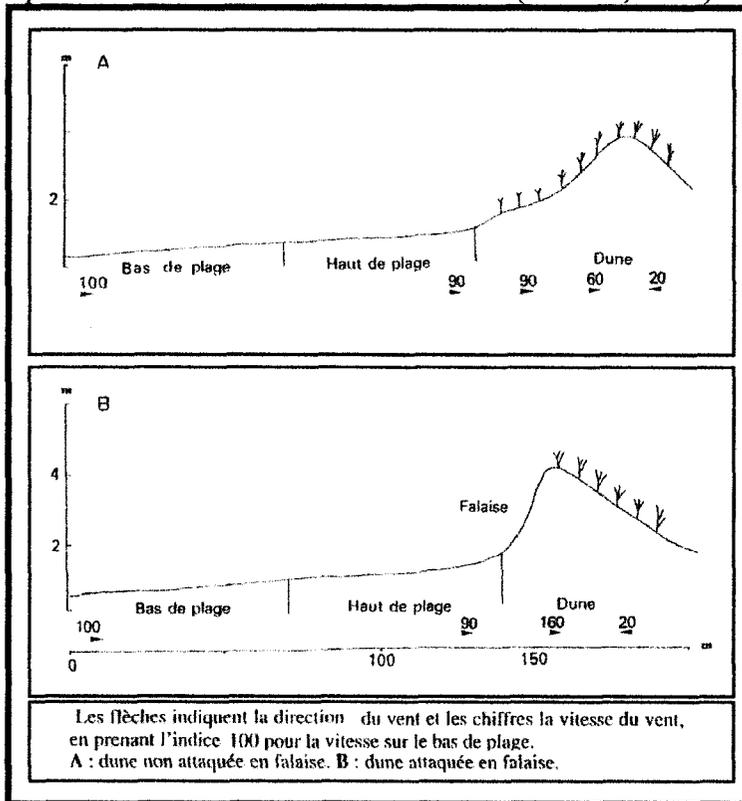


Figure n°48: Variations de la vitesse du vent sur une plage et sur son avant-dune (d'après Thomas, 1975, in Paskoff, 1998).

Finalement, cette approche théorique de la dynamique éolienne apporte plusieurs éléments d'information intéressants, devant être pris en considération dans le cadre des opérations de protection des cordons dunaires. La multiplication de ce type de mesure peut concourir à une plus grande efficacité de la gestion de la dynamique éolienne. Le transport sableux reste néanmoins très délicat à quantifier. Les mesures réalisées sur le terrain montrent bien la complexité des relations entre le vent et les surfaces qu'il parcourt. La notion de rugosité semble fondamentale; elle permet de mieux comprendre les dynamiques de déflation et d'accumulation. En prenant en compte tous les paramètres de l'aérodynamique, on essaiera de voir s'il est possible d'évaluer de façon détaillée la dynamique morphologique de formes de déflation particulièrement actives.

II) DYNAMIQUES ÉOLIENNE ET MORPHOLOGIQUE DANS LES FORMES DE DÉFLATION

L'activité dunaire est fortement influencée par la dynamique éolienne, c'est pourquoi on tentera, à travers un certain nombre de mesures, de retracer les relations pouvant exister entre les formes et l'action du vent. Pour cela, on peut s'appuyer sur l'analyse des formes actives comme les couloirs de déflation, ou encore les dunes paraboliques. On a vu que les dynamiques éolienne et marine s'appliquaient de façon différente en fonction de l'orientation du trait de côte. On étudiera donc différents exemples, sélectionnés sur des sites représentatifs d'une certaine évolution morphogénique.

Dans ce domaine, les travaux faisant le lien entre dynamique éolienne et dynamique géomorphologique sont rares. Depuis quelques années, la recherche a néanmoins progressé. A travers une étude quantifiant la dynamique éolienne dans un couloir de déflation, Hesp et Hyde (1996) dressent un véritable bilan morphodynamique. L'outil cartographique apporte un certain nombre d'éléments supplémentaires dans la compréhension de l'évolution de ce type de formes;

on essaiera donc, à travers plusieurs exemples, de développer particulièrement cet aspect de la recherche en géomorphologie littorale.

A) LES FORMES DE DÉFLATION: RAPPELS SUR LEURS CONDITIONS DE FORMATION ET D'EVOLUTION

Beaucoup de paramètres entrent en compte dans la genèse et l'évolution des formes de déflation: l'orientation de la côte par rapport aux vents dominants, la force et la fréquence des vents, la dynamique marine, la végétation dunaire et l'agent anthropique. Les couloirs sont des formes évoluées, dérivant de l'altération par le vent du cordon bordier. La littérature anglo-saxonne distingue plusieurs types de formes de déflation: "*saucer-cup*" ou "*trough blowouts*" (cuvettes, creux et couloirs de déflation). Ces formes de déflation apparaissent surtout sur les littoraux soumis à une importante érosion marine (Carter, 1988; Pye 1983).

1) Origine des formes de déflation

Les couloirs de déflation sont liés à l'exploitation des faiblesses du cordon bordier par le vent. Le déferlement des vagues contre la dune forme les microfalaises et falaises sableuses; les versants sont soumis à l'action de la gravité. Les glissements libèrent des niches d'arrachement qui sont autant de points d'appui à la déflation. On vient de voir que la morphologie du cordon influait de manière sensible sur la force du vent (tableau 3); il est donc fréquent que des creux se forment sur la partie supérieure des versants des cordons littoraux. En s'élargissant et en se creusant, ils finissent par percer le cordon dunaire. Le flux éolien se canalise dans l'axe et conduit à l'ouverture d'un couloir de déflation. Celui-ci s'élargit assez rapidement car le vent y est accéléré par la compression qu'il subit entre les parois (Bagnold, 1941; Carter, 1988). On essaiera d'ailleurs de vérifier si cette compression est mesurable au niveau des parois en comparant des données anémométriques relevées sur l'estran à celles mesurées dans un couloir.

Les discontinuités du trait de côte sont à l'origine de la formation des couloirs, elles créent des convergences de courants aériens, et donc des accélérations de la vitesse du vent (Hesp et Hyde, 1996).

La végétation joue également un rôle déterminant puisqu'elle protège les dunes de l'action du vent. On a vu que l'accélération de la force du vent se faisait dans la partie supérieure du versant sableux sur des cordons présentant une pente importante (tableau 3). Le déchaussement de la végétation conduit ainsi à la formation de creux puis de couloirs de déflation. Les périodes de sécheresse sont dans ce sens des périodes d'activité morphogénique intense (Rasmussen, 1989), tout comme la saison hivernale, peu favorable à la croissance végétale.

L'activité animale joue un rôle non négligeable dans la formation des formes de déflation. Les surpopulations de lapins peuvent par exemple provoquer la déstabilisation de la végétation sur des versants dunaires (Jungerius, 1984; Jungerius et Van der Meulen, 1989).

Les activités anthropiques assurent une part importante dans la dégradation du couvert végétal. Des espèces comme l'oyat ou le chiendent des sables sont extrêmement sensibles au piétinement (Bournerias *et al*, 1983; Géhu, 1969). La fréquentation sauvage de certains sites peut en partie expliquer l'amplification de la dynamique morphogénique. La simple observation de photographies aériennes montre bien que les dunes sont particulièrement actives à proximité des foyers urbains et touristiques. Les alentours des blockhaus de la seconde guerre mondiale sont également le lieu d'une fréquentation importante. Les couloirs de déflation les plus larges sont souvent situés à proximité des zones de forte fréquentation (Fauchois, 1995). Les sentiers pédestres sauvages, les chemins motos sont dans bien des cas à l'origine des formes de déflation affectant le cordon bordier. Les effets en sont particulièrement nets dans les dunes du Touquet.

On étudiera d'ailleurs par la suite les impacts morphologiques que peut générer la course de motocross s'y déroulant chaque année.

2) Les rythmes d'évolution des formes de déflation

Peu d'études se sont attachées à décrire et à quantifier l'évolution des formes de déflation. Pourtant, les processus d'évolution sont bien connus. On sait que les formes de déflation évoluent principalement dans le sens des vents dominants; le flux éolien se manifeste de différentes façons en fonction de la forme elle-même. Sur le cordon bordier, les creux de déflation se développent grâce à un mouvement tourbillonnaire du vent, se concentrant sur la paroi la plus exposée (Carter *et al*, 1990). Les sédiments sont éjectés et se répartissent sur les bords du creux en fonction des vents dominants (Jungerius *et al*, 1981). En tenant compte de paramètres très précis relevés sur un secteur du littoral hollandais, Jungerius (1984) réalise, par simulation informatique, un modèle d'évolution des formes de déflation. Il montre que les creux et cuvettes de déflation évoluent essentiellement lors des jours de tempêtes. La simulation est réalisée en deux dimensions, le profil est orienté dans l'axe d'évolution, et tient compte de plusieurs paramètres comme la pente, l'humidité et la cohésion du sable. Les résultats sont intéressants: une grande partie du sable s'accumule sur un bourrelet situé en aval de la direction des vents de tempêtes, une partie est perdue vers des secteurs végétalisés. La dynamique éolienne est plus active sur la pente la plus exposée. Elle remobilise les dépôts qu'elle a générés

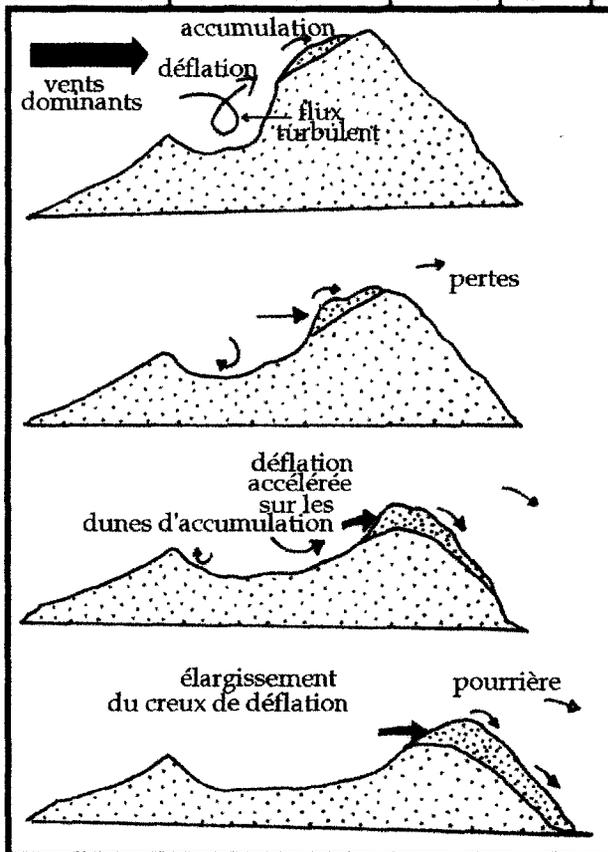


Figure n° 49: évolution d'un creux de déflation, d'après Carter, 1990; Jungerius *et al*, 1981; Jungerius, 1984

d'autant plus facilement que leur cohésion est moins importante que celle du cordon lui-même. Il en résulte une tendance à l'élargissement de la forme de déflation plutôt qu'au creusement (fig. 49).

Les mesures de la dynamique éolienne dans les formes de déflation font apparaître plusieurs informations:

- accélération du flux éolien dans le creux de déflation de petite taille (<5 mètres de diamètre).

- Dans le fond du creux, la vitesse du vent est inférieure à celle observée contre la partie supérieure de la pente au vent, notamment dans la zone où débute l'accumulation. Ces relevés sont valables pour des formes d'un diamètre supérieur à 10 mètres.

L'ensemble de ces études montre la complexité de la relation pouvant exister entre la dynamique éolienne et la dynamique des formes de déflation. Il reste maintenant à voir quels peuvent être les délais d'évolution de ces formes dans le temps. A partir de photographies aériennes, il est possible d'effectuer un suivi morphologique. En comparant différentes séries, on peut évaluer de manière relativement précise les rythmes

d'évolution, mais surtout les proportions dans lesquelles s'opère l'évolution morphogénique. La figure 50 montre les étapes de l'évolution d'un couloir de déflation et d'une caoudeyre dans les

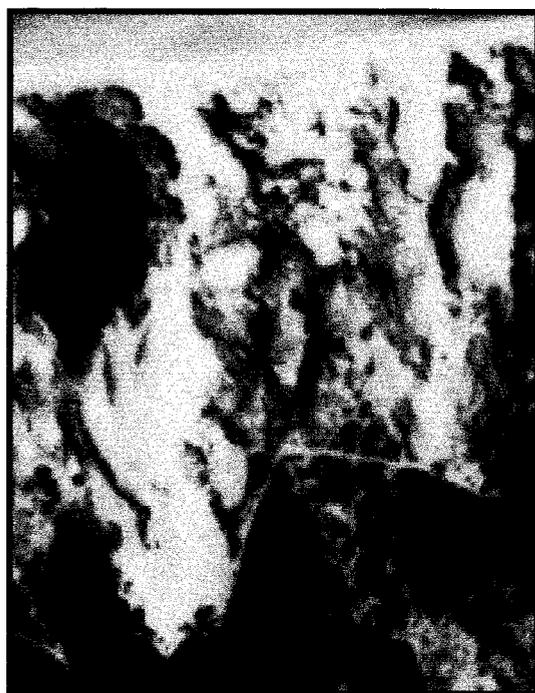
dunes d'Hardelot. En calant les photographies aériennes à une échelle commune, on peut estimer l'évolution globale de ces formes de façon suffisamment précise. Les documents aériens posent



1971



1983



1989

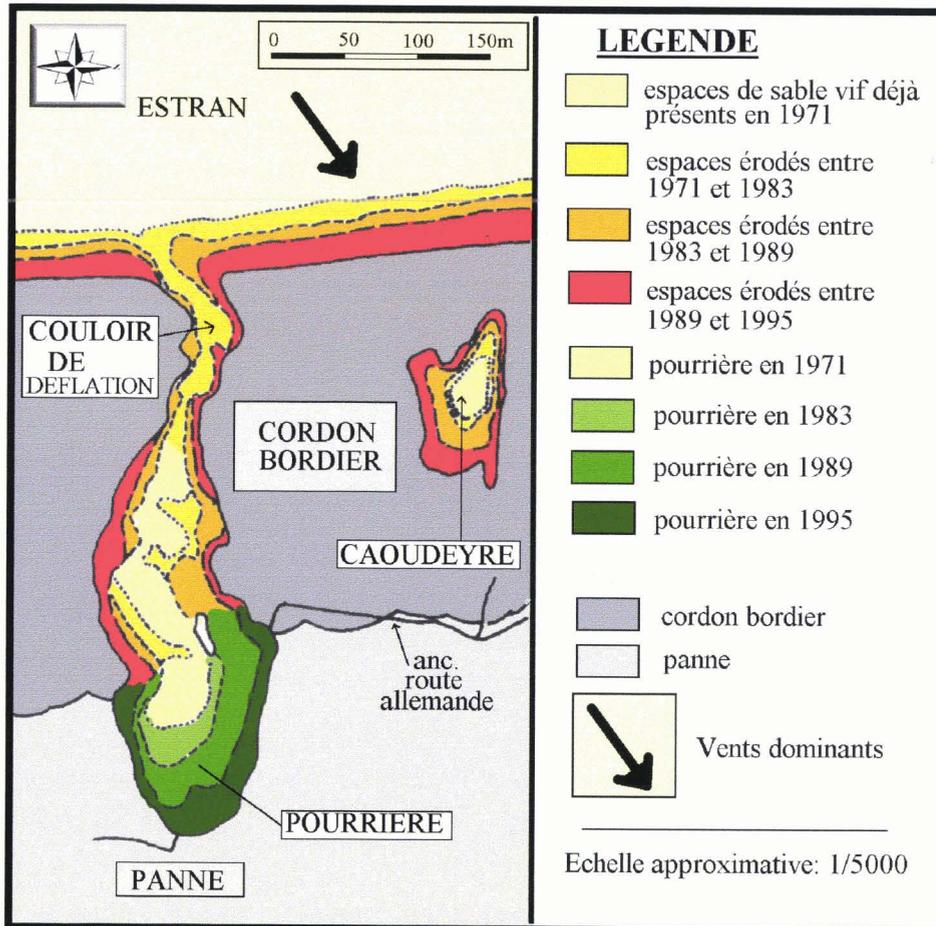


1995

Figure n°50: Clichés aériens d'un couloir de déflation et d'une caoudeyre dans les dunes d'Hardelot (séries de 1971, 1983, 1989, et 1995) Echelle approximative: 1/5000

hélas un certain nombre de problèmes d'interprétation liés aux déformations planimétriques, mais en travaillant au 1/5000, et en effectuant un calage rigoureux, on parvient à réduire les marges d'erreurs. Le travail d'ajustement de l'échelle est facilité par la présence sur le terrain d'ouvrages de guerre (blockhaus ou routes allemandes de la seconde guerre mondiale). L'idéal dans ce type de démarche est de disposer de photographies aériennes corrigées à la verticale, mais ces documents sont à l'heure actuelle encore très onéreux.

L'interprétation stéréoscopique des clichés aériens apporte une précision supplémentaire; elle est nécessaire si l'on veut effectuer un travail de précision. La figure 51 illustre l'évolution morphologique du couloir de déflation de la figure 50 sur la période 1971-1995; on observe qu'il est absent en 1971, mais s'est développé de façon considérable en un peu plus de 20 ans. Sa largeur actuelle est de l'ordre de 50 mètres à son entrée, 30 mètres dans la partie médiane, et plus



de 100 mètres au contact avec la pourrière qui lui est associée (photos 20 et 21). On remarque que l'élargissement s'est accéléré dès 1989. La pourrière évolue également de façon très nette: elle progresse vers l'est très rapidement et engloût les espaces végétalisés d'arrière-dune. Sa progression peut être estimée à une valeur totale supérieure à 100 mètres (4 m/an), La photo 21 montre le profil général de l'accumulation et permet de voir qu'elle représente un volume de sable considérable. Sur le croquis, on observe que la caoudeyre située au nord du couloir évolue, elle

Figure n°51: Croquis montrant l'évolution morphologique d'un couloir de déflation et d'une caoudeyre dans les dunes d'Hardelot, réalisé à partir de levés de terrain, et des photographies aériennes de 1971, 1983, 1989, 1995 soumises à une analyse stéréoscopique précise.

aussi, très rapidement. L'accroissement de sa surface est supérieur à 50% entre 1971 et 1995: à ce propos, Jungerius signale des accroissements de la surface des cuvettes de déflation dans les dunes du littoral Hollandais allant de 5 à 35% sur une période de 20 ans (Jungerius, 1984). Par contre, cette caoudeyre n'évolue pas forcément dans le sens des vents dominants; la paroi exposée vers l'ouest semble évoluer plus rapidement. On peut préciser que cette évolution est influencée par le relief dunaire: la paroi nord est de loin la plus haute; elle s'érode donc moins rapidement que les autres puisque les volumes sableux à déblayer sont plus importants. On

notera au passage l'importance de l'érosion du cordon dunaire par la mer: la côte a reculé de plus de 50 mètres en 25 ans (2 mètres/an en moyenne). On observe que le recul a été très rapide entre 1989 et 1995. Pour expliquer ce phénomène, on peut rappeler que le littoral du Nord-Pas-de-Calais a été soumis en 1989 et 1990 à des tempêtes particulièrement violentes. Ce type de démarche sera réutilisé dans le cadre de la réalisation des cartes de vulnérabilité (Chapitre 5). Le calage sera effectué de façon encore plus précise et rattaché au fond topographique IGN.

Pour conclure, on peut ajouter que cet exemple n'est pas représentatif de l'ensemble du littoral du Nord-Pas-de-Calais; les portions côtières de la façade nord ne connaissent pas une évolution aussi rapide puisque les cordons ne sont pas exposés directement aux vents dominants. Les formes de déflation y évoluent généralement très lentement. Dans certains secteurs (dunes flamandes par exemple), elles ont même tendance à se végétaliser (Fauchois, 1995).



Photo n°20: Exutoire d'un couloir de déflation dans les dunes d'Hardelot; on note l'importance des surfaces sableuses soumises à la déflation et la présence de végétation dans le fond du couloir: la déflation a creusé jusqu'au niveau de la nappe aquifère, l'humidité renforce la cohésion des grains de sables et favorise le développement végétal



Photo n°21: Pourrière dans les dunes d'Hardelot associée au couloir de la photo 20. On remarque que le profil est quasiment rectiligne. Cette pourrière progresse très rapidement, et recouvre une végétation arborescente incapable de résister à des apports sableux aussi importants. Cliché pris vers le sud-est en Janvier 1996.

B) QUANTIFICATION DE LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE DANS LES COULOIRS DE DÉFLATION

La photo-interprétation apporte une base de travail très intéressante dans l'étude de la dynamique des formes de déflation. Elle permet de bien cerner la façon dont peuvent évoluer les formes dans une perspective spatio-temporelle, mais elle ne reste qu'une étape dans la compréhension globale de l'altération des cordons bordiers par le vent. Pour évaluer la vulnérabilité de ces cordons face aux dynamiques morphogéniques littorales, on doit être en mesure d'évaluer la tendance de l'évolution de ce type de formes. Ils constituent, ne l'oublions pas, des accès potentiels de la mer vers l'arrière-dune en cas de forte tempête. Leur dégradation peut, à ce titre, constituer une véritable menace pour le milieu tout entier et les intérêts humains. Les processus d'évolution sont bien connus; on a vu dans le deuxième chapitre l'interaction très nette liant la largeur du couloir et la forme de la pourrière. On verra donc, à travers plusieurs exemples, que la dynamique géomorphologique est intimement liée à l'écoulement du flux éolien dans le couloir. Pour estimer l'évolution future de ces formes, il est nécessaire d'y effectuer un bilan géomorphologique précis mais on s'attachera également à mesurer l'ampleur de la dynamique éolienne. On étudiera en particulier les impacts morphologiques des variations de la force et de la direction des vents.

Les études touchant à ce type de démarche sont rares mais d'un grand intérêt (Hesp et Hyde, 1996); on prêtera donc une attention toute particulière aux résultats obtenus dans le cadre de ces recherches. On essaiera ensuite d'appliquer ce type de démarche au littoral du Nord-Pas-de-Calais: placer chacun des sites étudiés dans son contexte morphodynamique, décrire très précisément les formes observées, les comparer les unes par rapport aux autres, et mesurer les différences dans l'orientation et la dynamique du flux éolien à l'intérieur des couloirs de déflation. Le but est de parvenir à donner une interprétation cartographique à un phénomène dynamique. On notera au passage que cette orientation de recherche est vouée à un développement certain. Durant ces dernières années, l'innovation rapide dans le domaine du traitement informatique de données cartographiques par l'intermédiaire des modèles numériques de terrain, annonce une véritable révolution des méthodes d'investigation quant à l'approche du phénomène de l'évolution géomorphologique dunaire. Il est envisageable de créer des modèles dynamiques d'évolution des formes dunaires, basés sur un traitement diachronique des différentes séries de photographies aériennes corrigées. En calant ces clichés sur les documents IGN, on pourra estimer avec grande précision l'évolution dans le temps et dans l'espace des volumes sableux littoraux. Cette technologie étant à l'heure actuelle assez difficile à maîtriser, mais surtout très onéreuse quant au matériel requis, on s'attachera pour l'instant à déterminer des méthodes de travail pouvant servir de base à ces futurs travaux.

1) Mise au point sur les méthodes de mesures existantes et les interprétations cartographiques associées: exemple d'analyse de la dynamique d'un couloir de déflation par Hesp et Hyde, 1996.

En 1996, Hesp et Hyde réalisent une série de travaux de quantification dans un couloir de déflation situé sur la façade sud-occidentale des côtes australiennes. Les vents forts et réguliers de la région du parc national de Myall Lakes rendent le milieu dunaire particulièrement dynamique. Le secteur de "Fiona Beach" est caractérisé par un immense champ de dunes transgressives, bordées par un cordon bordier soumis à une intense érosion marine et éolienne, lui même tronçonné par de multiples couloirs de déflation. Le couloir étudié est large d'une trentaine de mètres, mais pénètre dans le cordon sur plus de 80 mètres. Sa profondeur n'excède pas 10 mètres. La pourrière est très active et envahit des espaces d'arrière-dune végétalisés (Hesp et Hyde, 1996). Il est important de bien connaître tous ces éléments du site car ils déterminent un

contexte morphodynamique proche de ce que l'on peut observer dans les dunes de la façade ouest du littoral du Nord-Pas-de-Calais.

Les méthodes de travail sur ce site sont relativement simples. Les mesures de vent ont été menées sur 10 jours; elles avaient pour objectif de montrer l'influence de la vitesse et de la direction du vent sur la géomorphologie du couloir. Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'un grand nombre d'anémomètres (24 petits anémomètres + 12 gros anémomètres enregistreurs Rimco Cup). Les temps de mesure choisis étaient de 5 ou 10 minutes. Des profils verticaux ont été réalisés dans les différentes parties du couloir pour montrer l'organisation longitudinale et

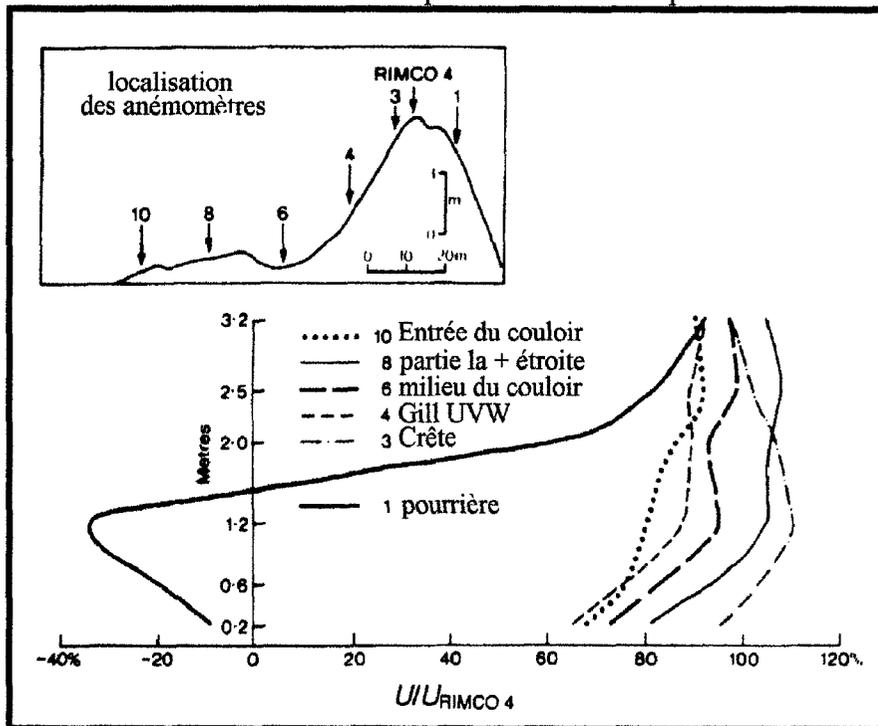


Figure n°52: Mesures de la dynamique éolienne sur un profil longitudinal situé dans l'axe du couloir de déflation, d'après Hesp et Hyde, 1996

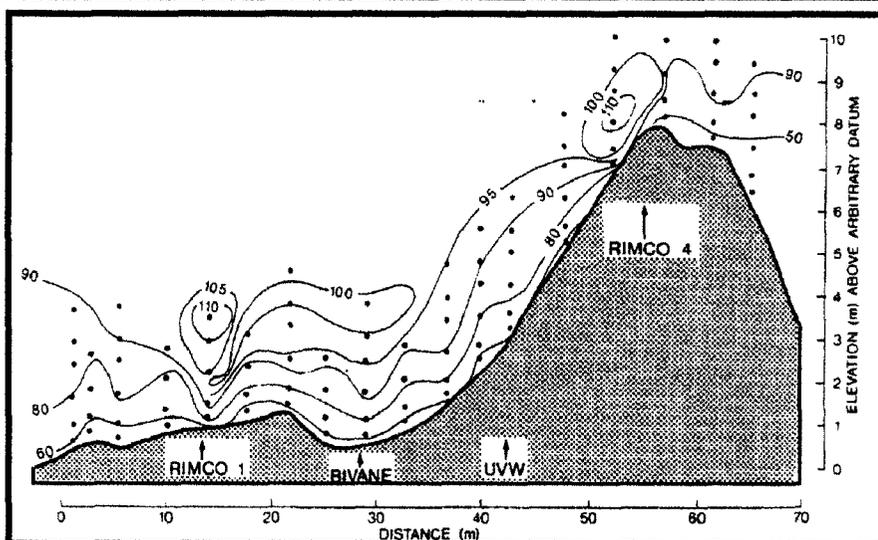


Figure n°53: Interprétation des résultats des profils verticaux, Hesp et Hyde, 1996

verticale du flux éolien. L'objectif est de mettre en évidence la zonation des turbulences du vent et de la mettre en relation avec l'analyse morphologique descriptive. Les résultats sont exprimés par un pourcentage calculé à partir de données relevées sur un anémomètre permanent situé sur la crête dunaire, à 10 mètres de hauteur.

Les mesures de la force du vent sur un profil longitudinal, englobant l'ensemble du couloir, font apparaître plusieurs éléments d'information (fig. 52).

- Le flux éolien est accéléré par compression lorsque le couloir se rétrécit.
 - Les valeurs maximales sont observées au niveau de la crête de la rampe.
 - La force du vent diminue fortement en arrière de la crête (-40%); il en résulte une rupture dans la capacité de transport; les sédiments s'accumulent sur la pourrière.
- Les variations verticales de la vitesse du vent peuvent être mises en évidence par une

seconde série de mesures. 17 relevés ont permis d'évaluer la nature de la rugosité sur les différentes parties du couloir. Les résultats obtenus confirment ceux de la figure 52 (voir fig. 53).

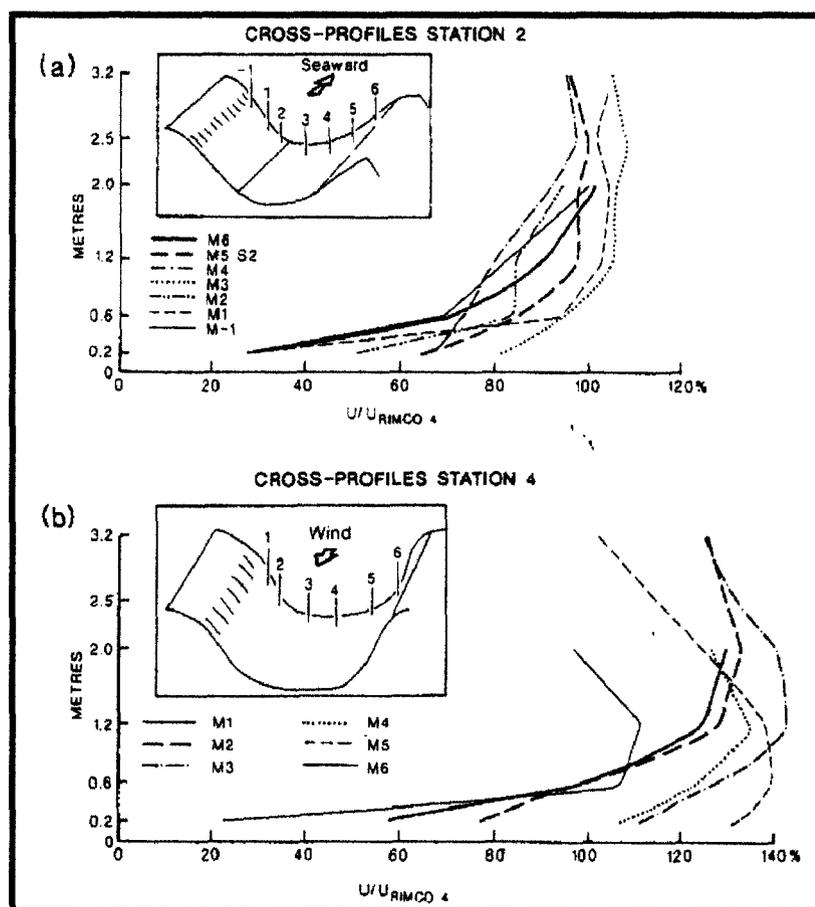


Figure n°54: Profils verticaux montrant les variations latérales de la dynamique éolienne dans un couloir de déflation (Hesp et Hyde, 1996)

En disposant les anémomètres sur des transects du couloir, il est possible de mesurer les variations latérales de la force du vent (fig. 54). 7 profils verticaux déterminent ainsi les différences de rugosité. Deux transects ont été réalisés, l'un à l'entrée du couloir (station 2, fig. 54), l'autre dans le secteur où les parois se resserrent et où on avait déjà observé que les vents étaient accélérés par compression (station 4). Les résultats de ces mesures sont clairs:

- Sur le transect d'entrée de couloir, seule la rampe est soumise à une accélération des vents. Dans un sens, ce résultat semble logique puisque c'est à ce niveau que s'opère l'essentiel du transport sédimentaire. Les parois sont soumises à des valeurs comprises entre 80 et 100% de la valeur moyenne donnée par l'anémomètre Rimco 4, situé,

on le rappelle, à dix mètres au dessus de la dune. La présence, même sporadique, de végétation sur les parois, influe sur la rugosité, et donc sur le transport sédimentaire. Hesp et Hyde précisent que l'élargissement des couloirs s'opère par le biais de processus particuliers: la partie centrale du couloir est un axe de transport sédimentaire où la déflation sape la base des parois et favorise le déclenchement de mouvements gravitaires.

Les environnements côtiers sont soumis à de fréquentes variations de la direction des vents, c'est pourquoi il est utile d'effectuer ce type de travail dans des conditions de vents obliques. Les conséquences de ces derniers dans le couloir sont importantes. Dans la partie médiane, on observe une diminution supérieure à 50% de la force du vent pour un angle oblique de 24° (Hesp et Hyde, 1996). En revanche, la paroi de déflation la plus exposée subit une dynamique accélérée (110% à mi-versant et plus de 120% dans la partie sommitale). On observe également une modification de la turbulence sur l'ensemble du couloir. Les vents sont beaucoup plus instables dans l'espace et s'orientent en fonction de la topographie du couloir en un flux tourbillonnant, "corkscrew jet flow", littéralement flux en tire-bouchon (Hesp et Hyde, 1996). Les vents obliques sont aussi à l'origine de la formation de bourrelets sableux situés en bordure de la partie sommitale des parois de déflation. Ce type de formes ou "rim dunes" a déjà été décrit par Carter *et al* (1990), elles sont très fréquentes sur les cordons bordiers du Nord Pas de Calais.

La géomorphologie du couloir est extrêmement sensible aux variations dans la vitesse et l'orientation des flux éoliens. Les zones de déflation et d'accumulation se déplacent ainsi au gré des conditions imposées par le vent. On distingue des zones d'érosion très nettes à l'entrée du couloir et des zones d'érosion secondaires, localisées plus en profondeur, marquant le détournement des vents obliques contre les parois de déflation (fig.55). On étudiera dans le détail les impacts morphologiques de ce type de processus dans les dunes de Merlimont.

Les vents obliques conditionnent également l'axe de progression des pourrières. Le détournement du flux éolien dans le couloir peut nourrir plusieurs lobes d'accumulation. On parle de pourrières à forme multi-lobale (Fauchois, 1994) (photo 12).

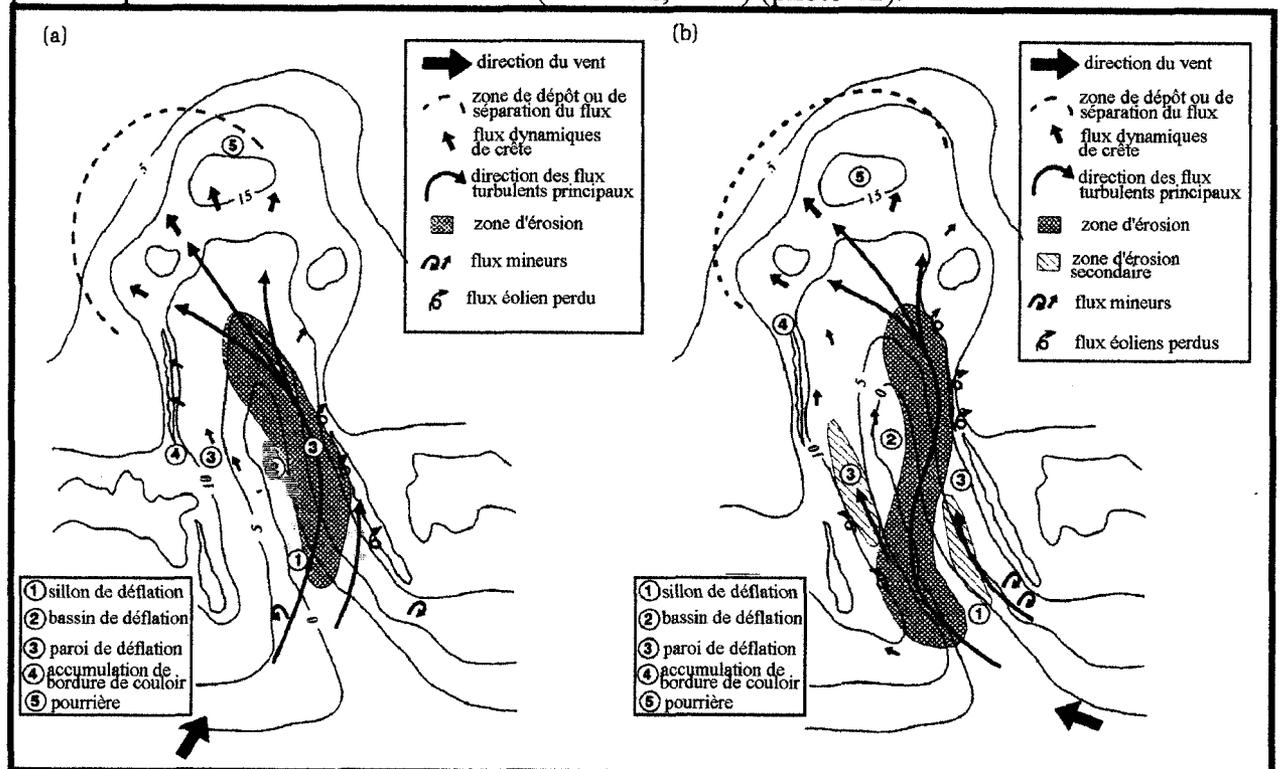


Figure n°55: Réactions du flux éolien à des vents obliques: on observe la forme incurvée qu'adopte le vent dans le couloir ainsi que l'organisation spatiale des différentes zones d'activité morphogénique. La progression des pourrières est relative à l'angle de pénétration des vents. D'après Hesp et Hyde, 1996

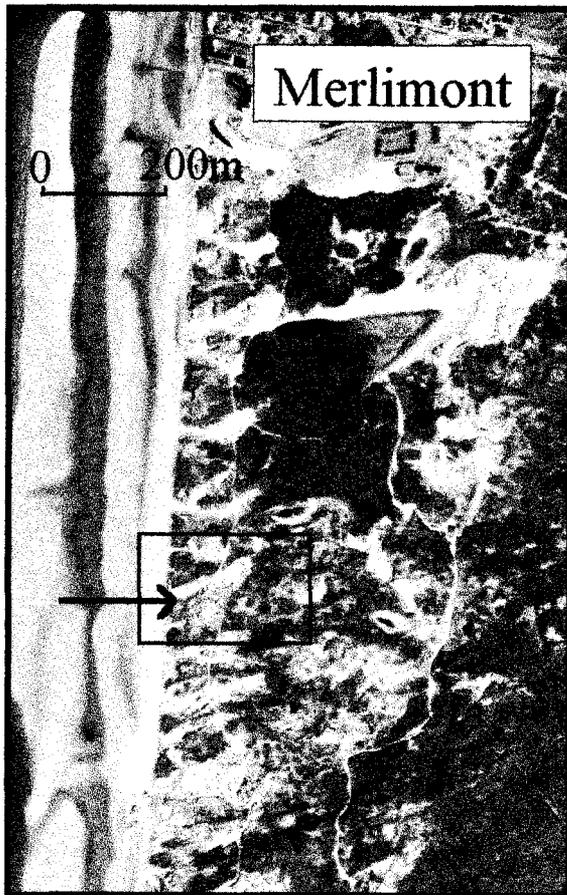
Finalement, cette approche de la dynamique géomorphologique d'un couloir de déflation montre la grande complexité de l'évolution en fonction de l'orientation des vents. Dans des conditions de vents parallèles à l'axe du couloir, l'énergie éolienne s'applique principalement sur la rampe; elle favorise un transport sédimentaire rapide vers la pourrière, avec une érosion concentrée dans la partie supérieure de la rampe (fig. 52 et 53). Cette évolution facilite le creusement vertical du couloir, accompagnant une augmentation du transport sableux liée à la diminution de la pente. Le sapement de la base des parois de déflation contribue également à l'élargissement puisque des mouvements gravitaires se déclenchent. Les vents obliques agissent différemment, les parois de déflation voient leur activité morphogénique augmenter considérablement (Hesp et Hyde, 1996). Une redistribution des secteurs d'érosion s'opère en fonction de l'orientation des flux principaux et mineurs. Le flux principal s'oriente vers l'axe du couloir en un flux turbulent qui dynamise l'élargissement du couloir et conditionne plusieurs axes de progression pour la pourrière.

2) Dynamique éolienne dans les couloirs de déflation sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais

A travers l'étude de deux exemples sélectionnés en fonction de leur position et de leur exposition sur le littoral, on essaiera d'apporter quelques éléments supplémentaires à la démarche proposée par Hesp et Hyde. Le but n'est pas de réaliser une étude identique mais d'illustrer la dynamique éolienne dans les couloirs par des cartes et croquis intégrant l'évolution morphogénique globale. On a vu qu'en analysant plusieurs séries de photographies aériennes, il était possible d'estimer l'évolution d'un couloir dans le temps. Peut-on, à partir du travail de terrain et du suivi géomorphologique, donner des réponses complémentaires pouvant aider à mieux comprendre l'évolution des couloirs de déflation et des pourrières?

a) Exemple d'un couloir de déflation situé sur la façade ouest (Dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont)

• Localisation et description



A



B

Figure n°56: Localisation du couloir étudié sur les photographies aériennes au 1/20000 (A) et 1/5000 (B).

Le couloir choisi se situe à une distance d'environ 500 mètres au sud de Merlimont (fig.56). Il est orienté sur un axe sud-est nord-ouest, parallèle aux vents dominants. Sa largeur est de 15 mètres à son entrée mais se rétrécit progressivement vers l'intérieur. Elle est inférieure à 5 mètres au sommet de la rampe (photo 22A). La pente de la rampe est de l'ordre de 15° ; celle des versants est souvent supérieure à 35° . La paroi nord est soumise à une dynamique morphogénique importante. L'autre paroi de déflation semble plus stable puisque la végétation parvient à s'y installer plus durablement. La rampe est soumise à de fréquentes variations de niveau (Fauchois, 1994); le sable y transite de façon irrégulière dans le temps: les jours de grands vents, le transport sédimentaire est très actif, il l'est nettement moins dans des conditions de vent moyen: la pente étant importante, il est nécessaire que les vents soient forts pour contrer l'action de la gravité. La pourrière est massive mais son profil général n'est pas vraiment convexe; on observe

un bourrelet terminal bien individualisé, colonisé par une végétation pionnière entravant la dynamique dunaire (photo 22B).



Photo n° 22A: Vue du couloir de déflation étudié (Dunes de Merlimont, cliché pris vers l'est en Octobre 1996).



Photo n° 22B: Pourrière associée au couloir de la photo n°22, Dunes de Merlimont, cliché pris vers l'ouest en 1995.

- *La dynamique éolienne dans le couloir et sur la pourrière*

Une grande partie des travaux de quantification ont été réalisés en collaboration avec un groupe d'étudiants réalisant un dossier d'initiation à la recherche dans le cadre de la Maîtrise de

Géographie Physique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille (Denel *et al*, 1997). Bonnet Langagne, travaillant sur la dynamique éolienne dans les dunes de Wissant et de Merlimont (Bonnet Langagne, 1996, 1997) a apporté son concours et son expérience à ces travaux de terrain.

Afin de rendre compte des variations de la dynamique éolienne dans le couloir et sur la pourrière, on utilisera une démarche similaire à celle proposée par Hesp et Hyde en 1996:

- mesures des variations de la force du vent sur un profil longitudinal
- mesures des variations latérales de la force du vent sur des transects réalisés à différents niveaux du couloir
- mesures de la dynamique éolienne sur chacune des parois de déflation pour cerner les secteurs d'érosion et d'accumulation en fonction de l'orientation des vents

Toutes ces mesures seront corrélées à un suivi géomorphologique. On analysera dans un dernier temps l'influence des tempêtes sur la dynamique des couloirs de déflation.

① Mesures dans l'axe du couloir: 19 Février 1997 (fig.57)

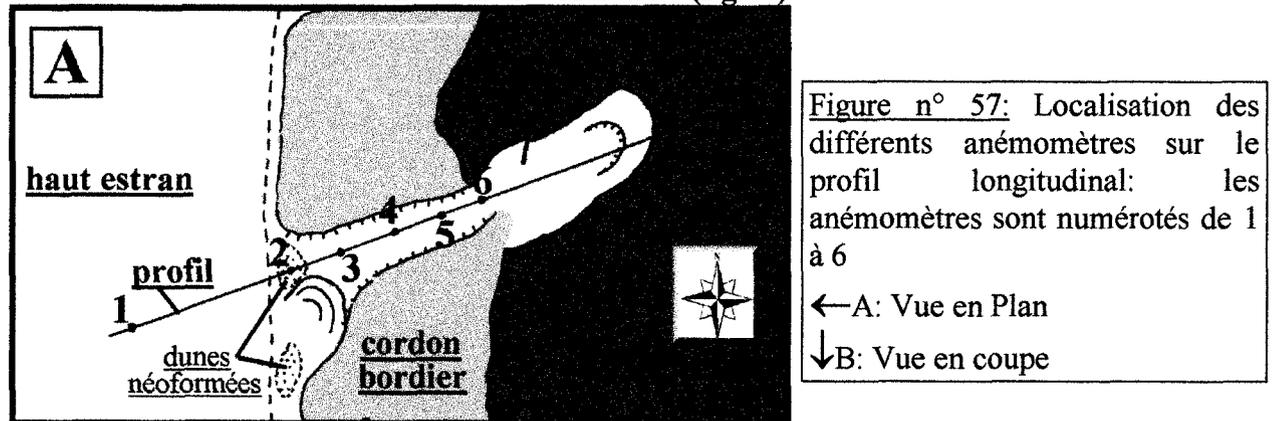
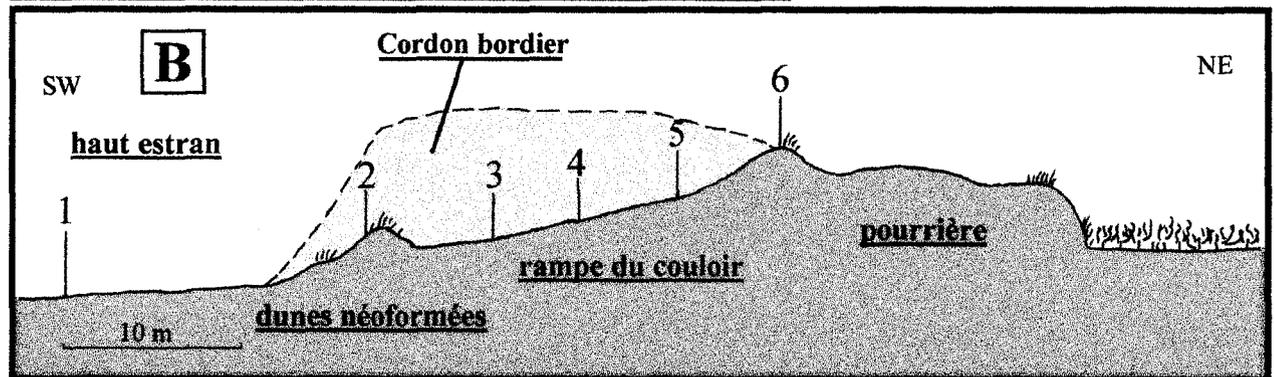


Figure n° 57: Localisation des différents anémomètres sur le profil longitudinal: les anémomètres sont numérotés de 1 à 6
 ← A: Vue en Plan
 ↓ B: Vue en coupe



	1	2	3	4	5	6
Vitesse en m/s	7,85	7,55	6,32	6,85	7,56	8,01
Indice calculé	100	96,2	80,5	87,3	96,3	102

Tableau n°4: Mesures de la force du vent dans le couloir de déflation de la figure 57: La vitesse de référence est calculée à partir des mesures réalisées sur l'estran (anémomètre 1). Les autres résultats sont exprimés par un indice correspondant à un pourcentage de cette valeur.

Les mesures ont été réalisées par vent de sud-ouest à 1m. de hauteur. Elles montrent que la vitesse maximale du vent s'observe bien dans la partie supérieure de la rampe (tableau 4). L'intérieur du couloir marque les valeurs les plus faibles (80,3 au milieu du couloir); on ne retrouve donc pas les effets de la compression du flux éolien.

② Mesures des variations latérales du flux éolien: fig.58 et 59 (19 Février 1997)

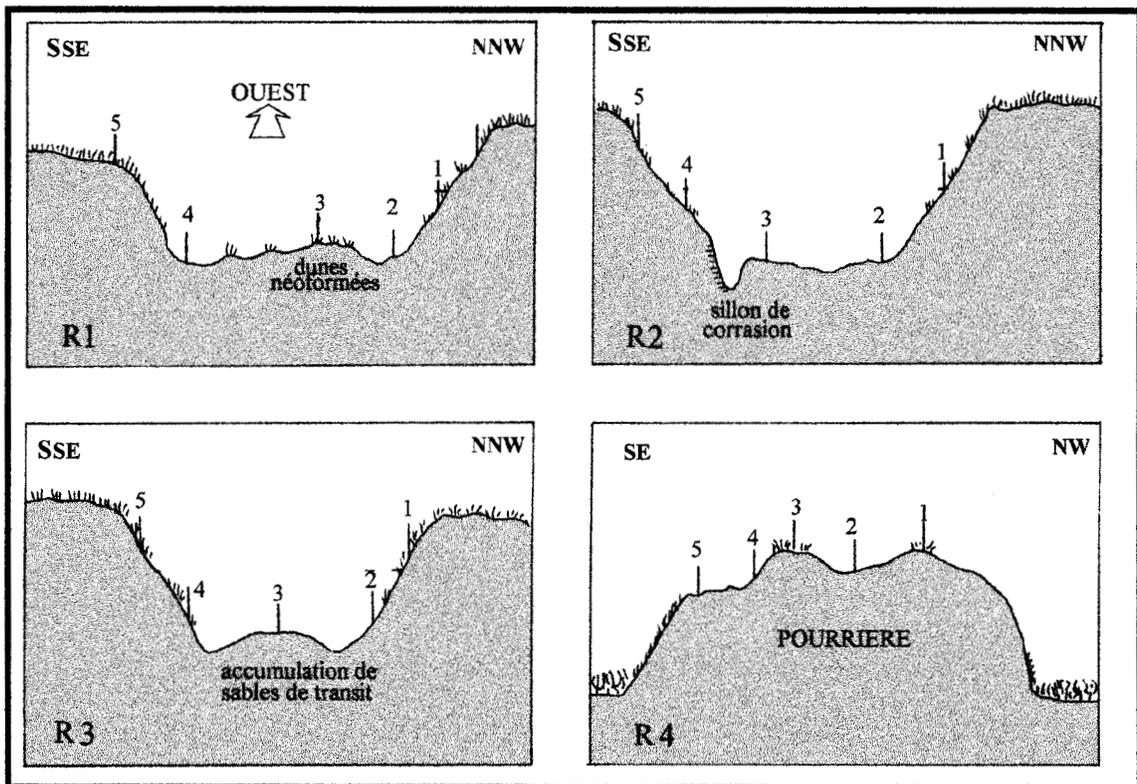
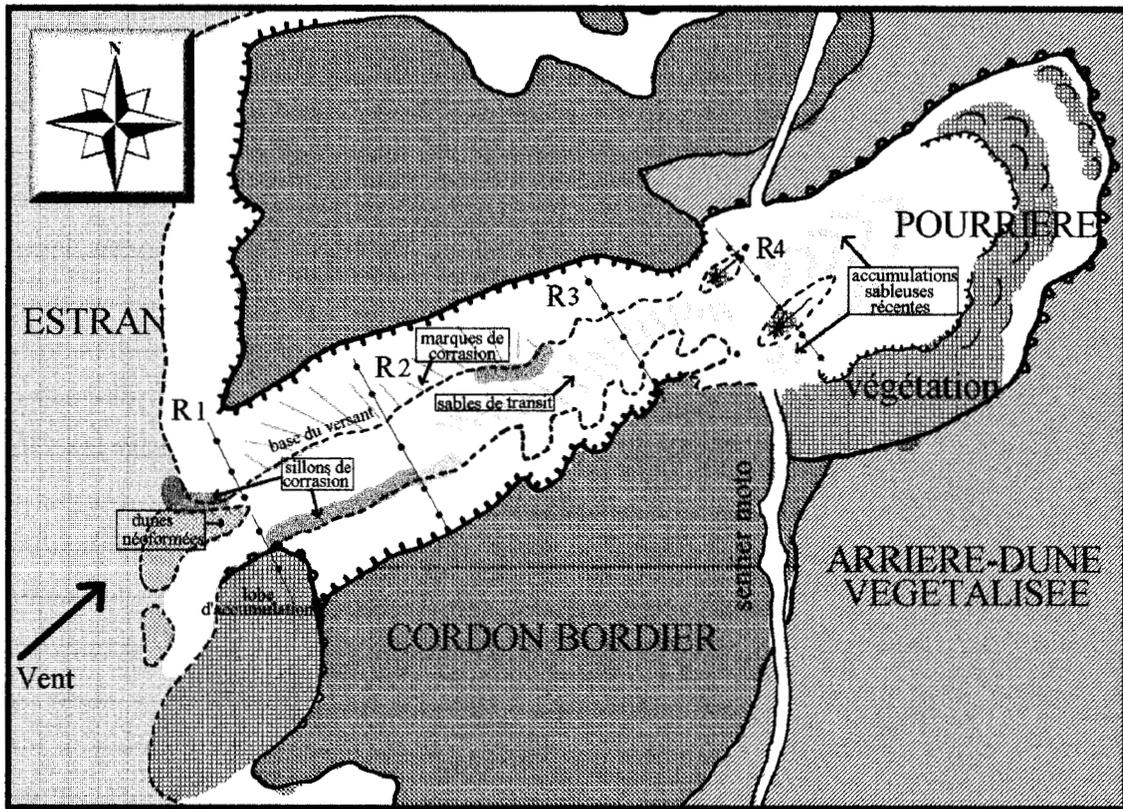


Figure n° 58:

A: Localisation en plan des différents transects (Relevés 1 à 4) dans le couloir de déflation. Echelle approximative: 1/1000

B: Localisation des différents anémomètres sur des transects schématiques et informations géomorphologiques.

	Anémo. 1	Anémo. 2	Anémo. 3	Anémo. 4	Anémo. 5	Anémo. 6
RELEVÉ 1: en m/s	7,80	5,4	4,92	6,33	5,93	7,50
indice	104	72	65,6	85,4	79	100
RELEVÉ 2: en m/s	2,91	2,51	2,87	2,26	3,60	5,86
indice	49,6	42,8	48,9	38,5	61,4	100
RELEVÉ 3: en m/s	5,96	5,53	5,39	4,1	4,90	7,56
indice	78,8	73,1	71,3	54,2	64,9	100
RELEVÉ 4: en m/s	6,01	4,58	7,46	6,96	7,32	8,66
indice	64,9	52,8	86,1	80,39	84,5	100

Tableau n°5: Mesures de vent montrant les variations latérales de la dynamique éolienne sur différentes sections du couloir de déflation. La position des relevés est signalée sur la figure 58A. L'anémomètre 6 donne la mesure de référence; il correspond à une donnée prélevée sur l'estran, à une hauteur de 2 mètres. Les autres anémomètres ont été disposés à 1m de hauteur

La disposition des anémomètres tient compte de la répartition des secteurs d'activité morphogénique. Les mesures ont été réalisées en janvier 1997, quelques jours après une période de forts vents de nord ouest. La répartition des formes d'érosion et d'accumulation répond donc à des conditions de vents différentes de celles observées le jour des mesures (vents de sud-ouest).

- Le relevé 1 est situé à l'entrée du couloir. Cinq anémomètres sont installés à différents niveaux des parois de déflation et sur la rampe. Cette dernière est occupée par des dunes néoformées, hautes d'un mètre environ, et couvertes par une végétation claire de graminées. Cette végétation pionnière augmente la rugosité et diminue donc la force du vent (voir tableau 5: relevé 1, anémomètre 3). La paroi nord est la plus exposée aux vents durant l'année. Sa pente est importante car le sable est sans cesse déblayé à la base du versant. On a vu que la raideur de la pente déterminait une accélération de la force du vent (fig.48); il est donc fort probable que l'accélération montrée à ce niveau par les mesures (anémomètre 1), soit liée à ce type de processus; les marques de corrasion présentes sur l'ensemble de la paroi nord confirment cette dynamique (fig. 58A).

- Le relevé 2 est situé dans la partie médiane du couloir. La dynamique géomorphologique est ici très contrastée. La paroi nord présente de fortes marques de corrasion, des glissements en paquets et des avalanches sableuses de petite taille. Dans l'ensemble, le flux éolien est considérablement ralenti. Les valeurs sont globalement équivalentes à 50% de ce qu'elles sont sur l'estran. Le phénomène d'accélération des vents lié à la compression par les parois n'apparaît pas du tout. La paroi sud, légèrement abritée du vent, présente même des valeurs inférieures à 40% (anémomètre 4). On peut noter au passage que cette paroi sud est dans l'ensemble nettement plus végétalisée que la paroi nord; la rugosité est donc plus importante. Dans le fond du couloir, on retrouve un sillon de corrasion, profond d'un mètre environ, lié aux vents de nord ouest ayant précédé la journée de mesures. La vitesse du vent y est très faible (observation de terrain).

- Le relevé 3 est situé dans la partie supérieure du couloir. La rampe est ici couverte par des sables de transit, s'accumulant lorsque la pente est trop importante pour que ne se déclenche le transport. Les valeurs sont similaires sur l'ensemble du transect (de 70 à 80% de la valeur de l'estran). L'anémomètre 4, situé dans une petite aspérité plus ou moins abritée du vent, présente une valeur un peu plus faible. On peut évaluer les variations de la direction du vent à ce niveau en observant les changements d'orientation des ripple-marks sur les sables de transit. Ce type de technique apporte des informations parfois très intéressantes; dans certaines conditions, elle permet de retracer les orientations des flux secondaires (Bonnet Langagne, 1997).

- Le relevé 4 est situé légèrement en aval de la partie sommitale de la pourrière, juste dans le secteur où commencent les accumulations. Les anémomètres ont été installés dans des secteurs stratégiques, présentant des dynamiques d'accumulation sensiblement différentes. Le but était de montrer que le transport sableux ne s'effectue pas seulement dans le sens des vents dominants, la topographie de détail influe en effet fortement sur les conditions de dépôt. Les mesures n'apportent pas vraiment d'indications déterminantes; on note simplement que l'anémomètre 2 présente les valeurs les plus faibles et les plus fortes accumulations: à la fin de la journée de mesures, un lobe sableux d'une épaisseur de 50 cm s'est clairement dessiné à ce niveau; ces dépôts sont mentionnés sur la figure 58A sous le libellé "accumulations sableuses récentes".

③ La dynamique des parois de déflation

Les parois de déflation présentent souvent des aspects très différents. Dans beaucoup de cas, on observe une réelle dissymétrie dans leur profil général, basée sur l'exposition aux vents dominants. La paroi la plus exposée porte fréquemment des marques de corrasion, elle est affectée par d'importants mouvements gravitaires, liés au déchaussement des formations végétales par le vent. L'autre paroi, plus abritée, évolue un peu moins rapidement; la végétation parvient à s'implanter dans les moindres creux et ralentit ainsi la mise en mouvement des grains de sable.

En réalisant un grand nombre de mesures sur chacune de ces deux parois, on parvient à cerner, dans l'espace, la répartition des zones dynamiques que génère l'action du vent. Il existe un lien évident entre la répartition des marques de corrasion dans un couloir et l'orientation générale du flux éolien en fonction de la topographie dunaire. On mesurera donc dans un premier temps la réaction du flux éolien contre chacune des parois, puis on verra comment ce flux s'organise dans des conditions d'orientation des vents différentes. Le but est d'établir des modèles d'évolution théoriques des formes de déflation, basés sur une interprétation quantitative et descriptive.

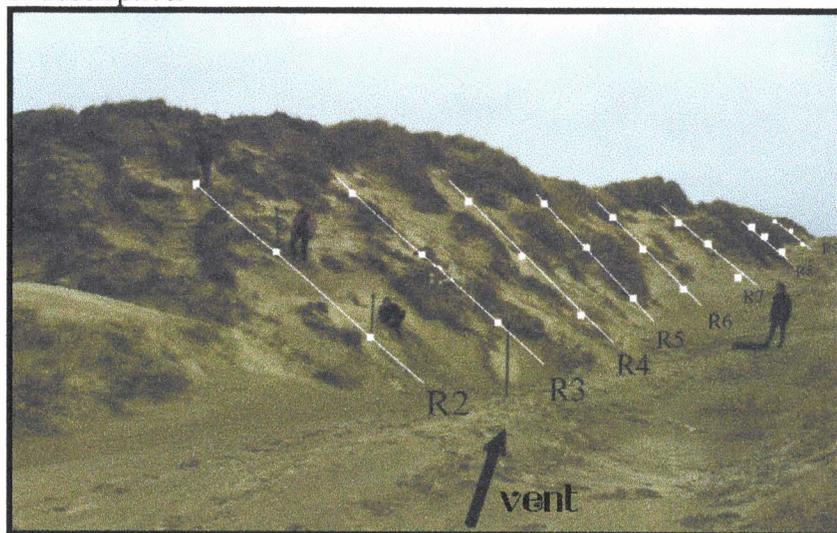


Photo n° 23: Disposition des anémomètres sur les parois du couloir de déflation

- Les mesures:

Les parois de déflation, ont été quadrillées par le biais de 14 relevés; 8 sont situés sur la paroi nord (photo 23), 6 sur la paroi sud. Chacun des relevés correspond à 4 mesures: l'anémomètre 1 est situé sur l'estran, toujours à une hauteur de 2m., à 30 mètres environ de l'entrée du couloir. Il constitue le point de référence à partir duquel seront calculés les indices. Les anémomètres 2, 3 et 4 sont situés respectivement à la base, au milieu et dans la partie supérieure du versant.

Les temps de mesure sont de 5 minutes, un relevé est comptabilisé toutes les cinq secondes sur chaque anémomètre. Les différents relevés sont effectués successivement, vers l'intérieur du couloir. Les moyennes de vent sont calculées puis rapportées au temps de référence de l'anémomètre 1 pour chaque mesure; cela permet d'éviter les erreurs liées au fait que les mesures ne sont pas effectuées simultanément. Il est quand même nécessaire d'être prudent avec les

chiffres; certains relevés ont en effet été réalisés dans des conditions particulières: parfois, l'anémomètre était disposé en position abritée (présence de grosses touffes de végétation ou installation dans une légère aspérité du couloir). Pour pallier ces problèmes, on précisera, lorsque cela est nécessaire, les conditions dans lesquelles ont été réalisés les relevés. Par exemple, pour les relevés 13 et 14, on tiendra compte de phénomènes de turbulences dans les petits creux de déflation qui sont précisés sur le croquis de localisation des relevés (fig.59). Les valeurs obtenues (tableau 6) restent cependant représentatives de la réalité de terrain; elles serviront à une cartographie de la répartition de la dynamique éolienne sur les parois du couloir.

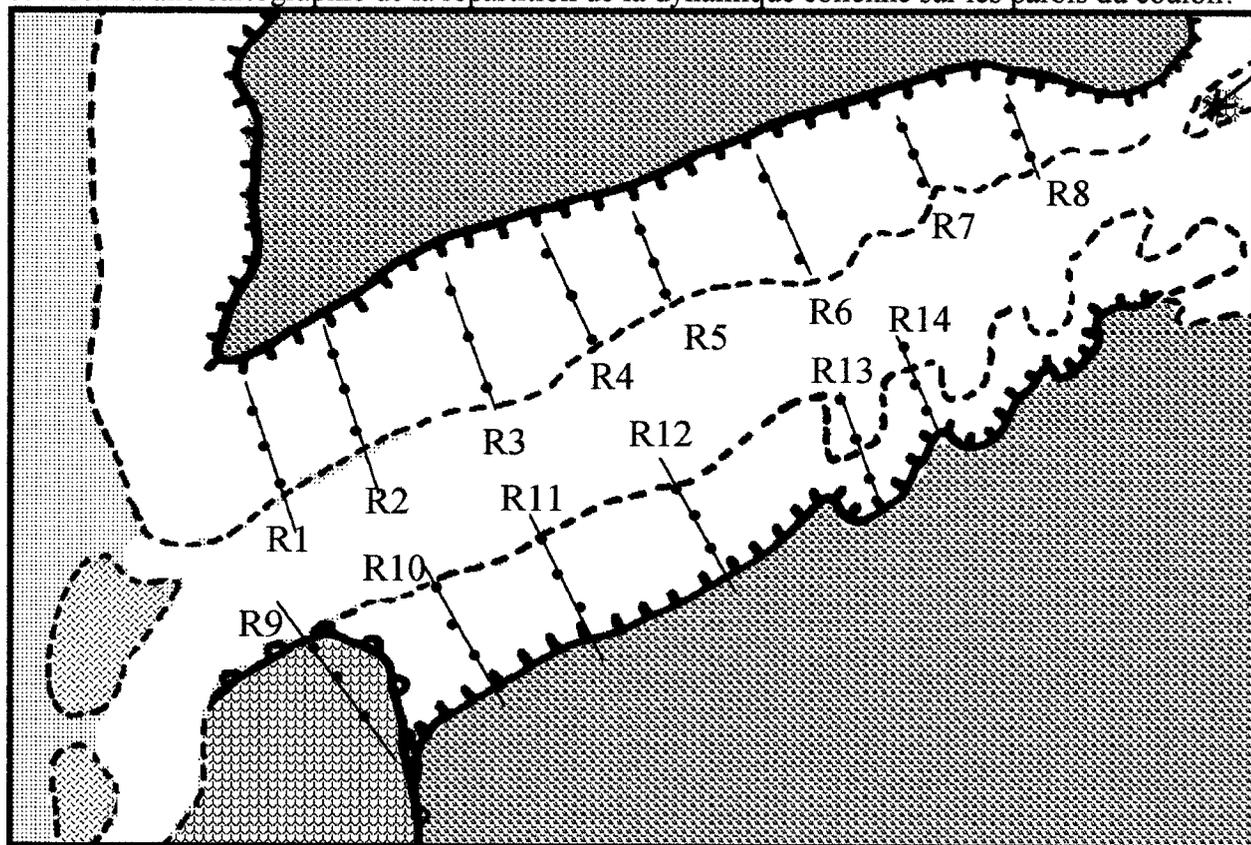


Figure n°59: Localisation des anémomètres sur les différents relevés: l'objectif est d'établir un croquis de la répartition de la dynamique éolienne sur les parois de déflation. (1/500 environ)

	Anémo. 2		Anémo. 3		Anémo. 4		Pente G ^{nk}	Anémo. 1	
	m/s	Indice	m/s	indice	m/s	Indice	en D°	m/s	Indice
R1	4,10	70,69	4,25	73,27	4,38	75,51	42	5,80	100
R2	5,69	99,47	5,15	90,03	5,23	91,43	40	5,72	100
R3	4,86	86,01	4,57	80,68	4,63	81,95	43	5,65	100
R4	5,67	88,18	3,50	54,43	6,53	101,55	40	6,43	100
R5	5,59	84,82	6,05	91,80	5,70	86,49	38	6,59	100
R6	4,82	84,71	4,97	87,35	6,52	114,58	36	5,69	100
R7	5,50	86,07	6,46	101,09	6,27	98,12	34	6,39	100
R8	5,22	82,98	5,97	94,91	7,71	122,57	31	6,29	100
R9	6,05	77,26	6,87	87,74	9,32	119,03	36	7,83	100
R10	5,91	77,97	4,17	55,01	7,97	105,14	40	7,58	100
R11	7,68	88,78	6,08	70,29	2,52	29,73	35	8,65	100
R12	7,80	88,83	7,18	81,77	2,15	24,49	34	8,78	100
R13	8,92	94,59	8,13	86,21	2,87	30,43	32	9,43	100
R14	8,42	96,78	8,71	100,11	5,95	68,39	29	8,70	100

Tableau n°6: Mesures de vents sur les parois d'un couloir de déflation (dunes de Merlimont)

- L'interprétation:

La lecture des données du tableau 6 offre des perspectives cartographiques intéressantes. Il est cependant nécessaire d'être très prudent quant à l'interprétation cartographique. Celle-ci est avant tout schématique, puisqu'elle généralise dans l'espace des valeurs ponctuelles. Les mesures, on l'a vu, ont été réalisées sur des points bien précis, présentant parfois des conditions d'exposition particulières. On tiendra donc compte de ce type d'information dans la zonation des secteurs d'activité éolienne. Cette zonation repose aussi sur l'observation de la géomorphologie du couloir. La figure 60 propose une première interprétation de l'écoulement du flux éolien dans le couloir et de la modification de sa dynamique en fonction de la topographie. On observe que le vent est dévié vers l'intérieur du couloir par la paroi nord. Des secteurs d'activité secondaires se dessinent au niveau de la partie supérieure de la rampe.

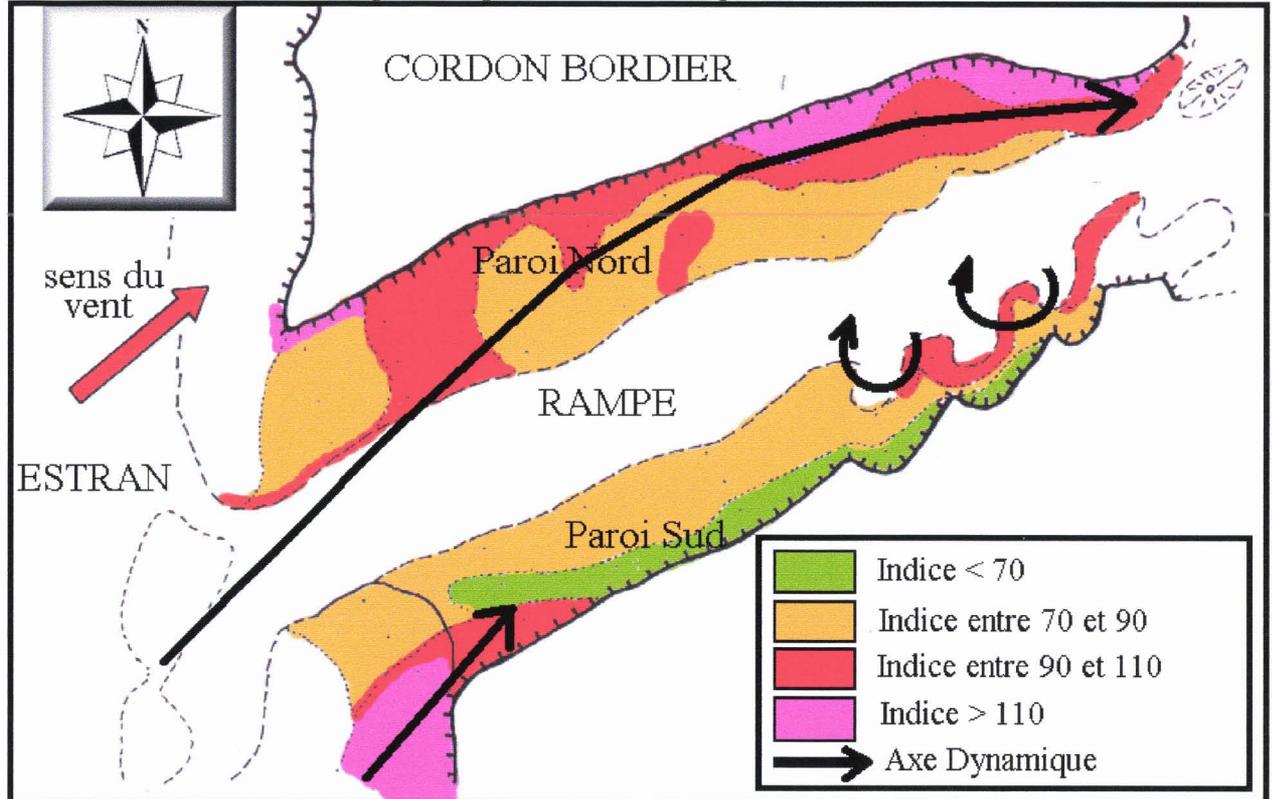
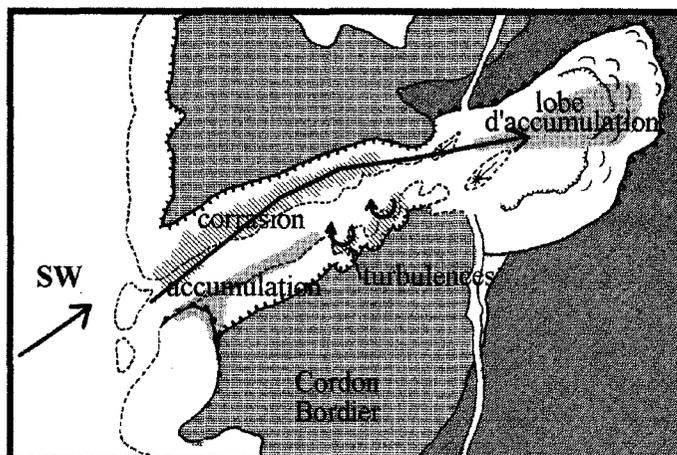


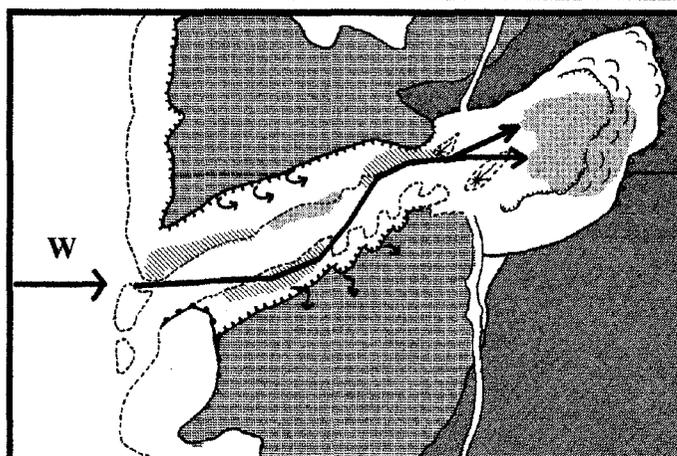
Figure n°60: Cartographie de la dynamique éolienne au niveau des parois d'un couloir de déflation; les grands axes dynamiques de l'écoulement du vent sont signifiés par une flèche noire, on observe la déviation de ce flux contre la paroi nord.

Ce type de travail est valable pour une orientation du vent bien précise. Il serait intéressant d'effectuer un travail similaire dans plusieurs types d'orientation, on pourrait voir notamment comment se répartissent les secteurs d'activité morphogénique dans le couloir. La réponse morphologique aux changements de l'orientation des vents étant très rapide, il est possible, à travers toute une série d'observation de terrain, de dresser un bilan morphodynamique précis des variations du flux éolien dans un couloir. L'analyse est basée sur l'observation de la répartition des formes d'érosion et d'accumulation, et de l'orientation des ripple-marks sur la rampe. Par cette technique, il est possible d'établir des modèles schématiques d'évolution morphogénique des couloirs de déflation (fig. 60), basés sur les fluctuations de la direction du vent (seuls les vents les plus fréquents feront fait l'objet d'une analyse). Globalement, les résultats concordent avec ceux obtenus par Hesp et Hyde (1996) (fig.55).

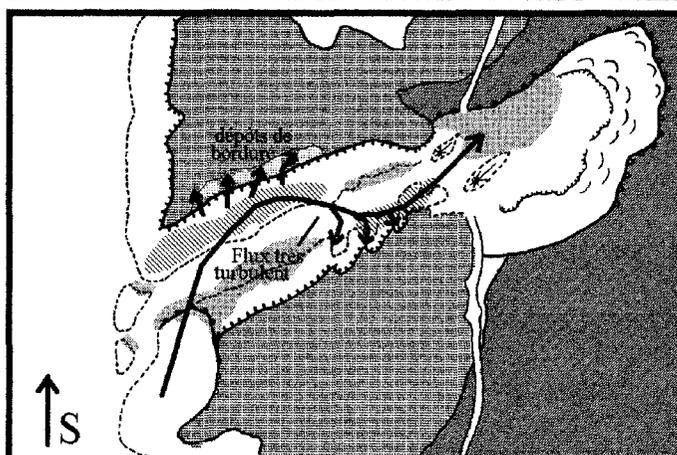


Pour des vents de sud ouest, on vient de voir qu'il existait plusieurs secteurs dynamiques:

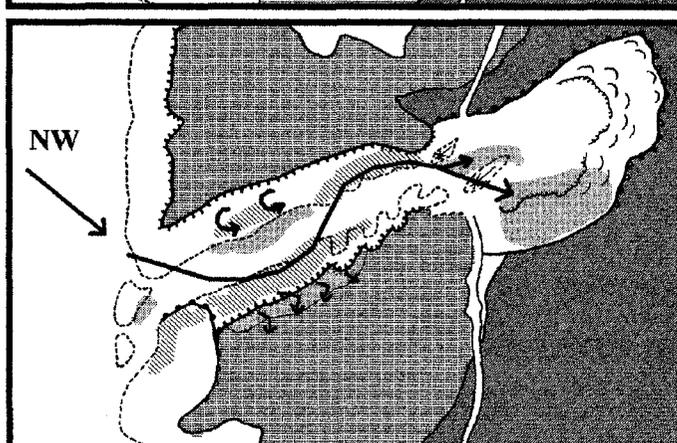
- corrosion importante au niveau de la façade nord
- formation de sillon de corrosion au contact entre la paroi et la rampe par affouillement
- accumulations concentrées dans la partie centrale de la pourrière
- turbulences dans la partie supérieure de la rampe



Pour des vents d'ouest, le flux éolien subit une nette influence de la topographie; les secteurs dynamiques se répartissent autour de l'axe d'écoulement. La corrosion éolienne affecte plutôt le versant sud. Des phénomènes de turbulences s'observent au niveau de la paroi opposée. Les accumulations sont toujours très limitées dans le couloir. L'accumulation sur la pourrière est différente. Elle s'effectue sur 2 lobes coalescents



Pour les vents de sud, le flux éolien se comporte de façon assez particulière. La topographie dunaire constitue un obstacle de plus en plus important puisque l'angle d'incidence par rapport à la paroi nord est quasi perpendiculaire. Le flux "ricoché" et devient extrêmement turbulent. Au niveau des mesures de vent, cela se manifeste par une augmentation de l'amplitude des fluctuations de la force du vent; il devient instable dans le temps mais son action érosive est renforcée



Les processus sont presque identiques pour les vents de nord mais ils sont inversés; c'est la paroi sud qui subit le plus l'érosion éolienne. Des dunes de bordure de couloir (*rim dunes*) se forment lorsque le flux franchit le sommet de la paroi. On note que l'accumulation sur la pourrière est dépendante des fluctuations de la direction du vent. C'est par ces processus que se développent les pourrières multi-lobales.

Figure n°61: Orientation des flux morphodynamiques dans le couloir de déflation en fonction de la direction des vents dans les dunes de Merlimont.

Dans des conditions de vents modérés, les évolutions décrites sur la figure 60 sont lentes. Les formes se dessinent clairement au bout de plusieurs jours de vents réguliers. Cependant, lors des gros coups de vents ou des tempêtes, la dynamique dans le couloir est considérablement accélérée. Les formes deviennent très nettes et le transport sableux est maximal. Les changements sont parfois spectaculaires (photo 24).



Photo n° 24: Aspect du couloir de déflation étudié avant et après une tempête (Photo A: Novembre 1997, Photo B: Janvier 1998; cliché pris vers l'est)

A: on note la présence des dunes néoformées à l'entrée du couloir et l'importance du stock sableux accumulé sur la rampe

B: un large sillon de corrasion entaille la rampe; la présence de débris indique que la mer a pénétré dans le couloir pendant la tempête

Pour conclure, on peut rappeler l'importance de la relation entre l'activité dunaire et la dynamique éolienne. En observant la répartition des formes d'érosion et d'accumulation, on peut aisément comprendre l'organisation de la dynamique éolienne sur la topographie dunaire. Le travail de mesure n'est en fait qu'une confirmation du travail d'observation. Dans l'ensemble, les résultats des mesures apportent des précisions utiles. On retiendra notamment que les vitesses maximales du vent sont observables au niveau de la crête de la rampe et que contrairement aux idées reçues, le phénomène de compression n'est pas aussi évident à démontrer.

En plus de tout ce travail, il serait intéressant d'effectuer une analyse détaillée des véritables rythmes de transport sédimentaire éolien. Pour des questions de temps, il fut difficile de développer cet aspect de la recherche. Pour l'instant, l'observation et le suivi morphologique apportent beaucoup de

réponses aux questions que pose la dynamique géomorphologique d'un couloir de déflation.

b) Exemple d'un couloir de déflation dans les dunes de la Baraque Fricot (baie de Wissant)

Les conditions d'exposition aux vents dominants sont différentes sur cette partie du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Les côtes sont orientées vers le nord et le nord-ouest, elles sont ainsi abritées des flux de sud et de sud-ouest par le cap Gris-Nez et la pointe de la Courte dune. Une grande partie de l'évolution géomorphologique de la baie de Wissant est liée à la dynamique d'un banc sous-marin, situé à quelques centaines de mètres vers le large: le Banc à la Ligne. Celui-ci conditionne l'hydrodynamique marine en imposant une organisation particulière aux courants de marée et en modifiant les conditions de déferlement des houles. Le problème de démaigrissement des plages est un problème chronique dans ce secteur; la carence sédimentaire se répercute au niveau des dunes par une accélération du recul de la côte, ce qui pose à l'heure actuelle un grand nombre de problèmes. On verra dans le quatrième chapitre comment évoluent les différents massifs dunaires de la baie de façon plus précise.

Les formes de déflation sont assez rares ou de faible ampleur dans cette baie de Wissant; c'est une des conséquences premières de l'angle d'exposition aux vents. Le couloir étudié a été choisi en fonction de sa taille et de son degré d'évolution. Il présente de nombreuses formes actives dont l'évolution dans le temps a été très complexe car l'agent anthropique est intervenu à différents niveaux sur ce secteur. En utilisant le protocole de mesures établi dans les dunes de Merlimont, on étudiera la dynamique éolienne dans ce couloir. On s'est surtout attaché à montrer l'organisation des flux éoliens en fonction de la direction des vents et de la topographie dunaire.

• *Localisation*

Le couloir étudié se situe dans le massif des dunes de la Baraque Fricot de la baie de Wissant. Localisé dans la partie ouest de la baie, ce secteur est soumis à une érosion marine importante (Bonnet-Langagne, 1997; Clabaut, 1984, 1988; Pinte, 1987). La morphologie du couloir est très différente de ce que l'on a pu voir à Merlimont. Il ne se présente pas sous forme d'une tranchée entaillant le cordon bordier mais sa morphologie montre une dynamique très complexe. L'entrée du couloir est située un peu en retrait du niveau du haut estran; les incursions marines sont donc extrêmement rares. Il s'ouvre vers la mer sur plus de 100 mètres mais se rétrécit très rapidement pour atteindre une largeur moyenne d'environ 10 mètres. Il transperce le cordon bordier sur près de 30 mètres et aboutit à une zone d'accumulation de type "pourrière". Celle-ci est divisée en deux axes de progression; l'un dirigé vers le sud, l'autre vers l'est (fig. 62).

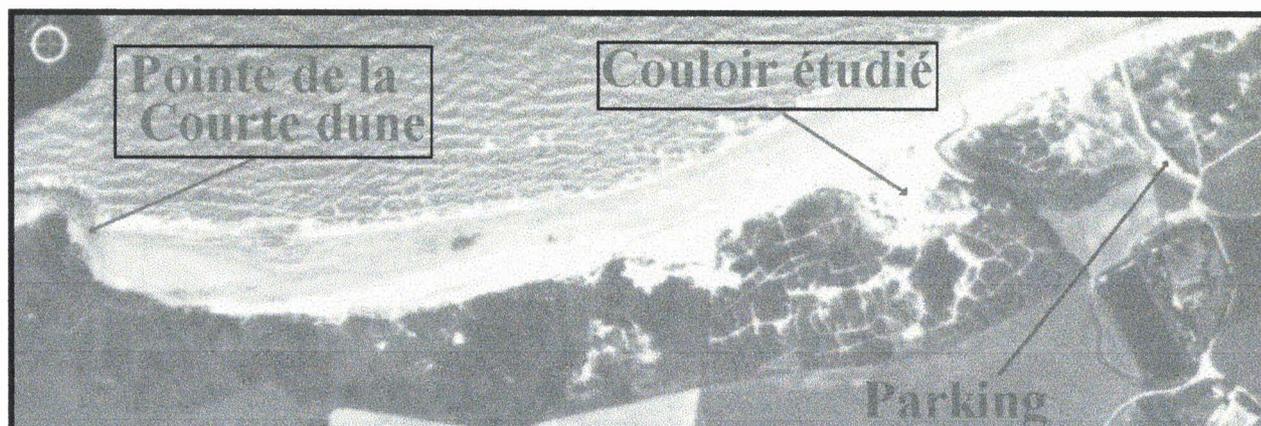


Figure n°62: Localisation du couloir de déflation étudié, Dunes de la Baraque Fricot, à l'échelle du 1/5000, d'après les clichés aériens de 1995 au 1/20000

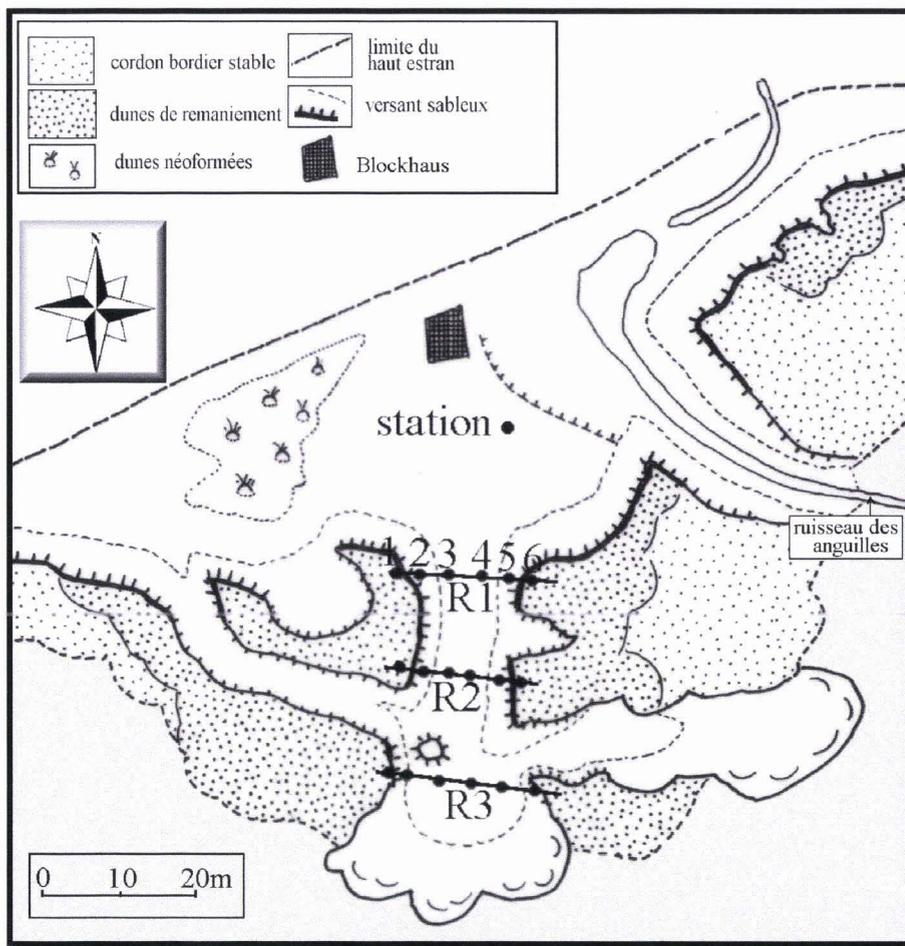


Figure n°63: Croquis géomorphologique du couloir de déflation au 1/1000 et localisation des relevés du tableau 7.

où le vent continue à modeler les dunes de manière significative. La figure 63 apporte les informations nécessaires pour comprendre la géomorphologie du couloir. On remarque qu'il s'inscrit au sein de dunes de remaniement (photo 25) et que plusieurs axes de déflation animent



Photo n°25: Vue de la partie interne du couloir de déflation (cliché pris vers l'est)

• *Morphologie générale du couloir de déflation.*

Le couloir s'inscrit dans un cordon présentant des caractéristiques spécifiques, relatives à son évolution. L'analyse des photographies aériennes anciennes montre que ses dimensions n'ont que très peu changé depuis plus de 30 ans. On notera simplement que la pénétration du sable vers l'arrière-dune a compensé les espaces perdus aux dépens de la mer. On se trouve en fait dans un système actif, où la dynamique marine influe bien plus sur la géomorphologie dunaire que la dynamique éolienne. Ce couloir est une des dernières formes du site

l'évolution des pourrières (photo 26). Les dunes néoformées situées à l'entrée du couloir résultent de l'action de la déflation: lorsque celle-ci a atteint le niveau de la nappe, les touffes de végétation se sont installées et ont favorisé l'accumulation du sable (photo 27).

La présence d'un banc de galets, situé à la limite du haut estran joue un rôle non

négligeable sur le transport du sable de l'estran vers les dunes. On a vu que ce type d'obstacle offrait une rugosité plus forte et perturbait ainsi le transport sédimentaire. En utilisant les indices géomorphologiques de terrain et en effectuant une analyse quantitative de la dynamique éolienne, on peut essayer de mieux comprendre pourquoi les formes et les dynamique sont différentes de ce que l'on a pu observer à Merlimont. On verra qu'il existe une évolution complexe, basée sur la disposition topographique et les variations de la direction des vents.



Photo n°26: Cliché pris vers le sud en janvier 1997, montrant l'ensevelissement des formations végétales par l'avancée d'un lobe d'accumulation de forme convexe. La progression de cette pourrière est très lente.



Photo n°27: Dunes néoformées situées à l'entrée du couloir de déflation; on remarque la présence de formations végétales comme le chiendent des sables (*Elymus farctus*) ou l'oyat (*Ammophila arenaria*). Sur l'estran, on peut voir la terminaison du banc de galets

- *La dynamique éolienne dans le couloir*

Il n'était pas nécessaire d'effectuer un travail de mesures aussi poussé que pour le site de Merlimont. Étant donné que ce couloir ne possède pas vraiment de rampe (la pente est inférieure à 5°), on a essayé de voir, à travers quelques transects latéraux, si le flux éolien s'écoule de la même façon. La plus grande partie du travail a consisté à déterminer les axes dynamiques en fonction de l'orientation des vents. On a vu que ce système permettait de bien saisir les différents types d'évolutions morphogéniques (fig.61).

Les relevés ont été effectués successivement, vers l'intérieur du couloir, le 28 Janvier 1997. Les temps de mesure étaient de 10 minutes (le vent étant assez instable, il était préférable de choisir un long pas de temps pour que les mesures soient significatives). Les vitesses de vent ont été relevées toutes les cinq secondes (les 5 valeurs les plus fortes et les 5 plus faibles ont été écartées pour réaliser les moyennes), à un mètre de hauteur. Trois relevés ont été effectués, l'un à l'entrée du couloir, le second dans la partie médiane, et l'autre à la sortie du couloir, dans un secteur plus large où s'opère une grande partie des accumulations sableuses. La pente des parois de déflation est très forte (entre 35 et 45°); elle témoigne d'une activité morphologique certaine. La végétation est quasi-absente de ces parois de sable vif.

Les mesures apportent quelques indications intéressantes (tableau 7):

Le flux éolien perd une grande partie de sa vitesse en entrant dans le couloir de déflation (les valeurs observées sont comprises entre 35 et 83% sur le relevé 1).

Sur le relevé 2, on observe une très légère augmentation de ces valeurs; peut-être peut-on relier cette évolution au phénomène de compression. Même s'il n'a pas été démontré dans les exemples précédents, on peut penser que la profondeur du couloir et la raideur des parois (plus importantes qu'à Merlimont) peuvent provoquer la compression et l'accélération du flux éolien.

Sur le relevé 3, on observe une nette diminution des valeurs, sauf dans les parties les plus élevées du relief dunaire (anémos 1 et 6). Ces conditions sont favorables au déclenchement du processus d'accumulation.

	Anémo 1	Anémo 2	Anémo 3	Anémo 4	Anémo 5	Anémo 6	Station
Relevé 1							
en m/s	4,5	3,3	3,8	3,2	1,9	4,3	5,4
Indice	83,3	76,7	70,4	59,2	35,2	79,6	100
Relevé 2							
en m/s	4,8	4,8	3,5	3,6	1,7	4,3	4,5
Indice	106,7	106,7	77,8	80	37,8	95,5	100
Relevé 3							
en m/s	5,3	3,6	2,3	2,9	2,8	4,6	6,7
Indice	79,1	53,7	34,3	43,2	41,8	68,6	100

Tableau n°7: Mesures de vent dans un couloir de déflation des dunes de la Baraque Fricot (baie de Wissant). Localisation des relevés sur la fig.63

- *La morphodynamique du couloir en fonction de l'orientation des vents*

Sur le terrain, l'observation des formes liées à l'action du vent (orientation des rides de sable, formes de corrasion éolienne et formes d'accumulation temporaires) permettent une visualisation nette de l'orientation du flux éolien dans le couloir et sur les formes d'accumulation. La connaissance des fluctuations de ce flux est une étape indispensable dans l'étude de la géomorphologie du couloir, elle permet d'estimer au plus juste les axes de transport sédimentaire.

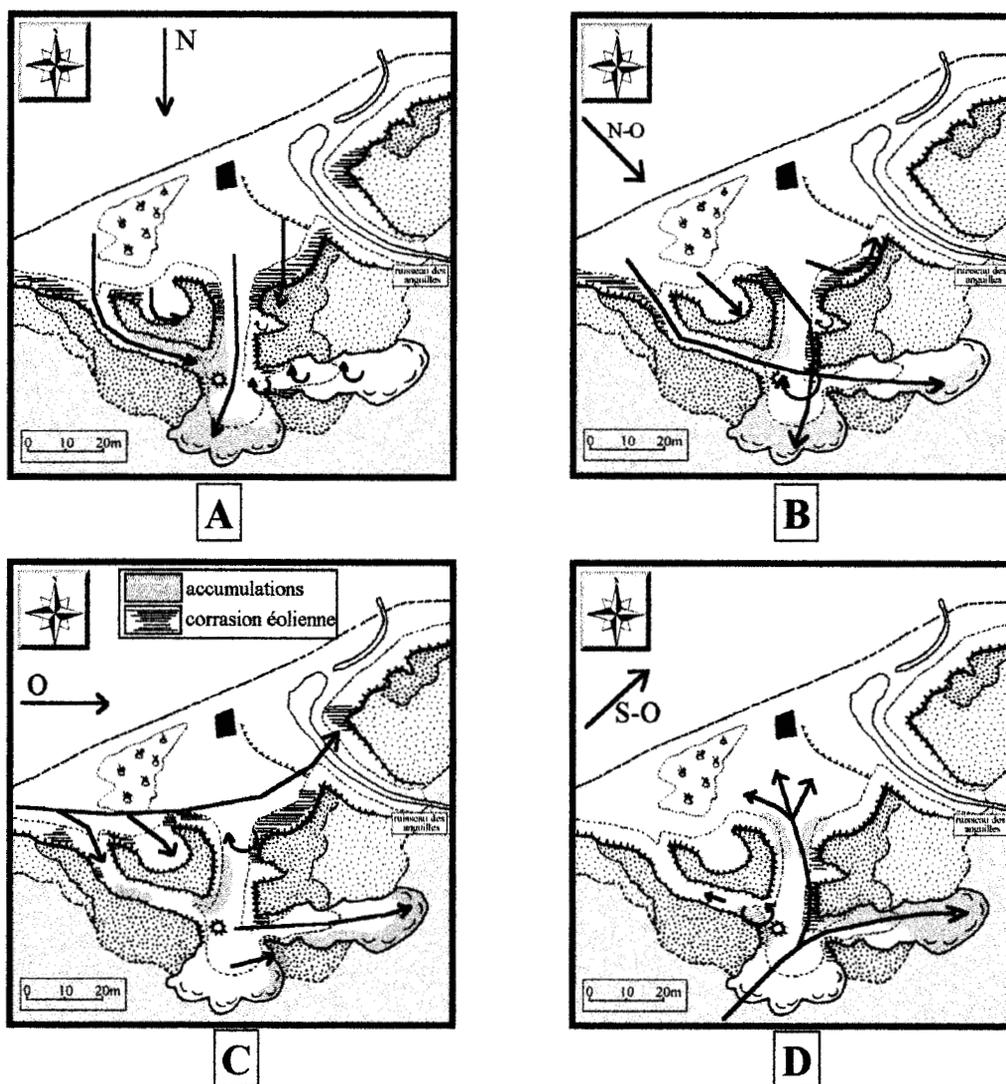


Figure n°64: Orientation des flux morphodynamiques dans le couloir de déflation des dunes de la Baraque Fricot en fonction de la direction du vent, Echelle: 1/2000

- A: par vent de nord
- B: par vent de nord-ouest
- C: par vent d'ouest
- D: par vent de sud-ouest

La figure 64 fait apparaître des informations particulièrement intéressantes:

- La pourrière progressant vers le sud est alimentée lorsque les vents soufflent vers le sud ou le sud-est. Sa petite taille montre que les apports sont rares. On peut expliquer cette lente évolution par l'interaction de plusieurs facteurs limitants:

Faible stock sédimentaire sur l'estran mobilisable par la déflation; le niveau de la plage est souvent si bas que le sable reste humidifié par la proximité de la nappe salée: en creusant dans le sable, celle-ci apparaît à moins de 30 cm en milieu d'estran sur un banc sableux.

Présence d'un banc de galets devant le couloir, faible fréquence des vents de nord et de nord-ouest, par comparaison aux vents d'ouest et de sud-ouest.

- La pourrière progressant vers l'est est dynamisée lors des périodes de vents d'ouest, sud-ouest, et nord-ouest. Cependant, il est important de noter qu'elle jouit d'apports sableux ne transitant pas directement par le couloir de déflation. La figure 64 montre qu'une grande partie du transport s'opère par un sillon de corrasion plus ou moins perpendiculaire à l'axe du couloir, ou par remobilisation des grains de sable déposés sur l'autre pourrière lors des vents de sud-ouest.
- Lors de vents de sud ou de sud-ouest, le couloir fonctionne à l'inverse; les sédiments sont expulsés vers la mer. Les rides de sables, se formant en éventail à l'entrée du couloir dans ces conditions, matérialisent bien cette évolution inversée.

Dans l'ensemble, on voit que la complexité de la dynamique du couloir influe à long terme sur la vitesse d'évolution des pourrières: le couloir fonctionne dans trois directions: vers le sud et vers l'est par le biais des pourrières, et vers le nord lorsque le sable est expulsé du couloir par les vents de sud. Ce type de double évolution ne peut que favoriser une stabilité spatiale de la forme, sans pour cela affecter l'activité dunaire; on comprend, par cette analyse, pourquoi ce couloir a peu changé depuis plus de 30 ans. Il est clair qu'on est loin du schéma mono-directionnel des dunes picardes. Cette double dynamique est assez fréquente sur l'ensemble des côtes du littoral flamand. Les études détaillées de différents sites dans le chapitre IV confirmeront cette tendance.

CONCLUSION DU CHAPITRE III:

Dans le cadre de cette approche de la dynamique éolienne en milieu dunaire, il est clair que le travail de quantification est indispensable si l'on veut pouvoir estimer au plus juste le degré d'altération des cordons dunaires par les formes de déflation. A partir de l'interprétation diachronique de photographies aériennes, on a vu que l'on pouvait retracer avec suffisamment de précision l'évolution globale d'un cordon bordier. Les mesures viennent se greffer à ces premiers résultats et révèlent notamment la localisation actuelle des secteurs les plus dynamiques. La connaissance de la dynamique globale (actuelle et passée) des formes de déflation est une étape incontournable lorsque l'on veut évaluer la vulnérabilité des massifs dunaires par rapport à l'action des vents. Les cordons bordiers sont, ne l'oublions pas, des remparts naturels fragiles dont l'état d'altération doit être connu; il est clair que les risques de ruptures de cordon sont bien plus importants si celui-ci est complètement déchiqueté par les formes de déflation. Ce travail s'inscrit dans le cadre de la réalisation d'une cartographie de vulnérabilité des côtes du Nord-Pas-de-Calais, qui intégrera l'évolution du trait de côte en fonction de la dynamique marine mais aussi l'activité morphologique dunaire liée à l'action des vents. Pour apporter un diagnostic précis et objectif, il était indispensable d'approfondir ce domaine de la dynamique éolienne.



Paysage dunaire dans la réserve biologique domaniale de Merlimont

CHAPITRE IV

ETUDE ET CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUES DES GRANDS SYSTEMES DUNAIRES DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS

INTRODUCTION

Le littoral de la région Nord-Pas-de-Calais fait depuis quelques années l'objet d'une attention toute particulière, notamment dans le domaine de la géomorphologie. Plusieurs sites dunaires ont été étudiés en détail (Briquet, 1930; Battiau-Queney *et al*, 1995; Bonnet Langagne, 1996, 1997; Deboudt, 1997; Fauchois, 1994, 1995; Joly, 1996; Lanoy Ratel, 1994, 1996; Seguin, 1994, 1995; Sipka, 1993, 1994) mais l'aspect cartographique n'a que rarement été développé (Battiau-Queney et Fauchois, 1996; Fauchois, 1995). En 1995, les chercheurs du GREMIL (Groupe de recherche et d'étude sur les milieux littoraux) réalisent une étude et une carte géomorphologique à grande échelle (1/5000) des dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont. Cette carte, intégrée dans un programme de gestion du site par l'ONF, constitue le résultat final d'une démarche basée sur la notion de dynamique géomorphologique. Elle met en valeur les formes dunaires en fonction de leur activité, de la couverture végétale et de certains aspects de l'hydrologie de surface. Le procédé de cartographie, inédit dans sa réalisation et ses objectifs, a été présenté lors du 28^{ème} Congrès International de Géographie de La Haye aux Pays-Bas en 1996 (Battiau-Queney et Fauchois, 1996). En se basant sur cette méthodologie, et en apportant quelques modifications pratiques, il est possible de généraliser le procédé de cartographie à l'ensemble des littoraux dunaires. Ce type de travail présente un réel intérêt dans la recherche sur les milieux littoraux puisqu'il permet de synthétiser sur un seul document une foule de données descriptives et analytiques.

La première étape du travail consistera à mettre au point une légende cohérente et adaptable à tous les sites dunaires. Pour que la signification de chacun des figurés soit clairement comprise, un système d'illustration schématique complétera une analyse descriptive précise. Les autres parties correspondront aux études des différents sites ateliers; pour chacun des cas, on proposera des méthodes d'études particulières. La seconde partie traitera par exemple de l'évolution historique de la géomorphologie du site de la dune Dewulf, situé à Zuydcoote dans le département du Nord. Ce site a déjà fait l'objet d'études géomorphologiques très complètes (Fauchois, 1995) mais son intérêt pédagogique est tel qu'il sera à nouveau intégré dans ce travail. La troisième partie sera consacrée à l'étude et la cartographie d'un certain nombre de sites dunaires, présentant un intérêt géomorphologique pouvant être exploité dans le cadre de la compréhension globale des dynamiques d'évolution anciennes ou actuelles. Selon les sites, les recherches seront descriptives ou analytiques mais dans tous les cas, ceux-ci seront cartographiés avec précision.

La cartographie au 1/5000 ne couvrira pas l'ensemble du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Certains secteurs sont en effet caractérisés par une grande pauvreté géomorphologique. Les massifs dunaires s'étendant du sud d'Hardelot à la Baie de Canche en constituent un exemple des plus démonstratif: il n'existe pas de cordon bordier mais la mer taille en falaise sableuse une vaste surface de déflation, située à une altitude comprise entre 5 et 10 mètres d'altitude, couverte localement de dunes basses complètement végétalisées, vestiges d'une puissante dynamique géomorphologique ancienne, ayant poussé très loin vers l'intérieur des terres de hautes dunes paraboliques aujourd'hui complètement stabilisées. On reviendra dans le cinquième chapitre sur les conditions dans lesquelles ont pu se développer des formes d'une telle ampleur. Les cordons uniques s'étendant de Sangatte à Dunkerque seront également laissés de côté.

I) LA LEGENDE DE LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE

A) MISE AU POINT SUR LES OBJECTIFS ET LES METHODES DE CARTOGRAPHIE

La cartographie géomorphologique a pour objectif de mettre en évidence l'organisation spatiale du relief dunaire, la diversité et la morphogénèse des formes actives, ainsi que la répartition des grands groupements végétaux. Pour insérer autant de données descriptives, il est nécessaire d'avoir recours à des associations, qui formeront la base de la cartographie: en donnant des limites spatiales aux différentes formes ou cordons dunaires, on peut établir un diagnostic précis de leur activité morphogénique globale par une interprétation du rapport existant entre la dynamique végétale et les dynamiques éoliennes et marines. Il est possible, à partir de cette démarche, d'établir une trame des différents types de formations végétales qui soit représentative, par le biais de l'intensité des couleurs, du degré d'altération et de dynamique des différentes parties du massif dunaire. Le cordon bordier sera par exemple cartographié dans des couleurs vives car il réunit un grand nombre de formes actives. Au niveau des figurés de la trame de fond (représentant le relief dunaire dans son aspect statique), on distinguera les formes liées à l'action des vagues et celles répondant de la dynamique éolienne. Les formes seront hiérarchisées en fonction de leur taille et de leur activité. Les secteurs d'arrière dune végétalisés seront cartographiés dans des couleurs sombres puisqu'ils n'évoluent que rarement. Les cordons internes, toujours plus ou moins affectés par la dynamique éolienne seront distingués par une couleur moins sombre (c'est normal car le renouvellement végétal y est régulier). Les grandes formes actives (caoudeyres ou dunes paraboliques par exemple) ressortiront nettement dans ce contexte de couleurs sombres, mais c'est l'objectif même de la cartographie: être en mesure de localiser du premier coup d'œil les zones les plus dynamiques; c'est d'ailleurs ce qui nous touche le plus lors du premier contact de terrain avec le milieu dunaire.

En bref, cette cartographie s'applique à tous les types d'environnements morphogéniques; la teinte dominante déterminera le degré d'activité; les massifs aux formes vieillissantes correspondront à des cartes ternes, montrant peu de diversité, tant dans les formes que dans la dynamique végétale; c'est en partie le cas de nombreux massifs de la façade nord. Par contre, les massifs de la façade ouest ont été précédemment décrits comme des secteurs dynamiques; on a pu voir à quels rythmes pouvaient se développer les formes d'érosion (étude sur les couloirs de déflation du chapitre III). La complexité et la richesse des cartes montreront le caractère unique des paysages dunaires de ces secteurs.

L'aspect cartographique s'est récemment développé dans les recherches en géomorphologie littorale. En 1990, Barrère conçoit une nouvelle approche cartographique de la dynamique dunaire; en utilisant les nuances de réflectance de la végétation sur une série d'images SPOT comme base d'une classification de l'activité morphologique dunaire. Des classes sont établies en fonction des espèces végétales mais surtout en fonction de leur densité au sol. La démarche globale est basée sur la relation végétation-activité morphogénique; elle aboutit à une synthèse écodynamique et géomorphologique du milieu dunaire; pour pallier les erreurs liées à la faible résolution des images satellitaires, il est souvent nécessaire d'effectuer des rectifications en vérifiant sur le terrain l'exactitude des données (Barrère, 1990). La démarche est extrêmement intéressante mais le niveau de précision qu'apporte la télédétection n'est pas appropriée à une analyse de détail. Les résultats sont assez synthétiques, mais donnent une vision très juste de la dynamique dunaire globale (fig.65).

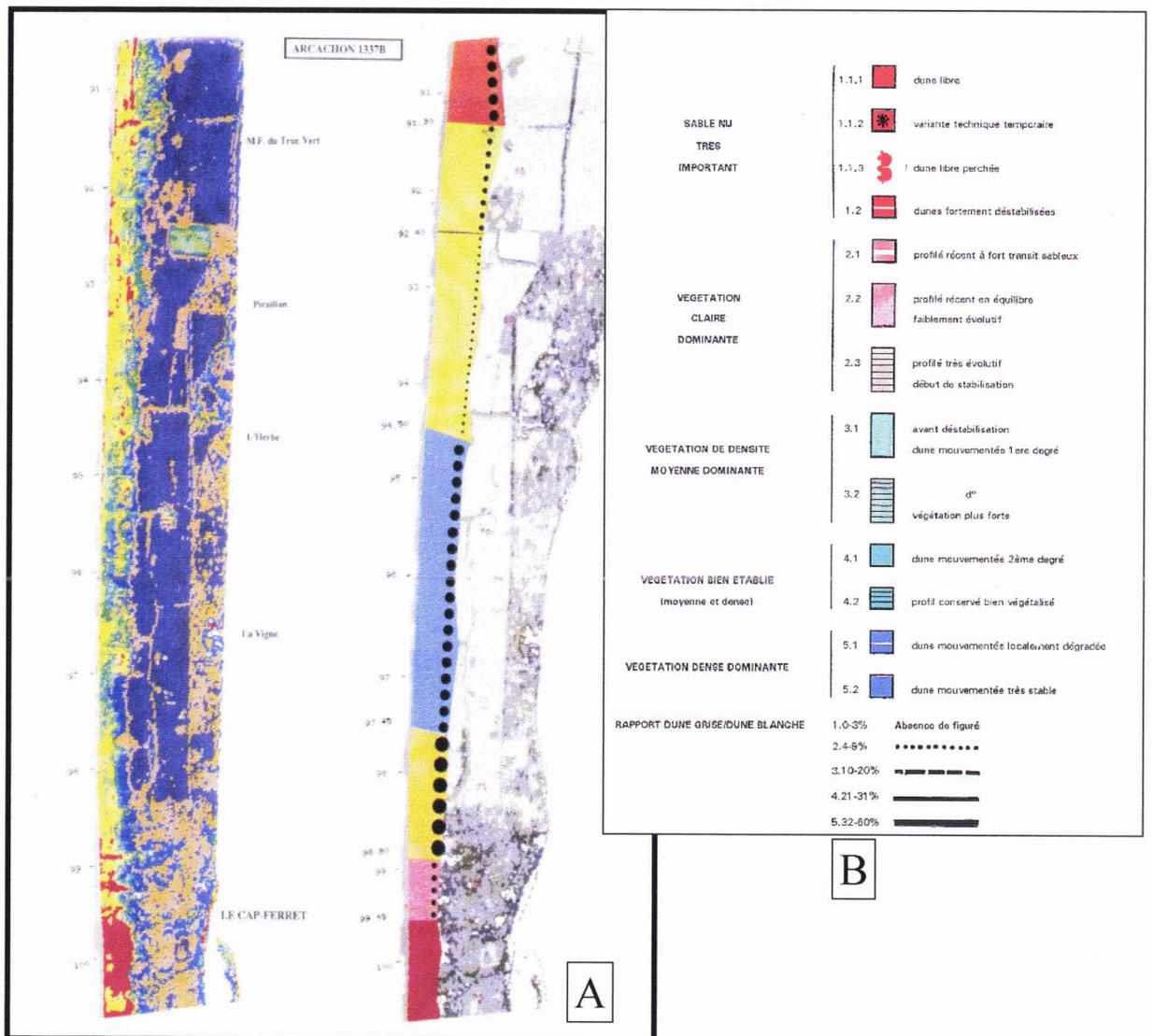


Figure n°65: carte écodynamique du milieu dunaire sur le littoral du Cap Ferret (Barrère, 1990)
 65A: A gauche, l'image satellitaire (à partir de l'image au 1/25000)
 A droite, la classification

65B: La légende n'est pas celle de la figure 65A; elle est associée à une série de cartes au 1/50000, couvrant l'ensemble du littoral Aquitain, étant en fait des réductions des cartes originales réalisées au 1/25000 (fig. 65A carte de droite). Cette légende montre la démarche de classification: intégration des données géomorphologiques à une trame fondée sur la dynamique végétale.

Pour apporter plus de précision, d'autres méthodes cartographiques ont été utilisées. M.C. Prat (1995) a réalisé un travail au 1/5000 en suivant les bases du procédé de la carte écodynamique (Barrère, 1995), mais en intégrant une représentation précise de la morphologie dunaire. La démarche méthodologique de notre cartographie géomorphologique sera proche de ces types de travaux dans le sens où on va conserver cette classification des espèces végétales comme base d'une représentation des nuances spatiales de la dynamique dunaire. Cependant, le relief sera représenté avec grande précision. L'ensemble ne repose pas sur une interprétation par télédétection mais sur une photo-interprétation de clichés aériens verticaux agrandis à l'échelle du 1/5000. Les clichés sont rapportés à une échelle très proche du 1/5000 IGN, par une rectification au pas à pas des déformations planimétriques. Le travail est fastidieux, l'ajustement n'est jamais parfait car les photos ne sont que très rarement prises à un angle complètement

vertical, mais les marges d'erreurs sont considérablement amoindries. Sur une portion de côte d'un kilomètre, on peut ajuster une photographie à la bonne échelle en obtenant des marges d'erreur inférieures à 10 mètres (le littoral du Nord-Pas-de-Calais dispose de nombreux points de

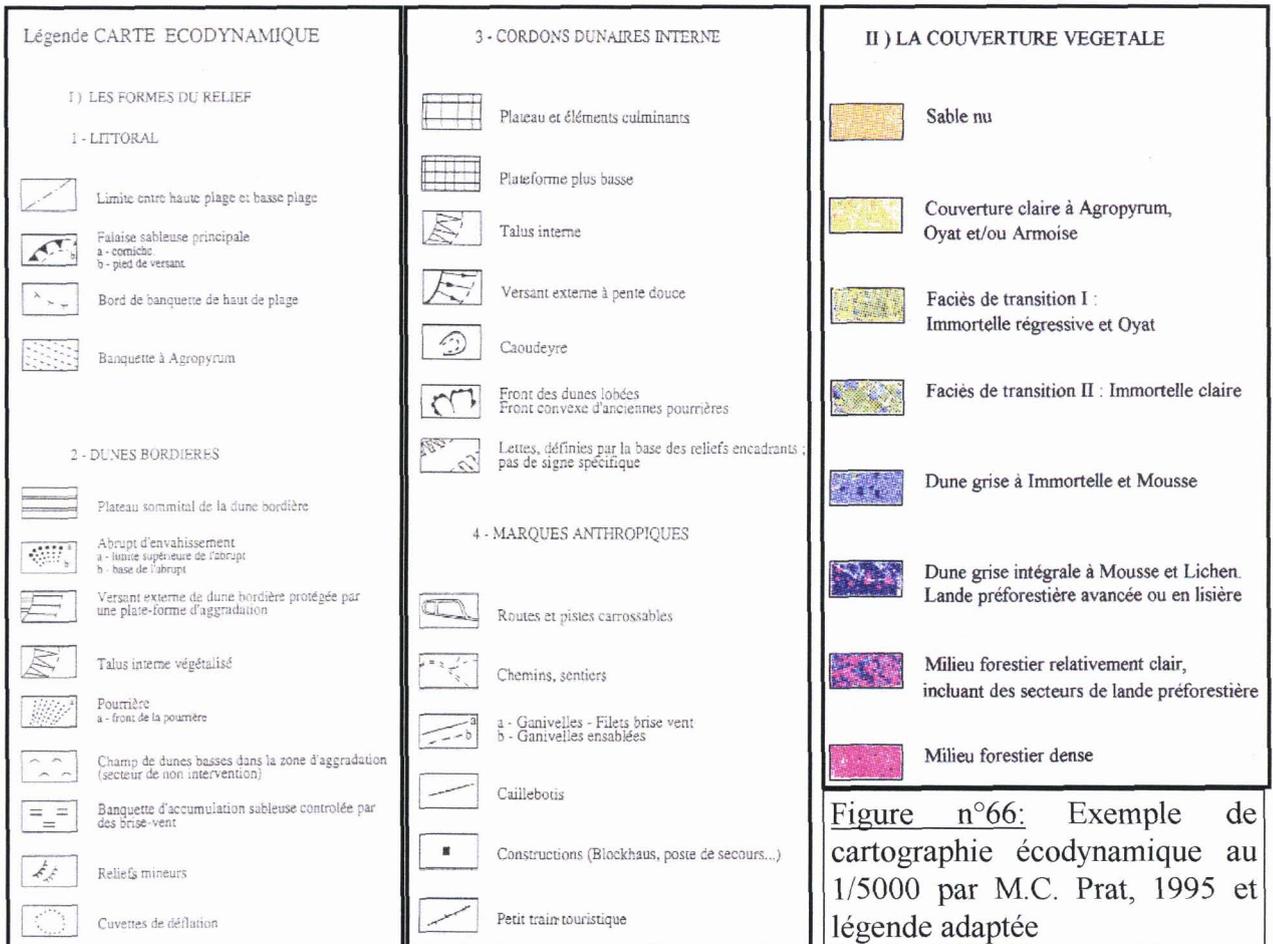
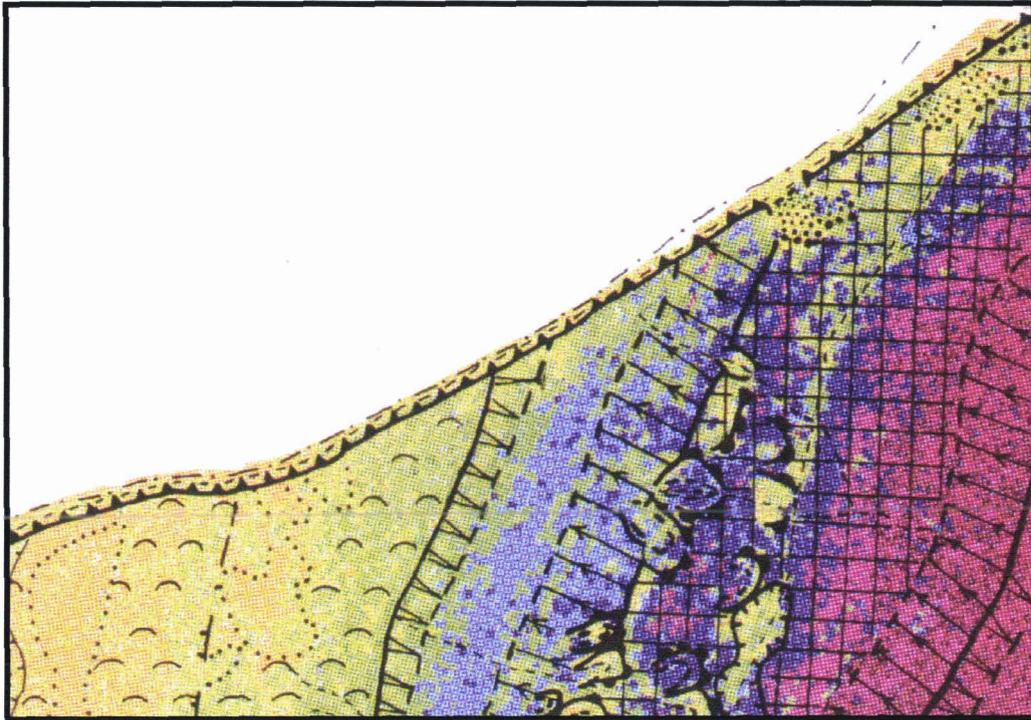


Figure n°66: Exemple de cartographie écodynamique au 1/5000 par M.C. Prat, 1995 et légende adaptée

repère et de calage, les vestiges du Mur de l'Atlantique constituent une véritable opportunité pour que l'ajustement soit le plus précis possible).

Le travail de terrain constitue la part de travail la plus importante. Chaque secteur est le lieu d'un travail d'observation, de suivi et d'interprétation. La cartographie est fondée sur la notion de dynamique morphogénique; elle intègre donc les résultats d'un travail de géomorphologie historique. Chaque forme est évaluée en fonction de sa dynamique actuelle, et, lorsque c'est possible, en fonction de son évolution ancienne. Dans cette optique, on essaiera d'accentuer l'effet visuel sur les dunes dont l'activité morphogénique est très importante. Tout le travail de cartographie repose en fait sur la connaissance des sites, mais il n'empêche qu'à partir d'une très bonne analyse stéréoscopique d'une photographie aérienne couleur, on peut effectuer un travail d'une grande précision.

Pour parvenir à cette méthode cartographique, plusieurs techniques ont été expérimentées. La première reposait essentiellement sur la représentation du relief dunaire

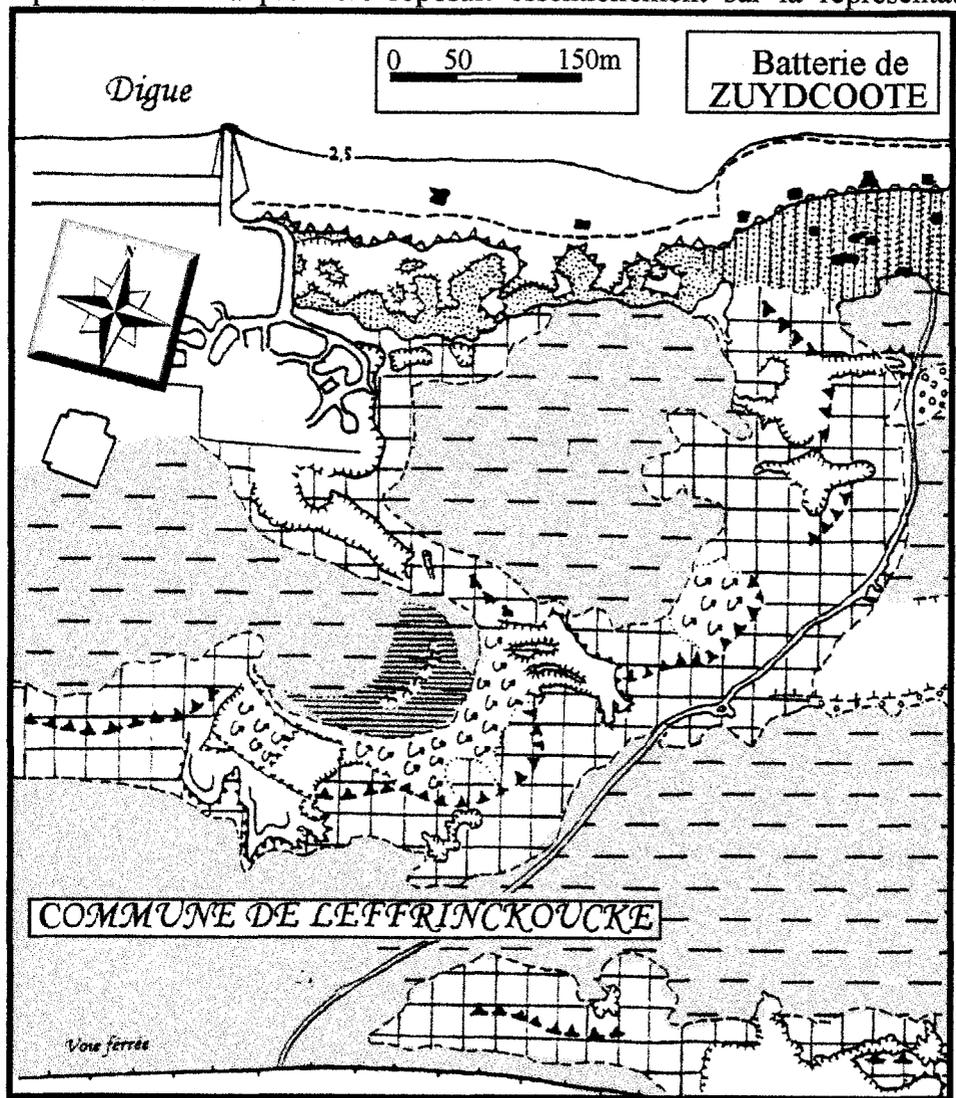


Figure n°67: Carte géomorphologique de la partie ouest du site de la Dune Dewulf, d'après la carte au 1/5000 (Fauchois, 1995)

(fig.67) mais intégrait en légende les relations entre les formes et la dynamique végétale. Réalisé dans les dunes flamandes (Fauchois, 1995), ce procédé met en valeur l'organisation du relief dunaire et lui attribue une signification morphogénique. La légende n'est pas insérée à la figure car elle constitue la base de notre démarche. On retrouvera une grande partie des figurés utilisés. On note que cette carte montre bien les différents ensembles dunaires: le cordon bordier est représenté par une trame en pointillés, les panes sont en couleur plus sombre, et les dunes paraboliques sont

indiquées par une trame quadrillée. On remarque l'importance de la dissection éolienne des massifs dunaires.

La forme la plus aboutie de la cartographie géomorphologique fut réalisée dans le massif dunaire de Merlimont en 1996 (Battiau Queney et Fauchois, 1996). L'échelle du 1/5000 a été choisie par rapport au niveau de précision requis. La figure 68 est un extrait de la carte; la légende n'est pas insérée mais elle est si proche de celle que l'on utilisera qu'il n'est pas nécessaire de la présenter pour l'instant. Notre mode de cartographie est un travail directement dérivé de ce modèle. Seules quelques nuances seront apportées.

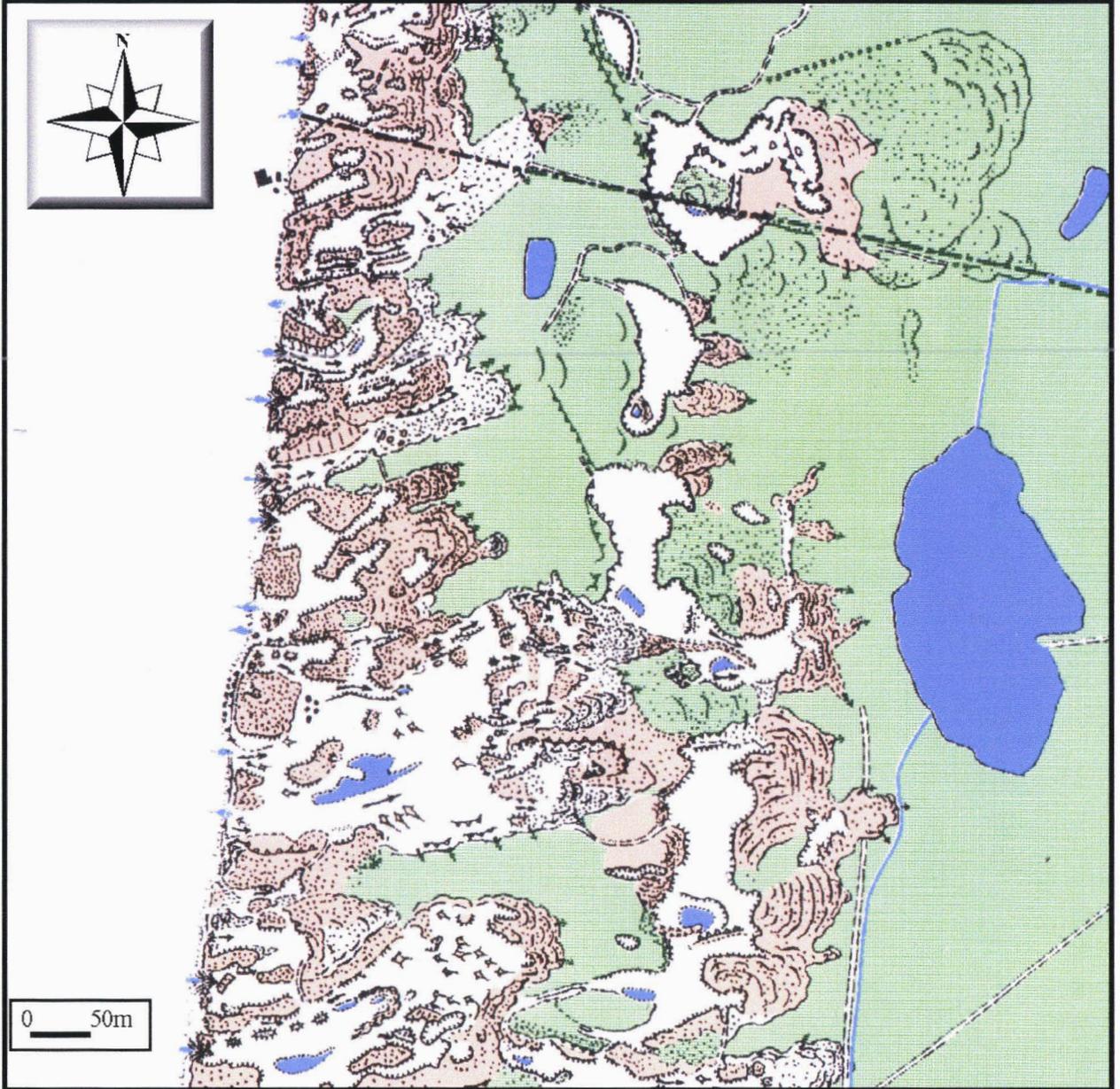


Figure n°68: Extrait de la carte géomorphologique au 1/5000 des dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont (ici, secteur nord de Berck): les surfaces colorées en vert correspondent aux espaces complètement végétalisés. Ils se distinguent des dunes remaniées cartographiées en orange clair. On remarque la grande complexité de la morphologie dunaire mais surtout l'importance de la dynamique dunaire, les secteurs laissés en blanc étant des espaces de sable vif.

B) LA CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE ET SA LÉGENDE

Pour préciser la démarche globale, on s'appuiera sur un extrait de carte (fig. 69); les différents éléments de la légende seront ensuite classifiés et illustrés.

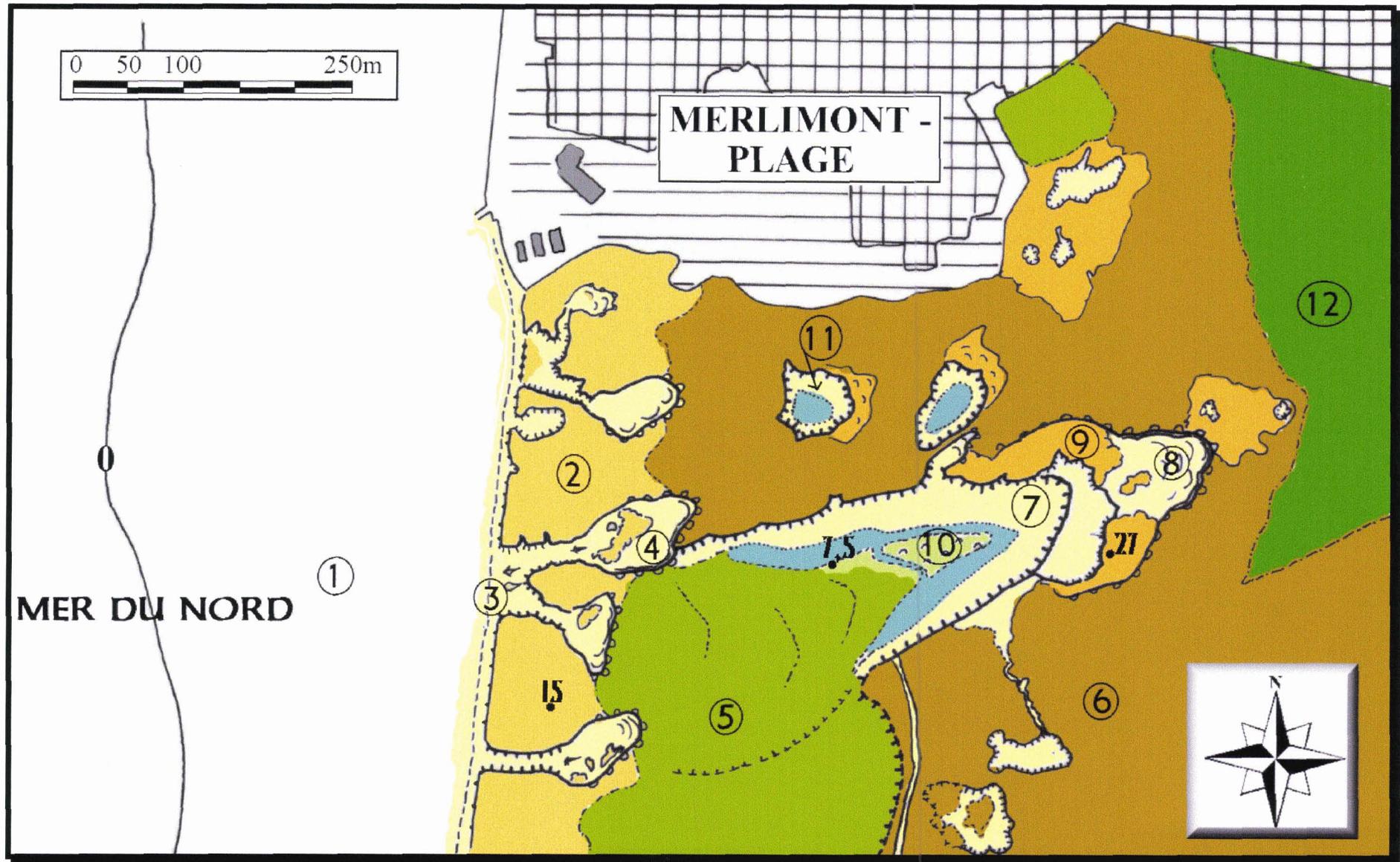


Figure n°69: Carte géomorphologique au 1/5000 du secteur nord de la réserve biologique domaniale de Merlimont (légende page suivante)

LEGENDE DE LA FIGURE N°69

A partir de la carte, en ciblant quelques secteurs particuliers, on peut effectuer un petit travail de synthèse qui nous permettra de nous familiariser avec les trames colorées. La richesse géomorphologique du site nous aidera à déterminer des paysages types que l'on retrouvera dans bien d'autres massifs dunaires.

1: L'estran, la position du O NGF est indiqué (d'après la carte IGN au 1/25000 de 1990). Différents points cotés sont répartis dans le massif dunaire.

2: Le cordon bordier: couverture végétale stable, soumise localement à la dynamique des couloirs de déflation, forte densité sur la paroi abritée du vent. Le front de la dune est affecté par la dynamique marine, mais le profil dunaire parvient à se régulariser assez rapidement; il en résulte un profil déséquilibré de dune bordière migrante.

3: Couloir de déflation: les encoches sont fréquentes sur le cordon bordier, l'épaisseur du trait marquant la limite des parois de déflation montre que leur hauteur est d'ordre décimétrique. Au sein du couloir, on distingue des dunes en queue de comète, témoins de l'importance du transport sédimentaire.

4: Pourrières: accumulations sableuses situées au débouché des couloirs de déflation; elles progressent vers l'intérieur du massif dunaire par l'intermédiaire d'un talus d'invasion à pente d'équilibre; l'épaisseur du trait montre la hauteur de la pourrière (sur cet extrait de carte, les pourrières étant toutes de taille importante, on ne peut comparer les nuances de trait).

5: Panne: la dépression dunaire se situe dans l'axe de la dune parabolique; on distingue justement ce type de panne de celles qui peuvent se développer entre deux cordons littoraux et qui ne sont pas des surfaces de déflation. A Merlimont, cette panne fait partie d'un complexe parabolique. La proximité du niveau de la nappe facilite la rapide colonisation végétale des espaces abandonnés par la dynamique sédimentaire. C'est un milieu très stable où s'épanouissent des espèces parfois très rares. Les espèces buissonnantes sont largement dominantes.

6: Cordon dunaire stabilisé par la végétation. Cet ancien cordon littoral, aujourd'hui écarté des assauts des vagues, s'est progressivement stabilisé sous l'emprise végétale. Des formations arbustives parviennent à s'installer. Ce cordon n'est cependant pas à l'abri du vent, et la dynamique morphogénique entretient le renouvellement végétal. La collaboration entre l'oyat et l'argousier peut être considérée comme un aspect déterminant de notre classification des paysages dunaires en fonction des formations végétales (et surtout des associations végétales). La couleur marron illustre donc tous les reliefs dunaires correspondant à ce type de paysage dunaire.

7: Dune parabolique: zone de déflation très active: la carte montre bien que cette dune transperce le cordon stabilisé. La présence de la panne indique que cette dune évolue de façon autonome, en s'enfonçant dans le cordon, elle libère un stock sédimentaire supplémentaire qui sera évacué vers le front par la dynamique éolienne. Lorsqu'elle aura transpercé complètement le cordon, cette dune se stabilisera, les apports sableux seront trop faibles pour perturber la colonisation végétale. Tous ces processus font partie d'un cycle parabolique que l'on reverra en détail dans le chapitre 5.

8: Lobe d'accumulation de la dune parabolique; sa forme dépend des apports en sable; ici, la dune est très active, l'accumulation est massive, son profil longitudinal est convexe et le front de progression est régularisé à la pente d'équilibre. Un saupoudrage, parfois important s'opère en avant du front de progression; ici, il contribue à déstabiliser le secteur situé juste devant son axe.

9: Dunes de remaniement: ce sont les dunes où la lutte entre le vent et les oyats est vive. Il en résulte un paysage fort bosselé, évoluant très rapidement mais progressant aussi sous le vent. Ces types de dunes constituent un paysage type qui correspond à une dynamique dunaire entravée.

10: Petites dunes néoformées, situées dans la partie la plus active de la panne, à la limite des espaces de sable vif. Leur présence est liée aux fluctuations de la nappe. La végétation pionnière s'installe dans des secteurs où le transport sédimentaire est encore plus ou moins actif. Les accumulations, de forme conique, et couronnées par quelques touffes d'oyat ou de chiendent des sables, ne dépassent que très rarement un mètre de hauteur.

11: Caoudeyre: grande forme de déflation entaillant le cordon interne. Le creusement a atteint le niveau de la nappe, on remarque que la nappe est sub-affleurante dans le fond des caoudeyres. Ces caractéristiques révèlent un degré très avancé de l'évolution de ces formes.

12: Plaine interdunaire humide complètement végétalisée.

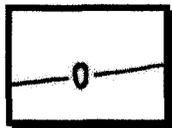
C'est dans ce type de démarche que l'on va aborder la légende: chacun des figurés sera représentatif d'une évolution morphodynamique bien particulière ou d'un paysage dunaire typique. Pour plus de simplicité, on distinguera dans un premier temps les formes de relief puis on verra ensuite comment classifier les différents types de couvertures végétales en fonction de leurs corrélations géomorphologiques.

1) Les formes de relief

a) Les points de référence et la représentation du relief dunaire

Les cartes géomorphologiques sont établies d'après les données topométriques des cartes topographiques IGN au 1/25000 les plus récentes. Ces cartes précisent la position du 0 NGF sur l'estran, et donnent quelques points cotés sur chaque site dunaire. Ces points cotés seront reportés sur la carte géomorphologique avec grande précision. Les données du calage des photographies aériennes sur le fond topographique sont prises en compte pour que la localisation soit la plus exacte possible. Certains points de la légende seront illustrés par des petits croquis et quelques illustrations, ces figures ne seront pas insérées dans la numérotation générale. Elles ont pour la plupart déjà fait l'objet d'une présentation plus détaillée.

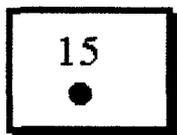
Les massifs dunaires sont délimités par un système de figurés spécifique. Les traits continus correspondent à des limites nettes, visibles dans le paysage (exemple: ligne de crête, corniche sableuse, ou base de versant lorsque la rupture de pente est facilement distinguée sur le terrain). Les traits discontinus correspondent à des limites moins nettes (glacis topographique, ruptures de pentes adoucies).



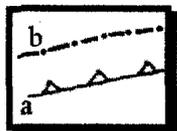
Zéro NGF, d'après la carte IGN au 1/25000

On peut préciser que la position du 0 NGF varie sur l'estran en fonction des fluctuations verticales du stock sédimentaire de l'estran, et de la dynamique des

bancs sableux. La carte ne peut pas rendre compte de ses variations spatiales, elle donne donc une position plus ou moins approximative mais extrêmement utile.



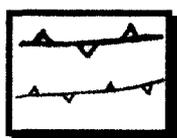
Point coté NGF



Talus sableux:

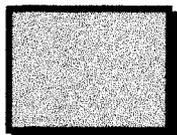
- a) partie sommitale du versant
- b) base du versant

On ne représentera que les plus grands d'entre eux; ils permettent souvent de localiser d'anciennes formes de déflation, aujourd'hui fixées par la végétation.

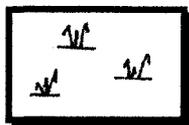


Crêtes sableuses

Seules les crêtes les plus nettes seront représentées. L'épaisseur du trait est représentative de la hauteur de la crête: pour le trait gras, la hauteur est supérieure à 10 mètres.



Plaine maritime



Zone marécageuse

b) Les formes liées à l'action de la mer



Estran sableux



Platier rocheux; la nature des roches sera indiquée dans le commentaire des cartes



Affleurements tourbeux sur l'estran:

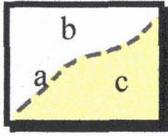
- a) tourbe
- b) petite micro-falaise liée au sapement des vagues ou des chenaux de vidange des bâches sur l'estran.



Falaise rocheuse: le trait fort précise la localisation de la corniche rocheuse; pour des versants à profil convexe, ce trait est discontinu. Les hachures représentent le versant.

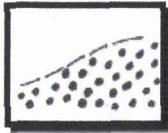


Dunes perchées: on les trouve en limite des massifs dunaires lorsque des falaises rocheuses se situent dans la continuité du littoral. Ces dunes perchées sont d'origine éolienne.

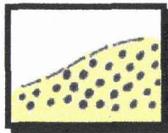


(a) Limite entre le domaine de l'estran et celui des dunes.

Cette limite correspond en fait au secteur de contact entre le haut estran (b) et la base du versant dunaire (c). Sa représentation est basée sur une interprétation stéréoscopique des photographies aériennes mais tient compte aussi des observations de terrain.

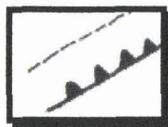


Cordon de galets: ils sont très rares sur les côtes sableuses du littoral du Nord-Pas-de-Calais; on les trouve dans des secteurs de contact entre les côtes à falaises et les côtes basses d'accumulation dunaire (exemple: dune de la Baraque Fricot dans la baie de Wissant).

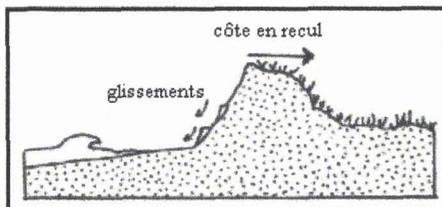


Cordon de galets insérés dans une matrice sableuse; on les observe dans des contextes bien particuliers, notamment au débouché de la Slack, au sud d'Ambleteuse.

Les formes élémentaires de l'estran ne sont pas intégrées dans la démarche cartographique car leur variations spatiales sont trop importantes dans le temps. Techniquement, il était de plus très difficile d'imposer des limites précises à ce type de forme. Dans un avenir proche, d'autres méthodes de cartographie parviendront certainement à fixer ces limites; on peut penser que les modèles numériques de terrain deviendront de plus en plus accessibles. Il ne faut pas nier que pour l'instant, cette technique nécessite une connaissance très poussée de programmes de traitement informatique assez complexes et requiert de plus un matériel très performant.



Profil du cordon bordier taillé en falaise sableuse par l'érosion marine, la pente est supérieure à 33°; elle accélère les mouvements gravitaires. Le trait noir est aligné sur la corniche sableuse. Les falaises sableuses sont les manifestations

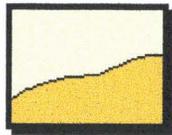
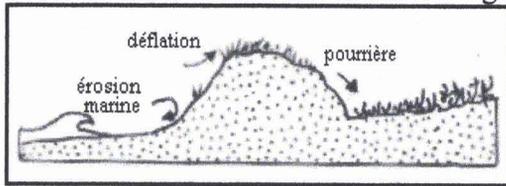


morphologiques d'un déséquilibre sédimentaire entre la plage et la dune. Elles se développent surtout sur des cordons fortement végétalisés, ce qui semble logique puisque les apports sédimentaires sont insuffisants pour entraver la dynamique végétale. Dans la plupart des cas, les falaises sableuses sont associées à une érosion irréversible du trait de côte, au moins à moyen terme. Dans l'estimation

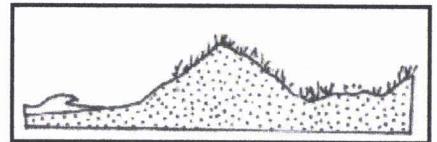
de la vulnérabilité des cordons affectés par ce type de profil, on regardera donc attentivement la hauteur et la largeur du cordon, afin d'estimer au plus juste la notion de délai d'érosion totale (Chapitre V).



Front du cordon bordier ayant tendance à évoluer vers le stade de la falaise sableuse. Le trait noir correspond à la corniche sableuse ou à la ligne de crête du cordon dunaire. Ce figuré est associé à des cordons migrants (dunes bordières migrantes de Paskoff, 1993) sous l'influence des dynamiques marines et éoliennes. La végétation associée à ce type de dynamique est essentiellement composée d'oyats.

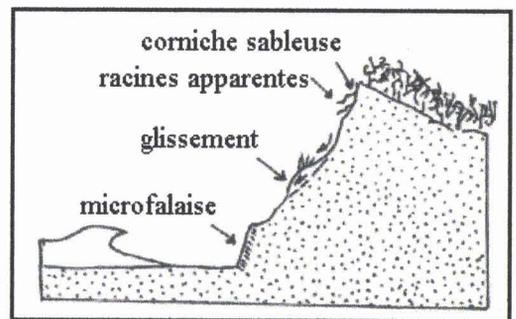


Base d'un versant dunaire stable (ne comportant que de faibles surfaces d'érosion). On trouve également ce type de versant à l'intérieur des massifs dunaires, dans les secteurs en voie de fixation. Ils restent néanmoins caractéristiques des côtes en progression (secteur est de Calais par exemple) ou des poulliers d'estuaires.

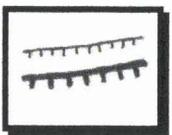


Formes de détail sur le front du cordon bordier:

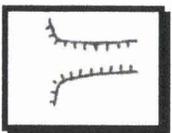
- a) corniche sommitale de la falaise sableuse
- b) glissements (ils seront indiqués lorsque l'ensemble de la paroi est concernée).
- c) micro-falaise localisée à la base du versant, conséquence du déferlement des vagues contre le cordon. Ce type de forme d'érosion est temporaire car le profil dunaire se régularise par les mouvements gravitaires. On ne représentera donc que les secteurs les plus régulièrement exposés à ce type d'évolution. Comme la photo-interprétation ne permet qu'une visualisation instantanée, les observations de terrain sont très utiles.
- d) base du versant



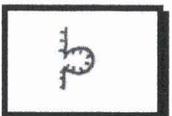
c) les formes éoliennes



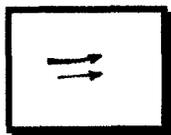
Parois de déflation: Le trait gras concerne les parois d'ordre décamétrique, celles dont la hauteur est inférieure à 10 mètres sont figurées par un trait fin. Les formes de détail associées à l'évolution de ces parois ne sont pas indiquées sur la carte.



Couloir de déflation



Creux de déflation



Sillons de corrasion éolienne



Butte sableuse résiduelle ou "croc".

On les trouve dans les couloirs de déflation ou dans les secteurs actifs de l'arrière-dune.



Dunes en queue de comète

Ces formes s'adossent souvent aux crocs et s'étirent sous le vent, sur parfois plus de 10 mètres. Seules les plus importantes seront cartographiées.

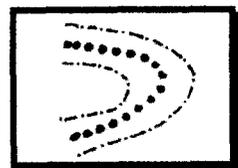


Cuvettes de déflation ou "caoudeyres"

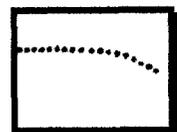
L'intensité du trait reflète la hauteur de la paroi de déflation (d'ordre métrique ou décamétrique). La nappe affleure dans le fond des cuvettes les plus profondes.



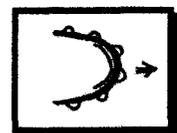
Ancienne cuvette de déflation, aujourd'hui fixée par la végétation.



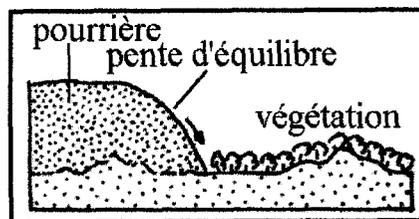
Dune parabolique fixée: le trait discontinu fixe les limites de la dune, l'alignement des points noirs marque la ligne de crête.



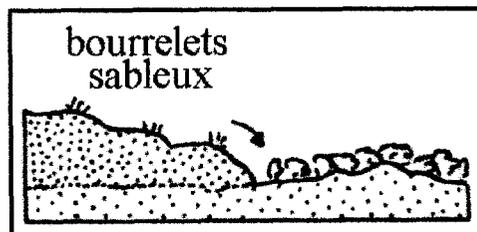
Limite des pannes humides en 1995



Pourrière massive avec talus d'envahissement net. La hauteur du front de progression est supérieure à 10 mètres. La végétation ne parvient que très localement à s'installer sur ce type de forme. Le profil longitudinal est convexe, la pente du talus d'envahissement est une pente d'équilibre.

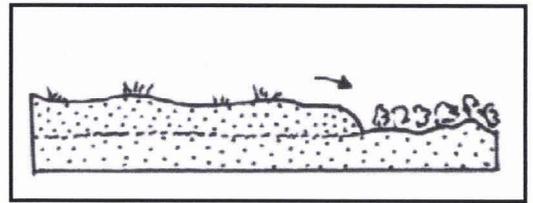


Pourrière avec talus d'envahissement proche de la pente d'équilibre. La végétation entrave partiellement la dynamique dunaire et favorise la formation de bourrelets sableux, atténuant la convexité générale. Le profil tend vers une forme plus rectiligne. Les flèches indiquent le sens de la progression du sable





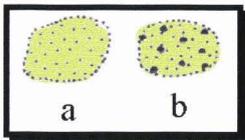
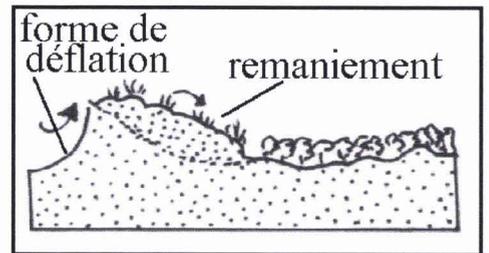
Pourrière plate, avec talus d'envahissement peu marqué. Ce type de forme correspond à des couloirs de déflation très larges. Les pourrières étalées progressent très rapidement vers l'arrière-dune.



La dynamique végétale parvient à entraver une partie de la progression. Elle génère une topographie bosselée.

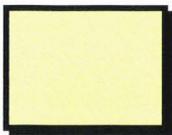


Accumulations sableuses transgressives, associées à l'évacuation du sable des formes de déflation; elles correspondent aux **dunes de remaniement**. Ces formes se distinguent des pourrières par l'importance de la couverture végétale. Les rythmes de progression sont proportionnels à l'ampleur de la forme de déflation.



Dunes néoformées à *Elymus farctus*
 a) hauteur inférieure à un mètre
 b) hauteur supérieure à un mètre

2) La couverture végétale



Espace de sable vif

Sur les espaces concernés, on ne précisera pas la nature des processus géomorphologiques (déflation ou accumulation) car ils sont cartographiés par le biais des formes de relief.



Dune blanche: couverture végétale dense de graminées, typique des cordons bordiers et des secteurs actifs de l'arrière-dune. L'oyat est nettement dominant.



Dunes de remaniement: alternance d'espaces de sable vifs et d'îlots de végétation pionnière (oyats essentiellement). Activité géomorphologique plus importante que sur la dune blanche.



Couverture végétale associée aux dunes néoformées. On trouve deux espèces dominantes: le chiendent des sables (*Elymus farctus*) et l'oyat (*Ammophila arenaria*).



Couverture arbustive dense des dépressions dunaires. Espèces dominantes: argousier (*Hippophae rhamnoides*), saule (*Salix repens argentea*), sureau (*Sambucus nigra*), troène (*Ligustrum vulgare*).

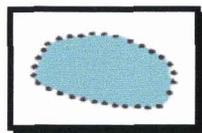


Végétation arborescente, se développant souvent en position d'abri.

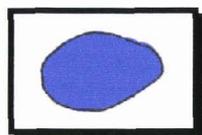


Couverture végétale spécifique aux cordons internes: association entre des espèces pionnières, localisées dans les secteurs soumis à la dynamique éolienne, et des espèces arbustives, stabilisant le relief dunaire. Localement, une végétation rase s'installe (dune grise); elle est composée de mousses et de lichens (*Tortula ruraliformis* et *Cladonia*).

3) L'hydrologie de surface



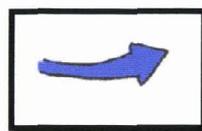
Zone inondable associée aux fluctuations du niveau de la nappe sur les surfaces de déflation, aussi appelée "panne humide". Les limites ont été fixées par photo-interprétation mais dans beaucoup de cas, des vérifications de terrain ont été nécessaires.



Etang ou flaque permanents



Cours d'eau ou canal de drainage

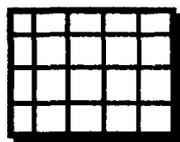


Débouché d'un petit cours d'eau vers l'estran

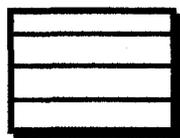
4) Marques anthropiques et renseignements divers



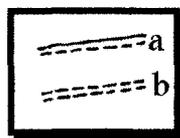
Blockhaus



Zone densément urbanisée



Zone d'urbanisation lâche ou d'utilisation anthropique diverse



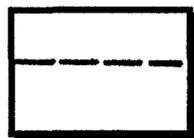
sentiers pédestres et chemins motos

a) forte fréquentation

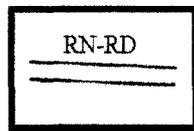
b) faible fréquentation



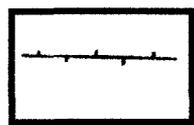
Front de mer artificialisé: le trait plein illustre le sommet du versant bétonné. On trouve ce type d'infrastructure sur les digues-promenade des stations touristiques.



Frontière franco-belge



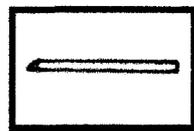
Axe routier: route nationale ou départementale



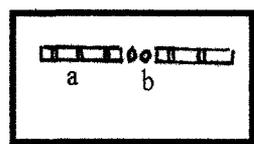
Voie ferrée



Enrochements



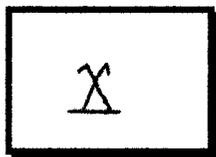
Epi



Ouvrage de défense anti-érosion

a) digue submersible

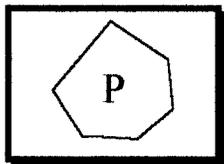
b) brèche



Camping



Base nautique



Parking automobile

II) ANALYSE DE GÉOMORPHOLOGIE HISTORIQUE ET INTERPRÉTATIONS CARTOGRAPHIQUES DU SITE DE LA DUNE DEWULF (NORD)

Le travail de géomorphologie historique apporte de nombreux indices et renseignements sur la façon dont a évolué le massif dunaire dans le temps. La principale difficulté rencontrée réside dans le fait que les sources anciennes sont rares ou peu précises. Ceci rapporte la période d'étude au début du siècle, date des véritables premiers travaux traitant de la géomorphologie dunaire (Blanchard, 1906; Delepine, 1909; Briquet, 1930). Néanmoins, les renseignements fournis par les auteurs sont ici très précis et d'une grande utilité; ils prouvent que le travail d'observation n'est jamais superflu. De plus, il est rare dans le cadre d'études du milieu dunaire de pouvoir remonter si près du début du siècle avec tant d'informations. Des écrits plus anciens, relatant souvent des phénomènes extraordinaires, donnent quelques informations complémentaires (De Bertrand, 1855). Au delà, les seules informations disponibles sont celles utilisées par Briquet (1930); elles consistent en d'anciens plans topographiques ou cartes marines, précisant la position du trait de côte depuis le 17^{ème} siècle et quelques aspects de la dynamique sédimentaire côtière.

La démarche globale est simple; elle consiste à retracer les différentes phases de l'évolution géomorphologique dans le temps en s'appuyant sur plusieurs types de documents. En utilisant les textes anciens, on essaiera de retracer les aspects les plus marquants de la dynamique morphogénique ancienne. A partir de 1937, on basera cette étude sur l'interprétation des différentes séries de photographies aériennes. L'objectif est d'éclaircir le lien existant entre le dynamique actuelle et les grands traits de l'évolution historique. Dans cette optique, la cartographie constitue un véritable atout pédagogique.

A.) PRÉSENTATION DU CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE: LOCALISATION, MORPHOLOGIE DUNAIRE ET DYNAMIQUE LITTORALE

Située à l'est de l'agglomération dunkerquoise (fig. 70), la dune Dewulf est le premier des trois massifs dunaires du littoral du département du Nord (dune Marchand, dune du Perroquet). Le site fait partie des sept kilomètres de côtes préservés de l'aménagement anthropique et constitue pour tous, à ce titre, une véritable richesse paysagère. Le massif dunaire forme de plus un rempart naturel, protégeant la plaine maritime flamande de la mer du Nord.

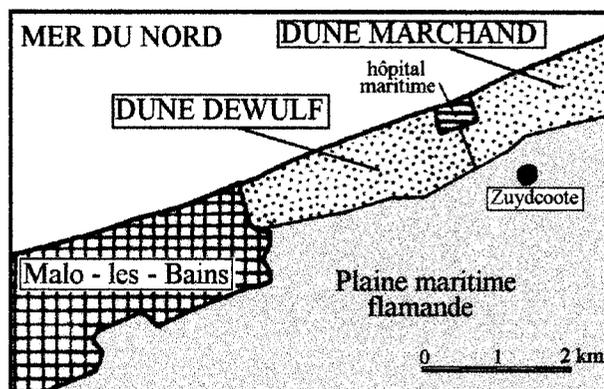


Figure n°70: Localisation de la dune Dewulf dans son contexte géographique

1) Les grands traits du relief dunaire.

Le site présente un paysage géomorphologique typique de celui des dunes flamandes. Il est composé d'un bourrelet sableux unique, d'une hauteur moyenne proche de 15 mètres, abritant de la mer un certain nombre de pannes, limitées par des arcs paraboliques dunaires de plus ou moins grande ampleur (fig. 71). Le cordon bordier se présente sous la forme d'une falaise sableuse. Sa hauteur est variable, elle va de 5 à plus de 20 mètres. Ce cordon est plus ou moins large (de 50 à plus de 200 mètres) et recouvert le plus souvent par une végétation dense d'oyats. Certains secteurs sont soumis à l'action du vent et présentent une morphologie particulière (formes de déflation et d'accumulation). Ce cordon est l'unique protection contre la mer des pannes situées immédiatement en arrière. Ces pannes ont une altitude qui varie entre 3 et 6 m, c'est à dire qu'elles sont en dessous du niveau marin en cas de phénomène météorologique exceptionnel (tempête combinée avec une marée de vive eau). Ces pannes sont aujourd'hui dans l'ensemble complètement envahies par une végétation arbustive (argousiers et troènes surtout), qui s'est développée d'autant plus facilement, que bien souvent, la surface de ces pannes est proche du niveau de la nappe aquifère. Ces pannes sont associées à de grandes dunes paraboliques, dont on verra qu'elles ont connu une très grande activité tout au long de la première moitié du 20ème siècle pour se stabiliser progressivement dès les années 70. A l'heure actuelle seule une d'entre elles connaît toujours une grande activité géomorphologique, envahissant même une voie ferrée située dans son axe de progression.

2) Mise au point sur le contexte morphodynamique local

Pour mieux saisir cette morphologie d'ensemble, et pour mieux comprendre la carte géomorphologique, il est préférable d'effectuer une mise au point sommaire sur les différents types de processus élémentaires influençant l'évolution locale du littoral.



Figure n°71: Cliché aérien du massif de la Dune Dewulf au 1/20000

- 1: Terminaison orientale de la digue-promenade de Malo Terminus
- 2: Batterie de Zuydcoote (concentration de fortifications de la seconde guerre mondiale)
- 3: Cordon bordier
- 4: Panne liée au passage de la grande dune parabolique active
- 5: Dune parabolique active
- 6: Dune parabolique en voie de fixation complète
- 7: Voie ferrée
- 8: Usine des dunes
- 9: Sanatorium de Zuydcoote (Hôpital maritime)

a) Situation par rapport à la dynamique marine générale

L'orientation du trait de côte est quasiment parallèle à la direction des vents dominants. Ces vents de sud-ouest et d'ouest imposent donc, dans la plupart des cas, des houles obliques ou parallèles au rivage, en principe moins destructrices que lorsqu'elles frappent de plein fouet le cordon bordier (Cliques, 1986, Augris *et al*, 1990). Les houles efficaces seront donc ici plutôt associées à des coups de vents de nord ou de nord-ouest.

Les houles et les courants marins déterminent dans ce secteur est-dunkerquois une dynamique sédimentaire particulière: les courants génèrent une disposition en bancs parallèles au trait de côte. Ces bancs, de dimensions variables freinent l'action des houles sur l'estran et sur les dunes en provoquant leur déferlement prématuré. La tendance actuelle de l'évolution de ces bancs (parfois émergés lors des basses-mers de vives-eaux) est un rapprochement vers la côte. Les conséquences des déplacements des bancs vers la côte sont encore mal connues mais deux hypothèses semblent se dégager de cette évolution:

- Le banc se déplace rapidement vers la côte et fournit ainsi un stock sédimentaire très important vers l'estran; Ce type d'évolution peut générer des processus de formation dunaire.
- Le banc se déplace lentement vers la côte, mais un chenal de marée s'installe entre le banc et l'estran, provoquant une érosion importante de l'estran. Cette situation génère une érosion plus importante des dunes en les exposant davantage aux vagues, dont le déferlement s'effectue de plus en plus près des côtes (baisse du niveau de l'estran). Suivant que l'on se situe dans un cas ou l'autre, l'évolution générée sur le littoral est fondamentalement différente. L'évolution de ces bancs est donc en fait à l'origine de beaucoup de processus secondaires que l'on retrouve sur le cordon bordier. Il reste à savoir quels facteurs influent directement sur ces bancs. Il paraît logique que les vagues et les courants puissent être considérés comme responsables de cette évolution, aussi faudrait-il étudier les liens qui peuvent exister entre les tempêtes et les mouvements des bancs.

Les tempêtes constituent l'agent morphogénique de loin le plus efficace. Elles ont de tout temps suscité les craintes les plus importantes dans la région, provoquant par le passé de véritables catastrophes, défonçant les dunes, créant de larges brèches au sein desquelles la mer s'est à maintes reprises engouffrée, inondant parfois des surfaces considérables (Blanchard 1906). Mais les Flamands ont la volonté de lutter contre la mer, cette mer qu'ils continuent à apprivoiser même aujourd'hui, et tous sont conscients qu'ils ne sont pas à l'abri d'une nouvelle colère des vagues. C'est dans ce sens que la carte de vulnérabilité s'avérera être un outil intéressant, mettant le doigt sur les secteurs à surveiller, faisant en quelque sorte un bilan synthétique sur l'état des dunes.

b) Le rôle des installations portuaires de Dunkerque.

La dérive littorale est orientée vers le nord-est (Augris *et al*, 1990), elle suit le tracé du trait de côte. L'existence vers l'ouest de digues et d'ouvrages portuaires nuit directement au transit sédimentaire opéré par la dérive littorale. Il existe d'importantes accumulations à l'ouest de Dunkerque (élargissement des estrans sableux), qui s'opposent au lourd déficit sédimentaire des régions situées à l'est de la ville. Ce déficit se traduit par une diminution du niveau des plages (accentué par le travail des houles), qui induit une plus grande vulnérabilité des dunes aux vagues. A ceci se conjugue le fait qu'il existe à Malo-les-Bains une longue digue-promenade. Cette digue, en figeant le trait de côte est à l'origine d'un renvoi de l'érosion vers l'est (dune Dewulf). Des ouvrages anti-érosion ont été mis en place afin de limiter un démaigrissement des plages "urbaines" parfois alarmant; ils contribuent à ce décalage de l'érosion vers l'est.

L'érosion des plages et le recul du trait de côte qui lui est associé constituent l'une des préoccupations majeures des collectivités locales du littoral est-dunkerquois.

c) La dynamique éolienne

Le vent est un des agents morphogéniques les plus importants; il génère la totalité des formes observables dans l'arrière-dune mais affecte également le cordon bordier: quelques couloirs de déflation se développent à proximité de la Batterie de Zuydcoote. Il est à l'origine du déplacement des dunes paraboliques, et intervient dès que la couverture végétale s'affaiblit ou disparaît; bref, il confère aux dunes ce paysage bien typique qu'est celui des dunes flamandes. On reviendra plus en détail sur cet aspect de la dynamique dunaire.

Finalement, le site de la dune Dewulf se place dans un contexte géographique spécifique, marqué par une déficience sédimentaire liée aux infrastructures portuaires situées à l'ouest et par un recul du trait de côte important et préoccupant. Celui-ci rend vulnérables les dunes par

rapport aux tempêtes les plus violentes et menace localement les intérêts humains (risque de brèches dans le cordon bordier). Cependant, une étude historique de l'évolution du littoral montrera comment considérer ces phénomènes dans leur globalité.

B) APPROCHE HISTORIQUE DE LA GÉOMORPHOLOGIE DU SITE DE LA DUNE DEWULF

1) Données et méthodes

Afin de pouvoir comprendre et interpréter les formes dunaires actuelles, il est nécessaire de se fonder sur une étude précise de l'évolution dunaire ancienne. Un certain nombre de documents permettent une évaluation de la morphodynamique depuis les années 1900.

- photographies aériennes: séries de 1937, 1949, 1957, 1971, 1980, 1981, 1994.
- rapports de fouilles archéologiques effectuées à Zuydcoote (GRALD, 1991).
- diverses études et documents cartographiques anciens (Blanchard, 1906; Briquet, 1930; Delepine, 1909).

2) Les grands traits de l'évolution dunaire

a) L'évolution avant 1900

Par un travail d'archives, Deboudt (1997) met au point une typologie très précise des tempêtes ayant provoqué des dommages sérieux aux aménagements anthropiques du littoral de Sangatte (fig.72), situé à moins de 50 kilomètres du site de la dune Dewulf. Ses recherches permettent de remonter jusqu'au début du XVIIème Siècle.

Date des tempêtes	Dommages provoqués
1600	
1607	Submersion de la plaine maritime
11/1614	
1624	
1641	
1720	
27/02/1736	Brèches dans le cordon dunaire
27/02/1738	Submersion de la plaine maritime
02/1749	
09/1751	
02/1752	
24/09/1752	
7/04/1753	
12/02/1754	
27/10/1755	
01/1764	Submersion du polder de Sangatte
22/01/1766	
1790	
11/1791	
11-12/02/1793	
20/10/1795	Submersion, Brèches dans la digue et la dune
25-28/11/1795	Inondation de 40 à 50 ha de terres agricoles
1802	
15/01/1808	
20/10/1812	
10-11/10/1813	Brèches dans la digue de Sangatte
4/02/1825	
1-2/09/1833	
19-21/01/1863	Recul du pied de dune de 600 m

Date des tempêtes	Direction du vent	Marée prévue Coeff.	Marée observée Mètre	Surcote (m)	Dommages provoqués
19/02/1882	NW			1,25 (Calais)	
7/01/1905	NW	6,8	7,7 m	0,9 (Calais)	
17/11/1921	WNW	104			Recul de la dune de 6 à 8 m sur 600 m de L.
18-20/12/1921	WNW	101			
31/12/1921	WNW	95		1 (Calais)	Recul de la dune de 10 m, baisse du niveau de l'estran de 1 m
10-11/12/1925	NW				
31/01, 1-2/02/1953	NW		6,7	8,2 m	1,5 (Calais)
					Recul de la dune de 30 m, inondation de 15 ha de terres agricoles
7/03/1954	SW				
11-15/1977	W			1 (Calais)	
12/01/1978	N, NE				
26-28/02/1990	W, SW				
3-4/11/1990	W	105			

Figure n°72: Inventaire et caractéristiques des tempêtes ayant provoqué des dommages sur le littoral de Sangatte de 1600 à 1990, d'après les archives du Service Maritime des Ports de Boulogne et Calais et Météo-France (Deboudt, 1997)

Même si ces données sont appliquées au littoral de Sangatte, il est clair qu'elles sont valables, au moins pour la majorité, pour le littoral est-dunkerquois. On note au passage que plus on avance dans le temps, plus les données sont précises. Ce travail est d'une très grande utilité; il permet d'établir un certain nombre de corrélations entre les épisodes de tempêtes et les phases d'activité morphogénique décrites par Briquet (1930) ou Blanchard (1906). D'anciens écrits témoignent par exemple d'une dynamique dunaire très importante dans la seconde moitié du

XVIIIème siècle, notamment durant l'hiver 1776 (Briquet, 1930). De Bertrand (1855), historien local ajoute que: "les maisons s'écroulent sous le poids du sable,... l'église de Zuydcoote est par la même occasion détruite...". Si on observe la figure 72, on se rend compte qu'aucune tempête très importante n'a été signalée cette année, mais cela n'exclut pas que les vents aient été particulièrement compétents en matière de transport sédimentaire. On remarque cependant qu'entre 1749 et 1766, neuf tempêtes ont provoqué des dégâts importants à Sangatte. Il est donc fort probable que les dunes aient également subi une érosion très importante. De larges brèches ont très bien pu s'ouvrir dans les cordons bordiers, facilitant de ce fait le transport éolien des sables de l'estran vers l'arrière-dune. A partir de ces conditions, des dunes mouvantes se forment. Leurs rythmes de progression étant très rapides, on peut aisément concevoir que les habitations situées près des côtes soient ensevelies très rapidement.

Une série de fouilles archéologiques a été réalisée à Zuydcoote, juste à l'est du sanatorium par le GRALD: Groupe de Recherches Archéologiques du Littoral Dunkerquois, (1991). Les premiers résultats, basés sur les découvertes de plusieurs sites d'occupation (XIIIème, XVIème et XVIIIème siècles), montrent que l'implantation s'est effectuée en fonction des fluctuations de la ligne de rivage. Les sites les plus anciens se trouvent aujourd'hui au niveau du trait de côte; leur analyse révèle des conditions de site différentes des conditions actuelles (milieu marécageux); le site du XVIIIème est situé plus en retrait, sous une certaine épaisseur de sable; il fut abandonné à cause des transgressions sableuses de la fin de ce siècle. Depuis, le village de Zuydcoote s'est développé vers l'intérieur des terres. Cette évolution spatiale de l'implantation humaine est le reflet de l'instabilité du milieu dunaire de ces derniers siècles. Au niveau de la dune Dewulf, il n'existe plus de traces de ces mouvements dunaires de grande ampleur car tout le relief a été remanié par une série de mouvements dunaires plus récents.

b) L'évolution géomorphologique du début du siècle.

L'évolution de 1900 à 1937 fut très fortement influencée par les travaux précédant l'installation de la digue de Malo-Terminus au début du siècle. Delepine (1909) parle d'une "brèche de 1800 mètres de large dans la dune par laquelle purent s'engouffrer directement les vents d'ouest et de nord-ouest". De cette brèche est née une gigantesque dune mouvante, progressant très rapidement vers le sud-est. Blanchard (1906) apporte un travail d'observation très utile: "du côté de l'estran, la dune se présente comme un vrai mur côtier continu, entrecoupé

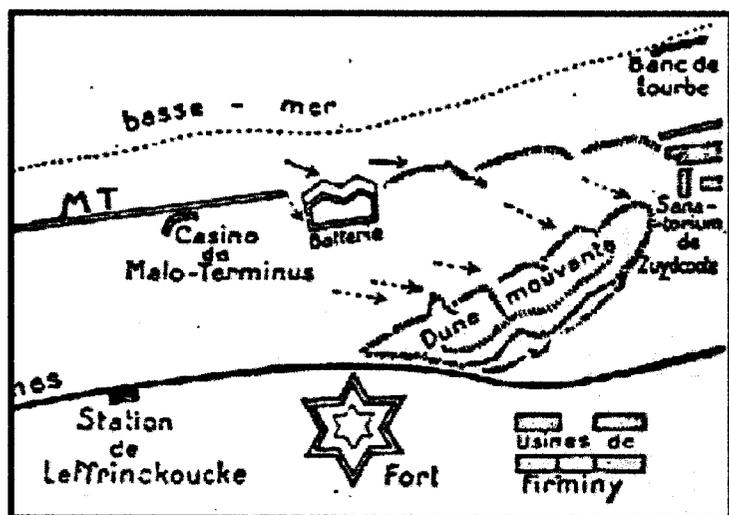


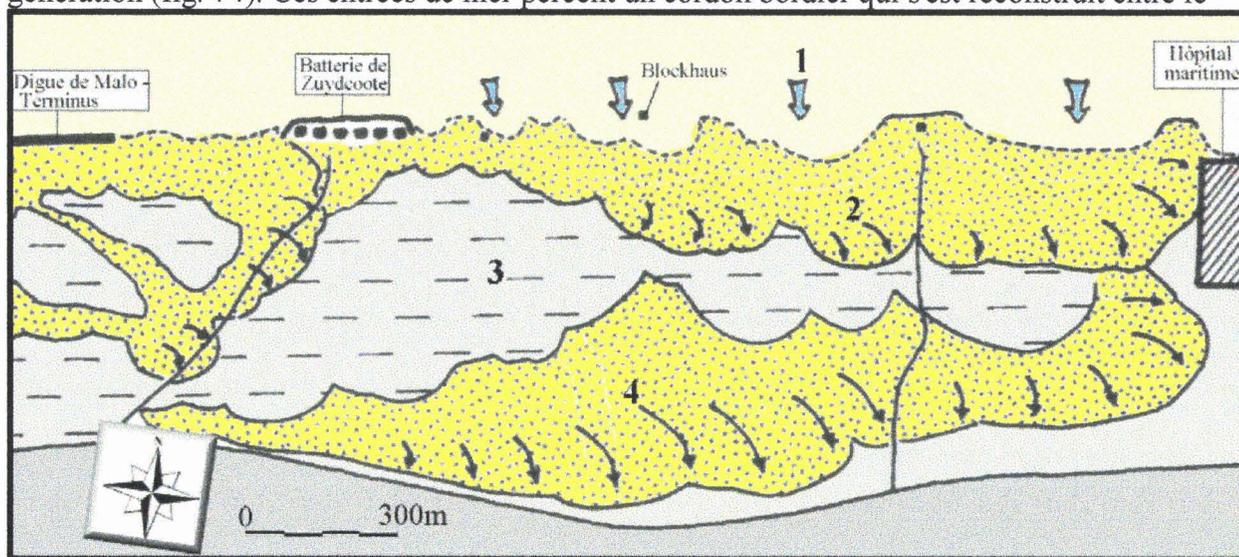
Figure n°73: Croquis géomorphologique du littoral est de Dunkerque au début du XXème siècle (Delepine, 1909).

d'étroites brèches... la pente vers la mer est parfois de 45°, vers l'intérieur, elle ne dépasse que rarement 30°, la largeur du cordon bordier varie entre 50 et 100 mètres. "Le cordon abrite panes et monticules (il s'agit très probablement de dunes néoformées), puis un second cordon, où le flanc raide, cette fois, se trouve être celui du sud...". Ce cordon interne, décrit comme "dune chauve" s'aligne sur un axe SW-NE et envahit un relief de dunes basses très anciennes, fortement végétalisées, localement soumises à des remaniements. La figure 73 fait apparaître l'étendue de cette vaste dune mouvante. Elle indique aussi la

présence d'affleurements tourbeux sur l'estran, en face du sanatorium de Zuydcoote, ce qui prouve que le déficit sédimentaire de l'estran n'est pas un fait récent.

c. Situation en 1937

Les premiers clichés aériens du site permettent d'établir un diagnostic précis de la dynamique géomorphologique. Les photos disponibles étaient de très mauvaise qualité et ne permettaient pas d'interprétation stéréoscopique, mais elles donnent néanmoins une vision juste de la disposition des différents éléments topographiques, synthétisée dans la figure 74. Globalement, l'évolution du site est marquée par la progression dans l'espace de la grande dune mouvante; progressivement, celle-ci se disloque en plusieurs axes de progression. La végétation parvient à s'installer sur le relief dunaire; elle stabilise les franges de la dune mouvante et favorise le déclenchement d'une évolution parabolique. En arrière de sa progression, de grandes pannes humides se développent, abritées par un cordon bordier en voie de reconstitution, mais discontinu, laissant place en certains endroits à de vastes entrées favorisant un transit sédimentaire très important, s'insérant entre plusieurs points forts du littoral, situés en position saillante. L'existence de ces entrées de mer facilite la création de petites dunes paraboliques qui envahissent progressivement les espaces de pannes. On parle de dunes paraboliques de seconde génération (fig. 74). Ces entrées de mer percent un cordon bordier qui s'est reconstruit entre le



Légende:

- Dunes
 - Pannes
 - Entrées de mer
 - Plaine maritime flamande
 - Sens de progression des dunes
- 1: Entrées de mer
 - 2: Dunes paraboliques de seconde génération
 - 3: Pannes
 - 4: Dunes paraboliques de la première génération

Figure n°74: Croquis de la morphologie dunaire de la dune Dewulf en 1937 d'après les photographies aériennes d'époque.

début du siècle et 1930. Étant donné que la figure 72 indique quatre grosses tempêtes entre 1921 et 1925, peut-être est-il possible d'envisager une relation entre l'altération du cordon bordier et cette série de tempêtes.

d) L'évolution de 1937 à 1971

La période qui va de 1937 à 1971 est marquée par un ralentissement de la dynamique des dunes paraboliques. Les photographies aériennes de 1949 et 1957 montrent que leur fixation s'opère progressivement, sous l'action de la colonisation végétale; seuls leurs corps

actifs continuent à évoluer assez rapidement vers l'est. L'édification du cordon bordier se poursuit et s'accélère même dès 1950, les brèches se comblent, provoquant un ralentissement très net de la progression des dunes de seconde génération: la présence d'un obstacle dunaire met fin au transfert sédimentaire établi entre la plage et les dunes. Les pannes se végétalisent très rapidement, on observe une évolution vers un stade arborescent de plus en plus net dans les secteurs abrités du vent. La surface de déflation associée aux dunes paraboliques est encore très large; elle libère des espaces humides, nivelés à une altitude correspondant au niveau de la nappe phréatique, et colonisés par des espèces pionnières. Dans le fond des pannes, on note la présence d'arcs dunaires néoformés (photo 28), formant de petites crêtes sableuses. Elles s'alignent sur un axe ouest-est, et sont les manifestations des phases de ralentissement de la dynamique des dunes paraboliques. Si on effectue un bilan de l'évolution de la grande panne, on peut apporter une datation relative de la formation de ces arcs dunaires: comme ils sont liés à un ralentissement de la dynamique dunaire, on peut les associer à la période durant laquelle les apports sédimentaires ont été limités par le comblement des brèches du cordon bordier (entre 1910 et 1920). Finalement, en 1971, les clichés aériens montrent la présence d'une véritable dune bordière, haute de 15 à 20 mètres en moyenne, caractérisée par un profil longitudinal équilibré, laissant apparaître quelques marques d'érosion marine (micro-falaises). Après une phase de reconstruction dunaire, on entre de nouveau dans une phase d'érosion côtière.



Photo n°28: Cliché aérien de la dune Dewulf en 1971, échelle 1/25000

e) L'évolution de 1971 à nos jours

Au début des années 1980, la situation a encore peu évolué. Les grands complexes paraboliques continuent à se stabiliser; seule la plus grande dune continue à progresser vers le sud-est et menace d'envahir une voie ferrée; les autres évoluent de façon résiduelle. Les pannes sont fortement végétalisées; cette rapide végétalisation est le témoin direct d'un ralentissement de la dynamique morphogénique. La dune bordière qui ouvrait en 1937 de larges entrées de mer est totalement stabilisée. Elle se présente sous forme d'un cordon continu, dont le profil est taillé en falaise sableuse en de multiples secteurs. La comparaison des différentes séries de photographies aériennes fait apparaître un recul du trait de côte assez important (30 mètres en moyenne sur l'ensemble du site, soit plus d'un mètre/an). A ce titre, les vestiges divers de l'occupation allemande constituent des points de repère intéressants car la plupart des blockhaus ont été construits sur la dune bordière se retrouvent actuellement sur le haut estran. Il est toutefois nécessaire d'être prudent quant à l'utilisation de ce type d'indices et il est nécessaire de faut disposer de plans précis de construction de l'"Atlantikwahl". Certains des blockhaus furent

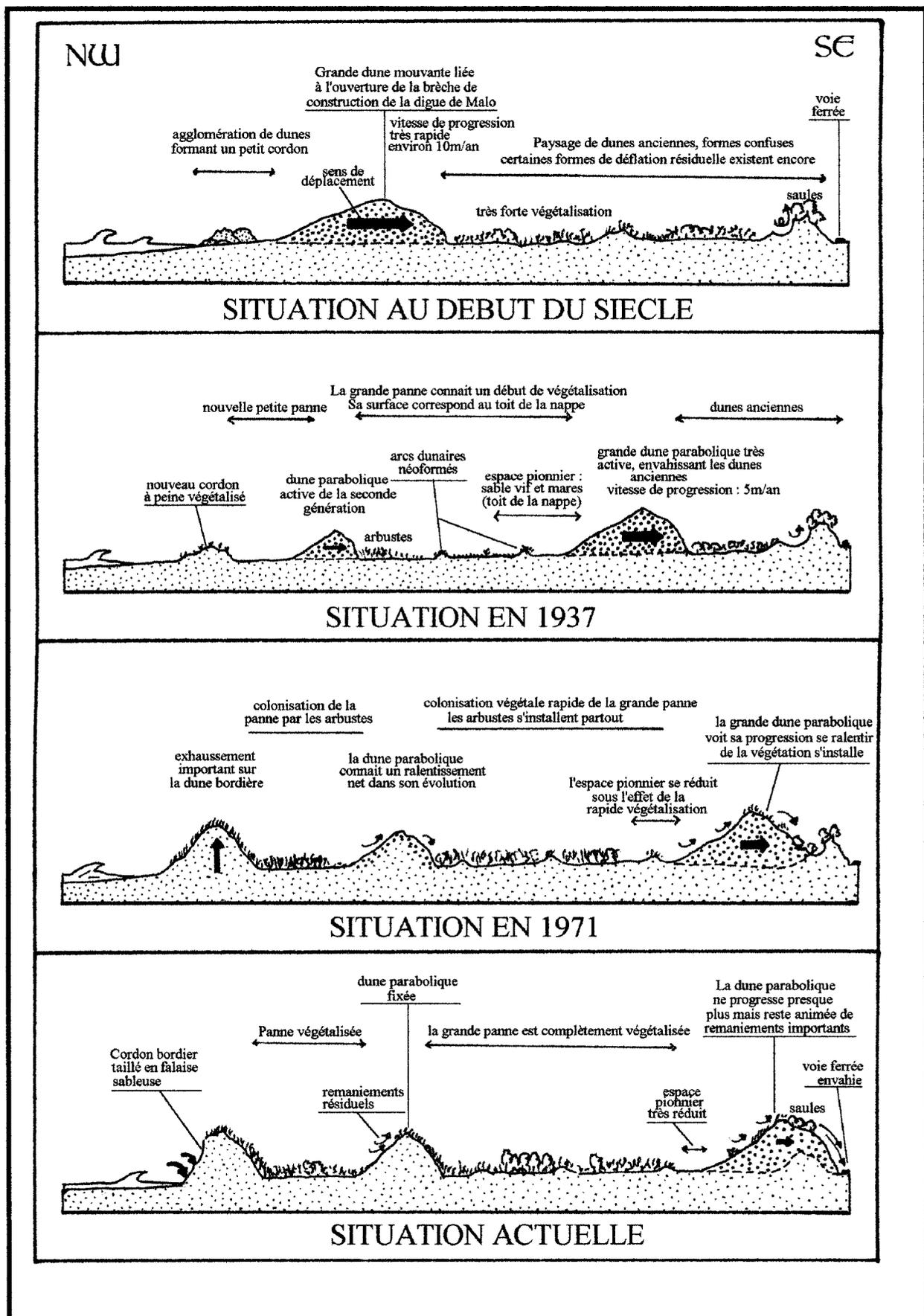


Figure n°75: Evolution du relief de la Dune Dewulf entre 1900 et 1995 vue en coupe. Les profils topographiques sont schématiques

en effet construits directement sur l'estran et ne peuvent servir de base à des mesures relatives (Lanoy Ratel 1995).

Finalement, l'étude historique apporte un grand nombre d'informations, permettant d'évaluer l'évolution dunaire de façon très précise. Ce travail n'est pas possible pour l'ensemble des sites littoraux, faute de sources fiables. Cependant, l'ensemble des éléments recueillis nous permet d'effectuer un bilan précis de l'évolution du massif de la dune Dewulf (fig. 75).

C) LA DYNAMIQUE ACTUELLE: ANALYSE DESCRIPTIVE

Le relief dunaire se décompose en deux ensembles: le cordon bordier et les complexes paraboliques de l'arrière-dune. On les étudiera séparément, en essayant de mettre en valeur les aspects originaux de l'évolution morphogénique associée aux systèmes dunaires flamands.

1) Le cordon bordier

Le cordon dunaire protégeant l'arrière-dune présente plusieurs faciès; ceux-ci sont directement liés à l'interaction des forces marines et éoliennes. Pour bien se repérer dans l'espace, six portions de la côte sont individualisées (fig.76); le découpage est basé sur la spécificité de leur profil, de leur dynamique et de leur évolution. L'objectif est d'établir, à terme, un diagnostic de vulnérabilité de l'ensemble du cordon bordier.

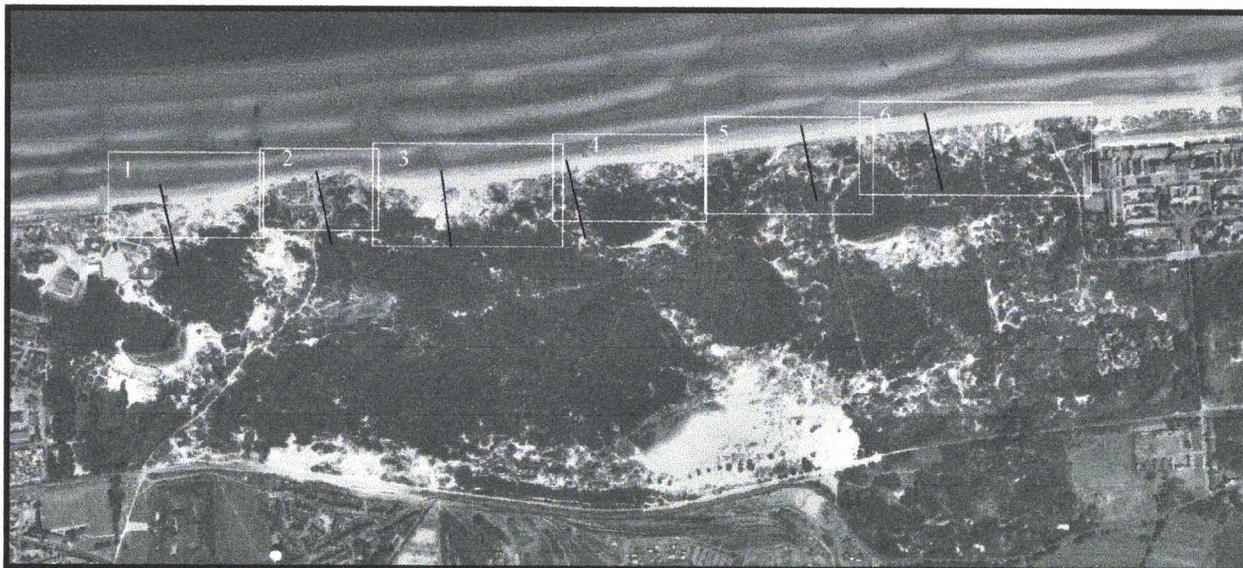


Figure n°76: Localisation des différents secteurs du cordon bordier dans la dune Dewulf sur la photographie aérienne du site de 1995. Échelle: 1/25000
Les différents secteurs du cordons bordier sont distingués dans les rectangles blancs; la localisation des coupes topographiques est indiquée par des traits noirs.

Le profil du cordon bordier varie dans les différents secteurs. Les différences de pente et d'altitude sont à relier à l'évolution historique. La figure 77 présente plusieurs profils topographiques, répartis dans chacun des secteurs côtiers étudiés. Elle montre notamment les différences de hauteur et de profil longitudinal. Chacun de ces profils est le résultat d'une évolution spécifique mais tous sont associés à une dynamique d'érosion depuis plus de 20 ans.

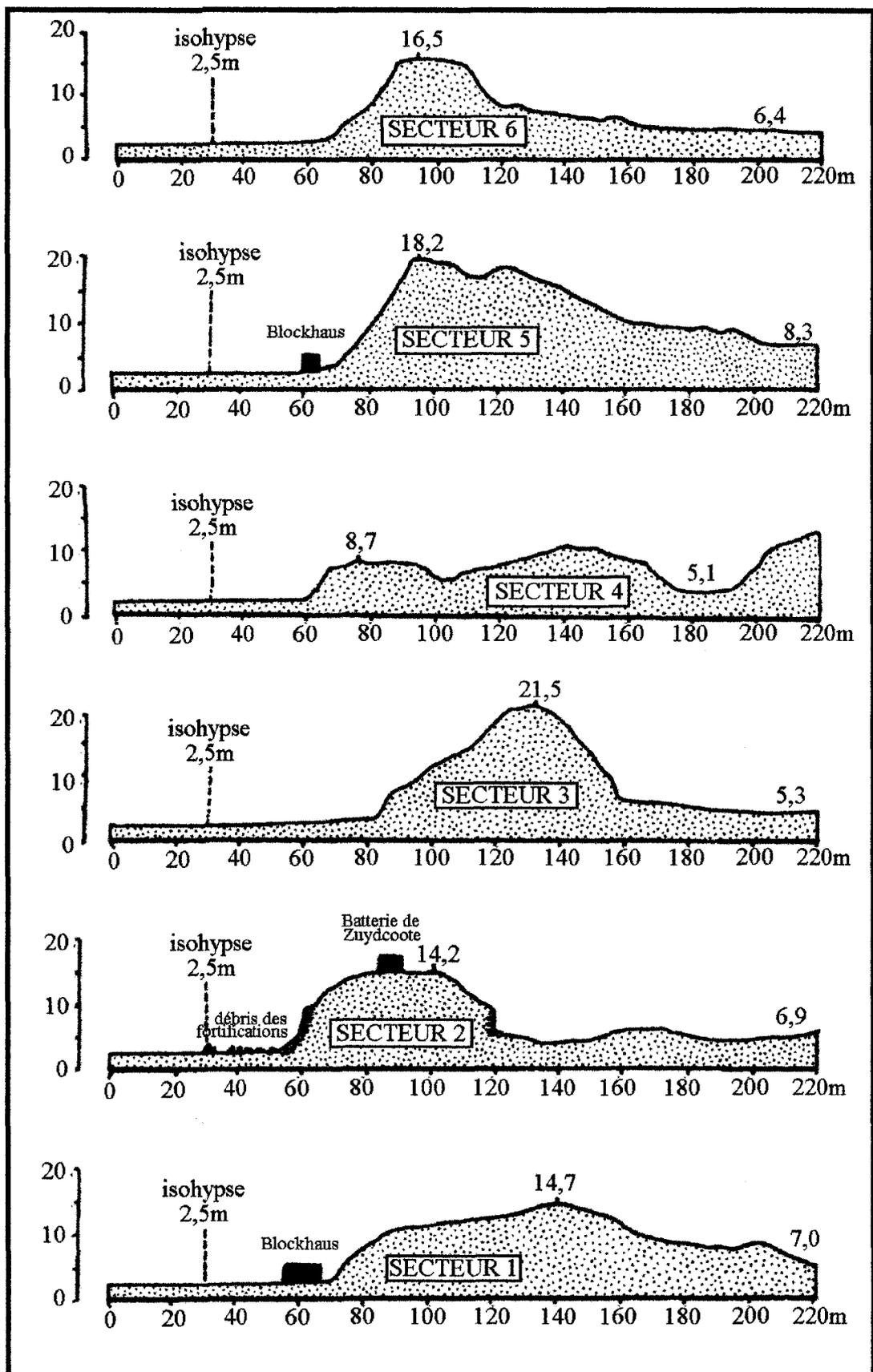


Figure n°77: Profils topographiques des différents secteurs du cordon bordier, réalisés à partir d'un plan topographique au 1/2000. Échelle des longueurs: 1/2000, échelle des hauteurs: 1/1000. Ces profils sont localisés sur la figure 76. Les altitudes sont indiquées ainsi que la position de l'isohypse 2,5m (le O NGF, situé plus loin vers l'estran, rendrait la représentation trop encombrante)

- Le secteur 1 (en bas sur la figure 77) est situé à proximité de la digue de Malo-Terminus. Il est caractérisé par d'importants remaniements dunaires, liés à une fréquentation anthropique régulière. Au cours des 50 dernières années, ce secteur a peu reculé; il constitue un des endroits les plus stables du site.
- Le secteur 2 concerne la batterie de Zuydcoote. Les fortifications allemandes contribuent à accroître la résistance à l'érosion marine. Les reculs observés sont faibles (inférieurs à 20 mètres depuis 1937). Il est probable que la solidité du trait de côte soit à l'origine d'un accroissement d'érosion en aval dérive: le littoral marque en effet un vaste rentrant (photos 29-30)

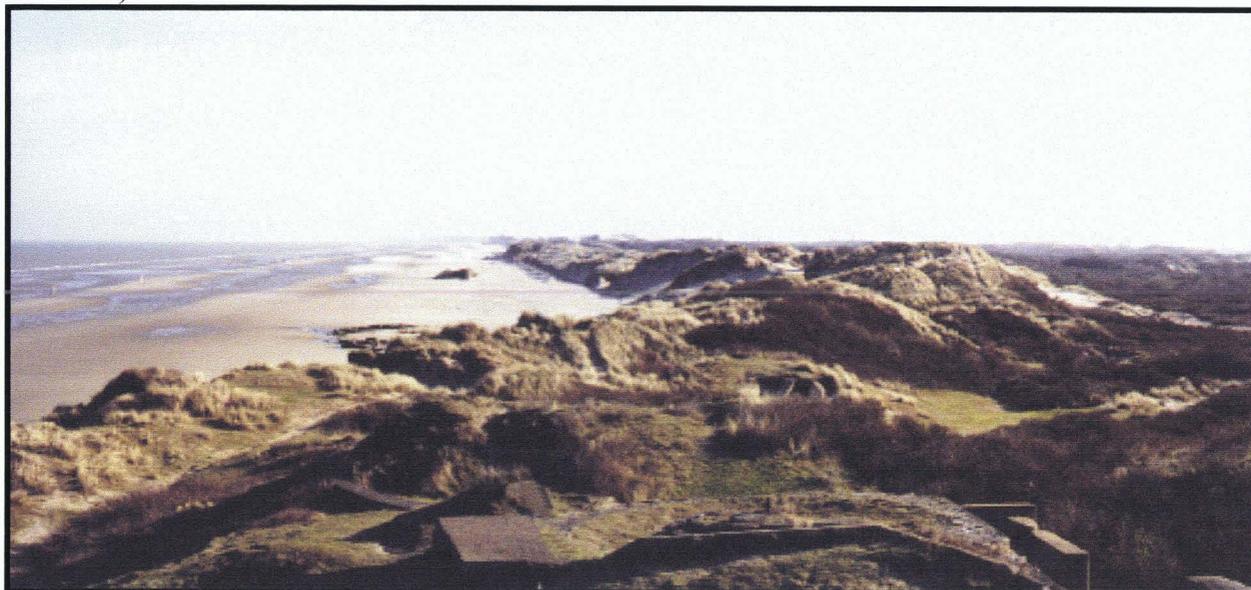


Photo n°29: Vue du cordon bordier, prise vers l'est, depuis le sommet de la batterie de Zuydcoote. On remarque le tracé rentrant du trait de côte et la présence de blockhaus sur l'estran, vestiges d'une ancienne position avancée du cordon dunaire (cliché pris en septembre 1995)



Photo n°30: Vue du front de mer de la batterie de Zuydcoote: les débris forment une protection artificielle en provoquant le déferlement prématuré des vagues, mais accroissent l'érosion de l'estran en perturbant le régime de déferlement (affouillement). Cliché vers l'est en Janvier 1995

- Le secteur 3 est marqué par une intense dynamique morphogénique: le recul de la côte est régulier; sur la période 1957-1995, on observe une valeur de 60 mètres, soit près d'1,5 m/an. Dans le cadre de l'étude de vulnérabilité, on reviendra en détail sur les valeurs de recul des différents secteurs (Chapitre V). Le profil dunaire illustre l'influence des dynamiques marine et éolienne; il présente une importante microfalaise basale (5 mètres de hauteur environ), et un versant interne convexe, correspondant en fait à une accumulation de type pourrière, liée à un large couloir de déflation, situé juste à l'est.
- Le secteur 4 est de loin le plus faible de l'ensemble du cordon bordier. La dune n'est haute que de quelques mètres. Son profil est taillé par une falaise sableuse quasiment verticale (photo31). Ce secteur correspond au cordon qui s'est reformé entre 1960 et 1970. L'érosion marine dégage progressivement le stock sableux et menace d'ouvrir une brèche dans le cordon (Fauchois, 1995).



Photo n°31: Vue du front de mer dans la partie centrale du site; la faible hauteur du cordon laisse présager un véritable risque de rupture en cas de grosse tempête. Ce cordon abrite une panne dont l'altitude n'excède pas 5 mètres. Cliché pris vers le sud en octobre 1994

- Au niveau du secteur 5, le cordon bordier dépasse 20 mètres d'altitude. Sa largeur est également très importante. Le front dunaire est taillé par une très grande falaise sableuse, d'une pente supérieure à 45° (photo 32). On se situe en fait sur un ancien point fort du littoral, formant aujourd'hui encore un léger saillant. Le cordon est soumis depuis plus de 100 ans à une dynamique d'érosion. Le cordon recule en moyenne d'environ 1 mètre/an. Les blockhaus, situés au sommet de la dune sur les photographies aériennes anciennes, se retrouvent aujourd'hui à la base du versant. Cette évolution pose d'ailleurs certains problèmes de sécurité. L'un d'entre eux se trouve à l'heure actuelle dans une position d'équilibre précaire.



Photo n° 32: La falaise sableuse donne l'impression de former un véritable mur face à la mer. On remarque les empreintes du déferlement des vagues à la base du versant et les accumulations sableuses éoliennes temporaires à l'arrière du blockhaus. Cliché pris vers l'ouest en octobre 1994

- Le secteur 6 s'étend donc entre le point fort du secteur 5 et le sanatorium de Zuydcoote. Le profil dunaire est relativement stable. Même s'il s'oriente vers une forme en falaise sableuse, notamment suite aux tempêtes, le profil parvient plus ou moins à se régulariser d'une année à l'autre. Le cordon dunaire est d'origine récente (1960-1970), il s'est développé au niveau d'une ancienne brèche (fig.74). Sa hauteur est supérieure à 15 mètres et sa largeur ne dépasse pas 50 mètres. Il abrite une panne associée à une dune parabolique de seconde génération.

L'érosion prolongée du cordon dunaire par les vagues représente à terme un risque. On vient de voir que ce cordon abrite localement de vastes surfaces situées à des altitudes très basses, dans les pannes notamment. Mais il ne faut pas oublier que ce cordon constitue également une barrière naturelle de protection de la plaine maritime flamande, plaine dont les altitudes sont localement inférieures au niveau marin. La surveillance de l'érosion de ce cordon est donc plus que nécessaire, dans l'intérêt de tous. Même s'il ne semble actuellement pas y avoir de danger potentiel, il faut garder en mémoire que plusieurs fois dans le passé, ces cordons que l'on croyait solides ont cédé face à une mer dont on ne se méfiait pas assez. Des textes laissés par des paroisses locales parlent de tempêtes "prodigieuses", d'inondations "terrifiantes" (Briquet, 1930). Ce sont bien là les preuves que les dunes ne sont guère à l'abri d'une de ces tempêtes centennales dont on oublie trop souvent la probabilité.

Le cordon de la dune Dewulf ne présente a priori pas vraiment de gros point faible. On peut cependant noter que le cordon se trouve très affaibli dans le secteur 4, mais la présence d'une dune parabolique de seconde génération, située juste en arrière limiterait l'inondation en cas de rupture du cordon à une petite panne végétalisée. A cet endroit, le cordon n'est en effet

haut que de quelques mètres (photo 31), c'est à dire à peine plus que le niveau des plus hautes marées; son profil, taillé en falaise sableuse quasi-verticale révèle une intense érosion. On verra par la suite que ce secteur pourra être classé parmi les plus vulnérables de la côte. Le reste du cordon bordier est quant à lui suffisamment épais pour supporter l'érosion des vagues pendant des dizaines d'années (si on conserve le système peu adapté des reculs moyens: ici 1m/an environ). Il faut savoir que sur une seule tempête, il est possible d'observer des reculs supérieurs à 10 mètres, ce qui laisse penser que rares sont les secteurs vraiment capables de résister à une violente série de tempêtes.

En ce qui concerne la dynamique éolienne, on note que les formes de remaniement dunaire sont observables sur le site de part et d'autre de la batterie de Zuydcoote. Elles correspondent ici aux effets d'une fréquentation touristique intense (dans le secteur situé près de la digue de Malo-Terminus). Le secteur situé à l'est de la batterie de Zuydcoote présente des formes de déflation et d'accumulation plus classiques: larges couloirs de déflation, associés à des pourrières à profil longitudinal convexe, que l'on ne peut considérer comme très actives: l'orientation du littoral n'est pas perpendiculaire aux vents dominants, ce qui limite les apports de sable en provenance de l'estran. Bref, le cordon ne semble a priori pas trop souffrir des effets de l'agent éolien. On est très loin du style de paysage dunaire observable sur les cordons bordiers de la plaine maritime picarde

2) Les complexes paraboliques internes

L'expression de "complexe parabolique" intègre d'une part la dune parabolique elle-même, en tant que forme, mais également la panne qui lui est associée, puisque c'est le déplacement de la dune sous le vent qui a libéré cette surface plane, correspondant au niveau de base de la déflation (toit de la nappe dunaire) (Fauchois, 1995).

Ces pannes, on l'a vu, sont aujourd'hui complètement envahies par une végétation arbustive dense. Les espaces pionniers, témoins de l'activité de la dune sont extrêmement réduits. Ils sont en général occupés par une mare de très faible profondeur, qui prouve que le niveau de creusement est bien associé au toit de la nappe. Ces mares sont temporaires, et disparaissent souvent l'été, lorsque le niveau de la nappe est au plus bas.

Les dunes paraboliques sont présentes actuellement dans une configuration bien différente de ce qu'elle était encore au milieu du siècle. Elles se sont stabilisées progressivement, pour se figer presque complètement par l'intermédiaire d'une végétation mixte oyats-argousiers, laissant parfois place à des espaces à végétation rase que l'on appelle "dune grise", dune en fait couverte de mousses et lichens. Cette dune grise se fait rare sur les littoraux du nord de la France, l'argousier tendant à coloniser de façon vigoureuse tous les espaces dunaires stables.

a) Les complexes paraboliques fixés

La majorité des dunes paraboliques ont commencé à se stabiliser dans les années 1960, 1970. Cette dynamique est à mettre en relation avec l'exhaussement d'un nouveau cordon bordier. A l'heure actuelle, ces dunes évoluent de façon très résiduelle; bien souvent, la paroi au vent présente encore quelques marques de l'activité éolienne. Elles ne sont plus transgressives. Du côté de la panne, le front pionnier est assailli par la colonisation arbustive. Petit à petit, les pannes humides disparaissent et le paysage végétal s'appauvrit. A ce sujet, le Conseil Général du Nord, associé au Conservatoire du littoral et au Centre Régional Phytosociologique de Bailleul, dirige, depuis quelques années, un programme de revalorisation de la diversité végétale de ces pannes, en ouvrant dans la végétation arbustive des espaces expérimentaux, destinés à permettre

le développement d'espèces quasiment disparues des côtes du nord de la France (Conseil Général du Nord, 1995). Cette opération a été réalisée dans les dunes flamandes avec un certain succès: après avoir supprimé quelques mètres carrés d'argousiers au sécateur, des petites pannes humides (photo 33) se sont progressivement reformées, laissant apparaître l'année suivante des espèces particulièrement rares: des orchidées (*Epipactis palustris*, *Dactylorhiza incarnata*) ainsi que des parnassies (*Parnassia palustris*) et des espèces que l'on croyait disparues, comme la *Gentianella uliginosa* ou l'*Herminium monorchis*. Ces premiers résultats ont encouragé un débroussaillage de grande ampleur; atteignant aujourd'hui plusieurs dizaines d'hectares. Ces opérations ont été saluées par un label de qualité (prix Eurosite en 1994), qui met en valeur les très fortes potentialités des milieux dunaires flamands où la présence de banques de graines en dormance pour la reconstitution d'habitats remarquables constitue une véritable richesse botanique.



Photo n°33: Panne humide associée à une dune parabolique en voie de fixation complète, cliché pris vers le nord ouest en mai 1995

b) La grande dune parabolique active

La plus grande des paraboles continue à évoluer. Sa progression n'est certes plus celle du début du siècle mais elle offre toute une série de formes vives et dynamiques. Dans le détail, on se rend compte que la dynamique éolienne est concentrée dans l'axe de la tête de cette dune. Cette dynamique éolienne conduira à terme à l'ouverture d'une brèche dans l'axe de déflation, marquant la fin de l'évolution de la dune. Ce n'est toutefois pas le cas ici. Cette dune présente trois secteurs distincts (fig. 78) qui reflètent une évolution en auto-suffisance sédimentaire: la dune n'a aucune source de sable autre que celle fournie par sa propre érosion.

- le secteur de déflation (1), constitué de sable vif, exposé aux vents d'ouest, sud-ouest et nord-ouest, véritable réservoir qui sert de point de départ à la progression de la dune (photo 34).

- le secteur de transition (2), situé dans l'axe de la dune, point de passage du sable vers le secteur d'accumulation. Ce secteur de transition se présente sous forme de dunes de remaniement très actives. Les accumulations se produisent en arrière des petites dunes résiduelles, formant de véritables dunes en queue de comète. Ce type de morphologie reflète une intense activité éolienne et morphologique.

- les secteurs d'accumulation sont au nombre de trois, même si l'on a tendance sur le terrain à n'en remarquer qu'un. Le plus important (3a) est relié au secteur de transition, il se présente sous forme d'une dune vive, marquée par un talus d'envahissement à pente d'équilibre (photo 35). C'est cette accumulation qui pose des problèmes d'envahissement de la voie ferrée, hélas située dans son axe de progression. Les déblaiements réguliers ont du mal à réguler cette

évolution. Cette voie ferrée n'est plus en service mais pourrait éventuellement être intéressante si un projet de navette touristique de visite des dunes flamandes était envisagé; sa conservation est donc pour l'instant une préoccupation supplémentaire pour la gestion du phénomène en lui-même.

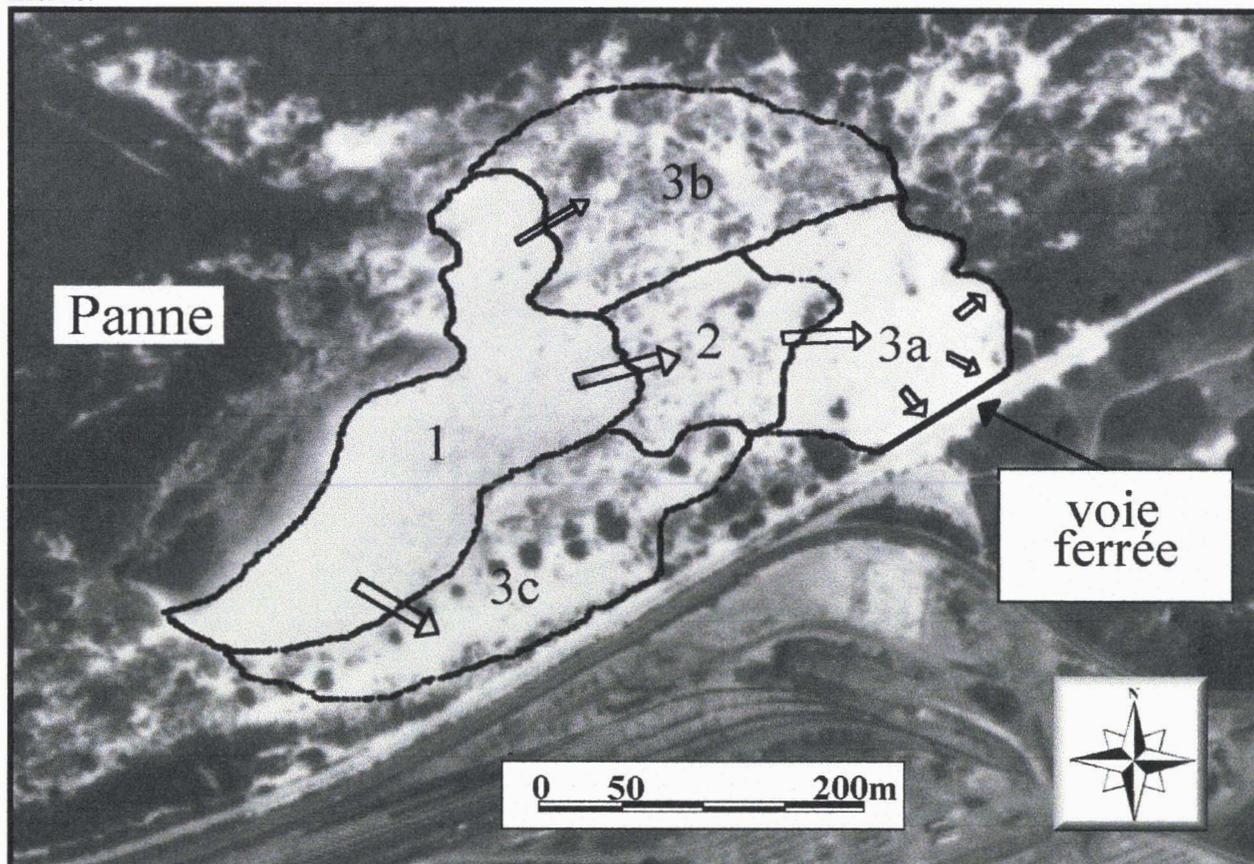


Figure n°78: Les différents secteurs morphodynamiques de la grande dune parabolique active de la dune Dewulf. Échelle: 1/5000, d'après une photographie aérienne de 1995.

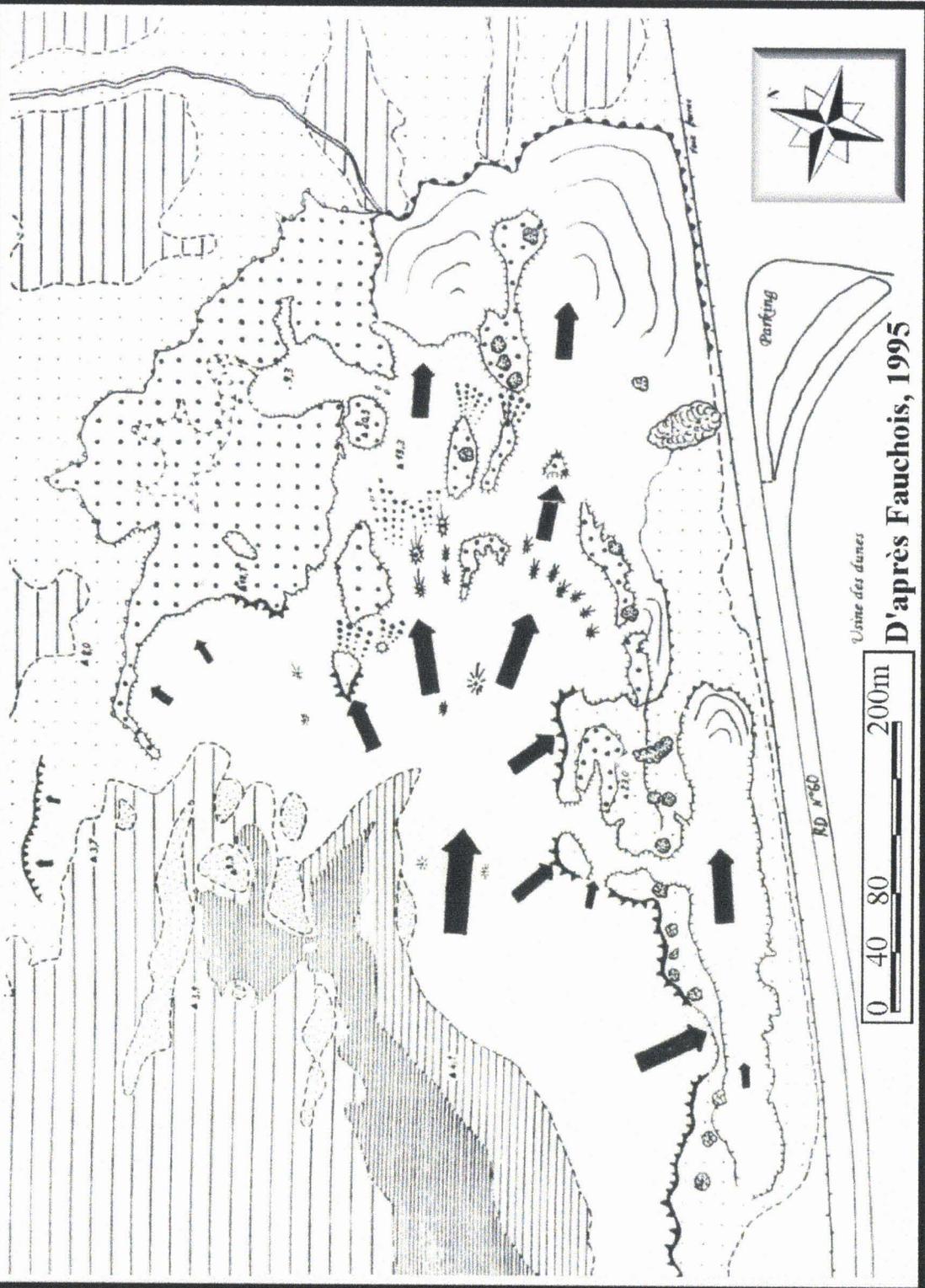
Le second secteur d'accumulation (3b) est en fait un secteur de dunes de remaniement, situé juste au nord du premier. Les dunes s'accablent sous l'action des vents de sud-ouest. Ce ne sont pas des dunes transgressives mais l'accumulation est certaine; elle s'opère en étroite collaboration avec la colonisation végétale (ici il s'agit essentiellement d'oyats).

Le dernier secteur (3c) est situé dans la partie sud de la dune et correspond aux accumulations liées aux vents de nord-ouest; on a affaire ici à des dunes de remaniement similaires au secteur précédent.

L'évolution de cette dune est extrêmement intéressante du point de vue de l'observation géomorphologique. La figure 79 présente les formes de détail observables au niveau de cette dune, à l'échelle du 1/4000 (réduction du format original au 1/2000, Fauchois, 1995). Elle vient compléter la figure 78 car elle permet d'associer les formes à la dynamique qui est à l'origine de leur formation. Cette dune parabolique est en fait une des rares formes vives du littoral du Nord. Les gestionnaires du site sont partagés entre l'option de laisser évoluer et l'option de forcer la stabilisation par des plantations d'oyats ou l'implantation de fascines. C'est le second choix qui a été retenu, motivé par le travail que représentent les déblaiements réguliers de la voie ferrée. Fin 1995, toute une série de dispositions ont été prises pour limiter la dynamique dunaire et précipiter la stabilisation.

LEGENDE

-  Pannes complètement végétalisées
-  Flaque permanente
-  Zones inondées lors de la saison de gonflement de la nappe aquifère
-  Dunes néoformées sur surface de déflation
-  a: crocs (buntes sablonnes résiduelles)
b: dunes en queue de comète
-  Espace de sable vif
-  Sens de la déflation, l'importance des flèches reflète l'efficacité morphogénique
-  Parties fixées des dunes paraboliques
-  Crêtes actives de la parabolole
-  Bosquets de saules, marquant la crête de la dune parabolique
-  Dunes de remanent
-  Paroi de déflation active
-  Paroi de déflation stabilisée
-  Point côté
-  grosses accumulations sableuses dans le secteur de transition
-  ancienne route allemande
-  Talus d'envassement (pente d'équilibre)
-  Zone de grandes accumulations sableuses: tête transgressive de la dune parabolique



Voie des dunes
D'après Fauchois, 1995

-  petite porrière interne, liée à des remanents amarrés localisés
-  Voie ferrée
-  Route départementale 60

FIGURE N°79: Cartographie morpho-dynamique de la tête de la dune parabolique active dans la Dune Dewulf

Echelle : 1/4000



Photo n°34: Vue de la tête active de la dune parabolique: on remarque l'importance des espaces de sable vif, soumis à une active déflation, les accumulations en queue de comète, et la présence à gauche de la photo, d'une flaqué liée au battement de la nappe phréatique. Cliché pris vers le nord-est, en mai 1995



Photo n°35: Le front transgressif de la dune parabolique envahit les espaces dunaires végétalisés par un talus d'envahissement à pente d'équilibre. On remarque, en haut à gauche sur la photo, des plantations d'oyats, destinées à réduire la dynamique de transport éolien. Cliché pris vers le nord en octobre 1996

Conclusion: synthèse et cartographie géomorphologique

La démarche descriptive semble indispensable à l'étude du site de la dune Dewulf. Elle constitue la base de la cartographie géomorphologique. Si le travail de photo-interprétation semble pouvoir apporter de nombreuses réponses concernant l'organisation et la dynamique globale du relief dunaire, le travail de terrain apporte un complément d'information très précieux à la compréhension de la dynamique morphogénique associée aux différents types de formes. On a vu par exemple que le cordon bordier était très différent d'ouest en est, et qu'il était par endroit extrêmement fragilisé par l'érosion marine. Dans le cadre de la cartographie de vulnérabilité, on effectuera une analyse très précise des rythmes de recul de la côte qui viendra compléter les

approches historiques et descriptives. En ce qui concerne l'arrière-dune, on peut souligner l'importance de la dynamique végétale. Les pannes sont complètement embroussaillées, les dunes paraboliques sont figées, seule la plus grande de ces dunes reste encore partiellement active. Si on prend en considération son évolution sur les cent dernières années, on se rend compte que sa dynamique actuelle et ses rythmes de progression se sont considérablement ralentis, de plus de 10 m/an au début du siècle à moins d'1m/an actuellement (Fauchois, 1995). Globalement, même si les formes vives sont rares, ce site présente un intérêt géomorphologique certain, notamment dans les aspects de son évolution historique.

La cartographie géomorphologique (carte n°1) représente le résultat final de l'ensemble de ces travaux. Elle traduit non seulement la disposition générale du relief dunaire, mais intègre également tous les éléments d'information nécessaires à la compréhension des dynamiques morphogénique et végétale.

III) CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE DE PLUSIEURS SITES ATELIERS DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS

Plusieurs sites feront l'objet d'une étude et d'une cartographie géomorphologique. Afin de pouvoir tirer des conclusions de ce travail, une méthode de travail est indispensable. Pour chacun des sites, on effectuera, dans un premier temps, une localisation géographique qui présentera le contexte morphodynamique et l'organisation des grands ensembles du relief dunaire. La seconde étape consiste à retracer, par photo-interprétation, les grands traits de l'évolution du site depuis les années 1950. On insistera surtout sur la tendance de cette évolution. Dans un troisième temps, la cartographie géomorphologique au 1/5000 illustrera la dynamique dunaire actuelle; elle sera complétée par un commentaire descriptif. Les cordons bordiers seront distingués des formes de l'arrière-dune. L'objectif est d'établir un bilan géomorphologique de chacun des sites, qui servira de base à une approche plus globale de l'ensemble du littoral dans le cinquième chapitre.

A) LES AUTRES MASSIFS DES DUNES FLAMANDES: LA DUNE MARCHAND ET LA DUNE DU PERROQUET

1) La dune Marchand

a) Localisation et aspects de l'environnement littoral

Localisée entre la commune de Zuydcoote et la station balnéaire de Bray-Dunes, la dune Marchand reste le site le plus connu et le plus visité des dunes flamandes. En 1974, il est classé en réserve nationale sur une vingtaine d'hectares. Il est actuellement la propriété du Conservatoire du Littoral. Depuis quelques années, le Département du Nord s'occupe de l'encadrement des gardes du conservatoire du site et de la gestion effective du milieu naturel. Un sentier pédagogique de découverte de la dune a été mis en place afin de faire profiter à tous de la diversité géomorphologique et végétale. A ce titre, les récentes opérations de débroussaillage revalorisent au plus haut point la réserve naturelle. Aux yeux du géomorphologue, la dune Marchand reste cependant un massif pauvre en formes dunaires vives (Joly, 1995). L'essentiel du relief est en effet stabilisé par une dense couverture végétale. L'organisation générale du relief est proche de ce que l'on a pu observer pour la dune Dewulf: on retrouve un cordon bordier

fortement touché par l'érosion marine et des complexes paraboliques orientés vers l'est dans l'arrière-dune. En ce qui concerne les processus d'érosion, ils sont également dépendants des conditions hydro-sédimentaires locales. L'estran, large de près de 500 mètres, est touché par un déficit sédimentaire global (Clabaut, 1994; Corbau, 1995; Fauchois, 1995), lié à la présence en amont de la dérive littorale des complexes portuaires de l'agglomération dunkerquoise. La morphologie des fonds sous marins influe également sur la dynamique sédimentaire de l'estran. La circulation de flot et de jusant s'effectue parallèlement à la ligne de rivage, entre les grands bancs sableux sous marins. Ceux-ci sont d'ailleurs visibles à basse-mer, lorsque le coefficient de marée est grand. Ils favorisent le déferlement prématuré des houles et protègent ainsi plus ou moins l'estran de l'érosion des vagues. On a vu, à ce sujet, que leurs variations spatiales influençaient la dynamique de l'estran.

b) Les grands traits de l'évolution du site

Globalement, le site de la dune Marchand a connu plusieurs phases dans son évolution du dernier siècle. Les travaux de Briquet (1930) sont très précieux pour cadrer la situation du début du siècle. On y trouve souvent des descriptions précises de l'activité dunaire, elles sont parfois complétées par un support cartographique pouvant être réexploité. A partir des années 1950, les photographies aériennes donnent les informations complémentaires au suivi de l'évolution. La carte géomorphologique vient finalement compléter la démarche.

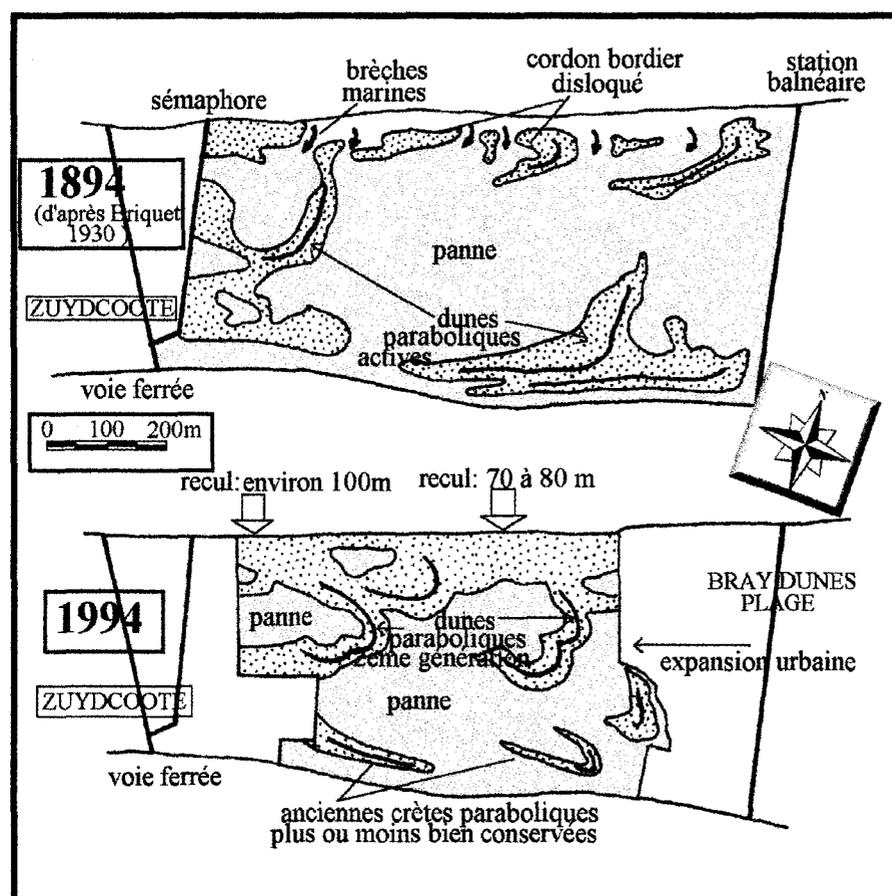


Figure n°80: Croquis montrant l'organisation du relief dunaire de la dune Marchand en 1894 et 1994, d'après Briquet, 1930 et les photographies aériennes de 1994.

Au début du siècle, le site est soumis à une importante dynamique dunaire (Briquet, 1930). Delepine (1909) signale l'affleurement de bancs tourbeux sur l'estran, témoins d'une ancienne extension des cordons dunaires vers la mer.

En 1930, Briquet établit un plan de la topographie du massif dunaire en 1894, que l'on peut comparer à un croquis de la situation dunaire actuelle (fig. 80). Plusieurs éléments se dégagent: au début du siècle, le cordon bordier apparaît entaillé par des caoudeyres et localement percé par des entrées de mer. Pour le décrire, Briquet parle de dunes de remaniement et de dunes confuses. On

remarque que les pannes sont directement reliées à ces entrées de mer. Il est fort probable qu'à cette époque, ces dernières aient été au moins temporairement inondées. Dans l'arrière-dune, des axes paraboliques actifs se déplacent vers l'est, mais il s'agit de dunes de taille modeste; il n'existe pas de dune mouvante comme dans la dune Dewulf même si l'on se situe à quelques centaines de mètres. En 1994 (fig. 80), le relief est organisé dans une configuration qui n'est pas très différente de celle du début du siècle, notamment dans l'arrière-dune. Les paraboles ont peu progressé, il n'en reste d'ailleurs que quelques crêtes végétalisées. Par contre, un enchaînement de dunes paraboliques de seconde génération s'est développé juste en arrière du cordon bordier, complètement reformé depuis, mais dont le profil en falaise sableuse indique une intense érosion marine. En se repérant sur certains éléments du site (route, voie ferrée), on peut estimer une valeur approximative du recul du trait de côte. Dans la partie ouest du site, le recul est de l'ordre de 100 mètres (à cette échelle, les valeurs sont forcément approximatives); il est moins important à proximité de Bray Dunes. En fait, les reculs ne sont pas très importants.

Les photographies aériennes de 1957, 1971 et 1980 peuvent être interprétées par



Photo n° 36: Cliché aérien de la Dune Marchand en 1957. Les flèches indiquent le sens de progression des dunes
 1-2-3-4: anciennes dunes paraboliques, en voie de stabilisation
 5-6-7: dunes paraboliques de 2^{ème} génération; activité intense

stéréoscopie. Elle font apparaître une évolution assez complexe du cordon bordier. Les brèches du début du siècle (fig.80) ont favorisé le développement de dunes paraboliques de seconde génération. Celles ci ont envahi l'arrière-dune sur de faibles distances, puis ont très rapidement vu leur progression ralentie par la formation d'un nouveau cordon bordier dès le début des années 1960

La photographie aérienne de 1957 (photo 36) montre clairement l'ouverture d'une large zone de remaniement du cordon bordier; dans la

partie centrale du site, ce cordon est complètement détruit. On remarque également l'activité des dunes paraboliques de seconde génération. Globalement, on peut considérer que l'ensemble du relief dunaire est soumis au remaniement. Cette dynamique dunaire est souvent mise en relation avec la dégradation de la couverture végétale, due à la forte fréquentation du milieu par les allemands lors de la seconde guerre mondiale.

En 1971, les clichés aériens montrent une augmentation considérable des espaces végétalisés. Les dunes paraboliques se fixent de plus en plus; des axes de progression bien précis se dessinent. Au niveau du cordon bordier, les brèches se sont comblées. Un cordon s'est reformé dans une position avancée vers le haut estran (photo 37). Entre 1957 et 1971, le littoral a

progressé de près de 50 mètres. Haute d'une quinzaine de mètres, cette dune bordière est rapidement colonisée par une végétation dense d'oyats; son profil est équilibré. On a précédemment vu que ce phénomène s'était également produit dans la dune Dewulf, dans ce laps de temps précis (1960-1970).

Les dunes paraboliques situées en arrière du nouveau cordon continuent à évoluer rapidement, mais les apports sableux de l'estran sont plus rares. En 1980, la situation est identique à celle de 1971; le cordon s'est consolidé et l'arrière-dune continue à se végétaliser.



Photo n° 37: Cliché aérien de la dune Marchand en 1971

c) La morphologie dunaire actuelle

La carte géomorphologique identifie la position exacte de chacun des ensembles topographiques (carte 2). On remarque le caractère résiduel de l'activité des dunes paraboliques. Les plus anciennes sont très altérées par le vent, mais il semble certain que des prélèvements y aient été effectués au début du siècle. Les documents de Briquet (1930)

signalent des dunes que l'on ne retrouve plus dans le paysage actuel, notamment à proximité de Bray Dunes (fig. 80).

Dans la partie centrale du site, des remaniements sont encore observables sur l'une des dunes de seconde génération. Ce secteur est en fait le seul à présenter une dynamique dunaire importante. Le front du cordon dunaire bordier est taillé en falaise sableuse (photo 39) sur l'ensemble du site. Les pentes sont plus douces à proximité des infrastructures touristiques car le piétinement des oyats favorise des remaniements éoliens.



Photo n° 38: Surface de déflation d'une dune parabolique située juste en arrière du cordon bordier. Cliché pris vers l'est en avril 96. On remarque qu'un tri de déflation s'opère; ici, les coquilles et divers débris ne peuvent être pris en charge par le vent; ils tapissent progressivement la surface sableuse et limitent la déflation.

Les documents de Briquet (1930) signalent des dunes que l'on ne retrouve plus dans le paysage actuel, notamment à proximité de Bray Dunes (fig. 80).

Les documents de Briquet (1930) signalent des dunes que l'on ne retrouve plus dans le paysage actuel, notamment à proximité de Bray Dunes (fig. 80).



Photo n°39: profil du cordon bordier dans la dune Marchand; cliché pris vers le sud-ouest en avril 1996. Les falaises sableuses se développent sur un cordon reformé depuis moins de 30 ans. Les pentes sont moins importantes que dans la dune Dewulf

Finalement, le site de la dune Marchand a connu une évolution très proche de celle de la dune Dewulf. On retrouve les mêmes évolutions, pour les mêmes périodes:

- Altération extrême du cordon bordier au début du siècle, ouverture de brèches marines, exploitées par le vent pour alimenter l'arrière dune en sable.
- Formation de dunes paraboliques de seconde génération dès les années 1920-1930.
- Formation d'un nouveau cordon vers 1960.
- Stabilisation des formes sous l'effet d'un rapide embroussaillage à partir de 1970.

2) La dune du Perroquet

a) Localisation et présentation du site

Coincée entre Bray Dunes et la frontière franco-belge, la dune du Perroquet constitue un massif de 250 hectares. Ce massif s'étend en fait d'un seul tenant au delà de la frontière, jusqu'à la station balnéaire de La Panne; la partie belge de ce massif est appelée "le Westhoek". La géomorphologie dunaire de ce site a fait l'objet d'une étude approfondie, mettant en valeur l'aspect historique de l'évolution (Lanoy-Ratel, 1996). Seule la partie française sera cartographiée. Le contexte morphodynamique est le même que pour les autres massifs des dunes flamandes. On retrouve les problèmes d'érosion de l'estran et du cordon bordier, et une dynamique parabolique dans l'arrière dune. Depuis la fin des années 1960, un camping s'est installé près de la frontière. Si ses structures sont aujourd'hui bien délimitées, il faut savoir qu'entre 1960 et 1985, l'installation des tentes et caravanes se faisait au gré des occupants. Les photographies aériennes de 1971 et 1980 montrent une véritable invasion de la dune.

b) Les grands traits de l'évolution dunaire

Les plans topographiques de Briquet (1930) donnent de nouveau des perspectives de travail très intéressantes. En 1894, la topographie dunaire est organisée en une succession et une imbrication de grandes dunes mouvantes, très actives (fig.81). Briquet les décrit comme "des montagnes de sable souvent complètement nu". Les nombreuses descriptions relatives à leur géométrie permettent d'effectuer un profil schématisé de la topographie dunaire au début du siècle (fig. 82). On remarque la présence d'un cordon bordier continu, sauf au niveau de Bray-Dunes, où apparaît une entrée de mer. Le cordon est relativement stable: "la croissance

vigoureuse de l'oyat favorise l'arrivée du sable amené de l'estran" (Briquet, 1930). Deux dunes mouvantes se succèdent vers l'arrière-dune. La seconde est de loin la plus importante; elle se prolonge vers la Belgique où elle atteint des proportions impressionnantes. Cette grande dune est encore vive aujourd'hui; sa dynamique est entretenue par la forte fréquentation touristique. Plus loin vers l'intérieur, on trouve des axes paraboliques très anciens et très évolués.

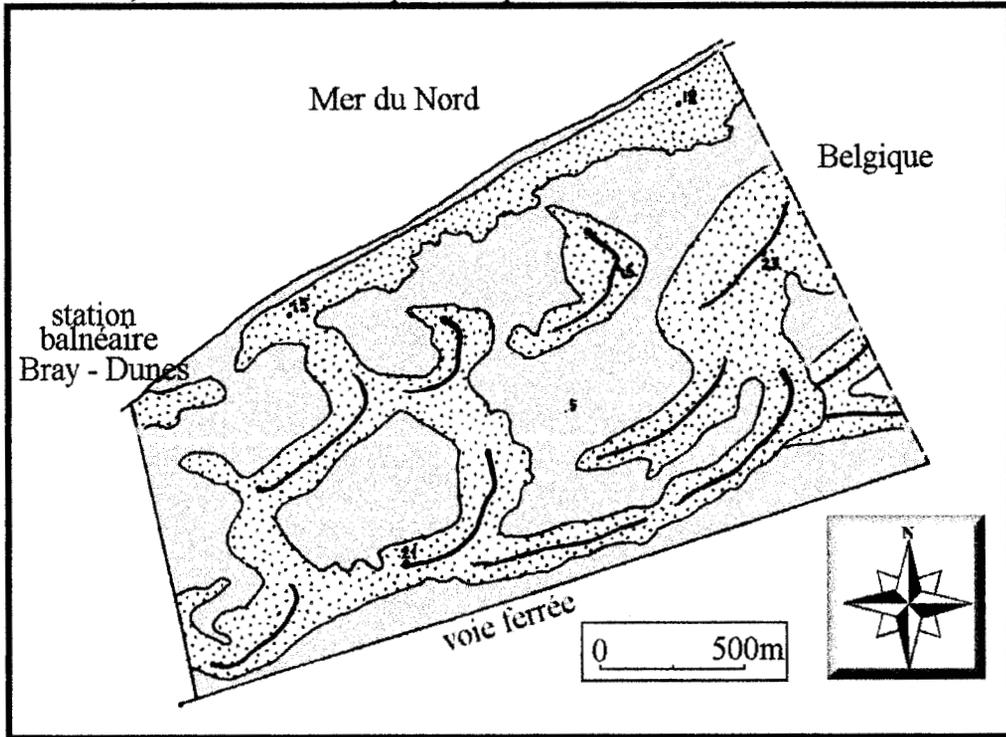


Figure n° 81: Croquis au 1/25000 montrant la distribution des dunes mouvantes et paraboliques dans la dune du Perroquet en 1894, d'après Briquet, 1930. Les espaces figurés en gris représentent les pannes. Les crêtes dunaires sont soulignées par un trait fort.



Photo n°40: cliché aérien de la dune du Perroquet en 1957
 1: dune mouvante en position bordière 2 et 3: dunes mouvantes internes, séparées par des pannes végétalisées
 4: anciennes dunes paraboliques: activité résiduelle

En 1957, le site a peu évolué; on retrouve exactement les mêmes ensembles dunaires, légèrement décalés vers l'est sous l'action du vent. Une analyse comparative des documents de Briquet et des photographies aériennes de 1957 montre des rythmes de progression des dunes de l'ordre de 5 à 6 mètres/an pour la plus grande dune mouvante. On a vu que dans la dune Dewulf, les progressions étaient de l'ordre de 10 m/an. La remobilisation du cordon bordier constitue le changement le plus marquant. Le cordon du début du siècle a migré vers l'arrière-dune et chevauche la première ligne de dunes de remaniement. En 1957, le front de mer se présente sous forme d'une rampe de sable vif. Le recul de la côte peut être mis en relation avec la dynamique éolienne. Les valeurs sont faibles (<20m entre 1894 et 1957). Des ouvrages de défense de guerre sont visibles sur le haut estran ou au niveau du trait de côte, en position saillante (photo 40).

Dans les années 1970-1980, les photographies aériennes montrent un ralentissement très net de la dynamique dunaire. Le cordon bordier s'est stabilisé sous l'influence de la colonisation par l'oyat, favorisant d'ailleurs un engraissement visible. Les pannes sont soumises à un embroussaillage important. Les dunes mouvantes n'évoluent plus que de façon résiduelle; des axes paraboliques les disloquent en plusieurs axes de progression. Les anciennes dunes paraboliques sont complètement figées sous une couverture végétale mixte d'oyats et d'argousiers (fig. 82).

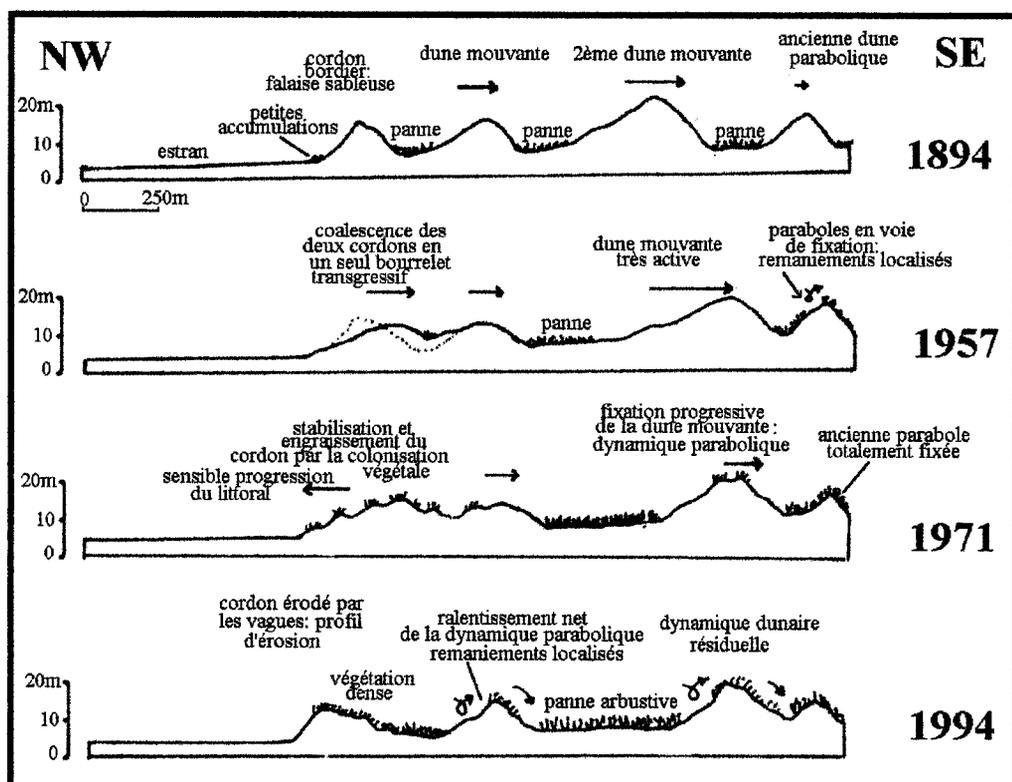


Figure n°82: Coupes topographiques schématiques illustrant l'évolution de la dune du Perroquet entre 1894 et 1994, d'après Briquet, 1930 et les clichés aériens de 1957, 1971 et 1994. Les distances ont été reproduites sans tenir compte des déformations éventuelles des photographies aériennes, à l'échelle du 1/25000. Échelle des hauteurs fortement exagérée: 1 cm pour 20 mètres.

c) La dynamique actuelle

La situation de 1994 est représentée sur la carte géomorphologique (carte n°3). La dynamique dunaire s'est encore ralentie.

- Le cordon bordier:

Il représente une portion de côte assez réduite, assailli à l'ouest et à l'est par l'urbanisation et les aménagements touristiques. Le cordon s'étend sur 1 kilomètre (il faisait près du double au début du siècle). Sa hauteur est de l'ordre de 10 mètres mais il est partout large de plus de 100 mètres. A l'heure actuelle, la dune ne présente plus trop de marques de l'érosion marine, son profil est équilibré. La végétation se densifie sur le front de mer, elle colonise progressivement



Photo n°41: Vue vers le nord-est du cordon bordier dans la dune du Perroquet en août 1997; on remarque que le pied de dune est envahi par un dépôt sableux estival.

les accumulations sableuses de haut-estran; cela signifie que même si la côte recule un peu chaque année, le profil reste stable. Il n'y a pas de falaises sableuses dans ce secteur, ce qui semble étonnant puisque les massifs dunaires situés juste à l'ouest (Dewulf et Marchand) souffrent, eux, d'une intense érosion marine. Il semble que cette portion du littoral

s'individualise dans le cadre d'échanges sédimentaires estran-dunes presque équilibrés. La preuve la plus flagrante de cette stabilité côtière réside dans le comblement progressif d'une entrée de mer, située dans la partie centrale du site, ouverte depuis plusieurs décennies sur plus de dix mètres (photo 42), mais n'ayant jamais vraiment représenté un péril pour le milieu dunaire. Dans la partie proche du camping, situé près de la frontière, la surfréquentation entretient une zone de remaniement dunaire. Des mesures ont récemment été prises pour entraver la dynamique éolienne. Des oyats, protégés de fascines, ont été implantés dans les zones les plus fragiles.

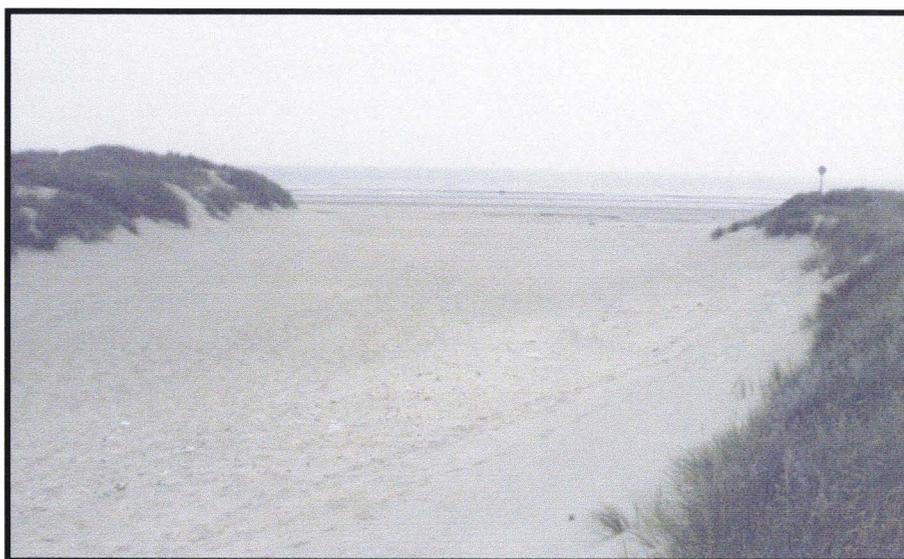


Photo n°42: Vue prise de l'intérieur de l'entrée de mer, présentant toujours un risque potentiel de fonctionnement, mais ayant tendance à se combler actuellement. Cliché pris vers le nord-ouest en août 1997.

- L'arrière-dune

Les espaces végétalisés occupent une grande partie des terrains. Seules quelques dunes mouvantes parviennent à conserver une évolution active. Leur forme s'oriente progressivement vers la parabole. On a vu à quel point ces

dunes pouvaient être actives jusqu'aux années 70, mais aujourd'hui leur dynamique est modérée. Les pannes présentent une végétation arbustive à épineux très dense, les rendant littéralement inexplorables. Une grande partie du site a été débarrassée des argousiers par les coupes organisées par le Conservatoire du littoral.

Dans la partie la plus interne du massif dunaire, on retrouve d'anciennes crêtes de dunes paraboliques, complètement stabilisées. Dans ces secteurs, la végétation a évolué sans être soumise à la dynamique dunaire depuis près de 200 ans; la dune était ici autrefois cultivée.



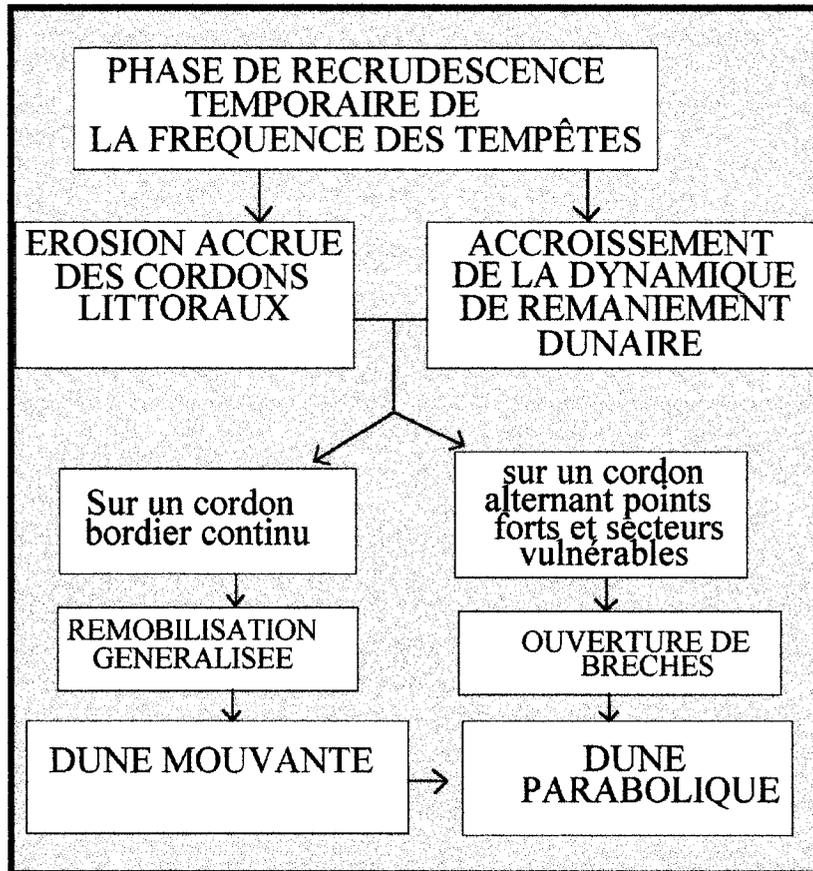
Photo n°43: Paysage typique des dunes flamandes; le vent réussit à entretenir une activité résiduelle sur les anciennes grandes dunes mouvantes, mais la végétation gagne progressivement le combat de l'espace. Cliché pris vers l'est en août 1997.

d) le relief actuel, l'héritage d'une longue évolution historique

Il est toujours intéressant, lorsque les sources sont suffisantes, d'essayer de bien comprendre l'évolution d'un site présentant des formes si évoluées et si anciennes. L'observation de leur évolution fait apparaître plusieurs éléments d'interrogations. On peut par exemple se demander par quels types de processus et dans quel contexte morphodynamique elles prennent naissance. La compréhension de leur évolution permet-elle de dater leur mise en mouvement? Pour répondre au mieux à ces questions, on dispose de plusieurs informations et supports cartographiques. Briquet (1930), détermine par un plan topographique de 1894, leur position exacte les unes par rapport aux autres (fig.81). En fait, il montre l'existence de plusieurs générations de dunes mouvantes, les plus éloignées de la côte étant les plus anciennes. Il apporte des descriptions intéressantes sur leur forme et leur dynamique: "les dunes mouvantes doivent leur origine à la violence du vent sur les dunes déjà formées"; autrement dit, il considère que ces dunes naissent du remaniement d'un relief dunaire déjà en place. L'observation des

photographies aériennes de 1957 (photo 40) donne un exemple de formation d'une dune mouvante. Celle-ci se développe à partir du cordon bordier et migre vers l'arrière-dune, sous l'action de la dynamique éolienne (fig.82). On remarque que sa mise en mouvement est associée à une déstabilisation de la végétation et de l'ensemble du profil dunaire. Le vent transporte le sable de l'estran vers les dunes. La migration est rapide, elle libère des surfaces de déflation où la nappe affleure.

Lors des périodes d'intense érosion marine, la déstabilisation du cordon bordier conduit à la formation des dunes transgressives. On a vu dans les dunes Dewulf et Marchand que les brèches, ouvertes lors des tempêtes les plus violentes, étaient le point de départ d'une dynamique



de parabolisation très active. Dans la dune du Perroquet, les photos de 1957 ne font pas apparaître de brèche, c'est en fait l'ensemble du cordon bordier qui se mobilise, pour donner naissance à une dune mouvante. On rappellera à ce sujet que les années 1950 ont marqué une intense morphogénèse, liée à l'occupation de guerre du milieu dunaire et à la succession de grosses tempêtes. En 1953 et 1954, elles provoquent des reculs de la côte de l'ordre de 30 mètres au niveau de Sangatte (Deboudt, 1997). Il est clair qu'il existe un lien certain entre la fréquence des tempêtes et la dynamique de formation des dunes transgressives (fig.83).

Figure n°83: La relation entre les tempêtes et la formation des dunes transgressives sur les côtes flamandes du littoral du Nord-Pas-de-Calais

Dans ce contexte, il est possible d'effectuer des corrélations, au niveau du site de la dune du Perroquet, entre

les phases anciennes de recrudescence des tempêtes et la formation des différentes générations de dunes mouvantes. L'inventaire historique, effectué par Deboudt (1997) (fig.72), basé sur le recensement des dégâts occasionné par les événements tempétueux, permet de dégager plusieurs périodes d'intense activité morphogénique. Ses interprétations graphiques peuvent être exploitées afin de bien cerner les périodes concernées. Quatre phases semblent pouvoir être individualisées (fig.84)

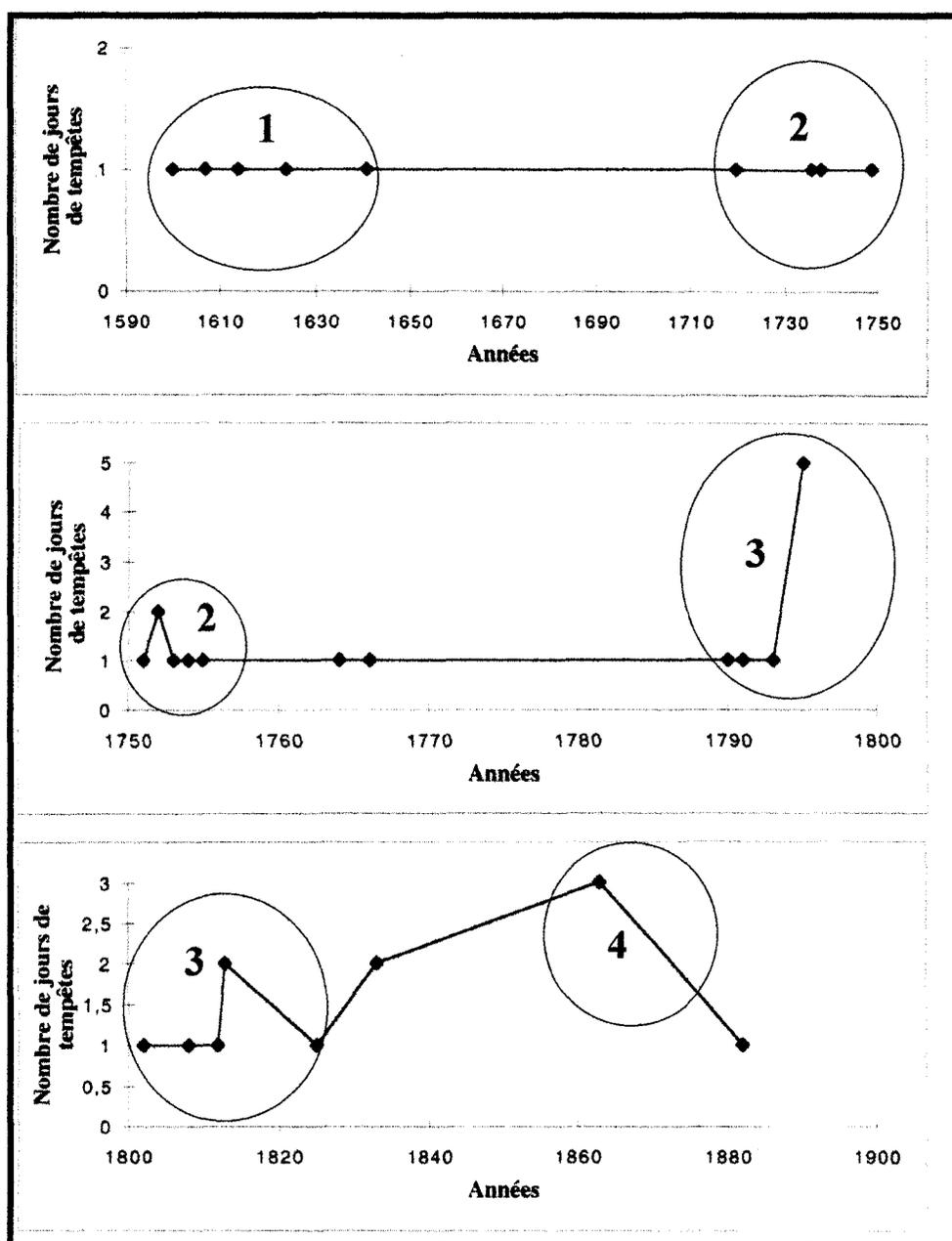


Figure n°84: Nombre de jours de tempêtes associés à une submersion, des manifestations morphogéniques ou des dommages aux ouvrages de défense du trait de côte sur le littoral de Sangatte de 1600 à 1900, d'après Deboudt (1997). Les cercles indiquent les phases de recrudescence temporaires des tempêtes; les périodes déterminées appuieront les interprétations morphogéniques de la figure 85b.

La phase n°1, très ancienne, ne trouve pas de correspondance dans le relief. Il est probable que le relief d'époque ait été remanié par les dunes plus récentes.

La phase n°2 concerne la période 1730-1760. Plusieurs tempêtes causent des dégâts au niveau du trait de côte. Ces dates concordent avec les anciens écrits, révélant une forte activité dunaire (ensevelissement de plusieurs maisons à Zuydcoote en 1777; De Bertrand, 1855). Les anciennes dunes paraboliques de la dune du Perroquet sont situées à près de 1500 mètres du rivage de 1894. En 150 ans, elles ont très bien pu parcourir cette distance (ce qui ferait une moyenne de 10 mètres/an). Au début du XX^{ème} siècle, ces dunes sont presque totalement fixées

par la végétation. A l'heure actuelle, ces dunes sont encore présentes sur le site, dans un état d'altération très avancé. En effet, dès que la dune se fixe, elle n'évolue plus que de façon résiduelle, par l'intermédiaire de remaniements localisés.

La période n°3 s'étale de 1790 à 1820. En 30 ans, huit tempêtes ont provoqué des dégâts sur la côte (fig.84). Au niveau de Sangatte, Deboudt parle de submersions, de brèches dans la dune et la digue, et d'inondations d'une cinquantaine d'hectares de la plaine maritime. Ces événements très violents peuvent expliquer une nouvelle phase de remaniement dunaire de grande ampleur. La formation de la seconde dune mouvante pourrait très bien correspondre à cette période; sa position concorde une fois de plus avec les dates. Sa taille est considérable, cette dune se prolonge en fait sur plusieurs kilomètres de large, jusque La Panne, en Belgique.

La période n°4 correspond au milieu du XIX^{ème} siècle, où quelques tempêtes particulièrement violentes ont pu dynamiser la formation de la dune mouvante la plus proche de la côte (fig.85a).

Finalement, cette approche propose un certain nombre de conclusions (fig.85b), elle permet de retracer avec une certaine précision les différentes étapes d'une évolution pluricentennale, mais confirme surtout l'importance de la relation entre les tempêtes et la dynamique dunaire, dans l'espace et dans le temps. Il est sûr que même si les datations sont approximatives, elles semblent concorder avec la dynamique dunaire. Cette démarche globale a été réalisée pour faire apparaître le caractère cyclique de l'évolution globale du site. Plusieurs dunes mouvantes se succèdent vers l'arrière-dune, mais le cordon bordier se reconstruit toujours, comme s'il distillait, suite à de grosses tempêtes, des dunes transgressives tous les 50 ans. La colonisation tardive de ces dunes très actives les fait pénétrer dans les terres sur plus d'un kilomètre en moyenne. On peut ainsi, à travers les différentes séries de photographies aériennes, observer les différentes phases de l'évolution de la dune mouvante vers la forme parabolique.

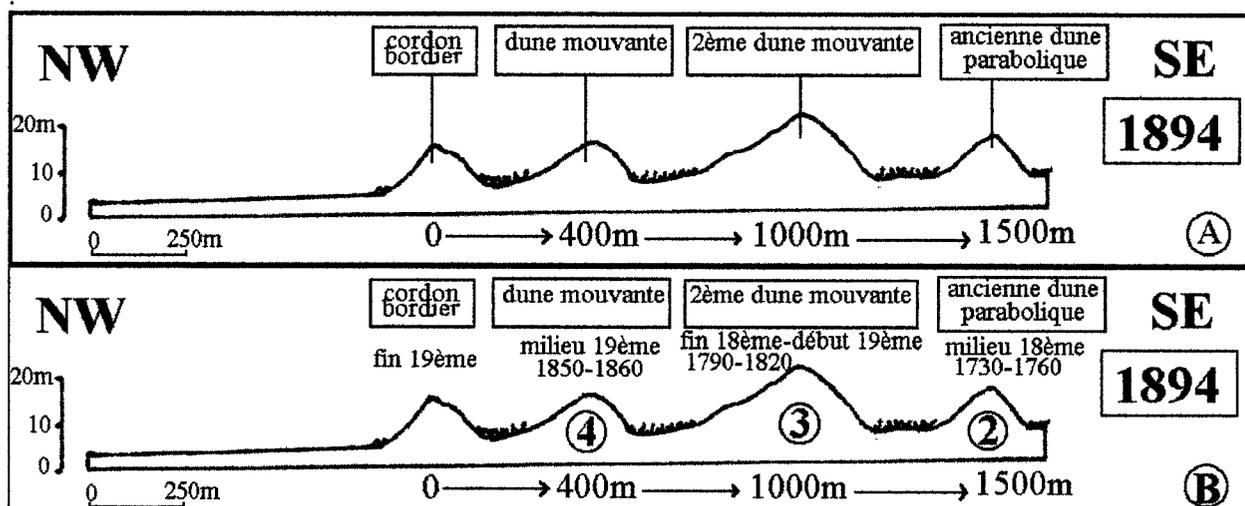


Figure n°85: A: Présentation des différents ensembles topographiques du site de la Dune du Perroquet en 1894, d'après un plan de Briquet au 1/25000 (1930)

B: Datation de la formation des différentes dunes transgressives (2-3-4 rappellent la relation entre le relief et les phases de crise morphogénique précisées dans la figure 84)

B) LES DUNES DE LA BAIE DE WISSANT.

1) Caractères généraux de la dynamique de la baie de Wissant

Inscrite entre la pointe de la Courte Dune et les falaises crayeuses du cap Blanc-Nez, la baie de Wissant abrite quatre petits massifs dunaires: la dune de la Baraque Fricot, la dune du Châtelet, la dune d'Aval et la dune d'Amont (fig.n°5). Dans cette baie, la dynamique dunaire est très contrastée; l'érosion touche tous les massifs situés à l'ouest de Wissant, alors que le massif de la dune d'Amont marque au contraire une certaine stabilité sédimentaire (Clabaut, 1984; Sipka, 1993, 1994). Pour bien comprendre l'évolution des différents massifs, une présentation de la dynamique hydro-sédimentaire de la baie s'impose.

a) Dynamique hydro-sédimentaire dans la baie de Wissant

L'évolution géomorphologique globale de la baie est conditionnée par des facteurs hydrodynamiques particuliers:

- Devant les dunes de la Baraque Fricot et une partie des dunes du Châtelet, l'orientation de la côte place les massifs dunaires à l'abri des grandes houles de sud-ouest. Même si le phénomène de diffraction contre les promontoires rocheux du Gris-Nez rabat une partie des houles contre la côte (Clabaut, 1984), les vagues ne sont pas les plus destructrices. Les vents d'ouest, de nord et de nord-ouest percutent par contre le rivage directement; lorsqu'ils soufflent en tempête, ils sont associés à des phases érosives de grande ampleur (Sipka, 1994).

- Le Banc à la Ligne est situé à près d'un kilomètre de la côte. il résulte de la rupture du transit des sédiments en aval du cap Gris Nez. Orienté SW-NE, il est séparé des dunes par un sillon sous-marin, étroit devant la Baraque Fricot, large et profond devant Wissant (Clabaut, 1984). Le banc constitue un obstacle à la propagation des houles, et lors des plus basses mers, il n'est pas rare d'observer un front de déferlement, aligné sur la topographie des hauts fonds. Il conditionne également toute la circulation des courants de marée. La relation entre l'estran et le Banc à la Ligne est fondamentale pour l'évolution de la baie. La dérive littorale est en effet la seule source d'apports sédimentaires; étant donné que la baie de Wissant est insérée dans une portion de côtes à falaise, elle souffre forcément d'apports moins réguliers qu'un site dunaire de plaine. La carence globale des apports ne suffit pas à combler l'érosion progressive du

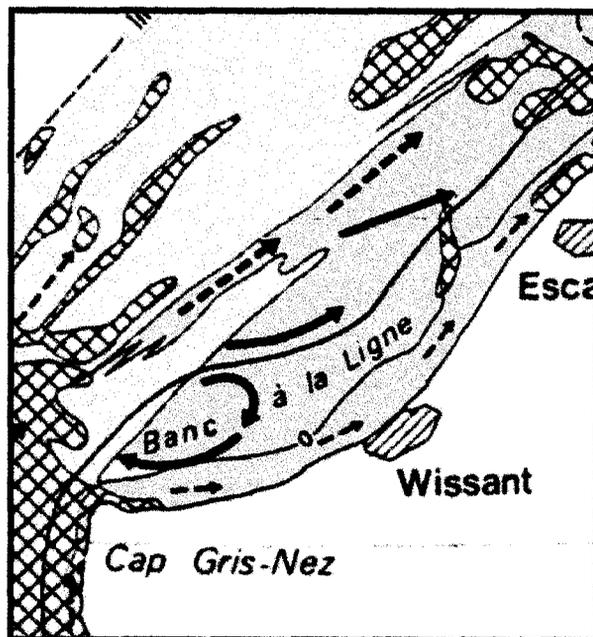


Figure n°86: dynamique sédimentaire dans la baie de Wissant; échelle 1/50000, d'après Augris et al, 1990. Légende, voir fig.35.

banc. En comparant les cartes bathymétriques de 1911 et 1975, et en réalisant plusieurs profils de l'évolution sédimentaire, Augris *et al* (1990) donnent une estimation des pertes en sédiments du banc à 13 millions de m³ de sable sur 64 ans, soit une perte de 100000 m³ par an. Globalement, le banc s'éloigne progressivement vers le large, ce déplacement

s'accompagne d'un démaigrissement intensif des plages situées à l'ouest de Wissant, facteur aggravant l'érosion des massifs dunaires.

- La dérive littorale est orientée vers le nord-est, elle suit le tracé de la côte (fig.86), mais lors des coups de vents de nord, cette dérive peut se diriger temporairement vers le sud-ouest (Pinte, 1987). Elle assure difficilement la recharge de l'estran mais contribue en partie à son érosion.

b) L'estran et les dunes

L'estran de la baie de Wissant est soumis à une intense dynamique. La part des espaces sableux est largement dominante, mais l'érosion hivernale dégage de nombreux affleurements tourbeux. Au niveau des dunes de la Baraque Fricot, un petit cordon de galets apparaît sur le haut estran. Il était déjà signalé par Briquet en 1930.

L'estran est soumis au cycle saisonnier de démaigrissement hivernal et d'engraissement estival. Depuis quelques années, la faiblesse des recharges estivales dans la partie ouest de la baie entretient une vulnérabilité accrue de la côte à l'érosion marine. L'hiver, l'abaissement du niveau de la plage varie entre 0,5 et 1,5 mètre (Augris *et al*, 1990). Récemment, des traçages radioactifs ont été réalisés afin d'évaluer l'importance relative des courants transversaux et longitudinaux sur le déplacement des sédiments de l'estran. Le traçage est effectué sur un secteur bien précis (ici au milieu de l'estran) puis relevé les jours, ou semaines suivantes. Les résultats sont sans appel: "l'immobilité initiale du traceur, pendant plus d'un mois indique l'absence d'effets des courants de marée sur les transits littoraux. Par contre, lors de la première tempête,

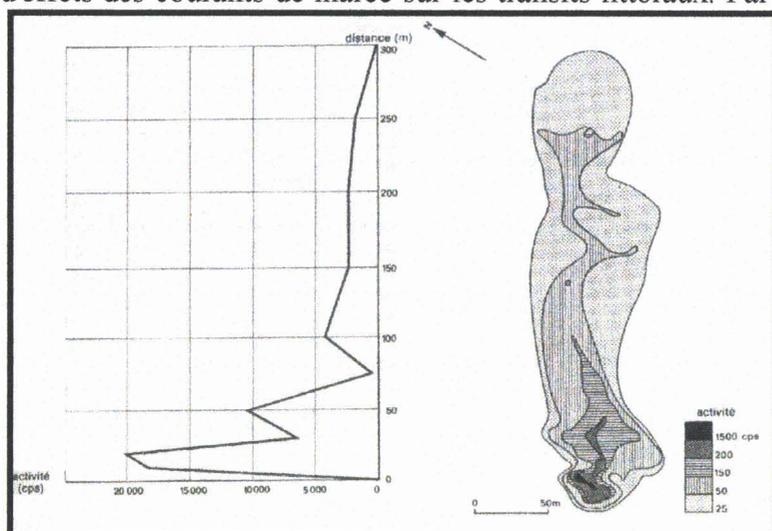


Figure n°87: Répartition du traceur radioactif réalisé au milieu de l'estran Wissant après une tempête de secteur SW; Augris *et al*, 1990

de secteur SW, le traceur s'est rapidement déplacé sous l'action des houles. Il s'est réparti de manière très complexe" (Augris *et al*, 1990) (fig.87). Le transit s'est opéré vers le nord-est. Ces résultats montrent "les différences fondamentales entre les transits sédimentaires marins, périodiques, liés à la cyclicité des courants de marée et les transits littoraux indépendants des courants, temporaires mais brutaux, liés aux tempêtes". "La dérive littorale s'accompagne d'échanges entre la plage et le Banc à la Ligne, n'ayant pu être quantifiés de façon rigoureuse" (Augris *et al*, 1990). Ces résultats

montrent l'importance des transits longitudinaux et permettent d'imputer aux seules tempêtes le recul du cordon dunaire et le démaigrissement de l'estran.

L'identité géomorphologique des différents massifs dunaires est essentiellement liée au paramètre hydro-sédimentaire. Dans les conditions de végétalisation actuelle, les remaniements éoliens sont très localisés (Bonnet-Langagne, 1996). Dans cette baie où l'érosion domine, l'engraissement de la dune d'Amont suscite nombre d'interrogations. Augris *et al* (1990) l'expliquent par la relation géométrique liant la direction dominante du transport sédimentaire

(orientée vers le nord-est) et l'orientation de la côte: à l'ouest de Wissant, le transport s'opère parallèlement à la côte; il ne favorise pas les nécessaires échanges sédimentaires entre l'estran et les dunes, l'érosion y domine depuis plusieurs décennies. A l'est de Wissant, la dune d'Amont, oblique aux principaux axes de transport sédimentaire, parvient à capter une partie des sables enlevés à la plage par la déflation éolienne et le transit sédimentaire marin; ces phénomènes contribuent à son engraissement actuel.

Cette analyse montre qu'il existe un lien très clair entre l'évolution spatiale du banc et la tendance de l'évolution du trait de côte. Au cours du XX^{ème} siècle, la répartition des zones d'érosion a fluctué, dans la baie, en fonction des mouvements du banc:

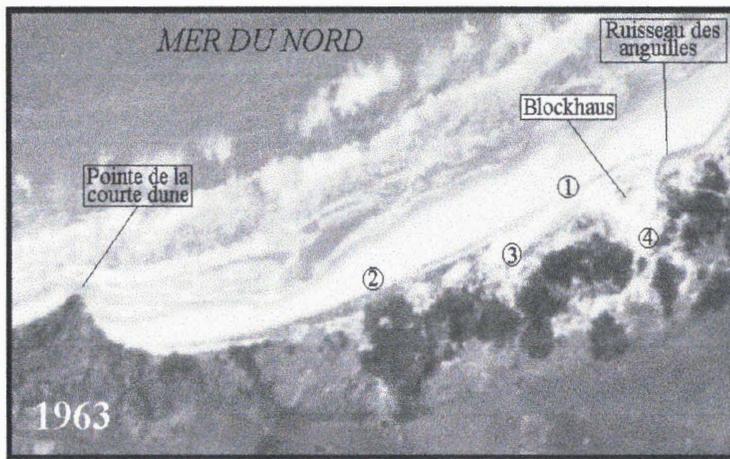
- Avant 1926, les secteurs situés à l'ouest de Wissant ont connu un engraissement important, lié au déplacement vers le sud-ouest de la baie du Banc à la ligne. Briquet (1930) signale "l'extension de l'estran vers le large dans la partie sud-ouest de la baie, tant le banc était proche du rivage". Le rapprochement du banc a favorisé la dissipation de l'énergie des vagues et une diminution de l'efficacité de la dérive littorale. A l'est de Wissant, la dérive littorale, faiblement alimentée en sable, est renforcée par une exposition croissante de la côte aux houles d'ouest. Le budget sédimentaire de l'estran devient négatif et entretient l'érosion des dunes.

- Après 1926, le démaigrissement progressif du Banc à la Ligne favorise un renforcement de l'énergie des houles dans la partie sud-ouest de la baie. La dérive littorale gagne en efficacité et transfère vers le nord-est une grande quantité de sable. Le démaigrissement de l'estran rend les dunes de plus en plus vulnérables à l'érosion marine. Parallèlement, les apports sableux deviennent plus importants à l'est de Wissant, où le budget sédimentaire s'équilibre et la côte cesse de s'éroder. En 1930, l'érosion touche la digue de Wissant, puis de 1947 à 1986, elle affecte les dunes d'Aval et les dunes du Châtelet alors que la dune d'Amont est soumise à l'engraissement. Depuis, elle se concentre de nouveau sur la digue de Wissant. Durant l'hiver 1997, les vagues de tempête ont encore montré leur caractère dévastateur, une partie de la digue ouest et de l'ancien mur anti-char ont été détruits.

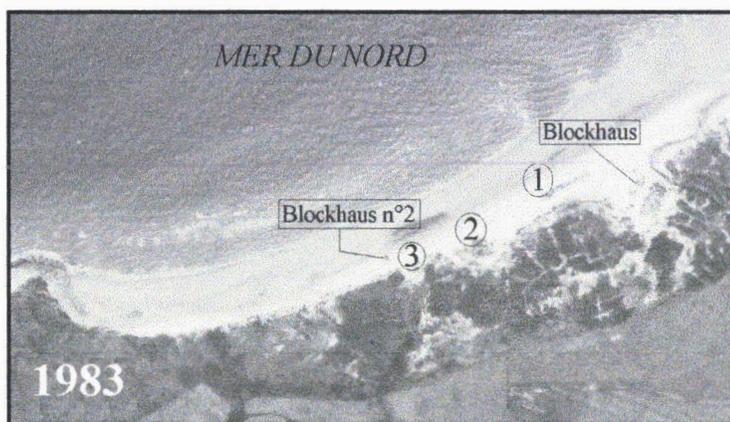
Globalement, la position du Banc à la Ligne au sein de la baie est déterminée par les fluctuations de son volume sédimentaire. La localisation du secteur d'érosion est dépendante de la position du banc. Le diagnostic de vulnérabilité des dunes de la baie doit donc prendre en compte la tendance de la dynamique actuelle du banc. Chacun des massifs dunaires sera étudié et cartographié dans le détail. On développera également les différentes phases de l'évolution récente du site, afin de mieux cerner la vulnérabilité des cordons côtiers. Le travail est basé sur la photo-interprétation; les séries de 1963, 1981, 1990 et 1995 permettent une évaluation précise de la succession, dans le temps, des différents types de paysages dunaires. Elles permettent également, après un calage rigoureux, et par un travail à très grande échelle, d'estimer des valeurs très précises de l'évolution du trait de côte.

2) Les dunes de la Baraque Fricot

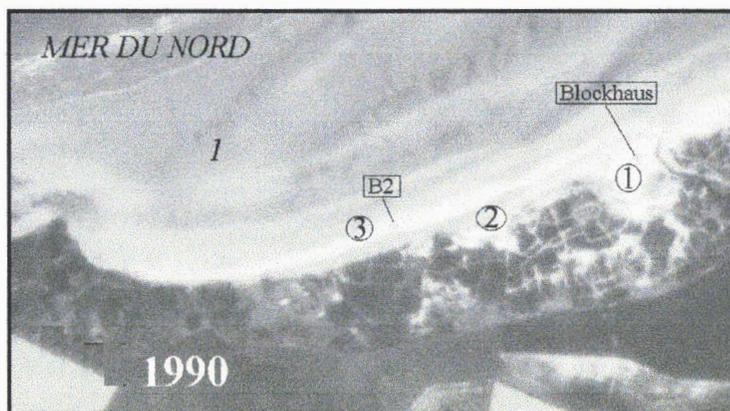
Le massif de la Baraque Fricot est certainement le massif ayant le moins évolué des quatre de la baie. Complètement abritées par la pointe de la Courte Dune, les dunes se développent dans une zone de transition entre les côtes à falaises et les côtes basses. Une dune perchée se développe au contact de ces deux ensembles. Un banc de galets se retrouve coincé contre le pied de la dune, il constitue une défense supplémentaire contre l'attaque des vagues. La figure 88 résume les grands traits de l'évolution du site.



- 1) le front de la dune bordière est végétalisé, il n'est pas taillé en falaise sableuse, le versant est affectée par la déflation.
- 2) le cordon bordier semble stable, il ne présente pas un profil en falaise sableuse, il est toutefois plus abrupt que sur le point 1.
- 3) Le front de la dune est littéralement éventré par un creux de déflation très profond. Cette activité éolienne se traduit aussi par une accumulation sableuse en arrière de la crête de la dune.
- 4) Accumulation importante de sable sous forme de pourrière unique au débouché du couloir de déflation.



- 1) Le petit cordon résiduel qui se trouvait en avant du pied de dune en 63 est quasiment entièrement démantelé par la dynamique marine. On en retrouve un lambeau en avant du couloir de déflation.
- 2) Le secteur dunaire qui était éventré en 63 est ici devenu une large entaille dans le cordon, sans toutefois l'avoir percé. On trouve ici un secteur de remaniement dunaire intense.
- 3) Le blockhaus n°2 n'apparaissait pas dans cette position avancée sur les photos de 63, il marque un net recul du trait de côte. Il se trouve en avant d'une falaise sableuse.



- 1) Le couloir de déflation évolue nettement; il s'élargit et les secteurs d'accumulation se divisent, une pourrière part vers l'est, l'autre vers le sud. Parallèlement, le trait de côte est en continuel recul, le blockhaus n°1, dans les dunes en 63, se trouve près de l'estran.
- 2) Le creux de déflation a crevé la dune bordière, de petites pourrières se dessinent. Le profil de la dune bordière tend de plus en plus à ressembler à une falaise sableuse continue.
- 3) Le blockhaus n°2 a été certainement détruit pour des questions de sécurité.



- 1) Les pourrières ne semblent pas progresser énormément, par contre, le couloir est soumis à une déflation importante, ses pentes sont acérées, des sillons de corrasion éolienne se forment.
- 2) A l'entrée du couloir, la déflation a atteint un seuil de creusement. La végétation se développe de nouveau et donne naissance à de petites dunes néoformées. Le blockhaus est en position de front de mer.
- 3) Les pourrières de ce secteur progressent vers l'arrière-dune de façon nette. Le recul de la côte par rapport à 90 est faible.

Figure n°88: Photo-interprétation de l'évolution des dunes de la Baraque Fricot sur les séries de 1963, 1981, 1990, 1995, à l'échelle du 1/10000

La démarche photo-interprétative est intéressante. Elle dégage les aspects essentiels de l'évolution du site, à savoir:

- un recul constant du trait de côte, illustré par le dégagement des blockhaus vers l'estran. Grâce à ces points de repère, il est possible de caler les photographies au plus près. En les comparant, on obtient un document à caractère pédagogique (fig.89), montrant les étapes du recul. Pour calculer des valeurs précises, on s'attachera à des observations ponctuelles, effectuées au 1/1000 à proximité des points de repère. Dans la partie ouest du massif, les reculs sont très faibles: 20 mètres entre 1963 et 1995. Au niveau du grand couloir de déflation, les reculs sont plus importants, 30 mètres au total, avec une accélération de l'érosion dans les quinze dernières années.

- une accélération de la dynamique des couloirs de déflation et des pourrières. Les modalités de fonctionnement de la dynamique éolienne ont été mises en évidence dans le premier de ces couloirs dans le cadre du troisième chapitre (fig.62-63-64, photos 25-26-27).

La carte géomorphologique des dunes de la Baraque Fricot exprime pleinement cette répartition de la dynamique morphogénique au sein du massif (carte n°4). On remarque que le profil du cordon bordier est taillé en falaise, et que l'essentiel des remaniements éoliens s'opèrent par le biais des couloirs de déflation. L'arrière-dune est presque totalement stabilisée. Tout le travail effectué sera repris en compte pour déterminer le degré de vulnérabilité de ce massif dans le cinquième chapitre.

3) Les dunes du Châtelet

Bloquées entre les dunes de la Baraque Fricot et la dune d'Aval, les dunes du Châtelet abritent une grande partie du marais de Tardingen. L'analyse des photographies aériennes anciennes distingue deux secteurs, caractérisés par des évolutions géomorphologiques différentes (fig.90).

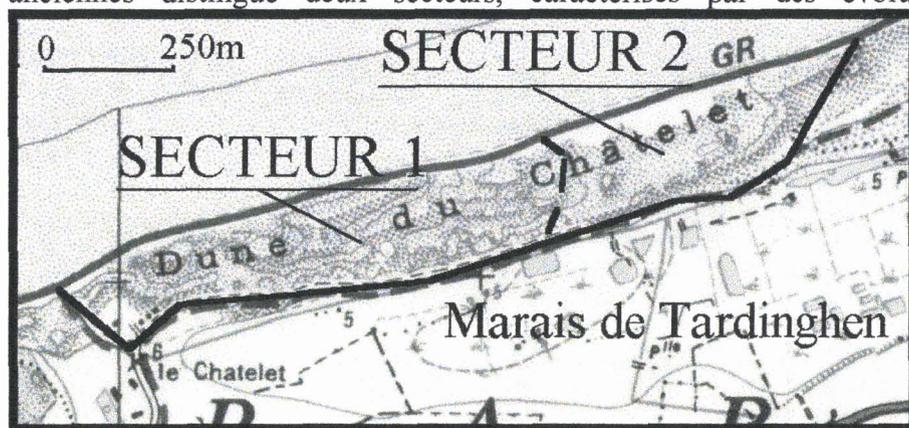


Figure n° 90: localisation des deux secteurs de la dune du Châtelet

et des parois de déflation aujourd'hui complètement stabilisées. Le relief dunaire n'excède pas 10 mètres de hauteur. Le relief, dans le secteur 2, s'apparente plutôt à celui de la dune d'Aval; on trouve un cordon aux formes lourdes, d'une largeur supérieure à 100 mètres, haut d'environ 10 mètres également. L'ensemble du front de mer des dunes du Châtelet présente un profil en falaise sableuse.

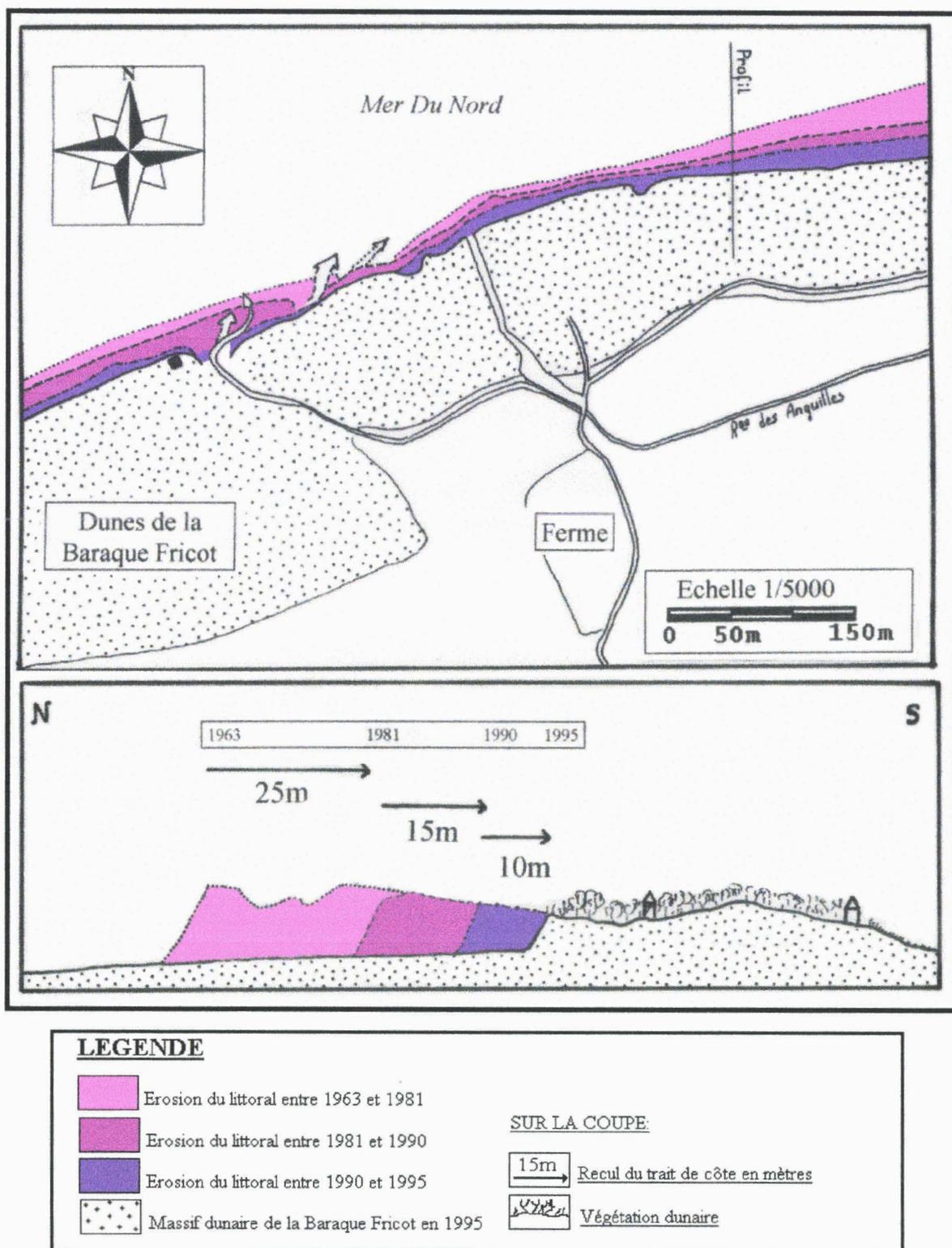


Figure n°89: Croquis au 1/5000 montrant l'évolution du trait de côte dans les dunes de la Baraque Fricot et dans le secteur occidental des dunes du Châtelet. Vue en coupe du recul dunaire: le relief est représenté par interprétation stéréoscopique.

a) la situation en 1963

Les deux secteurs évoluent très différemment. A l'ouest, on observe un double cordon, séparé par une petite panne. Le cordon bordier est taillé en falaise sableuse. A une trentaine de mètres sur l'estran, on remarque la présence d'un blockhaus, qui permet de donner une estimation du recul de la côte depuis la fin de la seconde guerre mondiale (fig.91). La petite panne et le cordon interne sont fortement végétalisés. L'activité éolienne est résiduelle.

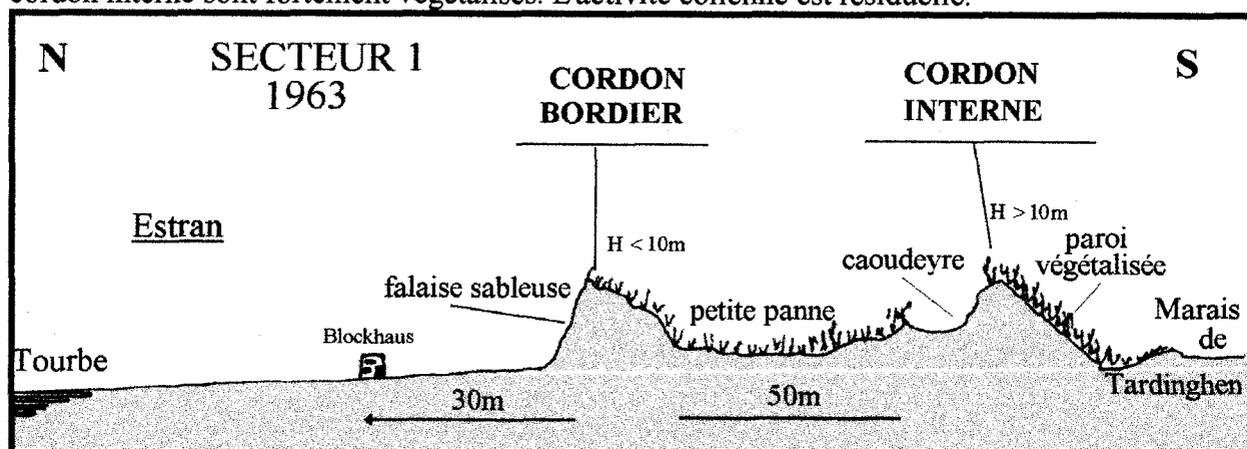


Figure n°91: Coupe schématique du relief dunaire dans la partie occidentale des dunes du Châtelet en 1963, d'après photo-interprétation.

Dans le secteur 2, l'évolution est très différente; l'ensemble du massif dunaire est soumis à une intense remobilisation. Il se présente sous forme d'une large dune mouvante de sable vif. Un talus d'envahissement recouvre la végétation arborescente bordant le marais de Tardinghen. On retrouve la correspondance du système des deux cordons, atténués par le remaniement dunaire (fig.92). Cette activité dunaire fait suite à la déstabilisation de la végétation dunaire lors de la seconde guerre mondiale. Pinte (1986) indique que la dune présentait un profil relativement stable avant le conflit; la situation est également valable pour la dune d'Aval, qui, on le verra, a évolué dans des conditions similaires.

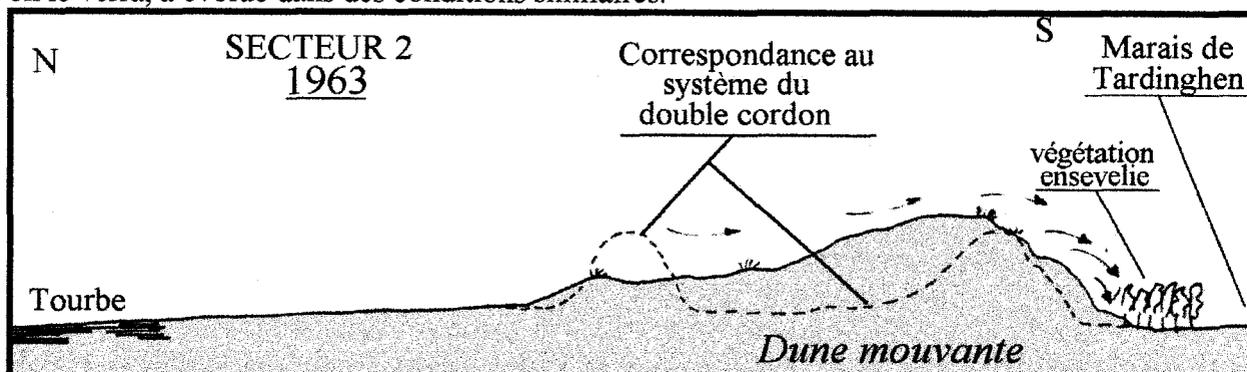


Figure n°92: Croquis schématique du relief dunaire dans la partie orientale des dunes du Châtelet en 1963, d'après photo-interprétation.

b) La situation en 1981

En 1981, dans le secteur 1, le système du double cordon est plus ou moins conservé. Un certain nombre de baraquements ont été construits dans la petite panne et sur les flancs du cordon interne. Ces constructions semblent avoir été installées en dépit du bon sens, le cordon

bordier est en effet taillé en falaise sableuse quasiment verticale; il ne propose qu'un faible obstacle à l'érosion marine.

Dans le secteur 2 (fig.93), la dynamique dunaire s'est affaiblie; la végétation parvient à coloniser les espaces de sable vif. Les touffes d'oyats créent des conditions de dépôt, elles rendent la topographie bosselée et très confuse. Le front de progression du cordon semble moins actif. Par contre, on observe un début d'érosion de la base du front dunaire par les vagues. Les micro-falaises sont nettement visibles sur les photographies aériennes.

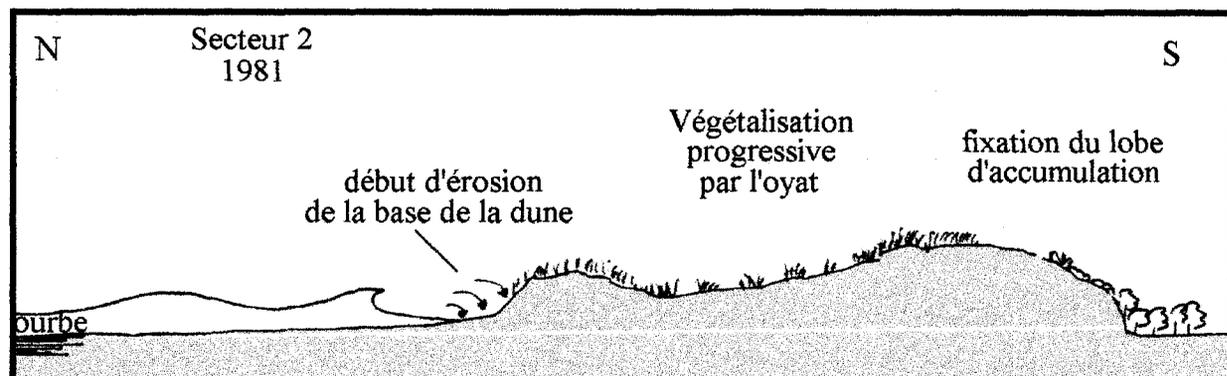


Figure n°93: Croquis schématique du relief dunaire dans la partie orientale des dunes du Châtelet en 1981, d'après photo-interprétation.

c) Situation en 1990

Dans le secteur 1, une grande partie du cordon bordier a été érodée; une partie des baraquements installés dans la petite panne ont également été détruits. Il est possible de corrélérer cette phase d'intense érosion de la côte aux tempêtes de février 1990, mais en 1986, Pinte signale déjà la présence de laisses de mer dans la panne, liées à l'ouverture locale de quelques brèches.

Dans le secteur 2, la stabilisation de la dune mouvante a été accélérée par la plantation massive d'oyats (surtout destinés à bloquer la dynamique des dunes d'Aval). La dune cesse de progresser mais reste soumise à une intense érosion marine. Entre 1963 et 1990, la côte a reculé sur plus de 50 mètres.

d) la situation actuelle: bilan de trente ans de recul du trait de côte.

A l'heure actuelle, les dunes du Châtelet sont certainement les plus fragilisées et les plus vulnérables de l'ensemble du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Certes, les reculs ne sont pas particulièrement spectaculaires, mais le massif dunaire est étroit. Aux rythmes actuels du recul, le stock sableux est insuffisant pour assurer la protection naturelle du marais de Tardinghen, notamment dans le secteur 1, où il n'existe plus du tout de cordon bordier; la plupart des baraquements ont été détruits; seuls ceux installés sur le versant du cordon interne ont été conservés. Cependant, ce cordon interne n'est large que de 50 mètres; en sachant qu'une seule tempête peut provoquer des reculs de plus de 20 mètres en quelques jours, il est difficile d'être optimiste sur les chances de conservation de ce secteur dunaire. Il est clair que si l'on veut se prémunir d'éventuelles inondations du marais de Tardinghen, des aménagements sont nécessaires. En près de 30 ans, la mer a détruit un cordon (photo 44), il n'en reste plus qu'un seul (fig.94). Dans la partie orientale, la situation est moins préoccupante mais doit être surveillée. Les reculs sont plus importants mais le massif est plus large (entre 100 et 150 mètres).

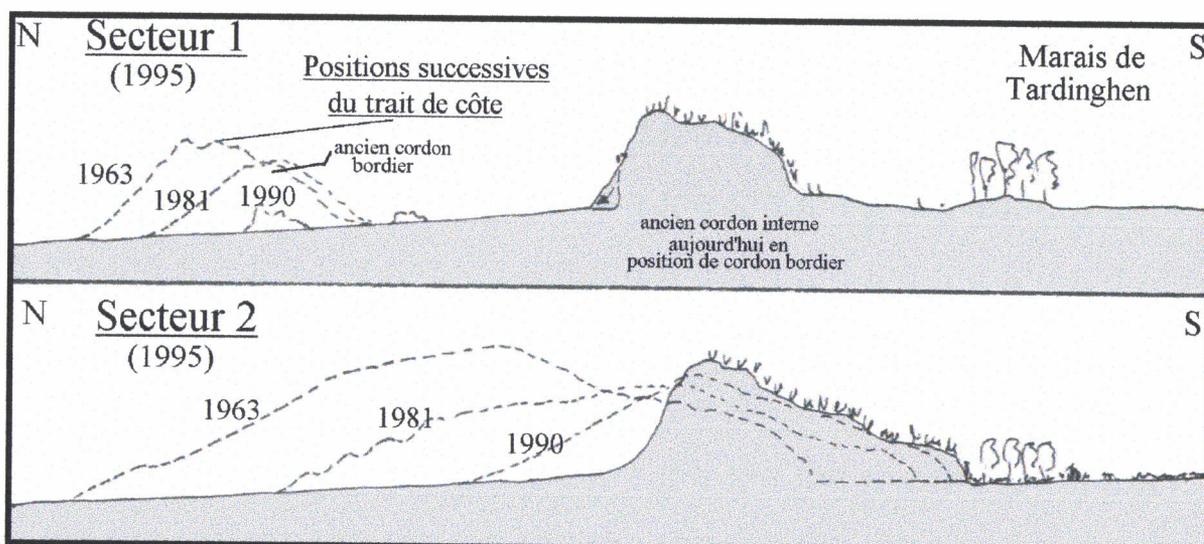


Figure n°94: Croquis schématiques montrant l'évolution du relief dunaire en coupe des dunes du Châtelet, entre 1963 et 1995, d'après photo-interprétation.

La carte géomorphologique au 1/5000 (carte 5) apporte tout le complément d'information concernant la description des formes actuelles et la zonation des différentes formations végétales. Elle montre notamment l'actuelle dissection.



Photo n°44: Vue prise vers le nord-est du front de mer de la dune du Châtelet en février 1997: le cordon bordier étant disparu, la mer s'attaque directement à ce qu'il reste de l'ancienne petite panne. On note la présence de la terminaison orientale du cordon de galets de la Baraque Fricot.

4) La dune d'Aval

Située à l'ouest de Wissant, la dune d'Aval est sans nul doute le secteur connaissant les reculs annuels les plus importants de toute la côte du Nord-Pas-de-Calais. Des travaux antérieurs ont montré que le trait de côte pouvait reculer de près de 10 mètres par an (Clabaut, 1984; Clique et Lepetit, 1986; Pinte, 1986; Sipka, 1994). Le massif est composé d'un cordon unique, haut de 10 à 15 mètres, et large de près de 200 mètres. A l'heure actuelle, une dense couverture d'oyats recouvre l'ensemble du cordon. La dune d'Aval a connu une évolution équivalente à ce que l'on a pu observer dans la partie est des dunes du Châtelet. Le front dunaire est taillé en falaise sableuse, sa quasi-verticalité révèle une dynamique d'érosion très intense.

L'analyse de l'évolution du trait de côte est facilitée par la présence de nombreux vestiges de guerre (blockhaus, mur anti-char). Les mesures sont donc très précises.

a) L'évolution de 1963 à 1995

En 1963, la végétation est absente de l'ensemble du cordon tant la dynamique dunaire est intense. Le cordon dunaire se présente sous la forme d'une grande dune mouvante, caractérisée par une faible pente vers la mer et un talus d'envahissement à pente d'équilibre vers le marais de Tardinghen (Pinte, 1986). La progression du sable est très rapide (supérieure à 10 m/an). Près de Wissant, le remaniement éolien est moins important, on retrouve en fait la prolongation orientale du cordon interne des dunes du Châtelet, disparu sous la dune mouvante. (photo 45)



Photo n°45: Cliché aérien de la dune d'Aval en 1963 au 1/10000 environ

En 1981, la dune a progressé de 150 mètres vers l'intérieur des terres; les espaces de sable vif sont toujours aussi importants. Le profil général de la dune tend à s'étaler au fur et à mesure que celle-ci progresse. Au niveau du trait de côte, des îlots de végétation parviennent à limiter la déflation; ils contribuent à la formation d'un petit bourrelet dunaire.

Entre 1981 et 1990, la progression de la dune a occasionné beaucoup de problèmes. Durant l'hiver 1982-1983, les premières maisons d'un lotissement sont envahies par le sable puis c'est au tour d'une route d'être dégagée au bulldozer. L'amplification de la dynamique dunaire a rapidement été stoppée, puisqu'en 1985, l'ENR (Espace Naturel Régional) organise une vaste campagne de stabilisation de la dune d'Aval. Des oyats, protégés par des lignes de fascines, sont plantés à raison de 10 pieds par m² (Pinte, 1986). Cette opération met fin, en quelques années, à l'évolution naturelle de la dune. Depuis, la mer a repris son travail érosif. La migration de la dune limitait en quelque sorte l'érosion marine. A l'heure actuelle, les sédiments ne sont plus évacués vers les terres mais perdus vers la mer. A travers cet exemple, on se rend compte que même si l'opération a limité les dégâts matériels, elle contribue aujourd'hui à la disparition progressive du stock sableux de la dune d'Aval. L'évolution globale de la dynamique dunaire est retracée dans la figure 95.

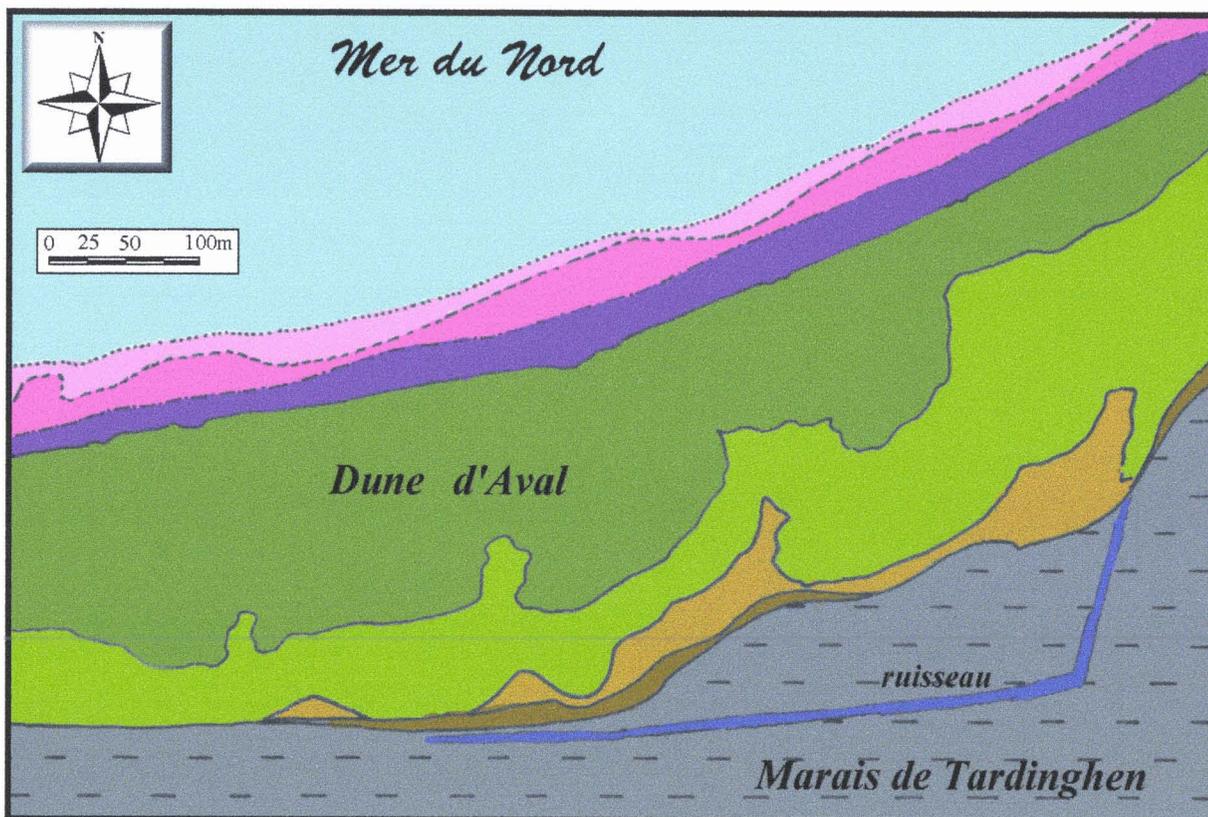
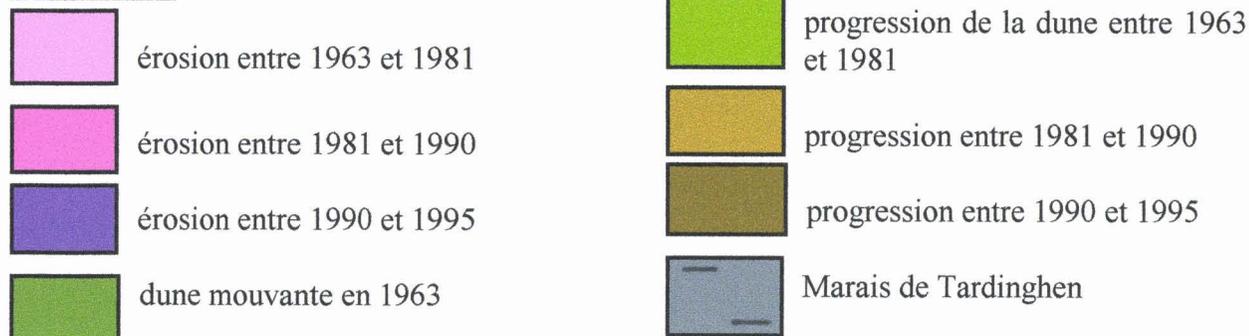


Figure n°95: Croquis montrant l'évolution de la dune d'Aval entre 1963 et 1995

LEGENDE:



A proximité de Wissant, le recul de la côte est particulièrement spectaculaire (photos 46 et 47). Pour illustrer l'évolution depuis 1963, les blockhaus et le mur anti-char représentent des indices précieux. Ils permettent un calage extrêmement précis des différentes séries de photographies aériennes. Les valeurs de reculs gagnent en précision. La figure 96 montre qu'à l'extrémité de la digue de Wissant, le recul total dépasse 100 mètres depuis 1963. Les valeurs atteignent même 120 mètres à l'ouest du mur anti-char. On a vu que la côte reculait essentiellement les jours de tempêtes; il n'est donc pas vraiment utile de parler de recul moyen annuel.



Photo n°46: Vue, des blockhaus situés juste à l'ouest de la digue de Wissant prise en février 1989 vers le nord-est. On remarque le profil équilibré de la dune et la position des blockhaus contre le pied de dune.



Photo n°47: Vue des mêmes blockhaus prise en août 1998. Le profil de la dune est complètement différent. L'érosion marine a taillé le front de mer en falaise sableuse. Le blockhaus qui se trouvait sur le versant sableux en 1989 est maintenant sur l'estran à plus de 30 mètres du pied de dune.

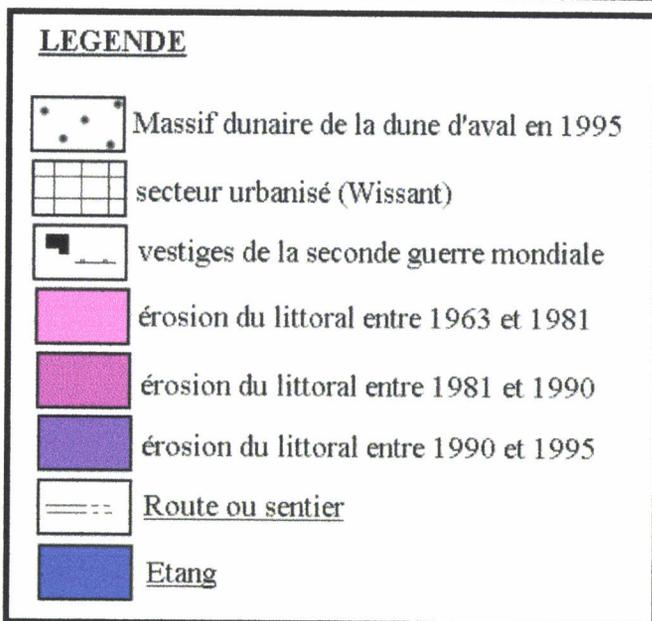
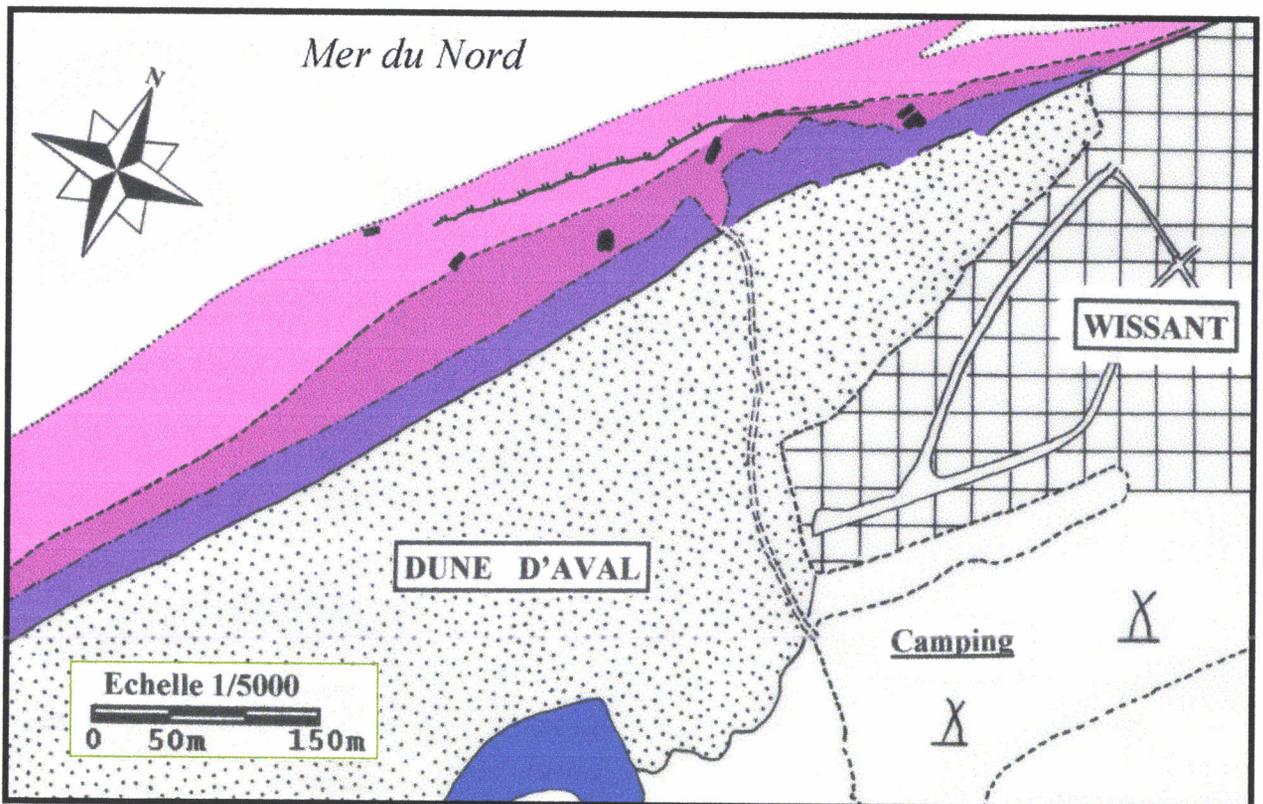


Figure n°96: Recul de la côte à l'ouest de Wissant entre 1963 et 1995. L'échelle utilisée est le 1/5000; d'après les photographies aériennes de 1963, 1981, 1990, 1995, recalées sur le fond topographique IGN au 1/5000 (agrandissement de la carte topographique de Marquise-Cap Gris-Nez au 1/25000)

b) La situation actuelle

L'essentiel de l'activité morphogénique est localisé sur le front dunaire. La dune présente un profil quasiment vertical (photo 48). La paroi sableuse est soumise à de nombreux glissements gravitaires, elle souffre également de la corrasion éolienne. Les relations sédimentaires entre l'estran et les dunes sont orientées dans une seule direction; l'érosion est constante. A la base de la falaise, l'érosion dégage progressivement des formations argileuses, similaires à celles déposées dans les bas vallons de la baie (carte géologique de Marquise). La



Photo n°48: Vue du front de mer dans le secteur situé en arrière des ouvrages de guerre. L'érosion de l'estran accompagne celle des dunes. On remarque la tourbe sur l'estran et la verticalité de la falaise sableuse. Cliché pris vers le sud-est en février 1998.

mer attaque en fait des formations antérieures aux tourbes. L'érosion prononcée de la côte depuis quelques décennies repousse de plus en plus les limites du littoral vers l'intérieur de la baie. Cette évolution est régressive, elle succède à une phase de progression qui s'est terminée au début du siècle. On a vu que les variations spatiales du Banc à la Ligne expliquaient la tendance de l'évolution, mais l'agent anthropique, en intervenant sur le milieu, déstabilise les échanges sédimentaires et l'ensemble de la dynamique de la baie. Au passage, on

peut signaler que l'érosion accélérée du secteur ouest de la digue de Wissant (photo 49) est sûrement liée à l'influence des blockhaus sur les conditions de déferlement. En provoquant un affouillement des vagues, ils contribuent à un démaigrissement vertical de l'estran et donc à une augmentation de l'exposition du front dunaire.



Photo n°49: Vue sur le mur anti-char et la batterie de blockhaus, situés juste à l'ouest de la digue de Wissant. Cliché pris vers l'ouest, Février 1998.

5) La dune d'Amont

La dune d'amont est située au nord-est de Wissant, elle marque la liaison avec les falaises crayeuses, formant la terminaison littorale des plateaux de l'Artois. Le massif dunaire s'est appuyé sur un grand versant crayeux, correspondant sûrement à une ancienne falaise. Une dune bordière, haute de 10 à 15 mètres, sépare une petite panne de la base du versant. On a vu que cette dune bordière profitait de conditions hydro-sédimentaires particulières, et que la tendance de ce secteur était à l'engraissement depuis les années 1930.

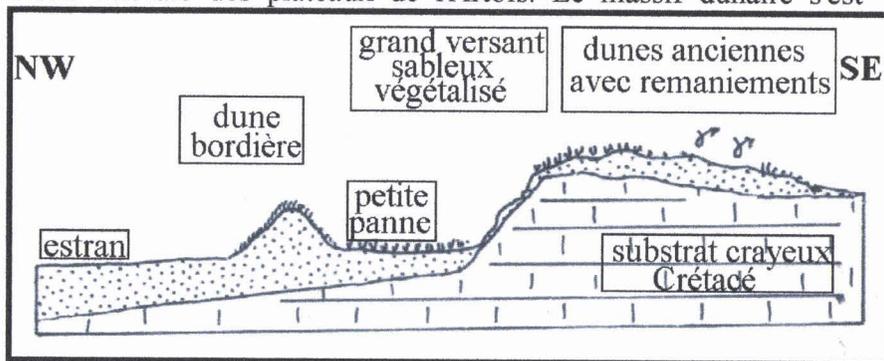


Figure n°97: Croquis schématique montrant l'organisation du relief dunaire sur le site de la dune d'Amont.

L'analyse des différentes séries de photographies aériennes permet d'évaluer l'évolution spatiale de la position de la dune bordière. Le cordon s'est surtout développé à partir des années 1950, dans une position avancée vers l'estran, à partir de dunes embryonnaires. L'engraissement a été progressif. Aujourd'hui encore, la présence de nombreuses dunes embryonnaires, notamment dans la partie nord-orientale du site, montre que la dune profite d'apports sédimentaires importants. Lors de la saison estivale, une grosse berme se développe devant la dune; elle semble capter une partie du transit sédimentaire éolien (observations de terrain).

Pour conclure, on soulignera la grande stabilité morphologique de la dune d'Amont. La dune bordière n'est soumise qu'à de faibles remaniements éoliens. La couverture végétale d'oyats semble se densifier d'année en année. A l'extrémité orientale du cordon dunaire, l'embouchure du cours d'eau "le ruisseau des nains" (voir carte n°7), fonctionne comme un mini-estuaire:



Photo n° 50: Vue de la dune d'Amont, prise vers le nord en janvier 1997; on peut remarquer l'importance de la couverture arbustive dans la petite panne

accrétion d'un petit poulier, constitué de dunes embryonnaires et néoformées, et érosion du secteur que l'on considérera comme le musoir (profil en falaise sableuse, affleurements tourbeux sur l'estran). Les dunes anciennes, situées au sommet de l'ancienne falaise crayeuse, sont soumises à des remaniements localisés, associés à quelques caoudeyres actives.

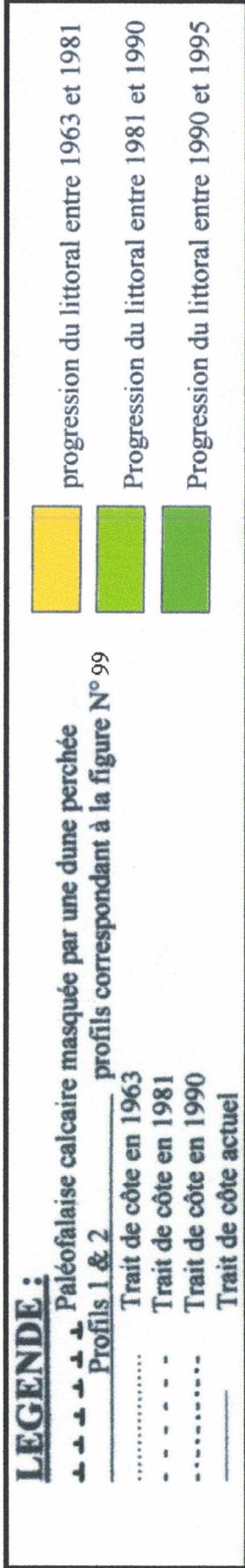
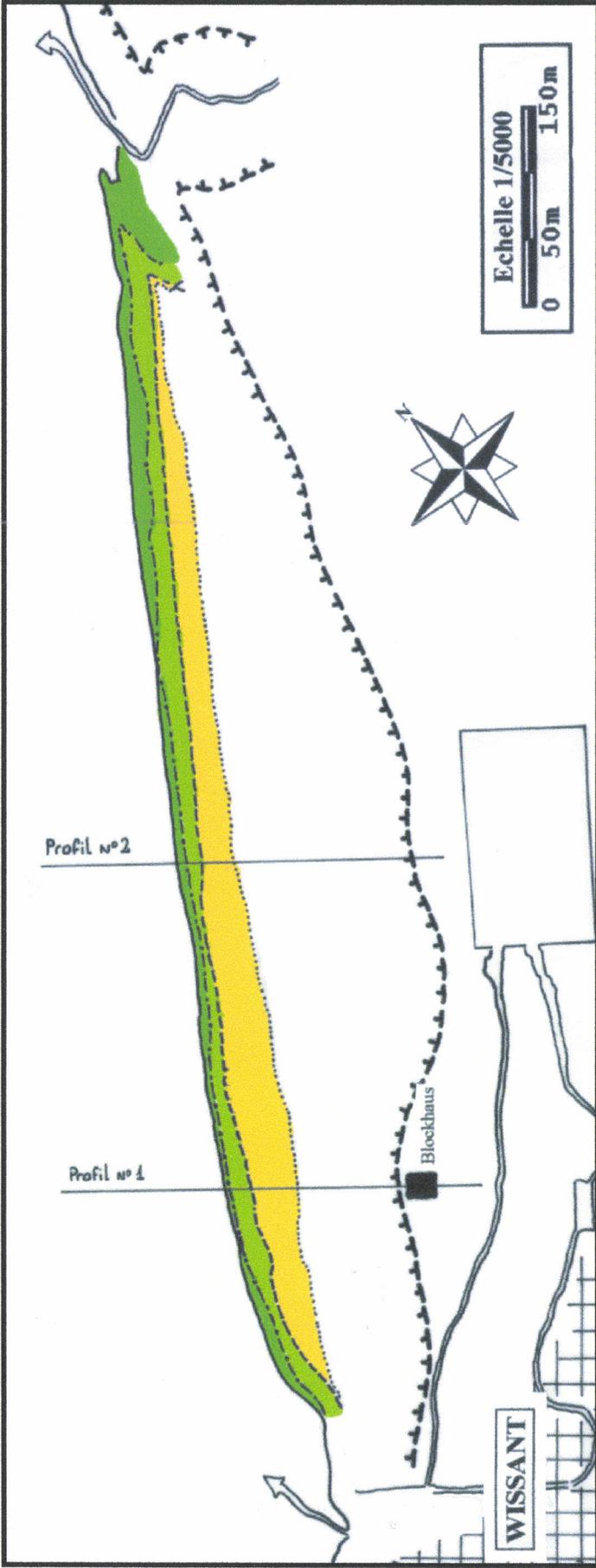
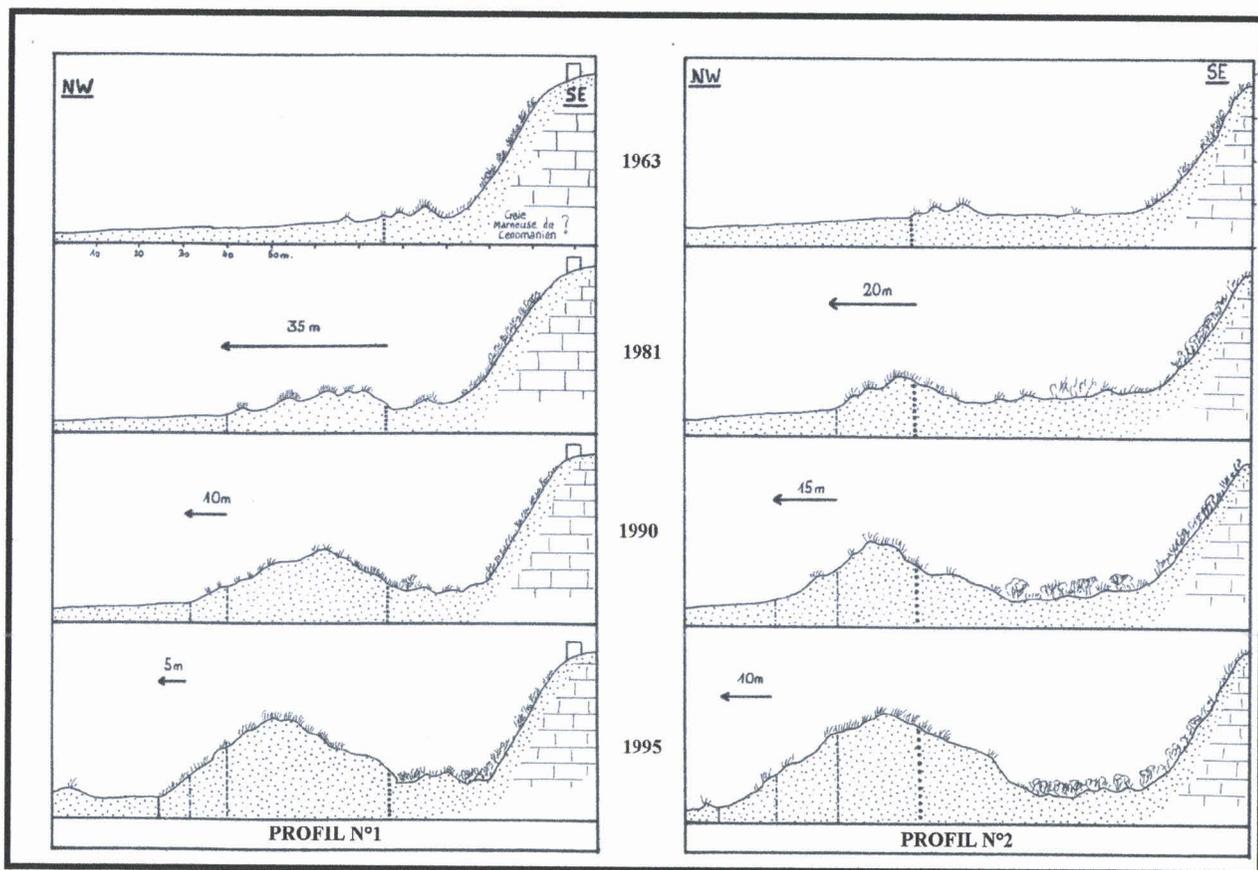
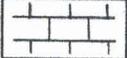
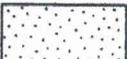
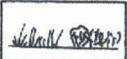
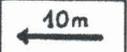
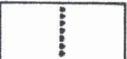
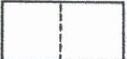
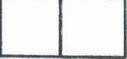


Figure n°98: Croquis au 1/5000 montrant la progression du littoral de la dune d'Amont entre 1963 et 1995



LEGENDE :

-  Substrat : craie marneuse de Cénomanién
-  Sédiments sableux
-  Végétation pionnière ou arbustive
-  Blockhaus, point de repère privilégié dans l'estimation de l'évolution du trait de côte
-  10m Estimation de la progression du littoral vers la mer
-  Position du trait de côte en 1963
-  Position du trait de côte en 1981
-  Position du trait de côte en 1990
-  Position du trait de côte actuel

INTERPRETATION :

Profil N°1 :

Ce profil présente l'avantage de relier le haut estran à la dune perchée qui chevauche la paléofalaise crayeuse sur laquelle est localisé un blockhaus de la seconde guerre mondiale. Ce type de repère fixe est facilement observable au niveau des photographies aériennes et permet d'estimer de la façon la plus précise qui soit l'évolution du trait de côte.

Les résultats montrent une nette avancée du littoral vers la mer, matérialisée par l'édification d'un véritable cordon dunaire, qui présente toutes les caractéristiques de la dune bordière considérée dans son sens premier. La progression sur le profil est de l'ordre de 50 mètres sur 30 ans (moyenne de 1,7 m/an), avec une période particulièrement plus active dans la progression entre 1963 et 1981 et une période de consolidation entre 1981 et 1995 (augmentation très nette du volume de la dune bordière observable par stéréoscopie sur clichés aériens)

Profil N°2 : Ce profil présente les mêmes caractéristiques que le précédent, et ceci dénote du même type de dynamique de sédimentation. La différence la plus notable est la présence d'une petite panne, en arrière du cordon, qui doit son existence au fait que les premières dunes embryonnaires se sont installées très loin sur l'estran (environ 50 mètres et de 2 à 5 mètres pour le premier profil). De ce fait, la progression a été moins importante (40 à 45m : 1,3m/an en moyenne, avec une dynamique de croissance verticale similaire au profil 1). Cette panne est aujourd'hui complètement végétalisée.

Figure n°99: Profils schématiques montrant l'évolution du trait de côte dans la dune d'Amont.

C) LES DUNES D'HARDELOT

Le site des dunes d'Hardelot a été choisi pour apporter un exemple de l'évolution du littoral sur la façade ouest. Il vient compléter les travaux réalisés dans la réserve biologique domaniale de Merlimont, où la formation récente d'un cordon bordier a été démontrée par la comparaison de plusieurs fonds topographiques anciens, couplée à une analyse photo-interprétative (Fauchois, 1994; Lanoy-Ratel, 1994; Seguin, 1994). Ces travaux soulignent l'intensité de la dynamique dunaire des années 1950, et précisent les grandes étapes de la conquête du milieu par la végétation depuis les années 1970.

Au nord d'Hardelot, le massif dunaire porte les marques d'une dynamique éolienne particulièrement intense. Le front du cordon bordier, fortement dégradé par le vent depuis plusieurs décennies, a été récemment stabilisé sur plusieurs centaines de mètres. A l'arrière, les dunes ont progressé très loin vers l'intérieur des terres; plusieurs générations de dunes transgressives se succèdent. Dans le cadre de cette étude, on essaiera de retracer les grandes phases de la mise en place du massif, en insistant notamment sur l'évolution récente du front de mer. La carte géomorphologique précisera la situation actuelle; le commentaire décrira la tendance actuelle de l'évolution.

1) localisation, présentation du site et contexte hydro-sédimentaire

Pour bien comprendre la dynamique dunaire, il est nécessaire de faire le point sur les conditions hydrodynamiques locales et sur le bilan sédimentaire côtier.

a) Le domaine marin et la dynamique sédimentaire côtière

Situées sur la façade ouest, les dunes d'Hardelot constituent la terminaison septentrionale des dunes picardes. Dans la partie nord du site, les dunes se perchent progressivement sur les falaises taillées dans les roches jurassiques du Boulonnais. La ligne de rivage est orientée nord-sud. Le massif s'étend du nord d'Hardelot à Equihen.

La façade maritime est, on l'a vu, animée par un intense transit sédimentaire, orienté vers le NNE (Augris *et al*, 1990). Une grande partie de ce transit s'opère sur un énorme banc sous-marin: la Bassure de Baas, située à 3 kilomètres environ au large des côtes. La dérive littorale assure l'essentiel du transport au niveau de l'estran. Son influence est considérable dans ces régions à régime macrotidal. Dans l'ensemble, on peut considérer que le stock sédimentaire de l'estran est important; il est constitué de sables moyens très bien classés (Augris *et al*, 1990). Contrairement à ce que l'on a pu observer pour le banc à la ligne de la baie de Wissant, les grands bancs sous marins situés au large d'Hardelot connaissent une évolution spatiale limitée et une certaine stabilité morphologique (Augris *et al*, 1990). Il sera donc difficile de pouvoir corréler leur évolution à celle des cordons dunaires.

Au niveau de l'estran, l'action des houles est prédominante. Celle-ci détermine les variations verticales du stock sédimentaire de l'estran. Elle a une influence directe sur l'efficacité de la déflation éolienne, et régule donc la translation

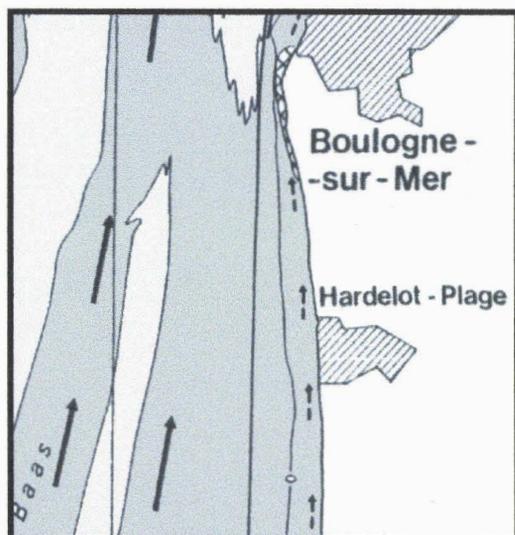
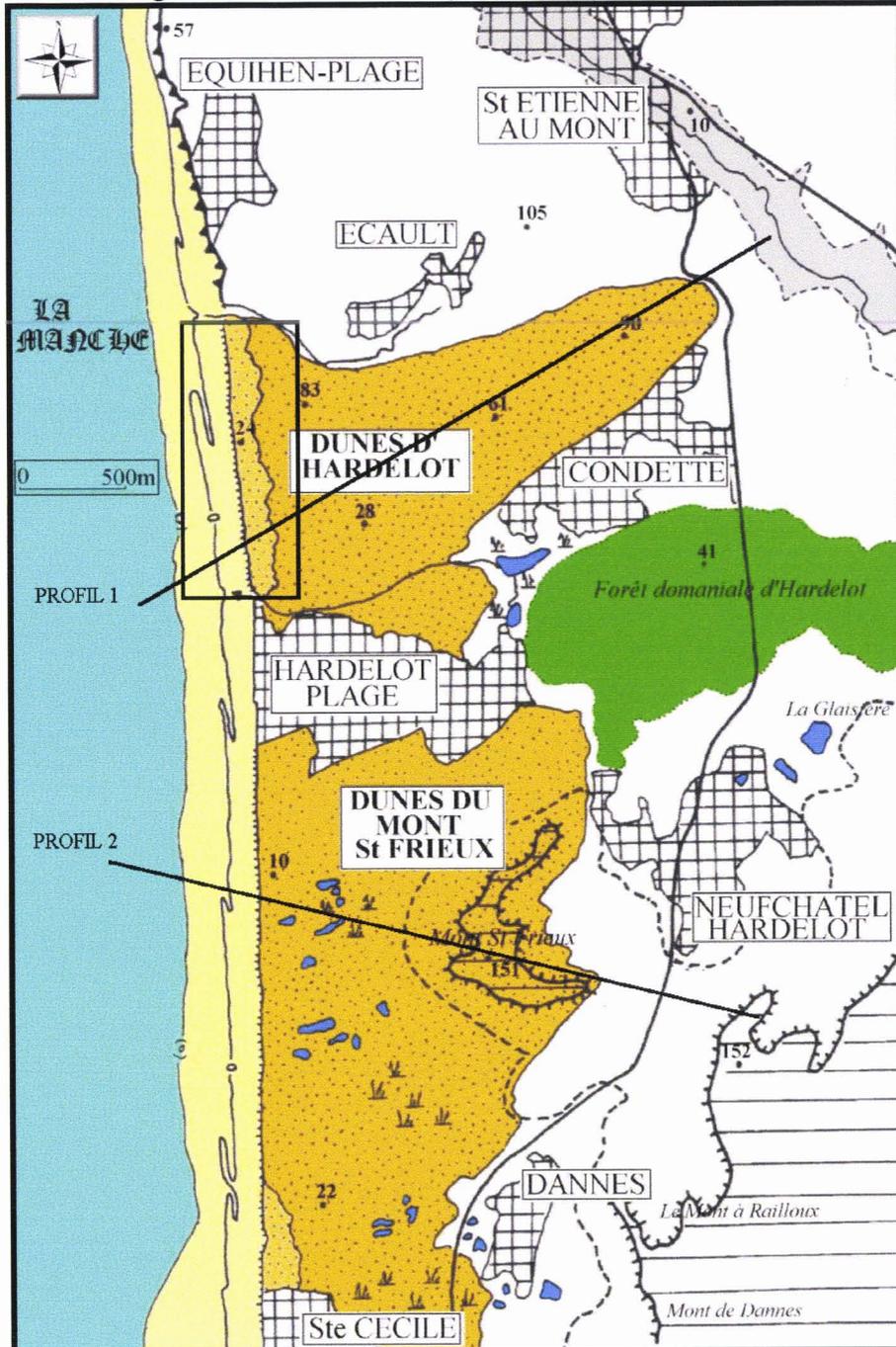


Figure n° 100: Transits sédimentaires aux abords de la bassure de Baas devant Hardelot; Augris *et al*, 1990

sédimentaire estran-dunes. La dérive littorale est orientée vers le nord (fig.100). Les vents dominants viennent d'ouest et de sud-ouest.

b) Présentation du relief dunaire

Entre Hardelot et Equihen, la plaine maritime picarde a été recouverte par un champ de dunes transgressives anciennes, aujourd'hui couvertes par une forêt, essentiellement composée



de résineux: la forêt d'Ecault. Au niveau de la côte, les dunes ont conservé une certaine activité. On s'attachera donc davantage à la cartographie du secteur côtier (fig.101).

A petite échelle, on distinguera trois générations de dunes:

- Le cordon bordier actuel, d'une hauteur variant entre 10 et plus de 25 mètres, couvert par une végétation de psammophiles.
- Le secteur situé juste derrière le cordon bordier, composé de dunes paraboliques fixées ou en voie de stabilisation, culminant à une altitude de l'ordre de 50 mètres.
- Les anciennes dunes transgressives (en marron clair sur la figure 101), déposées par le vent sur le relief des collines du Boulonnais (fig.102).

Figure n° 101: Croquis de localisation des dunes d'Harbelot. En marron, les dunes anciennes fixées, en orange, les dunes actives. La trame de lignes horizontales représente la surface du plateau crayeux; la paléofalaise et la base du versant sont indiquées.

Au sud d'Hardelot, les dunes ont progressé sur la plaine maritime et la recouvrent aujourd'hui entièrement. Les grandes dunes mouvantes et paraboliques sont figées à la base du versant de la paléofalaise crayeuse, taillée dans la terminaison occidentale des plateaux de l'Artois. Sur le Mont Saint-Frieux, haut de plus de 150 mètres, on retrouve des dépôts sableux, vestiges de la virulence passée de la dynamique dunaire. La progression des dunes transgressives a libéré des surfaces sableuses quasiment planes, dont le niveau correspond à celui du toit de la nappe phréatique. La présence de nombreux étangs (fig.102) rappelle que le milieu est localement humide, voir marécageux. La nappe dunaire est importante; elle récolte en fait l'écoulement des eaux infiltrées dans le plateau crayeux. Par le passé, des petits bassins tourbeux se sont formés dans ces conditions d'humidité importante. Le recul de la côte les fait aujourd'hui saillir sur les falaises sableuses, notamment aux abords de la baie de Canche. Les fluctuations de la nappe entretiennent une activité éolienne résiduelle. Pour qualifier ces vastes surfaces planes et humides, Briquet (1930) parle de pénéplaine sableuse; il souligne l'importance de la nappe dans l'évolution globale de la transgression dunaire. Toutes ces surfaces sont aujourd'hui colonisées par une dense couverture buissonnante. Il n'existe pas de cordon bordier, la mer taille directement dans cette pénéplaine, des falaises sableuses hautes de quelques mètres.

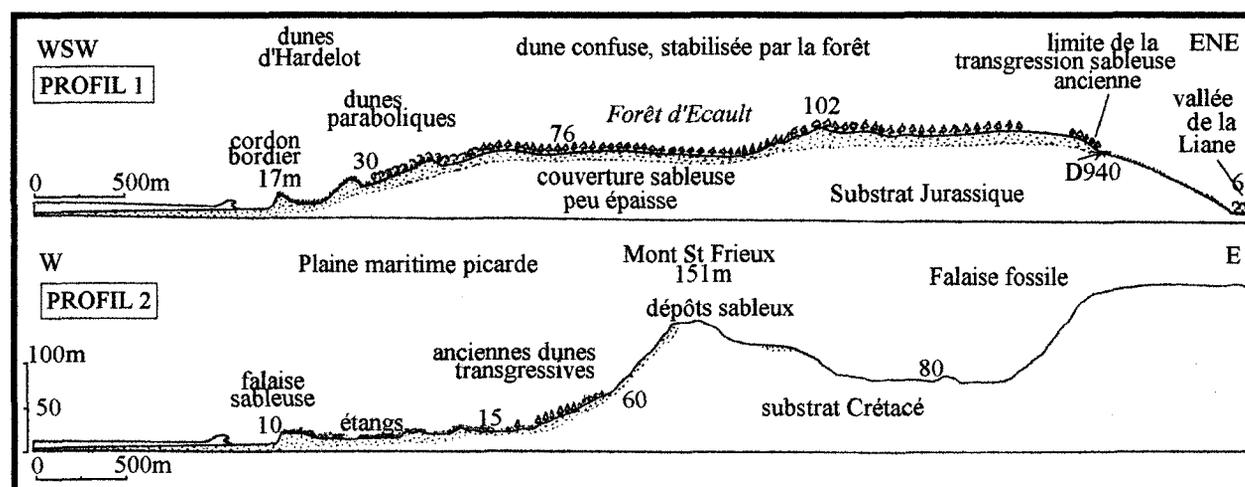


Figure n°102: Profils topographiques du littoral au nord et au sud d'Hardelot. L'épaisseur des sables sur le relief est schématisée. Les chiffres correspondent à des cotes d'altitude; d'après la carte IGN de Boulogne-sur-Mer au 1/25000. Localisation des profils sur la figure 101.

Échelle des longueurs: 1/50000

Échelle des hauteurs: 1/10000

2) Les grands traits de l'évolution des dunes d'Hardelot

a) Les phases transgressives anciennes

La progression des dunes anciennes s'est parfois faite sur plusieurs kilomètres. On peut donc s'interroger sur les conditions dans lesquelles ces dunes se sont formées, et sur leur mode d'évolution. En 1930, Briquet apporte les premières descriptions des massifs dunaires. Les cordons bordiers, lorsqu'ils existent, sont soumis à d'importants remaniements, l'arrière-dune s'étend jusqu'à la base des collines ou de la falaise morte. De vastes surfaces de déflation témoignent du passage des dunes transgressives. Leur embroussaillage est important au début du siècle, Briquet parle de garennes. La progression du sable se fait par l'intermédiaire d'un champ de dunes paraboliques, que l'on retrouve aujourd'hui stabilisé à l'entrée du village de Danes. Au nord d'Hardelot, la progression s'est faite grâce à de grandes dunes mouvantes. De

nombreuses fermes et hameaux ont fait les frais de l'avancée des dunes. Près de la baie de Canche, des villages situés sur le plateau crayeux sont ensevelis à la fin du XVII^{ème} siècle. Le mouvement s'étale sur tout le XVIII^{ème} siècle; entre 1778 et 1784, plusieurs maisons de Camiers sont ensablées.

Au nord d'Hardelot, le sable a progressé sur plus de 5 kilomètres, ensevelissant diverses habitations au cours du XVIII^{ème} siècle. La mobilisation du sable aurait été la conséquence de la

destruction de la végétation des cordons littoraux par les riverains, dans le cadre de la guerre de succession d'Espagne (Henry, J.F., cité par Briquet, 1930). Il est clair qu'à cette explication historique, on peut certainement associer une phase de crise morphogénique, sûrement similaire à ce que l'on a pu voir pour les dunes du Perroquet, sauf que les dunes progressent ici sur un relief important. A ce sujet, pour qu'une telle dynamique puisse se développer sur des pentes assez fortes comme celles du Mont St-Frieux ou des collines d'Ecault, il faut que les vents soient particulièrement forts et surtout très fréquents. Il faut également que l'estran soit riche en sédiments sableux, car la déflation éolienne est très active.

Globalement, tous ces grands champs de dunes paraboliques ou mouvantes ont connu une évolution pluri-centennale. Au début du siècle, une dynamique de parabolisation s'installe, elle indique un ralentissement de la progression sableuse (fig. 103). A cette époque, l'homme contribue également à la stabilisation des dunes en plantant massivement des pins. Au cours du XX^{ème} siècle, la végétation a progressivement couvert l'ensemble du relief dunaire; seule la frange côtière reste active.

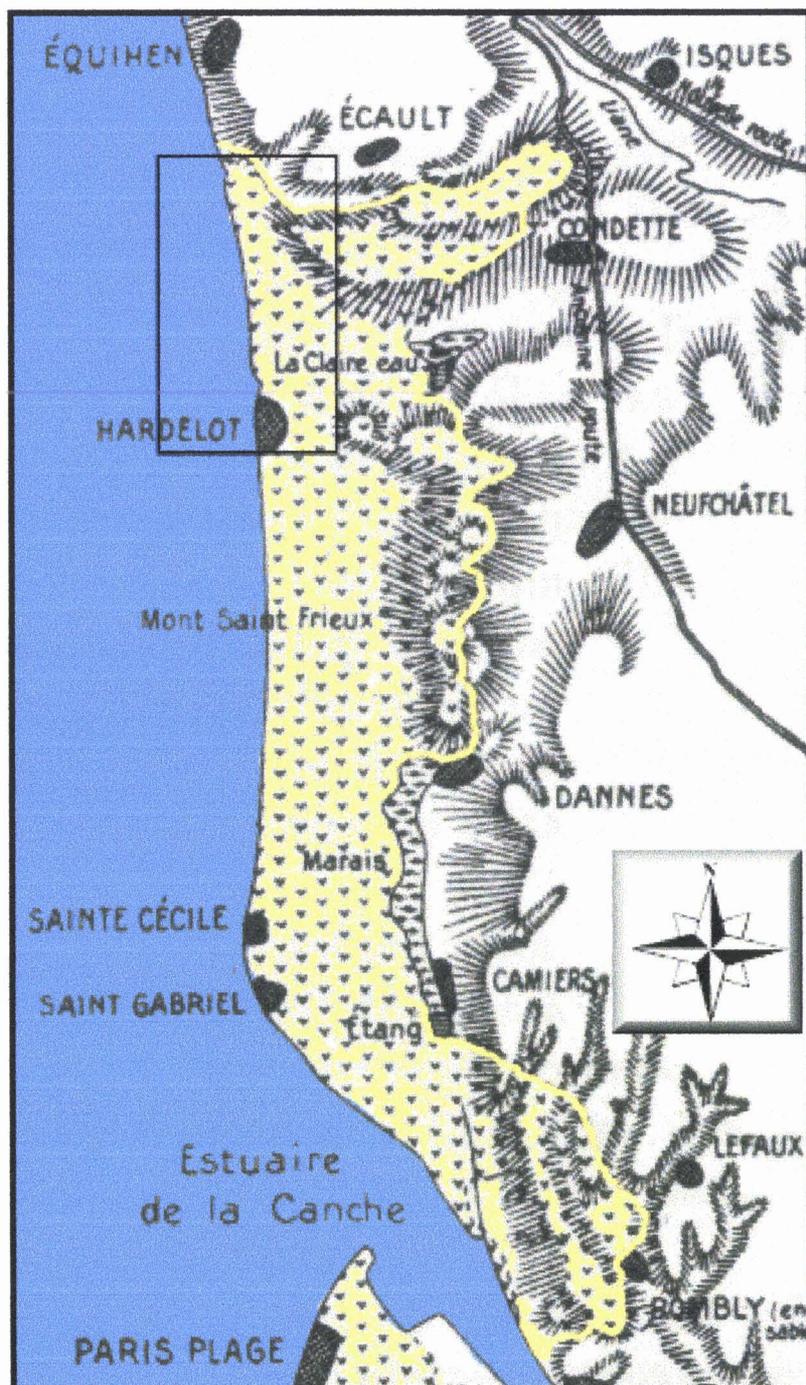


Figure n° 103: Extension des dunes vers l'intérieur des terres au nord de la Canche (Briquet, 1930); le rectangle noir correspond au site qui sera cartographié et analysé. Echelle: 1/100000 environ

b) La dynamique dunaire en 1955

La photo 51 illustre l'ampleur de l'activité dunaire. On distingue trois ensembles:



- Le cordon bordier est soumis à un intense remaniement. De très grandes formes de déflation se creusent dans un cordon discontinu. De larges brèches s'ouvrent vers la mer; la déflation y creuse jusqu'à ce qu'elle parvienne au niveau de la nappe. Ces brèches alimentent des dunes paraboliques ou des accumulations de type pourrière. Au fond des larges brèches, le vent dépose des dunes néoformées qui forment le seul obstacle aux pénétrations marines. En 1955, elles sont très nombreuses, et montrent une tendance au comblement progressif de ces brèches.
- Les dunes paraboliques situées en arrière du cordon bordier peuvent être considérées comme similaires aux dunes de seconde génération des sites flamands. Elles se sont mises en mouvement dans un contexte d'altération généralisée du cordon bordier. Une autre génération de dunes paraboliques semble se dessiner plus loin vers l'intérieur des terres. Leur taille est plus importante; elles résultent d'une phase morphogénique plus ancienne, que l'on peut situer au début du XIX^{ème}; si on prend en compte l'éloignement de la côte,

Photo n°51: cliché aérien des dunes d'Hardelot en 1955 (1/15000)

1: cordon bordier; les flèches noires représentent les brèches les plus importantes 2: Panne humide 3: dunes paraboliques actives 4: dunes paraboliques anciennes en voie de fixation. Les crêtes paraboliques sont soulignées par un trait fort. Les espaces végétalisés se développent sur une topographie confuse, résultant du passage des grandes dunes mouvantes du XVIII^{ème} siècle.

reporté à des rythmes de progression moyens de 5 mètres par an pour les dunes paraboliques, plus de cent ans ont été nécessaires à ces paraboles pour s'avancer si loin.

- Les pannes humides s'élargissent avec la progression des dunes paraboliques. Elles correspondent au niveau de base de la déflation et sont rapidement colonisées par la végétation.

Globalement, la dynamique dunaire est intense; elle s'inscrit parfaitement dans le contexte de l'après-guerre, qui montre en fait une remobilisation quasiment généralisée de l'ensemble des cordons littoraux du Nord-Pas-de-Calais. Sur le site de Merlimont, situé quelques kilomètres au sud d'Hardelot, Fauchois, Lanoy-Ratel et Seguin (1994) ont montré que la situation et la dynamique étaient identiques. Encore une fois, l'origine de cette intense activité dunaire reste mal définie; s'agit-il d'une réponse à une phase de recrudescence de violentes tempêtes ou au seul effet du piétinement de la dune lors de l'occupation allemande. La solution la plus simple est peut-être de considérer que cette évolution est le résultat de ces deux éléments combinés. On peut également rappeler que les côtes ont été soumises à des tempêtes particulièrement violentes en 1953 et 1954 (Deboudt, 1997). En tout cas, il en résulte un paysage dunaire complètement différent de ce que l'on peut observer aujourd'hui. Les processus en vigueur à cette époque ne sont plus fonctionnels dans les conditions actuelles. Il faut bien faire la différence car il ne s'agit pas des mêmes systèmes morphogéniques. La figure 104 illustre la géomorphologie du secteur situé juste au nord d'Hardelot. Elle montre l'importance du remaniement dunaire et l'implantation des dunes néoformées dans les brèches du cordon bordier.

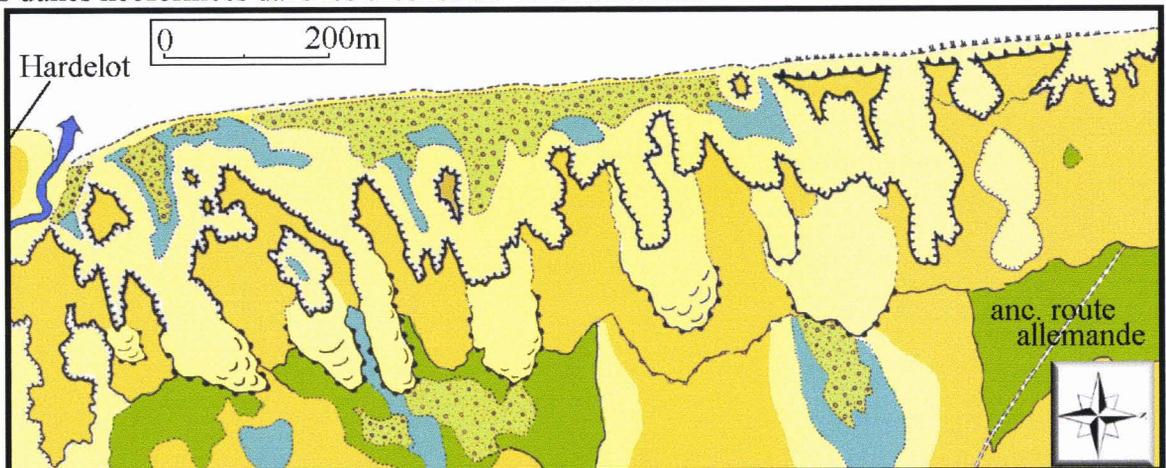


Figure n° 104: carte géomorphologique simplifiée du cordon bordier dans le secteur situé au nord d'Hardelot en 1955; échelle: 1/10000. Légende identique à celle des cartes géomorphologiques de 1995.

c) La situation en 1971

Le cliché aérien du site en 1971 (photo 52) est très intéressant. Il confirme un phénomène de reconstruction dunaire, déjà amorcé sur les clichés de 1955. Le littoral n'a pas progressé mais le cordon bordier est complètement reprofilé. Les accumulations sont nettes dans le secteur situé juste au nord d'Hardelot; elles se sont produites au niveau des dunes néoformées. Dans la partie centrale du site, les apports sableux sont moins nets; au nord, les falaises sableuses montrent que l'érosion l'emporte toujours. Le front de mer est encore fortement dégradé par des couloirs de déflation ne semblant pas évoluer très rapidement. Les pourrières



Photo n°52: cliché aérien au 1/10000 du secteur sud des dunes d'Hardelot en 1971

sont presque toutes entravées par la dynamique végétale. Globalement, entre 1955 et 1971, la dynamique dunaire s'est apaisée. Les pannes se végétalisent et apparaissent clairement sur les clichés aériens (photo 52). Les dunes paraboliques se stabilisent toutes; des plantations d'oyats accélèrent la fixation.

d) l'évolution dans les années 1980

La végétalisation se poursuit dans l'arrière-dune; les dunes paraboliques se disloquent progressivement sous l'influence des remaniements éoliens localisés. La dynamique dunaire globale de l'arrière-dune est résiduelle. Au niveau du cordon bordier, on note une tendance au recul. Le profil du cordon bordier s'oriente progressivement vers une forme de dune bordière migrante, attaquée sur son front par les vagues, mais transgressant vers les pannes par les pourrières. Les couloirs de déflation s'individualisent de plus en plus sur le cordon; ils créent de larges sillons de sable vif, par

lesquels s'opère l'essentiel du transfert sédimentaire estran-dunes.

La photo-comparaison, entre 1971 et 1989, donne des valeurs de recul variant généralement entre 10 et 20 mètres. Le démaigrissement de l'estran est souligné par l'affleurement de bancs tourbeux sur le haut estran.

3) La dynamique actuelle: description et interprétation: (carte n°8)

Les photographies aériennes de 1995 confirment la tendance à la stabilisation du relief dunaire. Les dunes paraboliques sont presque complètement fixées. Les plantations d'oyats des années 1970 ont colonisé le milieu. Les espèces comme l'argousier et le troène se développent sur les versants sableux; on assiste même à la progression du pin maritime vers les espaces côtiers. Les petites pannes sont densément couvertes. Seul le cordon bordier continue à évoluer rapidement. Il ne s'agit pas d'un remaniement généralisé mais d'une dislocation progressive par les couloirs de déflation. Entre 1970 et 1995, ceux-ci se sont élargis et s'individualisent de plus en plus dans le relief. Leur activité alimente des pourrières de grande taille (photo 21). Des caoudeyres se développent également sur le cordon bordier. Leur taille est plus ou moins proportionnelle à la proximité d'infrastructures touristiques. Elles atteignent parfois des diamètres proches de 100 mètres (photo 53). L'activité touristique entretient une certaine activité

dunaire. Pour freiner l'évolution accélérée de certains couloirs de déflation, des protections ont été installées: l'entrée des couloirs a été clôturée, des filets ont été disposés pour bloquer le transit sédimentaire. En arrière, dans le couloir, des oyats ont été plantés afin de fixer le sable (photo 54). Cependant, la fréquentation de la dune reste importante: de nombreux sentiers créent de petits sillons de sable vif que le vent peut exploiter (photo 55).



Photo n°53: large cuvette de déflation entaillant le cordon bordier des dunes d'Hardelot. Cliché pris vers le sud-est



Photo n°54: L'entrée du couloir de déflation est bouchée par une accumulation forcée. Les filets et les clôtures protègent les plantations d'oyats. A l'heure actuelle, ce bourrelet sableux est en voie d'engraissement. Cliché pris vers le nord-ouest en octobre 1996.



Photo n°55: Les sentiers de fréquentation des dunes ouvrent des espaces de sable vif dans un couvert végétal dense. Cliché pris vers le nord en octobre 1996).

Les récents travaux de protection de la dune ont obtenu des résultats très satisfaisants: les couloirs se végétalisent. Le petit cordon créé artificiellement par les filets est aujourd'hui le lieu d'un engraissement visible, au point de former un véritable obstacle dunaire. Cette tendance est peut être associée à l'absence de grosse tempête depuis quelques années. Il reste à voir comment il se comportera face à des déferlements violents.

L'évolution globale du site reste cependant à l'érosion, même si le trait de côte ne semble aujourd'hui plus trop reculer (fig. 105).

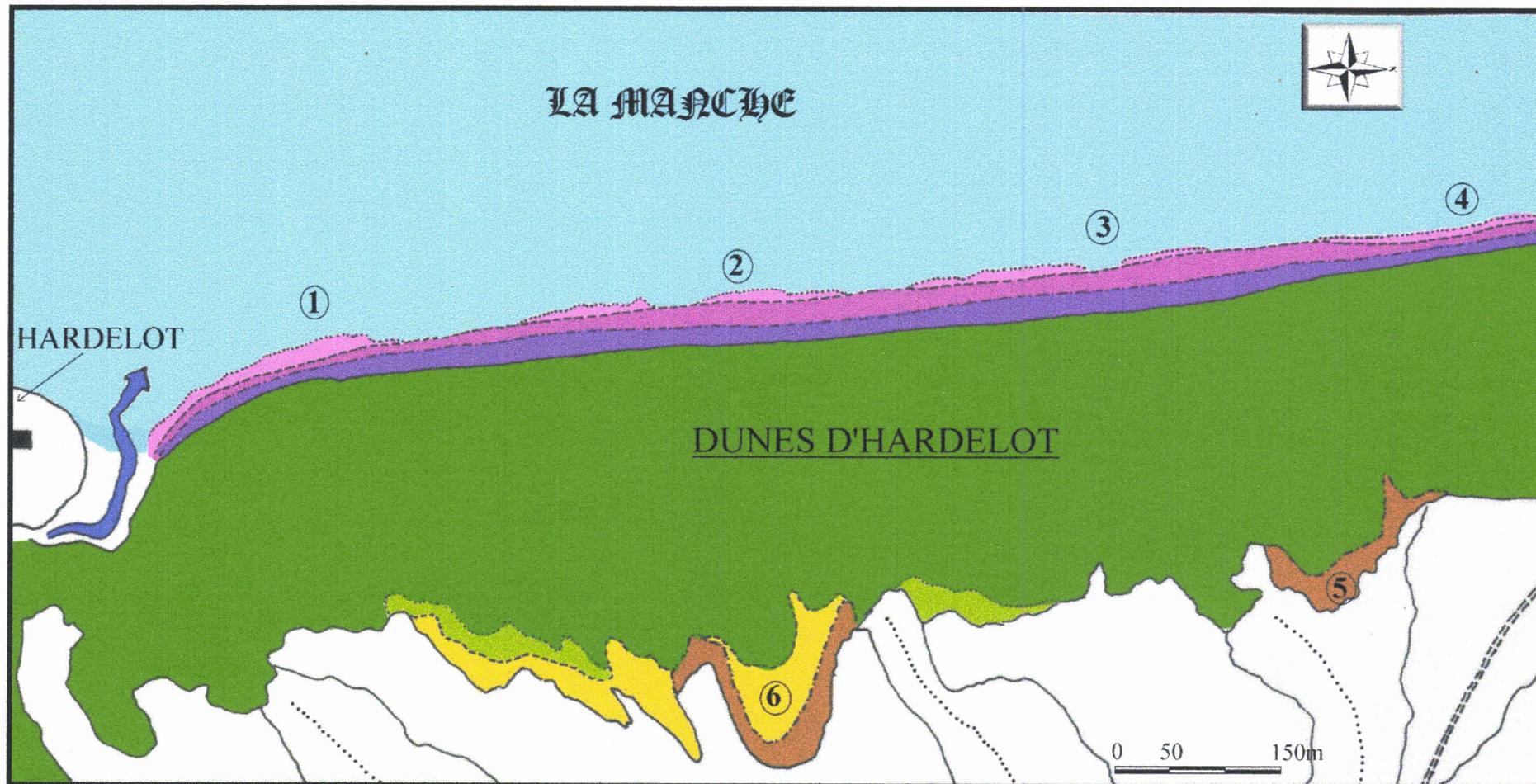
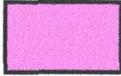


Figure n°105: Evolution du trait de côte entre 1955 et 1995 dans les dunes d'Hardelot. Ce document est utilisé à des fins illustratives. Il ne peut pas être pris en considération pour une évaluation exacte du recul de la côte. Il permet cependant d'apprécier des valeurs globales du recul et illustre les rythmes de l'évolution. Les numéros sont utilisés pour se repérer dans le commentaire du document. Légende page suivante.

LEGENDE DE LA FIGURE 105

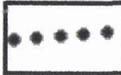
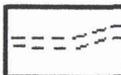
Erosion du trait de côte :

	entre 1955 et 1971
	entre 1971 et 1989
	entre 1989 et 1995
	cordon dunaire déjà présent en 1955

Envahissement de l'arrière dune par le sable :

	entre 1955 et 1971
	entre 1971 et 1989
	entre 1989 et 1995

Divers :

	Crêtes de dunes paraboliques aujourd'hui fixées
	Ancienne route allemande

INTERPRETATIONS :

Le travail résulte de l'analyse des diverses séries de photographies aériennes (1955, 1971, 1989, 1995). L'échelle est le 1/5000, la carte est recalée à partir du fond topographique au 1/25000. Ce croquis a un intérêt pédagogique certain, car il permet de visualiser les nuances spatiales de l'évolution du trait de côte au sein d'un même site. Il localise avec précision les différents secteurs étudiés dans le cadre de la vulnérabilité de la côte.

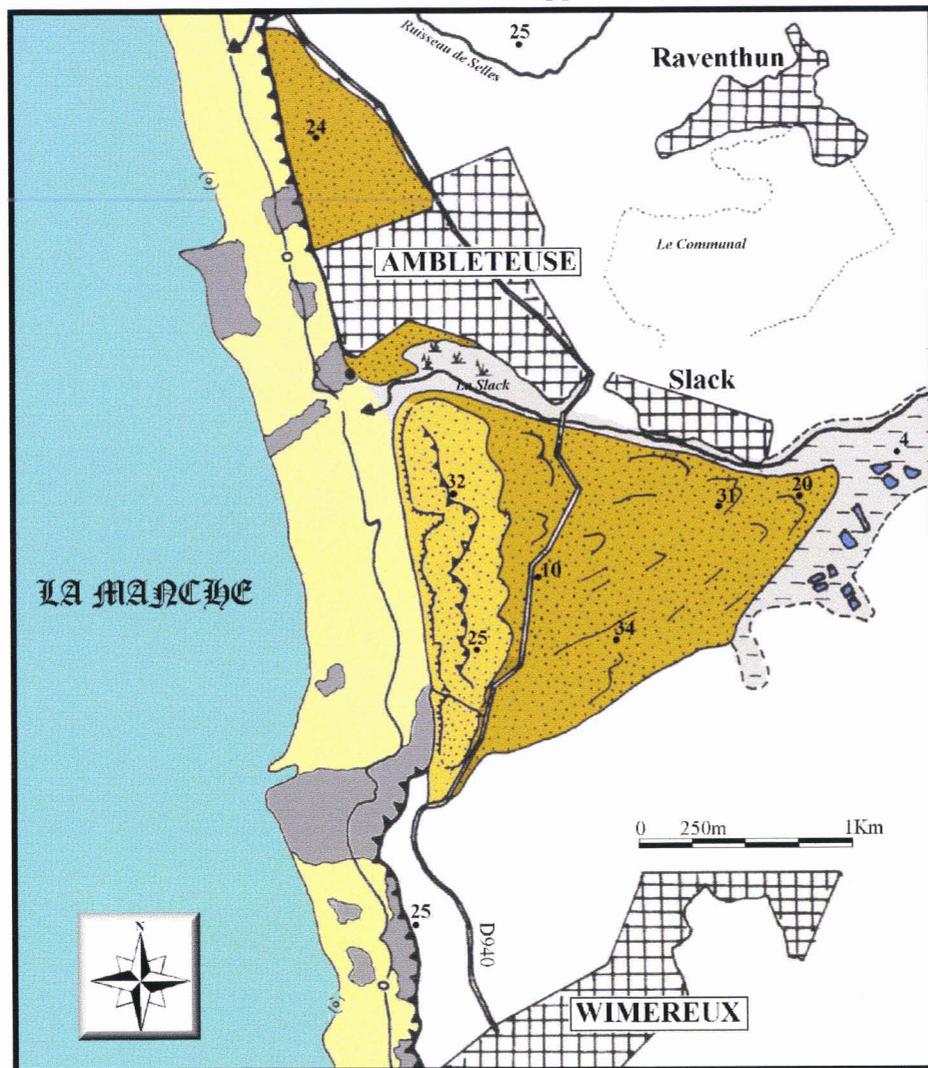
Un certain nombre de points de repère ont été disposés sur la carte. Ils faciliteront la localisation des différents secteurs décrits. Le secteur 1, situé au nord d'Hardelot, présente un recul de 35 mètres. L'évolution à cet endroit est cependant difficile à interpréter car on se situe près de l'embouchure du petit cours d'eau, dont les variations ont pu contribuer à la fragilisation du trait de côte. Le secteur 2 se situe à l'endroit qui était le plus dégradé dans les années 50: il n'y existait plus de cordon (voir carte géomorphologique de 1955). Cette partie du littoral a vu se reformer progressivement un cordon qui a lui-même été rapidement soumis à la dynamique marine. L'érosion est ici de l'ordre de 45 mètres. Dans le secteur 3, qui correspond à une entrée de mer en 55, le vent n'a pas permis une véritable reconstruction, et un très large couloir de déflation, encore actif aujourd'hui nourrit une pourrière transgressive (secteur 5) qui envahit les espaces végétalisés de l'arrière-dune. Ce type de pourrière active se retrouve dans le secteur 6, correspondant également à un très large couloir de déflation (voir carte géomorphologique du site en 1995). Le secteur 4 correspond à une portion du littoral n'ayant pas été reconstruit. Ce cordon plus haut et plus végétalisé a ralenti les effets destructeurs de la mer, et ici, les reculs sont moins importants: 25 mètres entre 1955 et 1995.

IV) LES AUTRES SITES DUNAIRES

Plusieurs autres sites ont été sélectionnés pour leur intérêt géomorphologique. L'analyse ne sera pas aussi détaillée que pour les sites-atelier mais la cartographie sera accompagnée d'un commentaire, destiné à éclaircir les particularités morphogéniques liées aux conditions d'évolution de chacun des sites.

A) LES DUNES DE LA SLACK

Le massif dunaire s'est développé dans l'ancien estuaire de la Slack (fig.106). Il s'étend



sur 2 kilomètres de côte, entre les falaises de la pointe aux Oies et Ambleteuse. Il pénètre sur plus de 2 kilomètres vers l'intérieur. Au nord d'Ambleteuse, des placages dunaires sont perchées sur la falaise; on peut y noter la présence de quelques caudeyres de faible ampleur. Les dunes de la Slack ont connu une évolution particulière, rythmée par les interventions anthropiques. Le site est à l'heure actuelle un des plus visités du littoral du Nord-Pas-de-Calais.

Les côtes sont exposées vers l'ouest; elles reçoivent les vents dominants de plein fouet, les formes dunaires sont très évoluées. L'estran est divisé par les platiers rocheux, les affleurements de tourbe et les plages sableuses. Devant le massif dunaire, les surfaces sont essentiellement sableuses. Au débouché de la Slack, un cordon de galets marque la limite entre le domaine de l'estran et

Figure n°106: Localisation des dunes de la Slack dans leur environnement littoral

en marron: les dunes anciennes, aujourd'hui presque toutes fixées; les arcs noirs soulignent les crêtes des dunes paraboliques
 en orange: le cordon bordier
 sur l'estran: en jaune, les plages sableuses, en gris, les platiers rocheux
 les secteurs marécageux de la vallée de la Slack sont indiqués par une trame sur fond gris. Les espaces urbanisés sont précisés par une trame quadrillée.

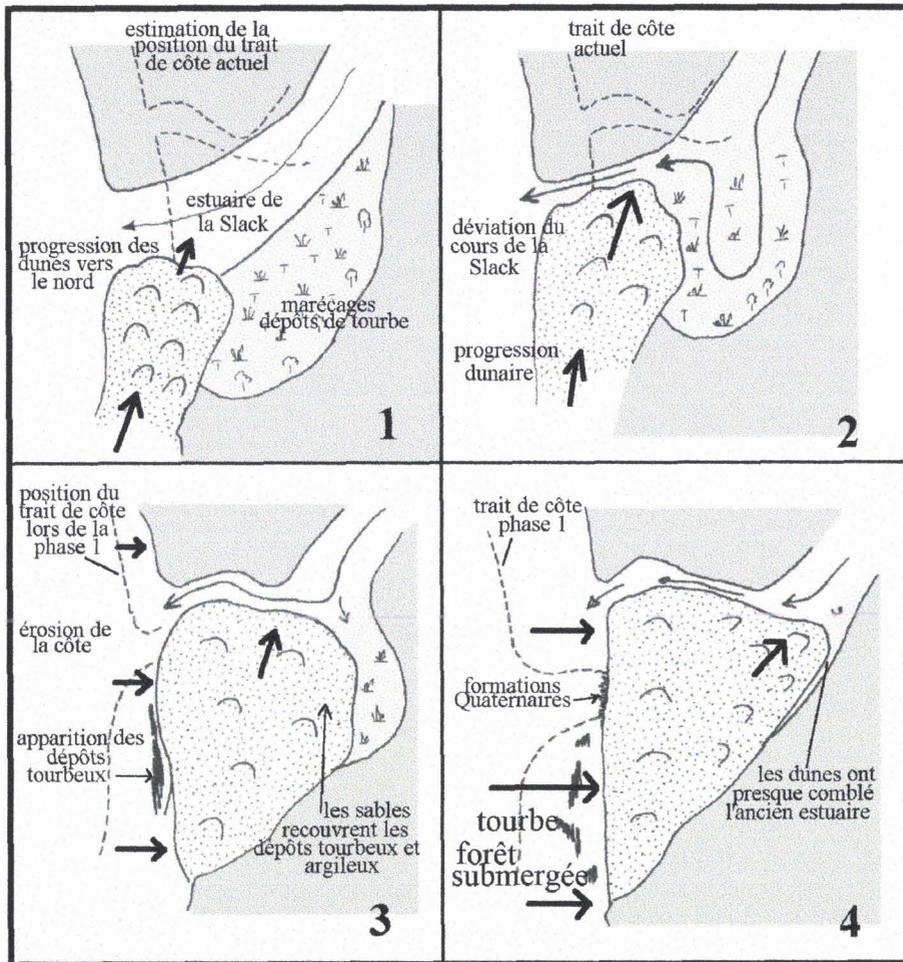


Figure n° 107: Croquis schématiques montrant les différentes étapes du comblement de l'ancien estuaire de la Slack, et les conditions de mise en affleurement des tourbes sur l'estran. D'après Colbeaux (?)

1: 3500BP 2: 2500BP 3: Moyen Âge 4: 20^{ème} Siècle

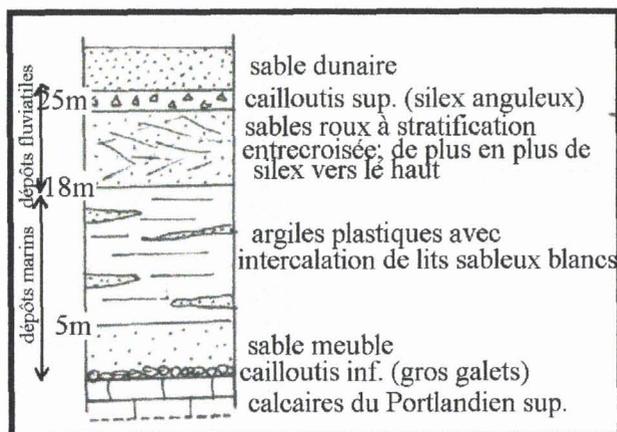


Figure n° 108: Coupe schématique des formations de la falaise de formations quaternaires ou falaise Pléistocène. D'après Colbeaux (?).

celui des dunes. Dans la partie centrale du site, le front de mer se présente sous la forme d'une falaise, taillée dans des formations fluviales ou marines quaternaires.

1) La mise en place du massif dunaire

Notre objectif n'est pas d'établir un bilan complet sur l'évolution des dunes de la Slack mais de présenter sommairement les différentes phases de l'évolution.

Le comblement de l'estuaire de la Slack s'est opéré après la phase de transition entre le Subboréal et le Subatlantique (Munaut et Gilot, 1980). La figure 107 résume les grandes étapes du comblement de l'estuaire; elle montre que les premières accumulations sableuses se sont effectuées à

partir de la pointe aux Oies. Elles ont ensuite progressé vers le nord, recouvrant des espaces marécageux et tourbeux. L'érosion côtière a remis au jour des dépôts tourbeux, formés à l'intérieur de l'estuaire entre 4500 et 3000 B.P. (Munaut et Gilot, 1980), ainsi que des formations quaternaires, épaisses de près de 25 mètres, correspondant, dans la partie supérieure du profil, à l'ancien lit de la Slack (Bonte, 1966; Mariette, 1971). La base du profil est composée de sédiments d'origine marine (fig.108). La présence d'argiles à la base du versant favorise les glissements de masse. Les grandes mobilisations sableuses ont duré jusqu'à la fin du XVIII^{ème} siècle, où Vauban lance une série de travaux pour

conserver le port de la Slack (Briquet, 1930). Aujourd'hui, le cours d'eau est impraticable.

2) L'évolution récente et la dynamique actuelle.



Photo n°56: Vue de la falaise taillée dans les formations du Pléistocène (juillet 1997)

reconstruction dunaire a été très modérée. Il faut à ce sujet préciser que le contexte littoral joue sur la dynamique sédimentaire. On se situe dans un secteur de côtes à falaises; les apports sableux sont forcément moins réguliers que sur une côte sableuse. Les problèmes d'ensablement

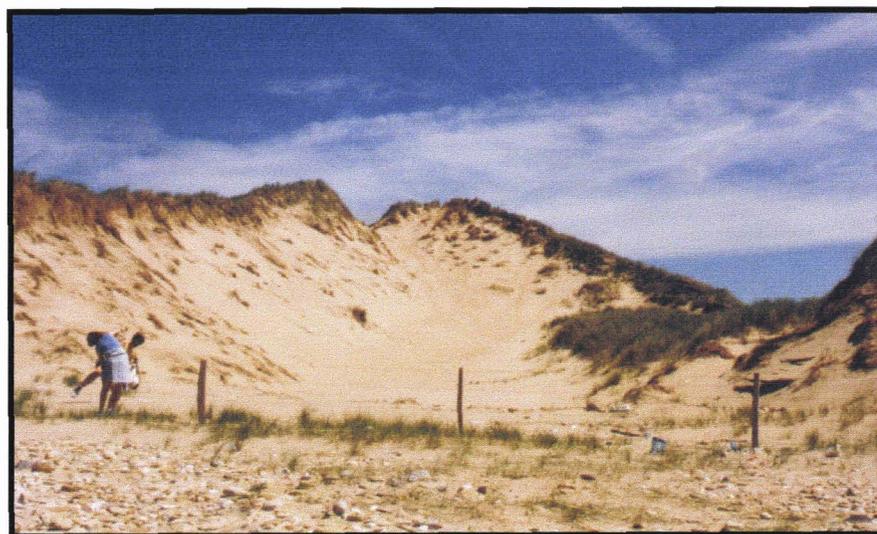


Photo n°57: Forme de déflation entaillant le front du cordon bordier; on remarque la présence d'une clôture au premier plan et l'intense activité gravitaire sur les versants sableux (juillet 1997)

d'activité du massif dunaire:

- Le cordon bordier: Sa largeur est très importante (parfois supérieure à 500 mètres) et sa hauteur moyenne est proche de 20 mètres. La végétation est essentiellement composée d'oyats, dont une partie provient des plantations des années 1980. La couverture est dense; en dehors des formes de déflation, la dune est très stable. Le front de mer a été clôturé afin de

Au cours du XXème siècle, les dunes ont été affectées par des remaniements, d'autant plus intenses que le stock sableux dunaire est très important. Le vent et la mer entaillent le cordon bordier et favorisent localement le déclenchement d'une dynamique de parabolisation. A la fin des années 1950, le site est soumis à une dynamique exceptionnelle. Une grande dune parabolique menace d'envahir la route départementale 940. Entre 1970 et 1990, la

reconstruction dunaire a été très modérée. Il faut à ce sujet préciser que le contexte littoral joue sur la dynamique sédimentaire. On se situe dans un secteur de côtes à falaises; les apports sableux sont forcément moins réguliers que sur une côte sableuse. Les problèmes d'ensablement du cours de la Slack et de la route ont conduit à une fixation forcée des dunes. Des oyats ont été massivement plantés dans les secteurs les plus actifs. Aujourd'hui, l'ensemble du relief dunaire est stabilisé. La couverture végétale s'est densifiée et protège les dunes de l'action du vent, mais la surfréquentation touristique du site entretient une dynamique résiduelle.

La carte n°9 apporte un grand nombre d'informations de détail, qui permettent de bien saisir l'état

limiter la fréquentation des dunes (photo 57). Dans la moitié nord du site, le pied de la dune semble hors de portée de l'action des vagues. Au niveau du débouché de la Slack, le cordon de galets abrite des dunes néoformées, témoins de l'engraissement dunaire actuel du petit poulier. Les formes de déflation constituent les seules formes actives. Le vent creuse des couloirs très profonds, dont la pourrière peut évoluer vers le stade de la dune parabolique. Dans la partie sud du site, le cordon est plus uniforme. La dune se perche sur la falaise pléistocène; elle est altérée par des cuvettes de déflation.

- L'arrière-dune est presque entièrement stabilisée, mais l'oyat reste dominant. Les arbustes ne se développent que dans les pannes. A l'est de la RD 940, le relief dunaire est constitué d'une succession de dunes paraboliques plus ou moins bien conservées. La végétation arborescente occupe une grande partie des dépressions dunaires.

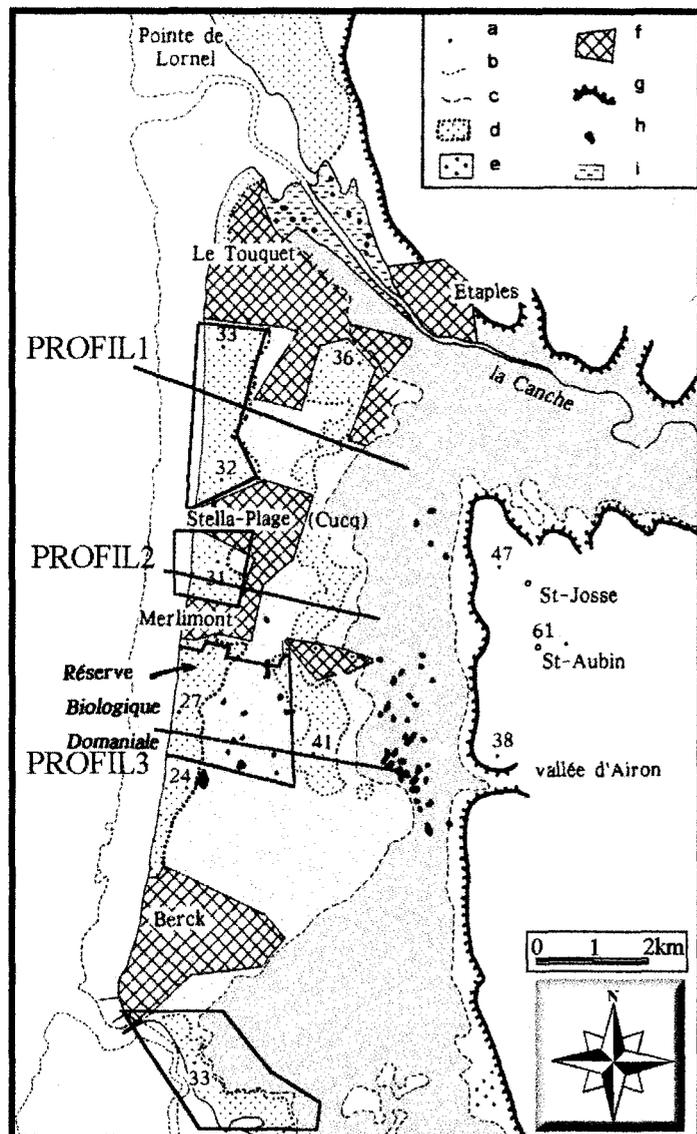


Figure n°109: Carte de localisation des massifs dunaires entre les estuaires de la Canche et de l'Authie; Battiau-Queney *et al*, 1995

a: point coté. b: Zéro bathymétrique c: isohypse 5m d: dunes de sable holocènes e: cordon littoral (sables et cailloutis de silx) f: zone urbanisée g: falaise morte holocène h: étang i: mollière (schorre)

Les dunes de la Slack constituent un cas à part sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais. On retiendra principalement l'importance du stock sableux du cordon bordier et l'influence des interventions anthropiques sur l'évolution récente du massif. Le site est aujourd'hui un haut lieu du tourisme estival; les mesures prises pour limiter le piétinement de la végétation semblent restreindre la morphogénèse à quelques couloirs et cuvettes de déflation. Il n'existe plus de grandes dunes transgressives. Cependant, la végétation perdure dans un stade pionnier qui n'exclut pas une éventuelle remobilisation généralisée de certains secteurs si la pression touristique sauvage s'accroît.

B) LES DUNES PICARDES ENTRE LES ESTUAIRES DE LA CANCHE ET DE L'AUTHIE

Plusieurs sites dunaires peuvent être individualisés entre Le Touquet et Berck (fig.109):

- entre Le Touquet et Stella Plage: les dunes du Touquet
- entre Stella-Plage et Merlimont: les dunes de Stella-Plage
- entre Merlimont et Berck: les dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont.

D'un point de vue global, la morphologie de ces différents massifs présente un grand nombre de caractères communs, qui relèvent des conditions de formation et d'évolution de la plaine maritime picarde. On a vu dans le premier chapitre que plusieurs cordons dunaires se succédaient vers l'intérieur de la plaine

(fig.3). Dans le cadre de cette étude, seul le cordon externe sera cartographié. Le cordon externe est lui même composé de plusieurs cordons dunaires, séparés par des pannes. Dans le cadre des descriptions liées aux cartes géomorphologiques, le terme de cordon interne sera utilisé pour qualifier les différents cordons du massif externe.

1) Mise au point sur la mise en place et l'évolution des systèmes dunaires de la plaine maritime picarde

Une approche sommaire de la genèse et de l'évolution de la plaine maritime picarde est nécessaire à la compréhension de l'organisation du relief au niveau du cordon externe. Les conditions exactes de formation de la plaine maritime sont très complexes et restent aujourd'hui discutées (Sommé, 1998).

Divers travaux ont contribué à la connaissance des conditions de genèse et de sédimentation de la plaine maritime (Lefèvre, 1979; Lefèvre *et al*, 1980; Beun et Robert, 1985). Dans les premiers travaux (Dubois, 1924; Briquet, 1930), la formation des premières barrières dunaires a été estimée à plus de 2000 ans. Les datations ont été précisées grâce aux travaux de Munaut et Gilot (1977), basés sur l'analyse pollinique des dépôts tourbeux de la pointe du Lornel en baie de Canche, formés dans des phases d'arrêt de la sédimentation marine, à l'abri de cordons littoraux. En baie de Canche, la dernière incursion marine se place vers 2500-2370 BP et les dunes commencent à se mettre en place au Subatlantique, entre 2300 et 2100 BP, au moment où les analyses polliniques révèlent le développement d'une végétation dunaire (Munaut et Gilot, 1977). Par la suite, l'évolution de la plaine a été rythmée par la dynamique des estuaires et la régularisation du rivage (Briquet, 1930).

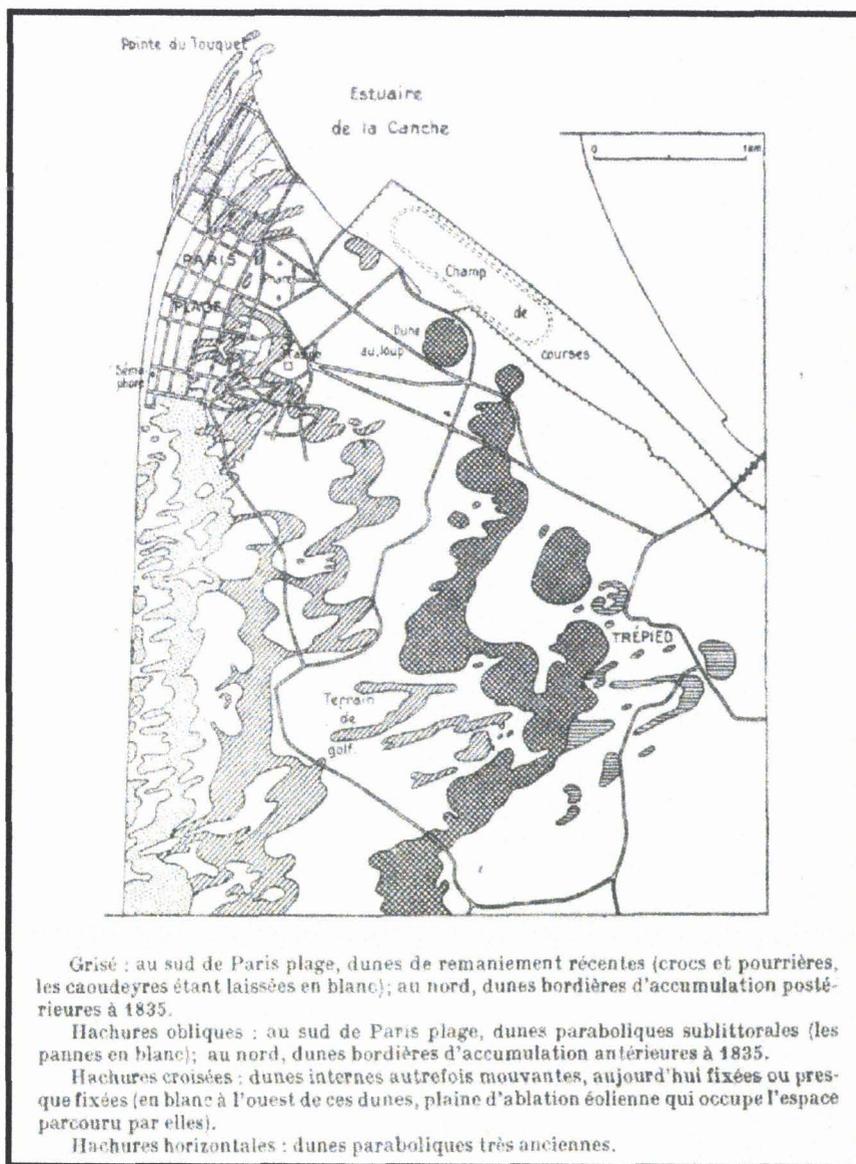


Figure n°110: Le champ de dunes au sud de la Canche (Briquet, 1930)

La disposition des différents cordons est représentative d'une évolution pluri-séculaire. Briquet (1930) distingue plusieurs générations de dunes sur la plaine (fig.110). Excepté le cordon bordier, tous les cordons internes successifs sont constitués de dunes paraboliques, ayant

progressé vers l'intérieur de la plaine sous le vent. Le passage de ces dunes a libéré une vaste surface plane ou "plaine interdunaire", dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 9 à 10 mètres; cette altitude s'explique par la disposition de la nappe aquifère. Briquet (1930) a démontré que la formation de ces cordons, notamment au sud du Touquet, était récente et liée à l'évolution du poulcier de l'estuaire de la Canche vers le nord, lors du XVIII^{ème} et du XIX^{ème} siècle: lorsque le rivage progresse, de nouveaux cordons bordiers se forment successivement vers la mer et isolent les anciens cordons de l'action constructive de la mer. Ces derniers s'enfoncent ensuite vers l'intérieur de la plaine sous forme de dunes mouvantes si la dynamique éolienne est intense (lors de phase de recrudescence des tempêtes par exemple) ou de dunes paraboliques si la végétation parvient à entraver leur progression. On sait par divers documents historiques que ces dunes continuaient à se déplacer au début du XVI^{ème} siècle (Battiau-Queney *et al*, 1995). Il semble logique que ces déplacements soient associées aux dunes très anciennes que Briquet signale dans une position très avancée (fig.110). Par contre, le grand cordon de dunes paraboliques, autrefois mouvantes (Briquet, 1930), s'étendant de Trépied à Merlimont a connu une fixation plus récente (1850 environ), accélérée par des plantations de pins. Tous les cordons associés au massif externe sont de formation plus récente (début XIX^{ème}-milieu XX^{ème} siècle). Ils n'ont pas progressé très loin sur la plaine interdunaire dégagée par le grand cordon de dunes paraboliques.

La figure 111 présente l'organisation actuelle de ces cordons dunaires sur plusieurs profils topographiques, réalisés dans les différents massifs dunaires.

Le profil n°1 montre qu'au sud du Touquet, les cordons sont nombreux; ils correspondent en fait à des cordons de progression du littoral, associés à la dynamique du poulcier de l'estuaire de la Canche, particulièrement active durant la fin du XVIII^{ème} et lors du XIX^{ème} siècle. La progression de chacun de ces cordons, mobilisés par la dynamique éolienne, ne peut pas être calculée par rapport au trait de côte actuel car il ne correspond pas au rivage de l'époque.

Le profil n°2 montre une morphologie dunaire moins complexe. On retrouve le système du double cordon de la figure 3. Le cordon interne est composé par les grandes dunes paraboliques (hauteur localement supérieure à 40 mètres) et par des crêtes résiduelles des dunes paraboliques anciennes, dont l'altitude est de l'ordre de 20 mètres. Le cordon externe est composé de deux ensembles: le cordon bordier, haut de 20 mètres environ et un important cordon situé juste en arrière, constitué de dunes paraboliques et de grandes caudeyres. Les deux ensembles sont séparés par une panne humide.

Le profil n°3 traverse la réserve biologique domaniale de Merlimont. Il montre une disposition similaire à celle du profil n°2; cependant, le cordon externe est moins important. Le cordon interne est situé plus loin dans la plaine maritime. La surface que Briquet appelait plaine interdunaire est bien visible sur ce profil.

Finalement, il est difficile de pouvoir retracer l'évolution de ces cordons avec autant de précision que pour les dunes de la plaine maritime flamande. Plusieurs aspects communs ressortent toutefois de cette analyse: ils concernent l'évolution du cordon interne. On peut considérer que le grand cordon de dunes mouvantes, puis paraboliques, a progressé sur la plaine au cours du XVIII^{ème} et de la première partie du XIX^{ème}. Leur mise en mouvement correspond à la déstabilisation d'un ou de plusieurs cordons côtiers au début du XVIII^{ème}, dans une configuration du littoral marquée par la présence d'un saillant au niveau de Merlimont-Plage. Ces dunes ont très certainement rasé une grande partie des dunes plus anciennes que l'on retrouve à Merlimont et à Cucq. Durant cette phase de transgression sableuse, la dynamique dunaire a été entretenue par des conditions climatiques particulièrement rigoureuses, puisqu'en 1789, des glaçons de grande taille ont été observés au large des côtes picardes (Dutertre, cité par Briquet, 1930).

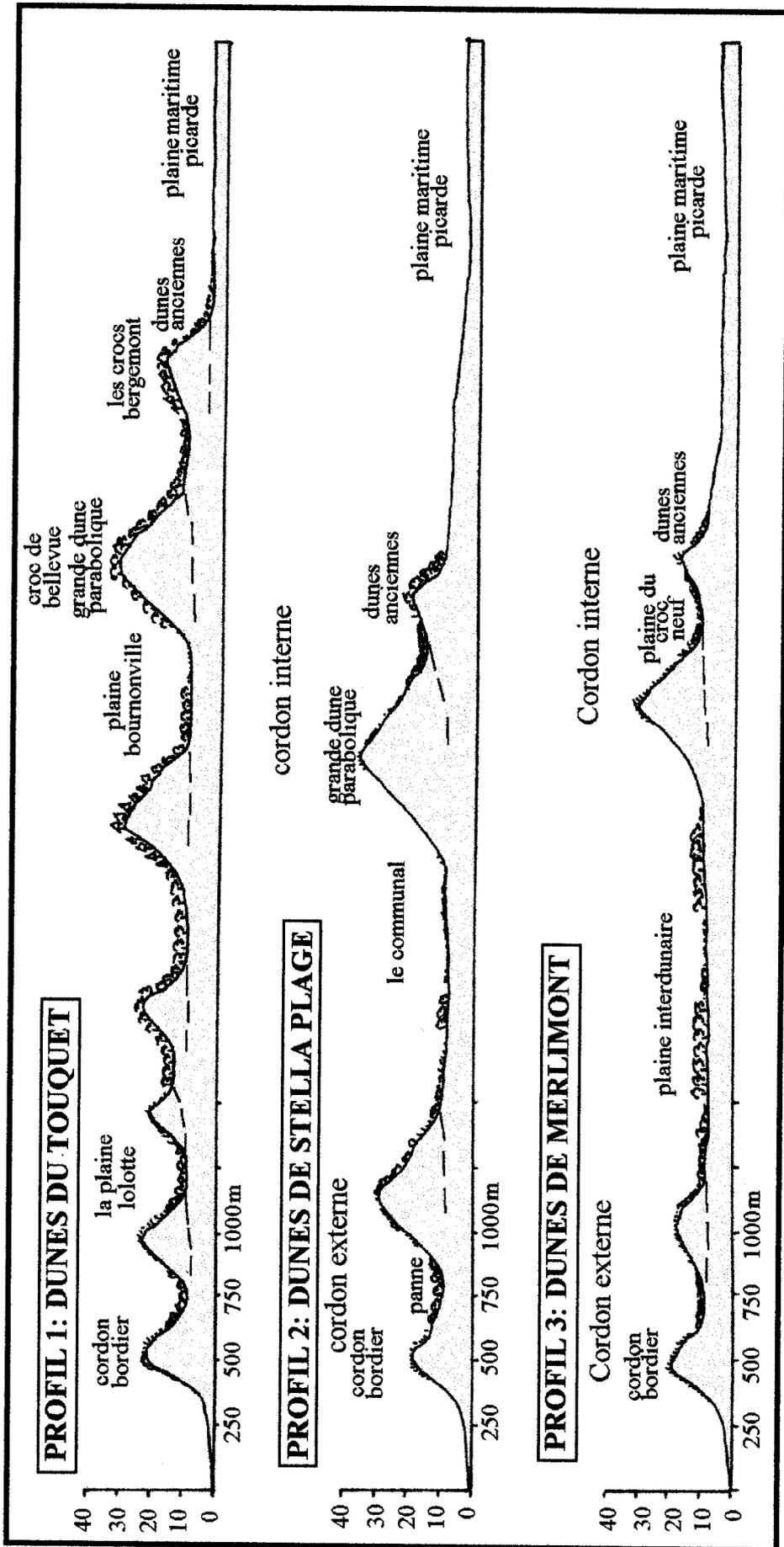


Figure n° 111: Coupes topographiques de la plaine maritime picarde, d'après le fond topographique IGN de 1990 au 1/25000

Échelle des longueurs: 1/25000

Échelle des hauteurs déformée au 1/2000

La localisation des coupes est précisée sur la figure 109

Au début du siècle, la dynamique côtière est intense. Entre Berck et Paris-Plage, l'érosion marine ouvre des brèches dans les cordons bordiers. Briquet signale des reculs de l'ordre d'un mètre par an durant la période 1850-1900. Les reculs sont plus importants au niveau du saillant de Merlimont. Ils prennent moins d'ampleur à proximité du Touquet, où la progression du

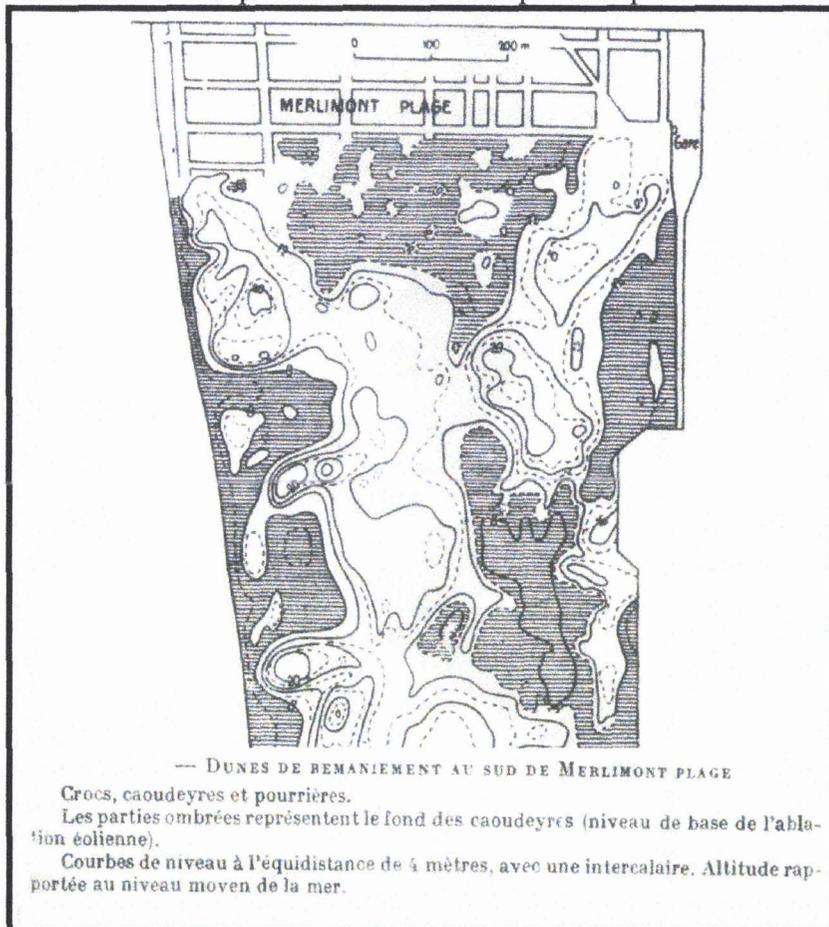


Figure n°112: Plan topographique des dunes au sud de Merlimont-Plage en 1924; Briquet, 1930. Ce secteur correspond à celui cartographié dans la figure 69

poulier marque une phase de stabilisation. L'altération du cordon bordier, on l'a vu pour les dunes flamandes, conduit à un accroissement des apports sableux de l'estran vers les dunes. Les brèches alimentent des dunes paraboliques en formation. L'ensemble du relief côtier est affecté par les remaniements (fig.112).

Au niveau du cordon interne, la dynamique morphogénique s'est considérablement ralentie; les grandes dunes paraboliques ne progressent plus (fixation par le pin) mais continuent à évoluer de façon résiduelle. La carte géomorphologique de la réserve biologique domaniale de Merlimont (Battiau-Queney *et al*, 1995b) signale l'existence, encore aujourd'hui, de remaniements localisés sur ces dunes paraboliques.

Les récents travaux réalisés sur le site de Merlimont (Fauchois, 1994; Lanoy-Ratel, 1994; Seguin, 1994, 1995) ont mis en évidence la progressive reconstruction d'une véritable dune bordière au niveau des brèches de la figure 112. L'édification dunaire s'est faite dès la fin des années 1950, par le biais de l'accumulation de dunes néoformées, dont la coalescence a conduit au développement vertical de la dune. Ce phénomène a mis fin à la plupart des remaniements de l'arrière-dune. L'emprise végétale croissante des années 1970 et 1980 a contribué à stabiliser une grande partie du relief dunaire. Néanmoins, les vents entretiennent une dynamique résiduelle intense: les couloirs (photos 22 et 24, fig. 56 et 57) et cuvettes de déflation (photo 17, fig.29 et 30) sont encore très actifs et contribuent à la diversité géomorphologique du site. Depuis le début des années 1980, le front dunaire est de nouveau soumis à l'action des vagues. Le recul de la côte est de l'ordre d'un mètre par an (Clique et Lepetit, 1986; Fauchois, 1994; Battiau-Queney, 1995). Il confère au cordon un profil dissymétrique de dune bordière migrante.

L'analyse des différentes étapes de l'évolution du littoral est utile à l'interprétation des cartes géomorphologiques des dunes picardes. Même si la plupart des cordons internes sont aujourd'hui fixés, ils donnent des indications précieuses, par leur disposition, leur forme et leur

dynamique résiduelle, sur les conditions d'évolution récentes du littoral picard. Dans le cadre de cette approche, on peut souligner la qualité et l'utilité des travaux effectués par Briquet en 1930.

2) Les dunes du Touquet (carte n°10)

Le massif des dunes du Touquet s'étend sur près de 3,5 kilomètres, entre Le Touquet et Stella-Plage. Trois cordons se succèdent vers l'intérieur; ils sont séparés par des pannes, localement humides, mais complètement envahies par une végétation arbustive. Le site est le lieu d'une manifestation sportive annuelle, l'enduro du Touquet, suivi sur place par des milliers de spectateurs dont le souci premier n'est certainement pas de respecter la végétation. Le circuit moto serpente dans les dunes sur plusieurs kilomètres; sur le terrain, il crée un large sillon de sable vif mais draine en contrepartie la majorité des promeneurs qui fréquentent le site toute l'année.

L'évolution dunaire est en grande partie conditionnée par les interventions anthropiques. Pour se prémunir d'une éventuelle déstabilisation du milieu dunaire, la ville du Touquet veille après chaque enduro à la reprise de la croissance végétale. Les investissements financiers nécessaires aux plantations et au nettoyage de la dune sont très importants. Il semble que ces opérations soient motivées par la présence du terrain de golf, situé au fond d'une panne. A ce niveau, la mise en mouvement des dunes constituerait un gros problème. Globalement tout est fait pour que le milieu soit stable. Les remaniements dunaire sont donc très rares; dès qu'un secteur est trop actif, des mesures sont prises. On observe par exemple des travaux de stabilisation d'une langue sableuse dans le secteur situé au nord du terrain de golf (carte 10).

a) Le cordon bordier

La largeur du cordon est comprise entre 50 mètres, dans la partie centrale du site et plus de 200 mètres à proximité des stations balnéaires. En moyenne, sa hauteur se situe entre 20 et 25 mètres. Dans l'ensemble, le cordon est très uniforme; son profil est équilibré (photo 58). Le front



Photo n° 58: Vue prise vers le nord du front de mer dans les dunes du Touquet (août 1997)

de mer présente une dense couverture végétale, presque exclusivement composée d'oyats. Les marques de l'érosion marine sont de très faible ampleur. La colonisation du versant abrité du vent par des formations arbustives illustre tout à fait la stabilité de ce cordon bordier. Par contre, le remaniement est plus intense à proximité du Touquet et de Stella-Plage. La fréquentation touristique semble

directement mise en cause. Du nord au sud, on peut dénombrer quatre couloirs de déflation de grande ampleur, creusés très profondément dans le cordon. Ceux-ci alimentent des pourrières

actives. Leur profil longitudinal a tendance à s'étaler vers l'arrière-dune; ces accumulations progressent assez rapidement sur les pannes. La dynamique des couloirs ne fait pas l'objet d'une attention particulière dans le cadre des interventions de la ville du Touquet car ils constituent des points d'accès vers l'arrière-dune. La carte géomorphologique montre qu'à chacun de ces couloirs est associée une entrée du chemin de motocross. Globalement, l'évolution de ces couloirs n'est pas tributaire de la dynamique éolienne mais de l'activité anthropique.

La comparaison des photographies aériennes de 1971 et de 1995 fait apparaître un recul très faible de la côte (inférieur à 10 mètres), soit moins de 0,5m/an, ce qui concorde parfaitement avec les résultats obtenus par Clique et Lepetit (1986) pour la période 1947-1977. En fait, ce secteur n'a pas été soumis à une altération trop importante depuis le début du siècle. On ne retrouve pas de brèches sur les clichés de 1955, mais le cordon a néanmoins été consolidé entre 1960 et 1970.

b) l'arrière-dune

Deux cordons internes se succèdent vers l'intérieur du massif dunaire. La dynamique de ces cordons est extrêmement réduite car la végétation est artificiellement renouvelée en cas de grosse remobilisation dunaire. Quelques caoudeyres parviennent à se développer sur le premier cordon. Sa hauteur varie entre 25 et 30 mètres. Lorsqu'elles parviennent à percer le cordon, les caoudeyres nourrissent des lobes transgressifs très actifs. Au nord du golf du Touquet, la grande accumulation sableuse, aujourd'hui entravée par des filets et des plantations d'oyats, a progressé sur près de 200 mètres durant les vingt dernières années.

A l'est du terrain de golf, le second cordon est complètement stabilisé. On distingue encore très nettement l'enchaînement des formes paraboliques (carte 10). L'altitude moyenne de ce cordon est de l'ordre de 25 mètres.

Au nord de Stella, la dynamique dunaire est très active; on se situe au delà des limites administratives de la ville du Touquet. Aucune intervention anthropique n'est observable dans ce



Photo n° 59: Dunes en queue de comète dans les dunes du Touquet

secteur, si bien que les dunes évoluent librement, sous forme de paraboles actives. On remarque un phénomène assez particulier: la coalescence de deux grandes dunes paraboliques. Ces dunes évoluent grâce à la remobilisation du second cordon. L'activité éolienne est intense; elle entretient des dunes en queue de comète très développées (photo 59).

Les pannes sont complètement végétalisées. Cette couverture végétale est très évoluée, elle s'oriente de plus en plus vers le stade arborescent. Les espaces pionniers associés à la progression des dunes paraboliques sont très réduits. Les pannes humides sont quasiment absentes sur l'ensemble du site.

3) Les dunes de Stella-Plage (carte n°11)

Localisées entre Merlimont et Stella Plage, les dunes sont très différentes, par leur activité, de ce que l'on a pu observer dans le secteur du Touquet. On retrouve néanmoins plusieurs cordons:

a) Le cordon bordier

Le front de la dune est complètement démantelé par la dynamique éolienne. A vrai dire, la majeure partie de ce cordon se présente sous forme de dunes vives transgressives, et à ce niveau de déstabilisation, il est clair que l'influence anthropique est indiscutable. Le cordon bordier n'est haut que de quelques mètres par rapport au niveau des hautes mers. Au nord de Merlimont-Plage, la dune s'ouvre sur plus de 250 mètres en un vaste "couloir" de déflation, alimentant une pourrière à profil longitudinal étalé, d'une superficie proche de 6 hectares. Cette pourrière a complètement envahi la panne se situant juste en arrière du cordon bordier et progresse maintenant sur le versant du cordon interne, telle une dune mouvante. L'accumulation s'effectue sur un front à pente d'équilibre, qui se déplace vers l'intérieur des terres à un rythme de plus de 4 mètres par an. Au nord du débouché d'un petit cours d'eau, le cordon est limité en largeur par la présence d'une route, liant le camping de la mer à Stella-Plage. Des couloirs de déflation, ouverts sur plus de 50 mètres ont fait l'objet de travaux de stabilisation (carte 11). Ils nourrissent en effet des pourrières actives qui envahissent la route (photo 60).

b) L'arrière-dune

Ce qu'il reste de la panne séparant les deux cordons est complètement couvert par la végétation. Le cordon interne, haut de plus de 30 mètres dans la partie nord du site, est fortement disséqué par des cuvettes de déflation de grande ampleur, donnant localement naissance à des pourrières transgressives.



Photo n° 60: Envahissement de la route reliant le camping de la mer à Stella-Plage par des pourrières transgressives. Cliché pris vers le nord en août 1997.

L'importance de la dynamique dunaire sur le site est la réponse à une surfréquentation d'origine anthropique. Sur les clichés de 1971, la dégradation du site est moins nette. A l'heure actuelle, la dynamique de la grande pourrière doit être prise en considération car elle est susceptible de mettre en mouvement le cordon interne qu'elle envahit, et même si aucun bien matériel n'est à ce jour menacé par la progression de cette dune, peut-être sera-t-il plus difficile de la stopper lorsqu'elle aura intégré le volume sableux du cordon.

4) Les dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie (carte n°12)

Le musoir de l'estuaire de l'Authie est connu comme un des secteurs du littoral ayant le plus reculé durant ces derniers siècles. Dans ses travaux, Briquet (1930) apporte des valeurs de recul de la côte: 350 mètres entre 1811 et 1884 au sud de la pointe du Haut Banc et près de 500 mètres au nord de la pointe de la Rochelle. Ces problèmes d'érosion accélérée, liés à l'action du courant de flot, ont posé nombre de problèmes, notamment au niveau de la pointe du Haut Banc, où l'hôpital maritime de Berck fut construit dès 1869. Pour pallier ces problèmes d'érosion,

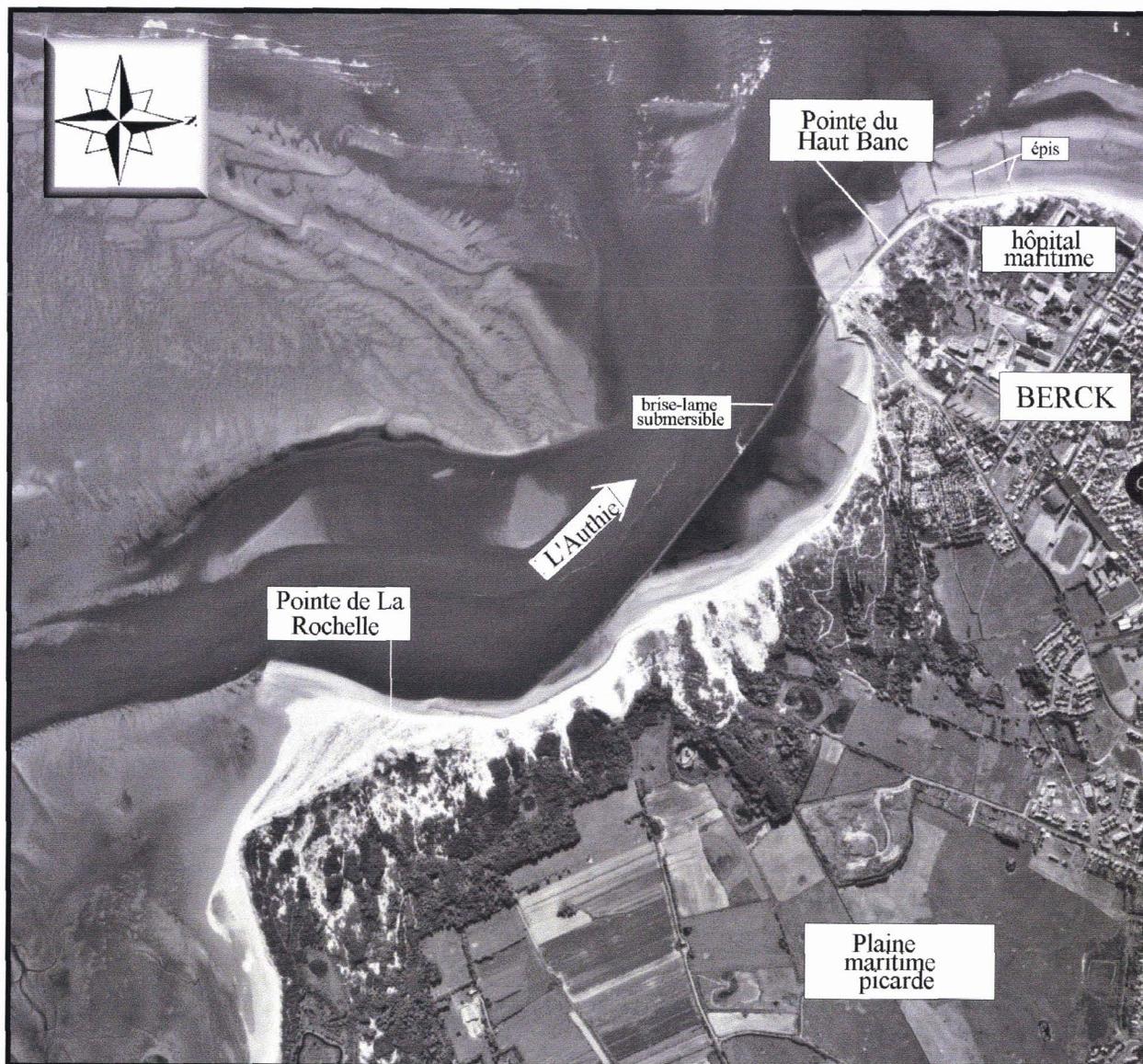


Figure n°113: Localisation des dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie et des ouvrages de défense anti-érosion, d'après un cliché aérien de 1995.

diverses installations de défense du trait de côte ont très tôt été construits: digue submersible en 1868, batterie d'épis en 1874, mais au début du XX^{ème} siècle, la pointe du Haut-Banc continue à se dégrader d'une manière alarmante (Deboudt, 1997). De plus, dès 1915, les ouvrages sont confrontés à un ensablement massif, lié à la migration vers le nord du poulcier de l'estuaire de l'Authie (Briquet, 1930). Pour libérer la digue de l'ensablement, une brèche y est ouverte en 1916. Les problèmes continuent avec les tempêtes de l'hiver 1954-1955; les ouvrages de défense sont presque entièrement détruits et ce sont 1800 hectares de basses terres qui deviennent la

proie de la moindre nouvelle tempête. En 1956, un brise-lame submersible est construit, il sera accompagné en 1984 d'une digue en enrochements associée à une nouvelle batterie d'épis (Deboudt, 1997).



Photo n° 61: Vue sur les enrochements récents de la base du cordon dunaire; cliché pris vers le sud-est en Juillet 1997

L'érosion des dunes aboutit en 1989 et 1990 à la prolongation des enrochements jusqu'à la pointe de La Rochelle (photo 61). Aujourd'hui, tous ces aménagements ont réussi à ralentir l'érosion mais les dunes souffrent toujours de l'action des vagues et du vent. Dans le cadre d'une étude axée sur un site fortement marqué par l'empreinte humaine, il est indispensable de mettre au point ces

aspects de l'évolution du site, afin de mieux cerner la ou les tendances de l'évolution actuelle.

L'évolution géomorphologique de l'estuaire de l'Authie a déjà fait l'objet d'études précises (Demangeon, 1905; Tricart, 1951; Clique et Lepetit, 1986). Deboudt (1997), dans le cadre d'une approche liant la dynamique du littoral et les interventions anthropiques, souligne les caractères communs de l'évolution récente des estuaires de la Canche et de l'Authie. Le colmatage s'effectue dans le cadre d'une régularisation du rivage de la plaine maritime picarde, dont les modalités ont surtout été définies par Briquet (1930). A partir du milieu du XIX^{ème} siècle, une translation s'opère en direction des rives nord des estuaires, dans le cadre d'une dynamique d'érosion (Deboudt, 1997). En fait, l'évolution du massif dunaire de la baie d'Authie est directement influencée par la réponse des sociétés humaines à cette dynamique d'érosion. Le relief actuel constitue le résultat de plus d'un siècle d'interventions; Deboudt (1997) parle de système dunaire anthropisé.

Les dunes bordent une partie de la plaine maritime picarde. Elles sont hautes de 30 mètres au sud de la pointe du Haut Banc, et atteignent 40 mètres près de la pointe de La Rochelle. Du nord au sud, la morphologie dunaire est très contrastée; elle répond aux variations latérales de la dynamique marine et fluviale sur le musoir de l'estuaire; elles-mêmes sont plus ou moins dépendantes de la répartition et de l'efficacité des ouvrages de protection du littoral:

- Au sud de la pointe du Haut banc, l'évolution des dunes est fortement influencée par les enrochements et la pression anthropique. Quelques remaniements se développent à partir du front dunaire. La déstabilisation du couvert végétal est entretenue par la forte fréquentation touristique. Depuis quelques années, le Conservatoire du littoral tente de canaliser le flux touristique en développant un sentier de découverte du milieu dunaire.
- Dans la partie centrale du site, le cordon dunaire est fortement marqué par la dynamique d'érosion. Le front dunaire est taillé par une grande falaise sableuse, que les enrochements ne protègent que partiellement les jours de tempêtes. Ce versant est soumis à une intense

dynamique éolienne. On a vu dans le troisième chapitre que l'augmentation de la pente entraînait une accélération conséquente du flux éolien. Le sable est transporté vers l'arrière-dune, il s'accumule sur une énorme pourrière (photo 62) à profil convexe. Le talus d'envahissement à pente d'équilibre est haut de plus de 30 mètres. Les rythmes de progression

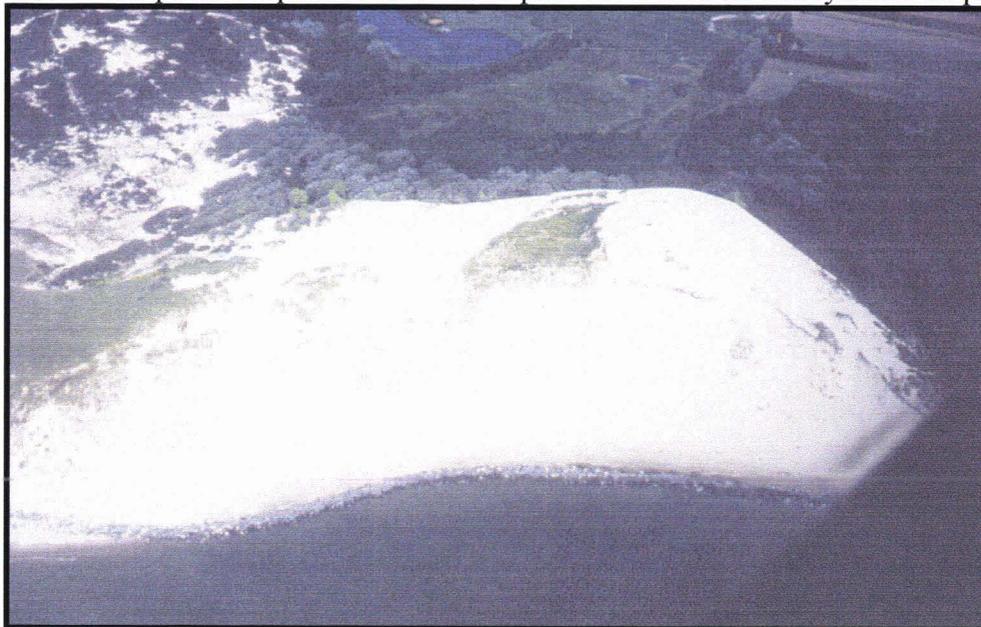


Photo n° 62: Vue aérienne de la grande dune transgressive située entre les pointes du Haut Banc et de la Rochelle; photo SMBC de Juillet 1989.

de ce type de dune sont généralement faibles; ici, le sable envahit des plantations de résineux. Au nord de ce secteur, un large et profond couloir de déflation alimente des pourrières transgressives à profil étalé. Récemment, des mesures ont été prises pour limiter leur activité: des plantations massives d'oyats ont été installées et semblent paralyser leur progression.



Photo n°63 : Vue des cordons de progression du contre poulrier de la pointe de la Rochelle. On remarque que ces cordons sont affectés par un remaniement de faible ampleur. Cliché pris vers le SE en août 1997

- La pointe de la Rochelle constitue un contre-poulrier (Tricart, 1951). L'accumulation se produit au point de rencontre du courant de flot et du courant lié à l'écoulement de l'Authie. Le sable s'accumule sur des crêtes sableuses successives, correspondant à des cordons de progression. On note la présence d'affleurements tourbeux au niveau de la terminaison

occidentale des enrochements. Leur mise à jour est associée à l'érosion fluviale.

CONCLUSION DU QUATRIÈME CHAPITRE

A travers l'étude des différents sites du littoral du Nord-Pas-de-Calais, on a pu apprécier la valeur des documents cartographiques apportés par Briquet. Associés aux descriptions de terrain, ils permettent d'estimer au plus juste la géométrie et la dynamique des côtes dunaires du début du siècle. La carte géomorphologique à grande échelle réunit ces objectifs et apporte de surcroît une précision plus importante. Elle regroupe un maximum d'informations tout en conservant un caractère synthétique, nécessaire à sa lisibilité.

Le travail réalisé sur les différents sites a également montré l'importance de l'approche historique dans l'étude géomorphologique. Dans ce domaine, il est toujours difficile d'évaluer la valeur des interprétations relatives aux dynamiques très anciennes. La connaissance des rythmes de l'évolution dunaire à l'échelle pluri-séculaire demeure dépendante de la qualité et de la quantité des données historiques. Malgré ces problèmes techniques, une certaine logique semble se dégager sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais; elle sera développée dans le dernier chapitre sous forme d'un bilan général de l'évolution dunaire. Pour le vingtième siècle, on a vu que la démarche était nettement simplifiée par l'utilisation stéréoscopique des différentes séries de clichés aériens. En fait, l'analyse historique permet de bien cerner les différents paramètres influençant l'évolution géomorphologique du littoral.

Le choix des sites-ateliers a été établi de manière à illustrer la diversité des environnements littoraux. Dans la plupart des cas, la tendance de l'évolution géomorphologique des dunes est déterminée par l'interaction des processus hydrodynamiques et sédimentaires au niveau de l'estran et de l'avant-côte. Les effets de l'anthropisation des côtes sont également pris en compte dans le bilan morphogénique.

Finalement, l'étude des différents sites fait apparaître une certaine continuité dans l'évolution récente du littoral Nord-Pas-de-Calais. Cette continuité se traduit souvent différemment selon les sites. On rappelle par exemple la déstabilisation généralisée des massifs dunaires dans la période d'après-guerre, puis la reconstruction naturelle des cordons bordiers dans les années 1960-1970. Dans le cadre de la gestion du littoral, il est nécessaire d'intégrer une approche globale de l'évolution morphodynamique. La prise de conscience croissante de la complexité des relations sédimentaires liant les dunes à l'estran permet le succès actuel de l'expérience de stabilisation du cordon de Sangatte (Deboudt, 1997).



La mer du Nord

CHAPITRE 5

**MISE AU POINT SUR LES GRANDES PHASES DE
L'ÉVOLUTION DU LITTORAL DU
NORD-PAS-DE-CALAIS;**

**ÉTUDE ET CARTOGRAPHIE DE LA
VULNÉRABILITÉ DU MILIEU DUNAIRE**

L'étude plus ou moins détaillée de géomorphologie historique des différents sites a fait apparaître la succession, dans le temps, de phases de crise morphogénique et de stabilité morphologique, entre lesquelles s'intercalaient des phases transitoires, marquant le changement de la tendance de l'évolution du relief dunaire. Ces différentes phases correspondent à des paysages dunaires spécifiques. Il est donc possible, à partir de l'ensemble du travail réalisé au préalable dans le quatrième chapitre, d'effectuer une typologie synthétique des différents systèmes morphogéniques. L'objectif de ce chapitre est d'établir un bilan général de l'évolution des côtes dunaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais, basé sur l'analyse diachronique des différentes phases d'activité morphogénique depuis la fin du XVIII^{me} siècle. Il est clair que si les données anciennes sont rares, elles n'en restent pas moins d'une grande qualité. Les travaux de Briquet constituent à ce propos une référence indispensable; la rigueur apportée à ses descriptions et la clairvoyance de ses interprétations nous permettent de comprendre avec suffisamment de précision les grandes étapes de l'évolution du littoral depuis plus de deux siècles.

La première partie de ce chapitre dresse le bilan de l'évolution du littoral par l'analyse des sites déjà étudiés. L'évolution ancienne est retracée dans ses aspects les plus caractéristiques, mais l'augmentation contemporaine du nombre de données nous permet d'établir des diagnostics très fiables de l'évolution récente des paysages géomorphologiques dunaires.

La seconde partie présente une synthèse générale de la notion de dynamique morphogénique à différentes échelles de temps. Cette synthèse permet d'effectuer un certain nombre de rapprochement entre l'évolution du littoral du Nord-Pas-de-Calais et l'évolution des littoraux néerlandais.

La troisième partie présente la notion de vulnérabilité du milieu dunaire en s'appuyant sur l'étude des sites-atelier vus dans le quatrième chapitre. Cette approche aboutit à la réalisation d'une méthode cartographique.

D) BILAN DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS

En effectuant un bilan global de l'évolution des dunes flamandes et des dunes picardes, il est possible de retracer les variations temporelles des dynamiques morphogéniques anciennes et actuelles. L'analyse de l'évolution de tous les sites nous permet de distinguer six systèmes morphogéniques dunaires différents; ceux-ci seront définis et feront l'objet d'une analyse détaillée. Ces systèmes sont hiérarchisés en fonction de l'activité dunaire qu'ils génèrent. A terme, cette analyse permet d'illustrer l'évolution générale des derniers siècles.

A) LES DUNES FLAMANDES

L'étude géomorphologique des dunes Dewulf, Marchand et du Perroquet a montré la succession de phases morphogéniques, matérialisées par l'existence de plusieurs générations de dunes paraboliques. Les secteurs situés à l'est de Gravelines ont été traités très partiellement, mais les travaux de Briquet (1930) et l'étude de géomorphologie historique de Deboudt (1997) nous donnent les informations nécessaires à la compréhension de leur évolution.

1) Rappel sur l'évolution holocène de la plaine maritime flamande

L'évolution holocène de la plaine maritime flamande a été brillamment mise en évidence par les travaux de Blanchard (1906); Dubois (1924); Briquet (1930); Paepe (1960); Sommé (1977, 1979, 1988); Houthuys *et al* (1993). Elle ne fera donc pas l'objet d'une étude approfondie. On peut rappeler que la formation de la plaine maritime flamande s'est achevée dans la phase tardive de la transgression de Dunkerque II (du IV^{ème} au VII^{ème} siècle après J.C.), à laquelle est attribuée l'extension maximum de la sédimentation marine depuis le Subatlantique. La transgression de Dunkerque III est divisée en deux sous-périodes (Houthuys *et al*, 1993): Dunkerque IIIa correspond aux inondations du XII^{ème} siècle et Dunkerque IIIb aux inondations postérieures au XII^{ème} siècle. Ces phases transgressives ont affecté un littoral déjà fixé par des cordons dunaires, provoquant l'ouverture de brèches importantes et le dépôt de formations superficielles dans certaines parties de la plaine. Houthuys *et al* (1993) précisent la tendance de l'évolution côtière depuis la fin du XII^{ème}:

- érosion importante à l'ouest de Calais, s'opérant sur un littoral soumis à une anthropisation constante (Deboudt, 1997)
- progression de la côte sur plus de 2 km entre Calais et Gravelines, traduite par la succession de digues vers la mer. L'avancée des terres est associée à un paysage géomorphologique spécifique de cordons de progression, décrits avec précision par Briquet (1930)
- érosion à l'est de Dunkerque, mais recul global assez limité. Zuydcoote était déjà une paroisse maritime au XII^{ème} siècle (Blanchard, 1906). L'érosion côtière a alimenté la migration des dunes vers l'intérieur de la plaine.

2) L'évolution au XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles

Sur la portion de côte située à l'ouest de Calais, l'érosion a conduit les sociétés humaines à artificialiser le trait de côte dès la fin du XVI^{ème} siècle. Les travaux de Deboudt (fig.72 et 84) ont apporté un bilan précis de l'évolution morphogénique liée aux tempêtes. Ses nombreuses références sont autant d'indices en vue de la détermination du contexte morphogénique de l'époque.

Entre Calais et Dunkerque, la tendance est à la progression depuis le XII^{ème} siècle, interrompue temporairement par de courtes phases de recul de la côte. Cette tendance durable à la progression passe forcément par un bilan sédimentaire côtier excédentaire. Les digues fixent les différentes étapes de la poldérisation.

A l'est de Dunkerque, les travaux de Briquet ont souligné l'importance de l'activité dunaire, avec la formation de grandes dunes mouvantes lors du XVIII^{ème} siècle. La progression de ces dunes a provoqué de gros dégâts; on peut rappeler la destruction d'une partie de la commune de Zuydcoote en 1777. Cette phase de remaniement dunaire peut être assimilée à une crise morphogénique de grande ampleur, caractérisée par de violentes tempêtes et des conditions climatiques vigoureuses. On peut, au passage, noter que les surpopulations de lapins ont été incriminées dans la déstabilisation accélérée de la végétation (Blanchard, 1906). Cette crise morphogénique est donc en partie dépendante des conditions climatiques du "Petit Âge Glaciaire". Durant le XIX^{ème}, les tempêtes ont continué à détruire les cordons dunaires et ont contribué au maintien d'une dynamique de parabolisation. Plusieurs phases de crises se sont succédé, donnant naissance à de nouvelles dunes transgressives, mais des phases de stabilité ont temporairement permis la reconstruction ou la consolidation des cordons dunaires bordiers. Il est aujourd'hui difficile de pouvoir estimer les

périodes exactes auxquelles elles correspondent mais la logique de l'évolution géomorphologique nous permet de penser qu'une partie des cordons bordiers se sont reconstruits entre les différentes phases de crise. En effet, l'étude de la dune du Perroquet a montré que ces cordons ont été mis en mouvement vers le milieu du XIX^{ème} et au début du XX^{ème} siècle pour former les dernières générations de dunes paraboliques; or on sait que les dunes paraboliques et dunes mouvantes sont mises en mouvement par le remaniement de ces cordons bordiers. Ces phases de crise sont liées à des grosses tempêtes; leur ampleur est moindre par rapport à celle du XVIII^{ème} siècle car le stade parabolique est plus vite atteint.

3) L'évolution entre 1900 et 1960

L'évolution des massifs dunaires depuis le début du siècle est bien connue grâce aux descriptions géomorphologiques de Blanchard (1906), Delepine (1909) et Briquet (1930) et à l'analyse historique de Deboudt (1997).

Les secteurs situés à l'ouest de Calais sont en partie protégés de l'action des vagues par la digue de Sangatte mais la dynamique marine reste active, notamment lors des tempêtes les plus violentes, où elle inflige d'importants dégâts aux protections côtières. Deboudt (1997) effectue un bilan très complet de l'action des tempêtes efficaces sur la digue et sur les dunes, en précisant la nature des dégradations et les réponses des sociétés humaines face à l'érosion. L'auteur souligne le rôle déterminant du démaigrissement de l'estran lors de ces événements.

Entre Calais et Gravelines, l'accumulation perdure, facilitée par le développement des complexes portuaires de Dunkerque qui forment un obstacle de plus en plus important à la dérive littorale. Des phases temporaires d'érosion sont observées mais la tendance reste à la progression; des endiguements sont encore réalisés au milieu des années 1920.

A l'est de Dunkerque, la dynamique dunaire est intense et se manifeste par la progression de grandes dunes paraboliques ou de dunes mouvantes en voie de parabolisation. On rappelle l'ouverture de la brèche à Malo-Terminus pour la construction de la digue, responsable de la mise en mouvement d'une très grande dune mouvante dans la dune Dewulf. Les fonds topographiques présentés par Briquet pour le début du siècle font apparaître l'existence de nombreuses brèches sur les cordons bordiers. Ces brèches sont envahies par les hautes mers de vives eaux et constituent des axes de transit sédimentaire de l'estran vers les dunes; elles alimentent ce que l'on a précédemment appelé les dunes paraboliques de seconde génération (la première génération concerne indifféremment les grands mouvements sableux des XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles).

Les années 1940-1945 sont marquées par une dégradation importante du milieu dunaire sous l'effet de l'occupation allemande. Des brèches sont ouvertes dans la dune pour faciliter l'accès à l'estran des véhicules de guerre, la végétation est altérée par le piétinement, du sable est prélevé pour la construction des blockhaus, les fascines sont arrachées, bref, tout le milieu est complètement destabilisé. Cette occupation sensibilise les dunes aux dynamiques marine et éolienne. Il en résulte un accroissement de la part des espaces de remaniement.

En 1953, les violentes tempêtes de nord-ouest des 31 janvier, 1^{er} et 2 février ont eu des conséquences moins catastrophiques qu'aux Pays-Bas mais restent exceptionnelles sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais. Deboudt (1997) rappelle les traits marquants des dégradations observées à Sangatte: "ouverture de nombreuses brèches et mise à nu des fondations de la

digue, suite à un démaigrissement important de l'estran. La dune a été rompue sur une trentaine de mètres immédiatement à l'est de la digue de Sangatte; 15 hectares de terres agricoles ont alors été submergés et le pied de dune a reculé de 5 à 13 mètres sur 1,6 km". A l'est de Dunkerque l'ampleur des dégâts est visible sur les photographies aériennes de 1957: on retrouve un système de larges brèches, associées aux dunes paraboliques de seconde génération, bref, la même situation qu'au début du siècle.

4) L'évolution entre 1960 et 1980

Cette période est marquée par l'absence de tempête efficace mais surtout par une inversion complète de la tendance morphogénique au niveau des dunes situées à l'est de Dunkerque.

A l'ouest de Calais, aucun dégât significatif n'est observé au niveau de la côte durant la période 1954-1977. La tempête de 1953 a été suivie d'une vaste opération de renforcement du trait de côte. Les épis favorisent une accrétion locale du trait de côte entre Sangatte et Blériot-Plage, mais le blocage des sédiments sableux se répercute en aval dérive par une érosion accélérée du rivage juste à l'ouest de Calais (Clique et Lepetit, 1986)

Entre Calais et Gravelines, le trait de côte est stable; la progression se poursuit à l'est de l'Hoverport, mais l'érosion attaque progressivement les dunes du Platier d'Oye. Dans l'ensemble, cette portion de côte semble plutôt se stabiliser que progresser.

A l'est de Dunkerque, les cordons se reconstituent très rapidement. En 1957, le cordon bordier était très dégradé par les entrées de mer mais en 1971, une véritable dune bordière, haute de plus de 15 mètres a comblé les secteurs érodés. Elle s'est consolidée jusqu'à la fin des années 1970. Les travaux de Corbau (1995), basés sur l'analyse diachronique de plusieurs profils de plage devant Malo-les-Bains, ont montré que l'érosion de l'estran par les vagues des tempêtes de 1963, 1972 et 1977 était rapidement suivie et compensée par un engraissement significatif. Cette réversibilité rapide est peut être le signe d'une sensible amélioration du budget sédimentaire, liée à l'absence de grosses tempêtes depuis 1953, pouvant éventuellement expliquer l'accélération de la compétence de la déflation sur l'estran.

Cette reconstruction s'accompagne d'un ralentissement très important de la dynamique des dunes paraboliques, matérialisée par l'emprise croissante des espaces végétalisés sur le relief dunaire. Elle concerne les trois sites dunaires situés à l'est de Dunkerque.

5) L'évolution de 1980 à 1998

A partir du début des années 1980, les photographies aériennes montrent bien la reprise de l'érosion marine.

A l'ouest de Calais, les ouvrages de défense de la côte parviennent difficilement à limiter les effets de l'action marine. La côte recule nettement devant Blériot-Plage; des valeurs allant de 15 à 22 mètres sont relevées par Duborper (1996) entre 1976 et 1993. Suite aux tempêtes de l'hiver 1989-1990, la dune de Sangatte a été de nouveau fortement touchée par l'érosion et a fait l'objet d'un complet reprofilage en 1993, à l'initiative du Conservatoire du littoral. Une série d'ouvrages de défense, expérimentaux dans la région, ont été installés devant le front de mer pour faciliter les accumulations d'origine éolienne. Il est difficile pour l'instant de tirer des leçons de ces aménagements car si les résultats semblent satisfaisants aujourd'hui, on attend de vérifier leur véritable efficacité face à une grosse tempête.

A l'est de Calais, les côtes restent globalement stables; le secteur situé juste à l'est de l'Hoverport continue à engraisser mais les rythmes de progression sont nettement moins importants qu'au début du siècle. Les dunes du platier d'Oye reculent aujourd'hui régulièrement. Des valeurs de recul supérieures à 20 mètres sont mesurées entre 1976 et 1993 (Duborper, 1996); cette érosion menace le lotissement des Escardines, construit en arrière du cordon dunaire bordier en 1972.

A l'est de Dunkerque, les falaises sableuses entaillent les cordons récemment formés. Les dunes paraboliques sont presque toutes stabilisées, sauf au niveau de la dune Dewulf, où une ancienne grande dune mouvante liée à la construction de la digue de Malo-Terminus a conservé une activité importante. Sa progression menace une ancienne voie ferrée. Dans les dunes du Perroquet, les anciennes dunes mouvantes ont conservé une activité résiduelle mais la végétation fixe presque partout le relief.

Cette synthèse de l'évolution des dunes flamandes fait apparaître de nets contrastes entre les différents secteurs. Plusieurs aspects ressortent de l'analyse d'ensemble:

- Le secteur de Sangatte est depuis plus de deux siècles le lieu d'une érosion constante. Le cordon dunaire étroit laisse peu de place aux remaniements de grande ampleur. Dans l'ensemble, ce secteur a peu évolué, excepté lors des tempêtes les plus violentes. On souligne le rôle essentiel des interventions anthropiques.
- Depuis plusieurs siècles, le secteur situé entre Calais et Gravelines a progressé vers le mer. A l'heure actuelle, la progression a laissé place à la stabilité. Le recul actuel de la partie centrale du platier d'Oye s'inscrit en fait dans le cadre de la régularisation du rivage (fig. 114). Ce secteur constituait déjà un point faible en 1925. On note que la dynamique de

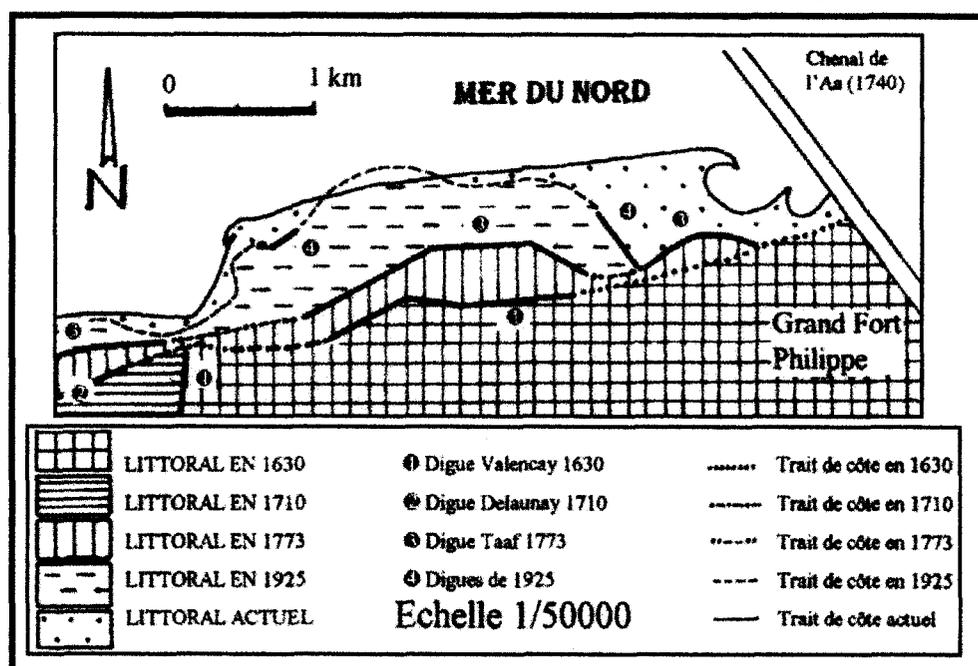


Figure n°114: Les différentes lignes de rivages sur le Platier d'Oye entre 1630 et 1995, d'après un fond cartographique de Briquet (1930)

progression du littoral a été favorisée par la présence des ouvrages portuaires de Dunkerque.

- Les secteurs situés à l'est de Dunkerque ont connu une évolution beaucoup plus complexe, caractérisée par la succession de phases de crise morphogénique et de reconstruction dunaire. La dynamique de crise du XVIIIème semble pouvoir être expliquée par une dégradation des conditions climatiques, caractérisée par une grande agressivité des agents marins et éoliens. Les indices relatifs à la dynamique sédimentaire sont insuffisants pour apporter une explication logique à l'activité dunaire. Peut-être est-il possible de se fier à cette fresque du littoral dunkerquois (fig.115), qui montre la présence d'un banc sableux très

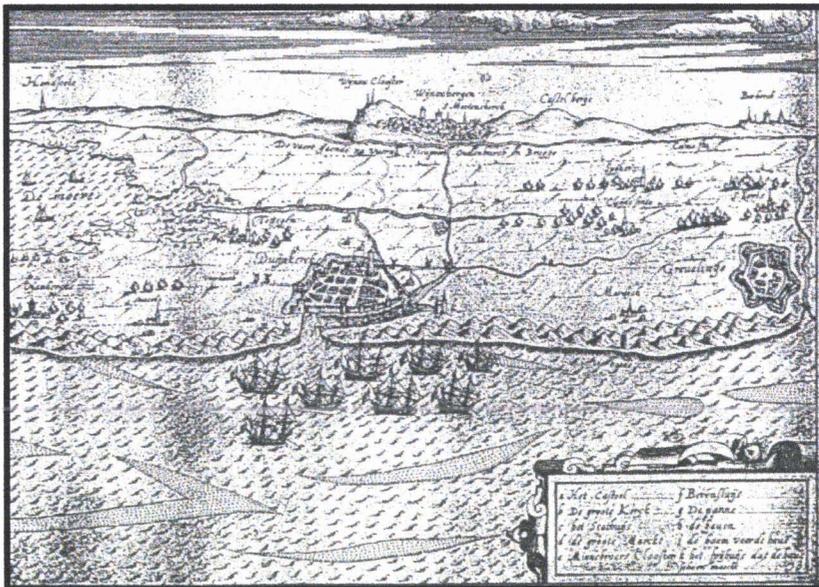


Figure n°115: Fresque du littoral dunkerquois vers 1750 (Auteur inconnu)

proche du rivage de Zuydcoote, et qui pourrait expliquer l'importance du stock sédimentaire de l'estran. L'évolution plus récente a été conditionnée par les interventions anthropiques, notamment lors de la seconde guerre mondiale.

B) LES DUNES PICARDES

Le littoral de la plaine maritime picarde a évolué dans le cadre d'une régularisation de la ligne de rivage, directement dépendante de la dynamique des estuaires. Le relief actuel est le résultat d'une évolution très complexe. Les travaux de Briquet (1930) nous permettent également de remonter jusqu'au début du XVIIIème siècle. L'étude de l'évolution récente repose sur l'analyse des différentes séries de photographies aériennes.

1) L'évolution ancienne des dunes picardes

Les sources concernant l'évolution des dunes picardes sont moins nombreuses que pour les dunes flamandes, mais l'analyse de l'évolution ancienne a tout de même révélé l'existence de plusieurs phases d'activité morphogénique. Au cours du XVIIIème siècle, l'ensemble des sites dunaires était affecté par une dynamique dunaire très active.

Au nord de l'estuaire de la Canche, les dunes mouvantes ont progressé très loin vers l'intérieur des terres. Elles ont évolué vers le stade parabolique puis se sont progressivement fixées jusqu'à la fin du XIXème siècle. Ces dunes ont laissé derrière elles de vastes surfaces de déflation qui se sont rapidement végétalisées.

Au nord d'Hardelot, les dunes mouvantes ont presque atteint la vallée de la Liane. Leur fixation a été accélérée par les plantations de pins dans les années 1850. La grande activité des dunes de ce secteur pourrait être expliquée par l'existence ancienne d'un estuaire situé au niveau d'Hardelot.

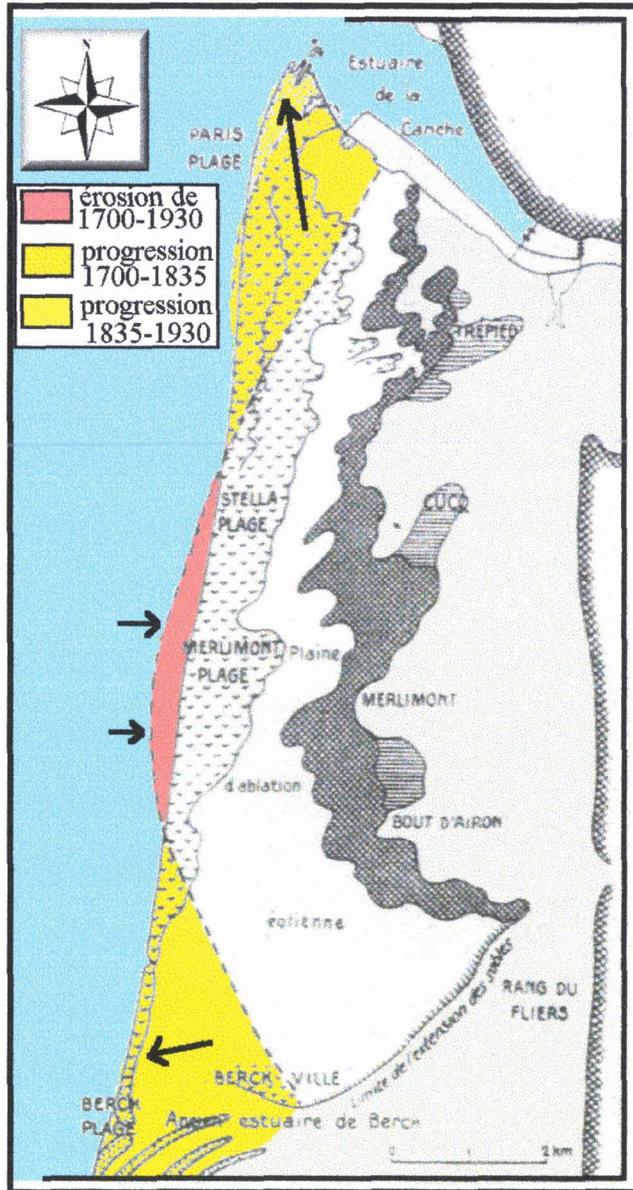


Figure n°116: Emplacement des dunes et position du rivage au sud de la Canche entre le début du XVIIIème et 1930, d'après Briquet (1930)

Les figurés d'oiseau représentent à la fois les dunes littorales et les dunes sublittorales paraboliques.
 Le figuré grisé marque les dunes internes autrefois mouvantes, les hachures horizontales indiquent les dunes paraboliques très anciennes
 Le trait fort interrompu est un essai de reconstitution du rivage du début du XVIIIème. Le trait léger interrompu est le rivage de 1835. Le trait plein représente le rivage de 1930

Au sud de l'estuaire de la Canche, l'évolution du relief dunaire a été rythmée par la dynamique des estuaires. Le poulier de la pointe du Touquet progresse fortement vers la mer lors des XVIIIème et XIXème siècles. Entre 1758 et le début du XXème siècle, les dunes se sont accumulées sur près de 2 km vers le nord (fig.116). Parallèlement, le musoir de la pointe du Lornel connaît des reculs très importants. Entre Le Touquet et Berck, le vent déplace des cordons de dunes paraboliques, bordant une vaste plaine interdunaire dégagée par le passage de grandes dunes mouvantes. Ces grandes dunes mouvantes ont progressé sur près de 2km vers l'intérieur de la plaine maritime; elles ont été stabilisées par des plantations de pins vers 1850, alors qu'elles évoluaient vers le stade parabolique, indice d'une prochaine fixation. Au niveau de Berck, l'érosion de la côte est intense car on se situe sur le musoir de l'estuaire de l'Authie.

Pour résumer, l'évolution ancienne de l'ensemble de la plaine picarde a été rythmée par la dynamique estuarienne: les musoirs sont érodés et donnent naissance à de vastes dunes mouvantes ou paraboliques, dont l'activité correspond bien à cette phase de crise morphogénique mise en évidence par l'étude des dunes flamandes. L'avancée des pouliers vers le nord libère des cordons de progression, que le vent fait migrer vers l'est sous forme de cordons de dunes paraboliques. Globalement, la dynamique morphogénique est intense à tous les niveaux (érosion et progression).

2) La dynamique des massifs dunaires au début du XXème siècle

Au nord de l'estuaire de la Canche, les grandes dunes paraboliques évoluent de façon résiduelle. Les espaces de garennes sont végétalisés, rongées au niveau de la côte par une érosion qui a provoqué le déplacement progressif de la pointe du Lornel vers le nord. Ce déplacement se ralentit à l'approche du XXème siècle. Au niveau d'Hardelot, seule la frange côtière reste active. L'érosion du front de mer, s'opérant à un rythme de 1,5 m/an depuis le début du XIXème, semble se ralentir sensiblement de 1870 à 1920. Briquet souligne même, dès 1930, le déclenchement d'une nouvelle phase de remaniement dunaire, rendue possible par l'abaissement progressif du niveau de la nappe. Les petits cours d'eau s'enfoncent dans la surface de déflation. Le front de mer est de nouveau soumis à une érosion importante, notamment au niveau du musoir de l'estuaire de la Canche.

Entre Le Touquet et Berck, la dynamique de l'arrière-dune marque un net ralentissement dès 1870. Les dunes paraboliques se végétalisent progressivement. Le poulier de la pointe du Touquet se recourbe vers l'intérieur de l'estuaire, entaillé localement par de petites brèches marines qui montrent un ralentissement net dans la dynamique de progression. Au niveau de Merlimont, le front de mer est fortement altéré par les formes éoliennes et marines. Briquet signale l'affleurement de plus en plus important de bancs tourbeux sur l'estran. Ce secteur a connu une érosion constante depuis plus de deux siècles (fig. 116)

L'ancien estuaire de Berck est entièrement comblé en 1930. Le front de mer présente d'ailleurs les premières marques de l'érosion marine.

3) La dynamique dunaire en 1950

Le remaniement des cordons des massifs externes est très intense. Les premières photographies aériennes montrent une tendance généralisée à la parabolisation. Parallèlement, à l'intérieur de la plaine maritime, les grandes dunes paraboliques internes continuent à se fixer.

Au niveau d'Hardelot, la frange côtière est très altérée par l'érosion marine, le cordon bordier est taillé en falaise sableuse et ouvert par de larges brèches par lesquelles transitent les sables pris en charge par le vent sur l'estran. Cette activité éolienne donne naissance à de grandes accumulations en pourrières (photo 51, fig.104), qui envahissent les pannes dégagées par le passage de dunes paraboliques récentes, comparables, par leur ampleur et leur dynamique, aux dunes de seconde génération des secteurs situés à l'est de Dunkerque. Au sud d'Hardelot, les garennes sont également soumises au remaniement dunaire, mais les formes sont de faible ampleur. Le front de mer, haut de quelques mètres est taillé en falaise sableuse. Dans ces secteurs, l'activité dunaire a été amplifiée par l'occupation allemande.

Au sud du Touquet, notamment au niveau de Stella-Plage et de Merlimont, la dynamique dunaire est toujours très intense. Le cordon externe est très altéré par les dynamiques marines et éoliennes: le front du cordon bordier est taillé en falaise sableuse et percé par de nombreuses entrées de mer. On peut également souligner l'influence de l'occupation allemande. En arrière du cordon bordier, le remaniement dunaire atteint un stade intermédiaire entre la dune mouvante et la dune parabolique. Encore une fois, ces dunes peuvent être comparées aux dunes de seconde génération.

Sur le musoir de la baie d'Authie, des aménagements ont été installés pour limiter l'érosion marine.

4) La dynamique dunaire entre 1960 et 1970

Les travaux de Fauchois (1994), Lanoy-Ratel (1994) et Seguin (1994) ont montré que cette période marquait le début d'une nouvelle phase de stabilité morphologique. Les brèches qui entaillaient les cordons dans les années 1950 sont complètement comblées par d'importants apports sableux éoliens. L'étude du site d'Hardelot a montré que cette période correspondait également à une phase de stabilisation du cordon bordier.

Cette tendance ne se vérifie pas vraiment au niveau des estuaires. Les musoirs de la Canche et de l'Authie continuent à reculer. Les pouliers connaissent par contre une nouvelle phase d'engraissement. Clique et Lepetit (1986) relèvent une avancée de 160 mètres vers le nord de la pointe du Touquet entre 1947 et 1977

5) L'évolution récente des côtes picardes

Comme pour les côtes flamandes, la période 1975-1998 est marquée par une nouvelle phase généralisée d'érosion du trait de côte. A Merlimont comme à Hardelot, les valeurs moyennes de recul sont comprises entre 1 et 1,5 m/an. Cependant, l'absence de grosse tempête depuis quelques années favorise l'engraissement des dunes néoformées à l'entrée des couloirs de déflation. A Merlimont, ces dunes parviennent à former un véritable barrage aux pénétrations marines, même lors des jours de tempêtes (photo 64). Les dépôts sableux,



Photo n°64: Comblement progressif de l'entrée d'un couloir de déflation dans les dunes de Merlimont. Cliché pris vers l'est en Janvier 1998, après deux jours de tempête de SW (vents de 110km/heure en rafales, associés à des coefficients de marée de 82 et 78). Il reste à voir comment ces formes réagiront à des tempêtes couplées à des coefficients de marée plus importants.

plaqués par le vent contre le cordon bordier adoucissent progressivement le profil de la dune.

Au niveau du musoir de la Canche, on relève toujours d'importants affleurements tourbeux sur l'estran (photo 65), témoins directs d'un budget sédimentaire déficitaire, lié à l'action du courant de flot et des fluctuations du lit de la Canche. Le front de mer est taillé par



Photo n° 65: Affleurements tourbeux sur l'estran du musoir de la Baie de Canche, cliché pris vers le sud-est en avril 1998.



Photo n° 66: Cliché de la falaise sableuse au niveau du musoir de l'estuaire de la Canche. On remarque la présence de niveaux humifères et l'importance de la pente. Des mouvements gravitaires affectent d'ailleurs ce versant sableux

une falaise sableuse presque verticale, qui révèle l'intensité de l'érosion côtière. Sur le versant sableux, on remarque l'existence de couches plus sombres, constituées de matière organique mal décomposée (photo 66). Ces couches se sont formées au niveau du sol dans des conditions d'humidité importante, très certainement lorsque la nappe affleurait dans les

dépansions dunaires. Depuis, ces niveaux ont été recouverts par le sable remanié entre 1930 et 1960. Ces paléols, très peu évolués, sont donc des témoins d'anciens niveaux topographiques dunaires.

Si on effectue un bilan général de l'évolution des dunes picardes, on se rend compte que les massifs dunaires ont connu plusieurs phases d'activité, qui correspondent globalement à celles observées pour les dunes flamandes:

- Phase de crise morphogénique lors du XVIIIème siècle, caractérisée par la progression de dunes mouvantes et paraboliques vers l'intérieur de la plaine et contre le relief du Bas-Boulonnais, ainsi qu'une dynamique de progression du littoral très importante au niveau des pouliers des estuaires. La dynamique dunaire est entretenue par des conditions climatiques rigoureuses (on observe des glaçons près des côtes en 1789), mais surtout par la présence d'un abondant stock sédimentaire côtier, nécessaire à la progression des pouliers et à la mise en mouvement des dunes mouvantes. Il est cependant difficile, dans l'état actuel des recherches, d'obtenir plus de renseignements sur l'évolution ancienne du stock sédimentaire.
- Le XIXème est caractérisé par un ralentissement global de l'activité dunaire, notamment dès 1870, où Briquet (1930) a montré l'existence d'une phase de stabilité, durant laquelle le linéaire côtier a connu des reculs nettement moins importants. Cette phase de stabilité est également illustrée par le ralentissement de la progression des pouliers. Cependant, certains secteurs, comme celui de Merlimont, ont continué à se dégrader assez fortement; cette dynamique locale s'explique par le fait que cette portion de côte constituait encore un saillant sur le littoral picard (fig.116) et concentrait donc l'énergie des houles (Briquet, 1930).
- Vers 1930 débute une nouvelle phase d'activité morphogénique, matérialisée par le remaniement des cordons bordiers et d'une partie des surfaces d'arrière-dune. Les dunes évoluent rapidement vers le stade parabolique, alimentées par l'ouverture de nouvelles brèches dans les falaises sableuses. Seul le secteur de Merlimont semble concerné par les dunes mouvantes.
- Dans les années 1950, le remaniement dunaire est très important. La dynamique morphogénique a été amplifiée par la dégradation du milieu dunaire, liée à l'occupation allemande. Les cordons bordiers sont éventrés par de larges brèches. Les dunes paraboliques sont très actives.
- Entre 1960 et 1970, les cordons se consolident grâce à d'importants apports sableux. Des dunes bordières se forment dans les secteurs les plus altérés. Dans certains secteurs comme à Hardelot ou à Merlimont, le littoral progresse sensiblement. Les pouliers des estuaires progressent rapidement vers le nord.
- Dès 1980, la tendance revient à l'érosion généralisée de la côte. De nouvelles falaises sableuses se façonnent sur les dunes récemment formées. Les formes de déflation se développent rapidement sur le front de mer. Le remaniement dunaire est entretenu par l'anthropisation croissante du littoral (activité touristique notamment). Depuis quelques années, l'absence de grosses tempêtes favorise une nouvelle phase d'accrétion dans les couloirs de déflation.

Finalement, ce bilan de l'évolution du littoral du Nord-Pas-de-Calais fait apparaître un grand nombre de similitudes dans l'évolution globale des différents secteurs analysés. Il semble que les grandes phases de l'évolution du relief dunaire soient associées à des environnements spécifiques, dépendants des variations des conditions climatiques, et de la

dynamique sédimentaire côtière. L'alternance des différentes phases d'activité permet d'écartier l'hypothèse de l'accélération de l'érosion du littoral par l'élévation du niveau marin. La tendance de l'évolution morphogénique est avant tout déterminée par les variations des conditions climatiques à l'échelle pluri-séculaire et surtout par les variations du stock sédimentaire côtier.

II) LES GRANDES PHASES MORPHOGENIQUES: ILLUSTRATION DE L'EVOLUTION CYCLIQUE A DIFFERENTES ECHELLES DE TEMPS

L'analyse de l'évolution du littoral du Nord-Pas-de-Calais a révélé l'alternance de phases de grande activité dunaire et de phases durant lesquelles le relief dunaire se reconstruit temporairement ou s'érode moins rapidement. Il est intéressant d'effectuer quelques comparaisons entre l'évolution du littoral régional et celle des côtes dunaires des régions de l'Europe du nord-ouest, afin de voir si les fluctuations des différentes phases morphogénique ne s'inscrivent pas dans un cycle dépendant des variations des conditions climatiques. Il est possible d'illustrer cette notion de cycle par l'analyse des environnements morpho-climatiques.

A) MISE AU POINT SUR LES ASPECTS FONDAMENTAUX DE L'ÉVOLUTION DES CÔTES

Avant toute interprétation, il est important de recadrer l'échelle d'observation: la période d'étude est comprise entre le début du XVIIIème et la fin du XXème siècle. Cette approche chronologique s'inscrit donc dans un contexte de lente remontée du niveau marin (fig.9), qui s'oppose aux grandes transgressions marines de l'Atlantique, du Subboréal et du début du Subatlantique. Durant notre période d'étude, l'élévation du niveau marin a été très lente et sa valeur n'excède pas 30 cm (Klijn, 1990). Les causes de l'élévation sont complexes et répondent aux variations des conditions climatiques générales. Cependant, dans les régions d'Europe du nord, comme en Scandinavie et en Écosse, on assiste à un soulèvement des terres lié à la glacio-isostasie. Le mouvement de subsidence qui touche les côtes des Pays-Bas et la partie nord-orientale des côtes belges sont à mettre en relation avec des phénomènes tectoniques (Jelgersma *et al.*, 1970; Klijn, 1990). Ce phénomène de subsidence n'a pas été prouvé pour les côtes flamandes. A une échelle d'observation moins grande, il est possible de distinguer de sensibles phases d'accélération ou de ralentissement temporaires du niveau marin, pouvant jouer un rôle sur l'intensité de la dynamique dunaire si celles-ci interviennent sur la dynamique sédimentaire côtière.

Notre période d'analyse étant d'ordre pluri-séculaire, il était donc nécessaire de prendre en compte les variations du niveau marin dans le bilan géomorphologique côtier. A ce sujet, on rappelle le rôle fondamental du stock sédimentaire sur l'évolution de la côte (fig.117).

A courte et moyenne échelle de temps, l'élévation contemporaine du niveau marin est un facteur de fragilisation des plages. Le cordon bordier est soumis à l'érosion marine. La réponse du cordon à cette érosion est déterminée par le stock sédimentaire: si le budget de la plage est relativement équilibré ou sensiblement excédentaire, les vents entretiennent l'activité dunaire et favorisent la migration progressive du cordon bordier vers l'intérieur des terres par l'intermédiaire de pourrières ou de dunes paraboliques si des brèches sont ouvertes

vers la mer. Lors des phases de crise morphogénique (succession rapprochée de plusieurs fortes tempêtes ou surfréquentation anthropique), les effets de la dynamique éolienne sont accentués; des dunes paraboliques se forment et c'est tout le milieu qui se déstabilise. Ce type d'évolution par migration semble parfaitement correspondre à la dynamique actuelle des

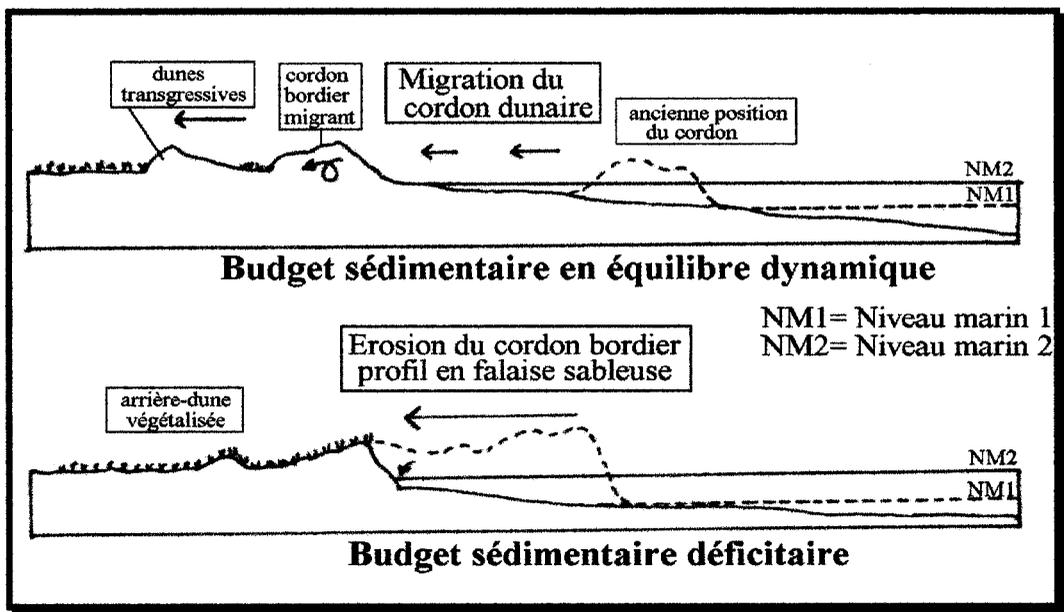


Figure n°117: Réponse du trait de côte dans un contexte d'élévation du niveau marin, en fonction du stock sédimentaire, appliquée aux côtes du littoral du Nord-Pas-de-Calais.

cordons bordiers de la plaine picarde. Si le stock est déficitaire, les dunes sont taillées en falaise sableuse et les échanges entre la plage et le milieu dunaire sont considérablement réduits. L'arrière-dune se stabilise sous l'action de la colonisation végétale. C'est le cas dans les dunes flamandes, où on a vu que l'exposition de la côte donnait moins d'emprise au vent sur les cordons bordiers. La plupart des massifs sont donc fortement végétalisés, mais le vent entretient toujours une dynamique résiduelle des dunes paraboliques, formées lors des phases de crise. Si le budget est nettement excédentaire, le littoral peut progresser dans un contexte d'élévation eustatique. Ce phénomène s'observe en particulier dans les secteurs où l'agent anthropique intervient sur la circulation hydro-sédimentaire côtière.

En fait, il n'y a pas plusieurs modèles d'évolution mais plusieurs échelles d'observation. Les phases de grande mobilisation sableuse sont associées à des phases de changements climatiques temporaires et de recrudescence des tempêtes. Le rôle joué par les fluctuations du niveau marin reste discuté car les relations de cause à effet qui en découlent sont très complexes et varient en fonction du stock sédimentaire. Carter (1988) a souligné le caractère décisif du stock sédimentaire sur l'évolution des côtes lors de la remontée du niveau marin. Sur les côtes où la réserve en sable est importante, la mobilisation des dunes est maximale lors des phases temporaires de ralentissement de l'élévation marine; elle est moins importante lorsque le niveau marin s'élève plus fortement. On note finalement que l'aménagement anthropique du littoral joue sur la dynamique sédimentaire et conditionne indirectement l'évolution des côtes à long terme. C'est le cas près de Dunkerque, où les infrastructures portuaires provoquent le blocage de la dérive littorale, accentuant ainsi une tendance à la progression à l'ouest et une accélération de l'érosion à l'est. A une échelle plus

locale, on peut rappeler l'influence de la surfréquentation touristique sur la déstabilisation de la végétation dunaire et la remobilisation de certains secteurs dunaires. En dernier lieu, on peut noter l'influence des surpopulations de lapins sur la remobilisation dunaire. De nombreux exemples montrent que ces dernières ont pu générer des épisodes de remaniement de grande ampleur (Jungerius et al, 1981; Wilson, 1990).

B) LES DIFFÉRENTES PHASES MORPHOGÉNIQUES: LA DISTINCTION ENTRE "OLDER DUNES" ET "YOUNGER DUNES"

la distinction entre les "*older dunes*" et les "*younger dunes*" a été établie par une analyse chronologique des différents cordons dunaires des Pays-Bas (Jelgersma *et al*, 1970; Klijn, 1990). Les "*older dunes*" correspondent aux cordons mis en place lors de la formation de la grande plaine maritime du nord-ouest de l'Europe. Ces cordons dunaires formaient alors des barrières côtières, qui se sont particulièrement développés entre 4750 et 3450 BP. (Van Straaten, 1965). Dans la partie ouest des Pays-Bas, leur formation s'est poursuivie jusqu'à l'époque Romaine (Roep, 1984). Une partie de ces "*older dunes*" se retrouvent aujourd'hui situées à l'intérieur des terres, mises à l'écart des flots par la progression du littoral. Une autre partie de ces dunes a été remaniée à partir du Haut Moyen-Âge pour former les "*younger dunes*", caractérisées par des formes dunaires transgressives de grande dimension. Ces dunes sont également appelées "*secondary dunes*" (Klijn, 1990). Des analyses polliniques et des travaux historiques ont permis de mieux cerner les différentes étapes du remaniement et distinguent trois phases morphogéniques (Jelgersma *et al*, 1970; Zagwijn, 1984; Klijn, 1981):

- **La phase I** débute entre 800 et 1000 après J.C. et s'achève entre 1200 et 1300. Cette phase correspond à "une énorme mobilisation dunaire", notamment lors du Xème siècle (Rentenaar, 1977, cité par Klijn, 1990). Sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais, on ne retrouve pas de dunes liées à cette phase morphogénique, sauf dans des écrits anciens, analysés par Blanchard (1906), relatant qu'en 1159, "les sables volants ont recouvert le territoire de Gravelines"; pendant cette époque, "de nombreux villages reculent vers les terres pour fuir l'invasion des dunes". Même si les indices sont insuffisants pour établir une relation avec les côtes hollandaises, ils montrent néanmoins l'existence d'une phase de remaniement dunaire importante durant la première période de formation des "*younger dunes*".

- **La phase II** débute vers 1300 et s'achève vers 1600; elle est décrite comme une phase de formation de grandes dunes paraboliques (Klijn, 1990). Les correspondances avec le littoral du Nord-Pas-de-Calais sont difficiles à établir car la totalité des dunes ont été intégrées aux grandes transgressions sableuses du XVIIIème siècle. Peut être peut on associer à cette phase les dunes très anciennes, situées juste en arrière du cordon interne de la plaine maritime picarde (fig.110 ou 116).

- **la phase III** se situe entre 1750 et 1850, elle succède à une phase de stabilisation du relief dunaire. Cette phase a été largement détaillée dans le cadre de l'étude géomorphologique des différents secteurs du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Elle se caractérise par une intense dynamique de parabolisation. Localement, le stade de la dune mouvante est atteint. Cette phase est la conséquence des changements climatiques du Petit Âge Glaciaire et de probables importants apports sédimentaires.

Klijn (1990) a effectué une synthèse de la formation des "younger dunes" en mettant en relation les phases morphogéniques et l'histoire climatique (fig.118). On remarque que les phases morphogéniques correspondent plus ou moins aux périodes de transition climatique (fig.118). La dernière phase nous intéresse le plus mais pose *a priori* quelques problèmes de datation exacte. Klijn (1981) la place entre le début du XVIIIème et le milieu du XIXème, mais précise qu'il est possible que cette phase ait débuté avec le Petit Âge Glaciaire.

Finalement, cette analyse montre que le littoral du Nord-Pas-de-Calais a été soumis à ces différentes phases morphogéniques. Si la correspondance chronologique n'est pas établie pour les deux premières phases, elle l'est clairement pour la plus récente. L'anthropisation et l'endiguement précoce des côtes hollandaises ont rendu impossible tout nouveau remaniement. Klijn (1990) souligne que la côte a été fixée de façon accélérée dès la moitié du XIXème siècle et que l'analyse des "younger dunes" s'arrête à cette période. Sur les côtes des

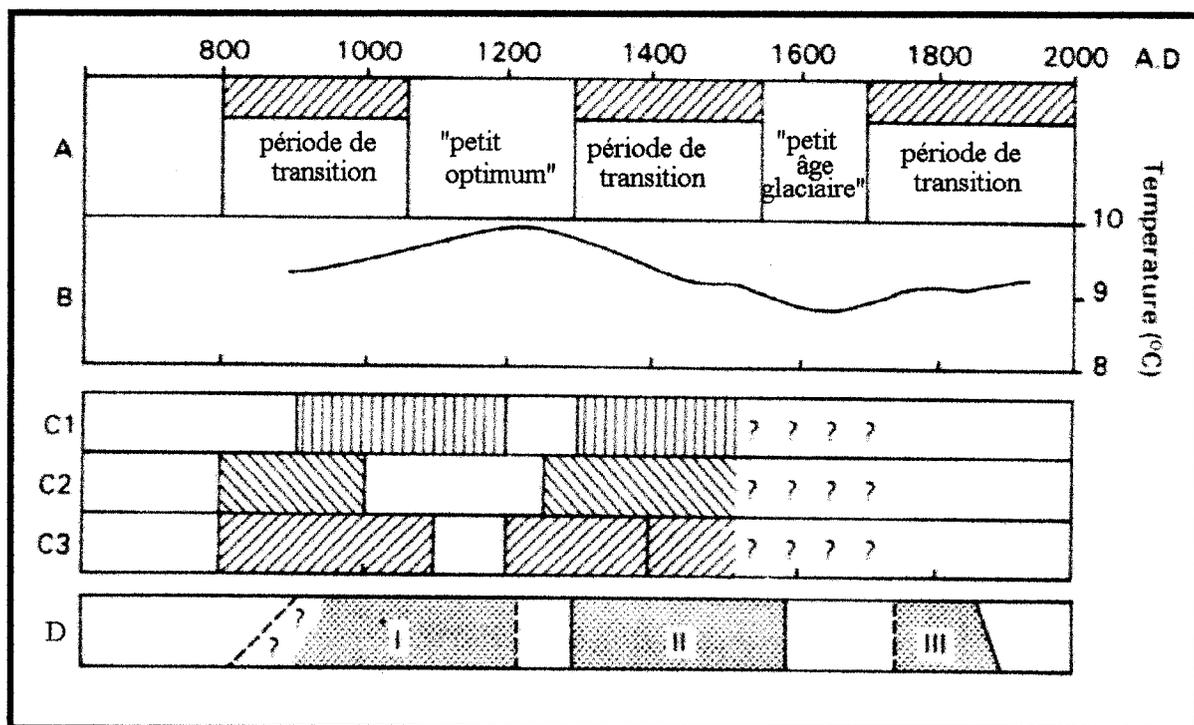


Figure 118: La relation entre l'histoire climatique et la formation des "younger dunes" aux Pays-Bas, d'après Klijn (1990)

A: Histoire climatique, d'après Lamb (1977)

B: Température moyennes annuelles, d'après Lamb (1977)

C: phases morphogéniques (C1: d'après Van Rummelen, 1972; C2: d'après Roeleveld, 1974; C3: d'après Zagwijn et Van Staaldunen, 1975)

D: Phases morphogéniques d'après Klijn (1981)

plaines picarde et flamande, les dunes ont continué à évoluer librement. Si l'anthropisation du littoral dunkerquois a modifié de façon considérable les modalités de cette évolution cyclique, les côtes picardes n'ont pas vraiment subi de grands aménagements. Cependant, l'analyse historique a montré l'influence considérable de l'utilisation du milieu dunaire lors de la seconde guerre mondiale.

L'étude de la dynamique géomorphologique dunaire des côtes du Nord-Pas-de-Calais a montré l'existence d'une nouvelle phase de crise morphogénique, qui s'est traduite par la formation des dunes paraboliques de seconde génération dans la première moitié du XXème

siècle. Les dunes de première génération concernaient en fait la phase III des "younger dunes" puisqu'il n'avait pas été prouvé qu'il puisse vraiment exister de phase plus ancienne.

C) BILAN ET ILLUSTRATION DE LA DYNAMIQUE MORPHOGÉNIQUE SUR LE LITTORAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS DEPUIS LE XVIIIÈME SIÈCLE

Pour illustrer les différentes phases morphogéniques depuis le XVIIIème siècle, on utilisera l'ensemble des données recueillies dans le cadre de l'étude historique. La dynamique morphogénique, estimée en fonction du degré d'évolution atteint par les formes dunaires, sera matérialisée par une courbe qui mettra en valeur l'aspect cyclique de l'évolution.

1) La relation entre l'évolution climatique et la dynamique morphogénique

Les correspondances chronologiques dans la formation des "younger dunes" montrent que le facteur climatique est bel et bien le facteur déterminant dans l'évolution géomorphologique du littoral. Il reste donc à voir comment se manifestent les changements climatiques dans les massifs dunaires, et à mettre au point le rôle de la dynamique sédimentaire dans l'évolution du littoral. Les figures 119 et 120 montrent l'influence des

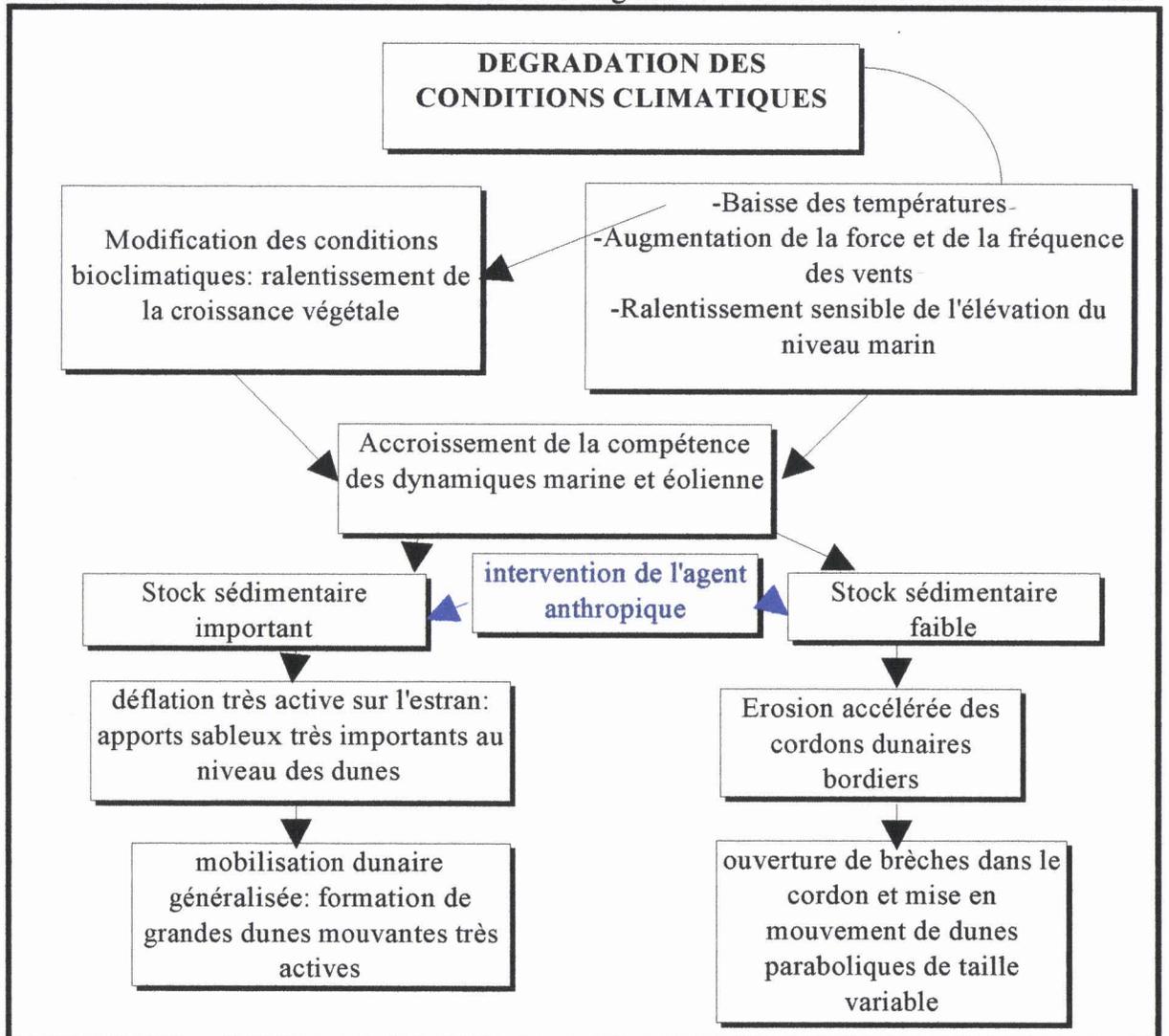


Figure n°119: Les conséquences de la dégradation des conditions climatiques sur la dynamique morphogénique littorale.

changements climatiques sur l'évolution et la dynamique du relief dunaire. Elles montrent le rôle déterminant du stock sédimentaire sur la tendance de la dynamique morphogénique.

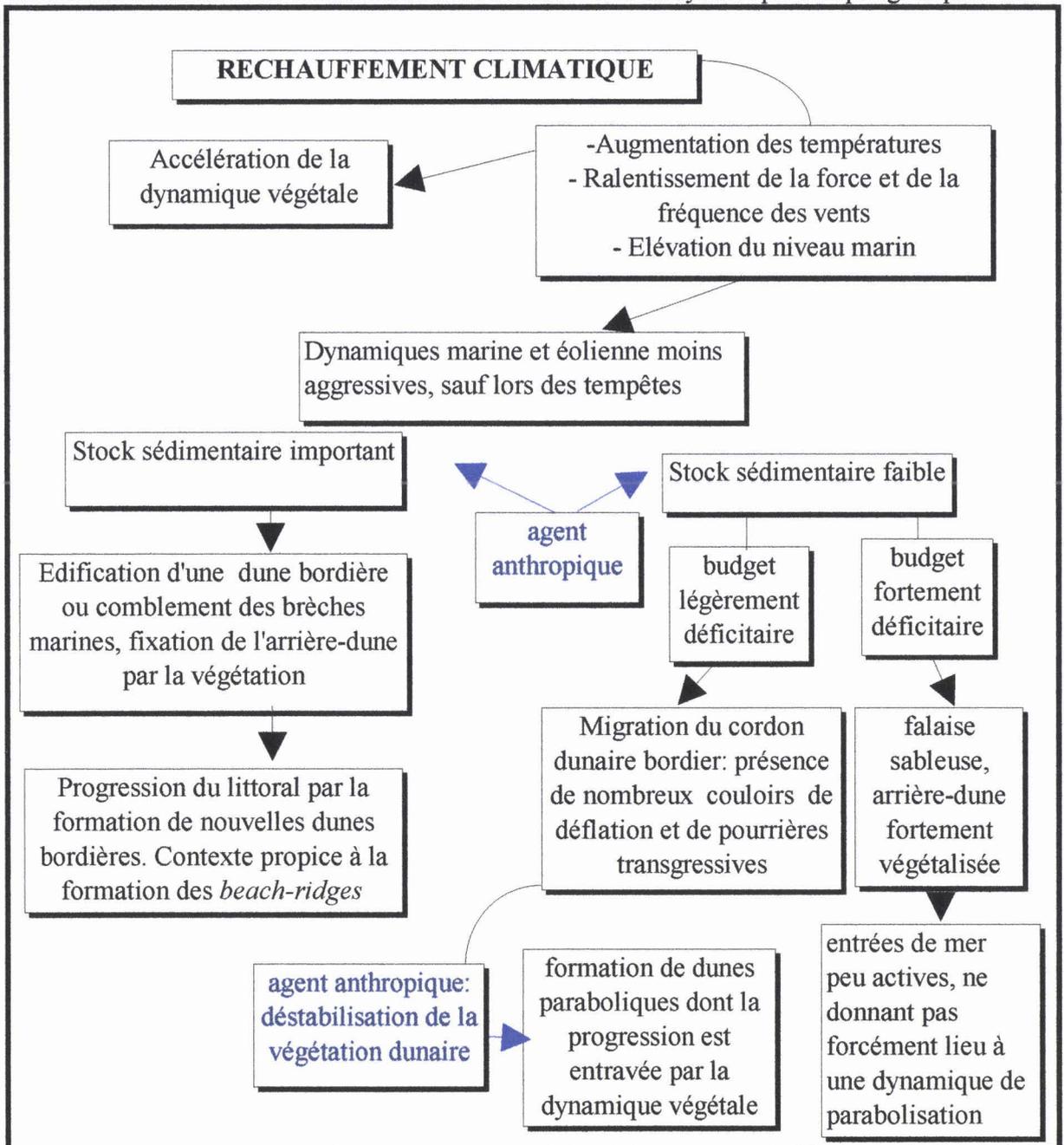


Figure n°120: Les conséquences du réchauffement climatique sur la dynamique morphogénique littorale

L'agent anthropique doit également être pris en compte dans le bilan morphogénique mais on distingue plusieurs domaines d'intervention:

- La modification de l'ensemble du régime hydro-sédimentaire côtier par les infrastructures portuaires détermine la tendance de l'évolution géomorphologique du littoral (fig.15 et 37). Il est donc possible qu'une portion de la côte progresse alors que l'évolution climatique détermine plutôt une tendance à l'érosion.

- La surfréquentation des dunes conduit à la déstabilisation de la végétation et accroît les effets de la dynamique éolienne. Le remaniement dunaire a été particulièrement intense lors de la seconde guerre mondiale, mais il se localise aujourd'hui à proximité des stations balnéaires.

2) Illustration des différentes phases morphogéniques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais

La représentation de la dynamique morphogénique est basée sur l'interprétation des données historiques, recueillies notamment dans les travaux de Briquet (1930), et par l'observation des photographies aériennes récentes. Différents types de paysages dunaires ont été distingués en fonction de l'activité et du degré d'évolution des formes; ils traduisent la tendance de la dynamique morphogénique (fig. 121).

1	Progression durable: succession de cordons de progression rapidement végétalisés. Ce type de morphologie dunaire est associé à un bilan sédimentaire excédentaire durable dans le temps au niveau de l'estran et à une dynamique marine modérée, typique des côtes abritées des vents dominants. C'est dans ce type de conditions que se développent les " <i>beach-ridges</i> ".
2	Progression temporaire: comblement des entrées de mer ou formation d'une nouvelle dune bordière. Cette dynamique est associée à des apports sédimentaires importants au niveau de l'estran lors de périodes marquées par l'absence de grosses tempêtes pendant plusieurs années.
3	Stabilité géomorphologique: on considère comme stables les secteurs soumis à de très faibles modifications morphologiques. La dynamique végétale fixe très rapidement les cordons dunaires et limite considérablement la dynamique éolienne. Le bilan sédimentaire de l'estran est équilibré. Les côtes vraiment stables sont très rares.
4	Erosion de la côte: Plusieurs types de paysages dunaires sont associés à l'érosion côtière: - <i>cordons bordiers migrants</i> : nombreuses formes de remaniement éolien, formes d'ablation marine (microfalaises) et glissements gravitaires. L'activité dunaire entretient une grande diversité végétale. Les secteurs d'arrière-dune sont localement soumis au remaniement (caoudeyres) - <i>falaise sableuse</i> : les falaises sableuses sont très souvent liées à un déficit sédimentaire chronique de l'estran. La verticalité de la pente limite considérablement le transit sédimentaire entre l'estran et l'arrière-dune, si bien que la végétation stabilise presque entièrement les espaces situés en arrière du cordon bordier
5	Erosion accentuée de la côte: l'accélération de l'érosion de la côte est liée soit à une modification des conditions climatiques, soit à une recrudescence temporaire des tempêtes. Des larges brèches (éoliennes ou marines) s'ouvrent dans le cordon bordier et donnent naissance à des dunes paraboliques actives.
6	Remobilisation généralisée du cordon bordier: formation de dunes mouvantes dont les rythmes de progression sont supérieurs à 10m/an. Ces dunes correspondent à une phase de crise climatique, associée à un stock sédimentaire important sur l'estran. Le recul de la côte est très important et résulte de l'action combinée de l'érosion marine et de la déflation. Lorsque le niveau de la nappe est atteint, des dunes embryonnaires et néoformées s'installent. Les dunes mouvantes progressent dans la direction des vents dominants, puis elles évoluent progressivement vers la forme parabolique lorsqu'elles cessent d'être alimentées par l'estran. Leur fixation peut s'échelonner sur plus de 200 ans.
Figure n°121: Classification et description des différentes tendances de la dynamique morphogénique dunaire.	

Cette classification est à la base d'une approche graphique de la notion de dynamique morphogénique (fig. 122). La figure 122 apporte plusieurs éléments d'information:

- La grande phase morphogénique du XVIIIème et du début du XIXème siècle correspond chronologiquement et géomorphologiquement à la phase III de formation des "*younger dunes*".

- A partir de 1850, on observe une phase de stabilisation, qui s'est manifestée à l'époque par l'édification de dunes bordières et le comblement des brèches marines, ou par un ralentissement très net de l'érosion côtière (Briquet, 1930). On note que la dégradation du milieu dunaire s'est accrue précocement dans les dunes flamandes. Il semble que ce phénomène puisse être relié au développement des activités portuaires de Dunkerque, qui a favorisé le blocage de la dérive littorale et provoqué l'érosion accélérée des plages situées à l'est.

- Entre 1900 et 1960, une nouvelle crise morphogénique favorise le déclenchement d'une dynamique de parabolisation; elle est à l'origine de la formation et de l'évolution des dunes paraboliques de seconde génération. Cette phase a été dynamisée par la succession de plusieurs tempêtes particulièrement violentes (1905, 1925 et surtout 1953) mais doit également son ampleur à la dégradation du milieu dunaire lors de la seconde guerre mondiale. Les dunes paraboliques n'ont pas progressé beaucoup vers l'arrière-dune car leur développement a été prématurément stoppé par une nouvelle phase de stabilisation des cordons bordiers.
- Entre 1960 et 1975, la plupart des brèches marines sont obstruées par d'importants apports sableux. Localement, des dunes bordières, hautes de 15 à 20 mètres, s'édifient en avant des cordons bordiers. L'analyse géomorphologique des différents sites a montré que cette tendance à la stabilisation et à la progression avait touché une grande partie du littoral du Nord-Pas-de-Calais.
- A partir de 1980, la tendance revient nettement à l'érosion. Les photographies aériennes montrent le développement de nouveaux couloirs de déflation dans les dunes picardes et de falaises sableuses à l'est de Dunkerque. Depuis quelques années, l'absence de grosses tempêtes semble localement favoriser quelques accumulations.

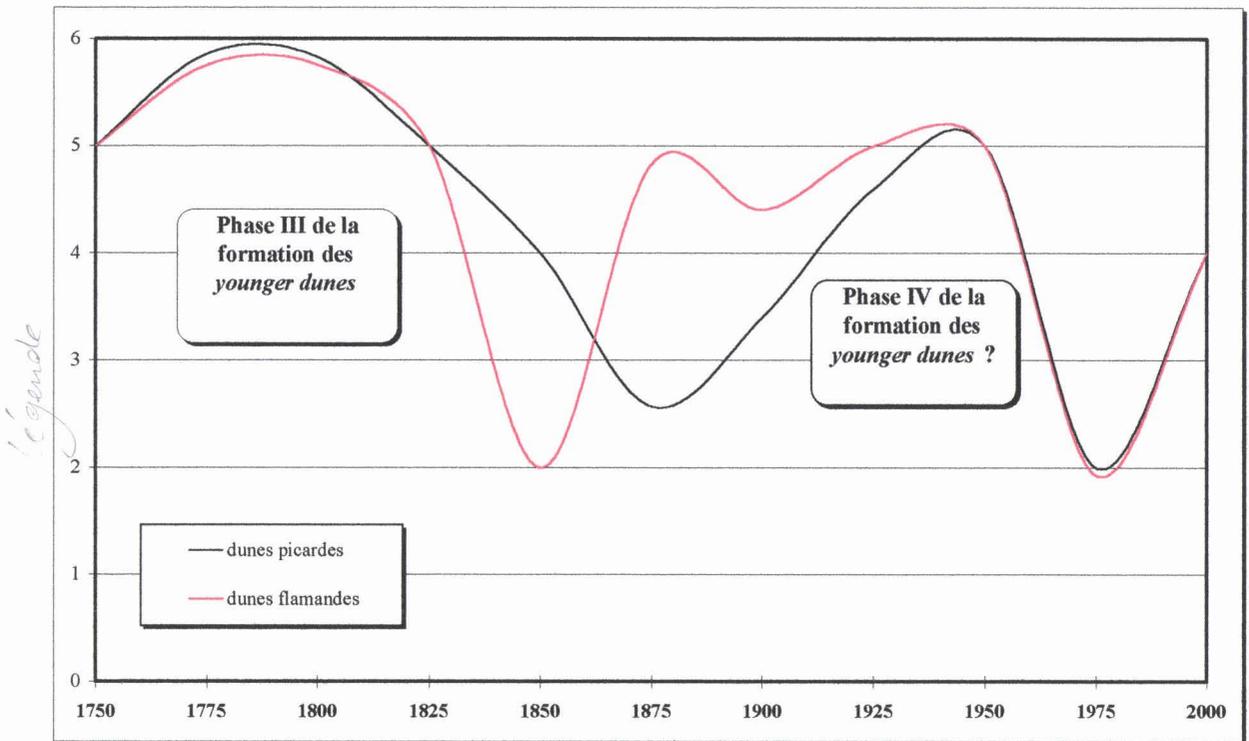


Figure n°122: Graphique illustrant les variations temporelles de la dynamique morphogénique sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.

Les dunes prises en considération sont situées, d'une part entre Hardelot et Berck (dunes picardes) et d'autre part à l'est de Dunkerque (dunes flamandes).

L'ensemble des données recueillies nous permet de proposer l'hypothèse d'une quatrième phase de formation de "younger dunes", qui aurait débuté à la fin du XIXème siècle et se serait achevée vers 1950. Rien ne permet pour l'instant de généraliser cette phase morphogénique à l'ensemble des côtes sableuses de la Mer du Nord, mais il serait très

intéressant de vérifier si ces dernières n'ont pas, durant la même période, connu une évolution similaire, caractérisée par le déclenchement d'une dynamique de parabolisation, associée à une forte dégradation des cordons bordiers. Il est clair que si la dynamique dunaire a été entretenue lors de l'occupation allemande, elle doit son activité à des conditions climatiques de crise, marquée par une recrudescence de violentes tempêtes, qui ont affecté l'ensemble des littoraux de l'Europe du nord-ouest. A ce sujet, on peut rappeler que le littoral du Nord de la France a certainement été un des moins touchés lors de la tempête de 1953.

Pour conclure, il est important de savoir que cette démarche ne faisait pas partie des objectifs prioritaires de notre travail et un gros travail de recherche reste à réaliser pour affiner cette hypothèse. La synthèse de l'évolution du littoral du Nord-Pas-de-Calais nous a néanmoins permis de définir des environnements morphoclimatiques particuliers. Ces environnements déterminent des paysages géomorphologiques typiques, qui témoignent directement du degré d'activité des massifs dunaires. On a également vu que l'évolution du stock sédimentaire littoral et sous-marin était primordiale et déterminait en partie la tendance de l'évolution morphogénique. Ce travail fournit des bases pour la compréhension de notions fondamentales comme la vulnérabilité de la côte.

III) ANALYSE CARTOGRAPHIQUE DE LA VULNÉRABILITÉ DES CÔTES SABLEUSES

La notion de vulnérabilité a été distinguée de la notion de risque car notre objectif n'est pas d'établir un bilan des biens menacés par l'érosion côtière mais un diagnostic précis de l'état de fragilité ou de stabilité des massifs dunaires, basé sur l'analyse de l'évolution récente de la côte et la dynamique géomorphologique actuelle.

La tendance actuelle à l'érosion côtière suscite nombre d'inquiétudes chez les utilisateurs et les gestionnaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais. On dispose à l'heure actuelle de nombreuses données sur la tendance et les rythmes de l'évolution de la côte (Clique et Lepetit, 1986; Clabaut et Malherbe, 1994) mais les notions de risque ou de vulnérabilité n'ont que rarement été développées (Pinte, 1987; Victor, 1994; Fauchois, 1995). Il convient donc d'effectuer en premier lieu une synthèse des différents paramètres entrant en jeu dans l'accroissement de la vulnérabilité des côtes. En second lieu, on développera l'aspect méthodologique d'évaluation de la vulnérabilité. Plusieurs sites seront cartographiés pour illustrer l'intérêt et l'utilité de ce type de démarche dans la connaissance et la gestion des côtes sableuses.

A) LA NOTION DE VULNÉRABILITÉ

L'érosion qui frappe les côtes depuis près de 20 ans a localement affaibli les cordons dunaires. Ce phénomène est pris très au sérieux sur les côtes flamandes car on sait que la protection des dunes est d'utilité publique. Il suffit de rappeler qu'en 1953, les tempêtes avaient ouvert la dune de Sangatte et provoqué l'inondation de 15 hectares de terres agricoles (Deboudt, 1997). Sur les côtes picardes, les massifs dunaires sont d'une largeur parfois pluri-kilométrique. L'érosion marine ne pose donc pas de problème de sécurité. Le souci essentiel réside dans la déstabilisation du budget sédimentaire des plages, qui nuit localement à l'image touristique des stations balnéaires, où l'on préfère le sable fin aux bancs de tourbe. Les dunes

du Châtelet, dans la baie de Wissant, constituent un cas unique car les dunes y sont si fragilisées qu'elles pourraient tout simplement céder lors d'une violente tempête et rien ne pourrait empêcher l'inondation du marais de Tardinghen, dont l'altitude est inférieure au niveau des hautes mers de vive-eau.

La connaissance de la vulnérabilité dunaire est une démarche nécessaire à l'aménagement des espaces côtiers. Dans de nombreux cas, l'approche géomorphologique a été "oubliée" des études d'impact lancées par les promoteurs immobiliers. L'exemple le plus flagrant est peut être celui du littoral vendéen où le promoteur Merlin a décidé dans les années 1960-70 la construction d'immeubles sur le cordon bordier, ne tenant pas vraiment compte du recul de la côte. Quelques années après, des ouvrages ont dû être construits sur l'estran pour limiter son démaigrissement alarmant (Miossec, 1987). A l'ouest de Grand Fort Philippe, dans les années 1970, le logement des Escardines a été construit sur le Platier d'Oye, à quelques mètres derrière le cordon bordier, en lent recul depuis les années 1920. L'érosion menace aujourd'hui directement les logements puisqu'une brèche risque de s'ouvrir dans le cordon bordier (Victor, 1994). Dans les secteurs moins fragiles, l'érosion côtière contribue à entretenir une certaine activité dunaire, qui favorise le renouvellement végétal et une plus grande diversité géomorphologique.

Les causes de l'accroissement de la vulnérabilité dunaire sont diverses. On distingue des causes naturelles: érosion du front dunaire par les vagues, diminution du stock sédimentaire des plages et remaniements dunaires éoliens localisés, ainsi que des causes liées à l'anthropisation des espaces côtiers: accélération de l'érosion des plages en aval-dérive des aménagements portuaires ou les ouvrages de défense, déstabilisation de la végétation fixatrice, provoquant la formation de siffle-vent.

B) MÉTHODE D'ÉVALUATION ET CARTOGRAPHIE DE LA VULNÉRABILITÉ DES CÔTES BASSES SABLEUSES

Plusieurs études se sont déjà attachées à évaluer la vulnérabilité des côtes. Flageollet et Levoy (1986) ont proposé une approche méthodologique de l'estimation des risques dans le cadre d'une analyse des phénomènes d'érosion sur la façade occidentale du Cotentin. La démarche est intéressante mais s'applique difficilement au littoral du Nord-Pas-de-Calais car les paramètres pris en compte sont associés aux conditions spécifiques de la côte ouest du Cotentin. La méthode de Bodéré *et al* (1991) propose l'évaluation de la vulnérabilité des massifs dunaires à partir d'une liste de contrôle. La démarche est également très intéressante mais traduit surtout la vulnérabilité par rapport à l'anthropisation du milieu. Joly (1995) a appliqué cette méthode au site de la dune Marchand et remarque que les secteurs proches des stations balnéaires sont les seuls à présenter des indices de vulnérabilité élevés. Cette vulnérabilité est le résultat de la déstabilisation de la végétation liée à la fréquentation touristique du site, entraînant une sensibilisation du milieu à la dynamique éolienne. Sur le terrain, cette vulnérabilité se traduit par des remaniements localisés de faible ampleur, d'ailleurs entravés par l'installation récente de fascines et la plantation d'oyats.

Notre méthode d'estimation de la vulnérabilité côtière intègre plusieurs paramètres:

1) Les paramètres statiques

a) Le contexte géographique

Chaque site étudié doit être replacé dans son contexte géographique. On a vu que la morphologie générale du trait de côte et l'exposition du littoral par rapport aux flux climatiques et hydrodynamiques déterminaient une dynamique sédimentaire particulière, organisée en cellules et compartiments. A l'échelle locale, ce découpage détermine des modalités d'évolution géomorphologique spécifiques. Il est donc nécessaire, préalablement à toute interprétation, de bien situer les secteurs étudiés dans leur contexte. Les trois sites qui feront l'objet d'une cartographie ont été choisis pour représenter des systèmes morphogéniques différents: l'analyse de la vulnérabilité des dunes Dewulf et Marchand montrera l'importance de l'érosion marine à l'est du port de Dunkerque. Pour les dunes de la baie de Wissant, l'accent sera mis sur l'urgence et la nécessité d'une gestion de l'érosion côtière. L'analyse des dunes d'Hardelot montrera que l'évolution côtière ne génère pas de véritable risque naturel depuis la consolidation du cordon bordier par des aménagements anthropiques.

b) La géométrie des cordons dunaires

Elle constitue un paramètre décisif dans l'appréciation de la vulnérabilité. Une relation est établie entre le stock sédimentaire dunaire et les rythmes de l'érosion côtière. Cette relation détermine les notions de durabilité et de résistance des cordons dunaires. La largeur des cordons et la hauteur des cordons sont généralement de bons indicateurs de la résistance potentielle à l'érosion marine. La densité de la couverture végétale est également prise en compte puisqu'en limitant la déflation éolienne et une partie des mouvements gravitaires, elle confère à la dune une certaine stabilité morphologique.

2) Les paramètres dynamiques

a) Les dynamiques climatique et hydrosédimentaire

Plusieurs éléments sont pris en compte dans l'évaluation de la vulnérabilité côtière:

- La réfraction des houles au niveau de la côte détermine une zonation particulière de la dynamique marine. Sur les portions côtières rectilignes, les effets de la réfraction sont moins importants que dans les secteurs où la ligne de rivage est irrégulière. La dynamique marine se concentre davantage sur les saillants du rivage; son énergie est plus dissipée dans les baies ou les secteurs abrités.
- La dynamique éolienne est sensiblement différente du nord au sud du littoral du Nord-Pas-de-Calais: sur la façade ouest, les vents dominants viennent d'ouest et de sud-ouest alors qu'au nord de Boulogne/Mer, la part des vents d'ouest est sensiblement moins importante (fig. 43). On peut noter au passage que la plupart des tempêtes viennent du nord-ouest; l'ensemble des côtes de la région sont donc plus ou moins exposées à cette orientation, qui détermine les phases morphogéniques les plus efficaces.
- La dynamique sédimentaire côtière joue, on l'a vu, un rôle déterminant dans l'évolution des systèmes dunaires à différentes échelles de temps. L'étude des dunes de la baie de Wissant a montré que les fluctuations spatiales des bancs conditionnaient la tendance de l'évolution du budget sédimentaire de l'estran et, indirectement, l'ensemble de la dynamique dunaire. Il est donc important de connaître les aspects les plus importants de la dynamique annuelle

et pluri-annuelle de l'estran. Les profils topographiques réalisés à Merlimont dans le cadre de la gestion de la réserve biologique domaniale apportent à ce sujet des indices précieux. Ils permettent d'apprécier les variations du niveau de la plage et peuvent signaler, s'ils sont effectués régulièrement dans le temps, la tendance de l'évolution du budget sédimentaire. Cette démarche est très intéressante car elle permet d'apprécier la réelle vulnérabilité des cordons dunaires bordiers en prévision des futures grosses tempêtes, toujours beaucoup plus efficaces lorsque le niveau de l'estran est déjà au plus bas.

b) La dynamique géomorphologique

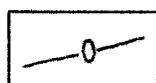
La géomorphologie dunaire constitue un élément essentiel dans l'évaluation de la vulnérabilité car elle est le reflet de la dynamique morphogénique générale. Les cartes géomorphologiques sont très utiles car elles permettent de localiser très précisément les secteurs les plus affectés par l'érosion ou le remaniement. Elles ne sont toutefois pas suffisantes dans le cadre de notre démarche car elles illustrent l'état actuel des dunes et ne donnent que très peu d'indices quant à l'évolution récente du trait de côte. Le travail réalisé par photo-interprétation (figure 89 par exemple) apporte le complément d'information nécessaire. Les différentes séries de photographies aériennes disponibles sont ajustées sur le fond topographique IGN agrandi à l'échelle du 1/2000 grâce aux multiples blockhaus ou routes allemandes présents sur la plupart des sites étudiés. Pour pallier les problèmes de déformation planimétrique des photographies aériennes, les mesures concernent des secteurs très précis, souvent choisis en fonction des points de repère disponibles. Les mesures ne peuvent en aucun cas être calculées pour l'ensemble du linéaire côtier selon cette méthode. En travaillant sur ces points précis, les marges d'erreur obtenues sont de l'ordre de 1 à 2 mètres au maximum pour des périodes parfois supérieures à 40 ans. Ce procédé permet d'évaluer les rythmes d'évolution du trait de côte et nous permet d'apprécier la tendance de cette évolution.

La part des interventions anthropiques, directes ou indirectes, est également prise en compte dans l'évaluation de la vulnérabilité. On a vu que les aménagements portuaires influent sur la distribution du stock sédimentaire côtier et pouvaient être à l'origine d'un accroissement de la vulnérabilité des secteurs situés en aval-dérive. La déstabilisation de la végétation dunaire lors de la seconde guerre mondiale a contribué à des remaniements de grande ampleur dans les années 1950; aujourd'hui, la surfréquentation touristique rend localement les cordons dunaires bordiers plus vulnérables à la dynamique éolienne. On a vu qu'au nord de Merlimont, dans les dunes de Stella-Plage, une zone d'intense remaniement a fait disparaître le cordon bordier sur une largeur supérieure à 100 mètres.

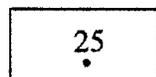
3) La légende de la carte de vulnérabilité

La carte de vulnérabilité fait apparaître plusieurs éléments d'information:

a) La trame géographique et géomorphologique:



0 NGF, d'après les fonds topographiques IGN



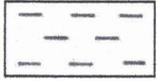
Point coté NGF



Limite supérieure de l'estran



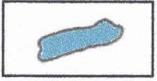
Massif dunaire



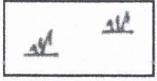
Panne



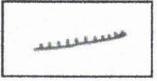
Crête dunaire parabolique



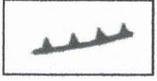
Étang ou mare



Secteur marécageux



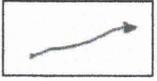
Falaise sableuse



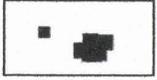
Falaise rocheuse



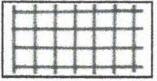
Dune perchée



Cours d'eau



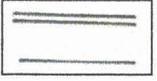
Blockhaus



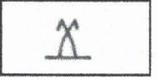
Zone urbanisée



Bâtiments divers



Infrastructures routières



Camping

b) La dynamique géomorphologique

Plusieurs types de morphologies dunaires ont été distinguées en fonction des caractéristiques et du degré d'évolution atteint par les formes dunaires. Cette simplification était nécessaire compte tenu de l'échelle de travail (1/25000).

Une trame colorée est appliquée aux massifs dunaires sur la cartographie, elle illustre les différents types de morphologies dunaires (tableau n°8). On retrouve en fait les grands traits de la classification établie pour illustrer la dynamique morphogénique (fig.121).

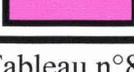
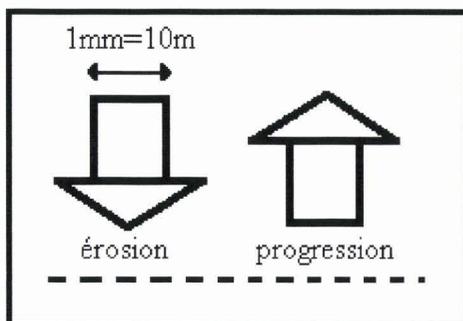
Type	Morphologie dunaire
 1	dunes très stables, inscrites dans un contexte de progression du littoral
 2	dunes stables, colonisées par une végétation dense empêchant tout remaniement éolien
 3	dunes végétalisées, localement déstabilisées par des formes de déflation
 4	dunes dégradées par une intense dynamique éolienne ou une surfréquentation anthropique: nombreuses formes de déflation et d'accumulation
 5	dunes de remaniement et dunes paraboliques
 6	dunes vives

Tableau n°8: classification des types de morphologies dunaires

L'évolution du trait de côte est indiquée dans un tableau de quantification (tableau 9). L'évolution diachronique du trait de côte est retracée dans les différents secteurs choisis. Le nombre de secteurs dépend du site étudié; il est plus ou moins dépendant des points de repères disponibles sur les photographies aériennes. L'évolution est ensuite détaillée sur plusieurs périodes; des moyennes annuelles seront calculées afin de pouvoir déterminer une tendance d'évolution, qui sera illustrée par des signes:



+ : accélération du recul ou de la progression de la côte
 = : régularité du recul ou de la progression de la côte
 - : ralentissement du recul ou de la progression de la côte, ou inversion de la tendance

Figure n° 122: Figurés utilisés pour illustrer l'évolution du trait de côte dans les cartes de vulnérabilité

Sur les cartes de vulnérabilité, l'évolution du trait de côte est représentée par une flèche pour chacun des secteurs. La largeur de la flèche est représentative de la valeur de recul ou de progression (fig.122). Lorsqu'un secteur a successivement connu une phase de progression puis une phase d'érosion, la flèche marque une double direction. Ces flèches sont remplies par une trame colorée, représentative de

l'indice de vulnérabilité. Les indices de vulnérabilité sont estimés en fonction de l'ensemble des paramètres précédemment détaillés. Une échelle de vulnérabilité regroupe les différents indices (tableau10).

	SECTEUR 1	SECTEUR 2	SECTEUR 3	SECTEUR ...
érosion ou progression totale en mètres entre la date A et la date C (séries de photographies aériennes)				
période A - B				
moyenne en m/an				
période B - C				
moyenne en m/an				
Tendance				
Hauteur du cordon dunaire bordier				
largeur totale du massif dunaire				
Type de morphologie dunaire				
Indice de vulnérabilité				

Tableau n°9: organisation du tableau de quantification

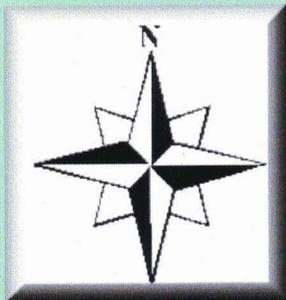
Indice	Échelle de vulnérabilité	
	progression	le littoral progresse vers la mer: vulnérabilité nulle
	1	probabilité à long terme (>100 ans) de destruction du cordon dunaire
	2	probabilité à moyen terme (50 à 100 ans) de destruction du cordon dunaire
	3	probabilité de destruction du cordon dans un délai < 50 ans
	4	secteur sensible: destruction possible du cordon suite à plusieurs grosses tempêtes
	5	secteur présentant un risque permanent de rupture de cordon lors d'une seule grosse tempête

Tableau n°10: Échelle de vulnérabilité des cordons dunaires bordiers.

C) LA CARTE DE VULNÉRABILITÉ: EXEMPLES DES DUNES DE LA BAIE DE WISSANT, DE LA DUNE DEWULF ET DES DUNES D'HARDELLOT

Les trois sites ateliers ont déjà fait l'objet d'une étude géomorphologique très détaillée dans le quatrième chapitre. Nous ne développerons donc pas les aspects de l'évolution ancienne et récente du littoral de nouveau mais ils seront pris en compte, tout comme les dynamiques géomorphologique et hydrosédimentaire actuelles, dans l'estimation des indices de vulnérabilité des différents secteurs étudiés.

Les cartes de vulnérabilité sont accompagnées de leur tableau de quantification et d'un bref commentaire qui précise les aspects essentiels de l'interprétation. Les dates de référence indiquées dans les tableaux correspondent aux séries de photographies aériennes disponibles ou exploitables pour chacun des sites. Les types de morphologies dunaires ont été déterminées à partir des cartes géomorphologiques au 1/5000 présentées dans ce travail.



1/25000

MER DU NORD

carte n°13:

Carte de vulnérabilité des dunes
de la baie de Wissant

Cap Gris-Nez

Pointe de la
courte dune

1

2

3

4

5

6

7

8

9

Phare

Framzelle

50
Mont aux loups

Dûnes de la
Baraque Fricot

58
Mont Malassis

Tardinghen

D940

Mont du bourg
38

Dunes
d'Aval

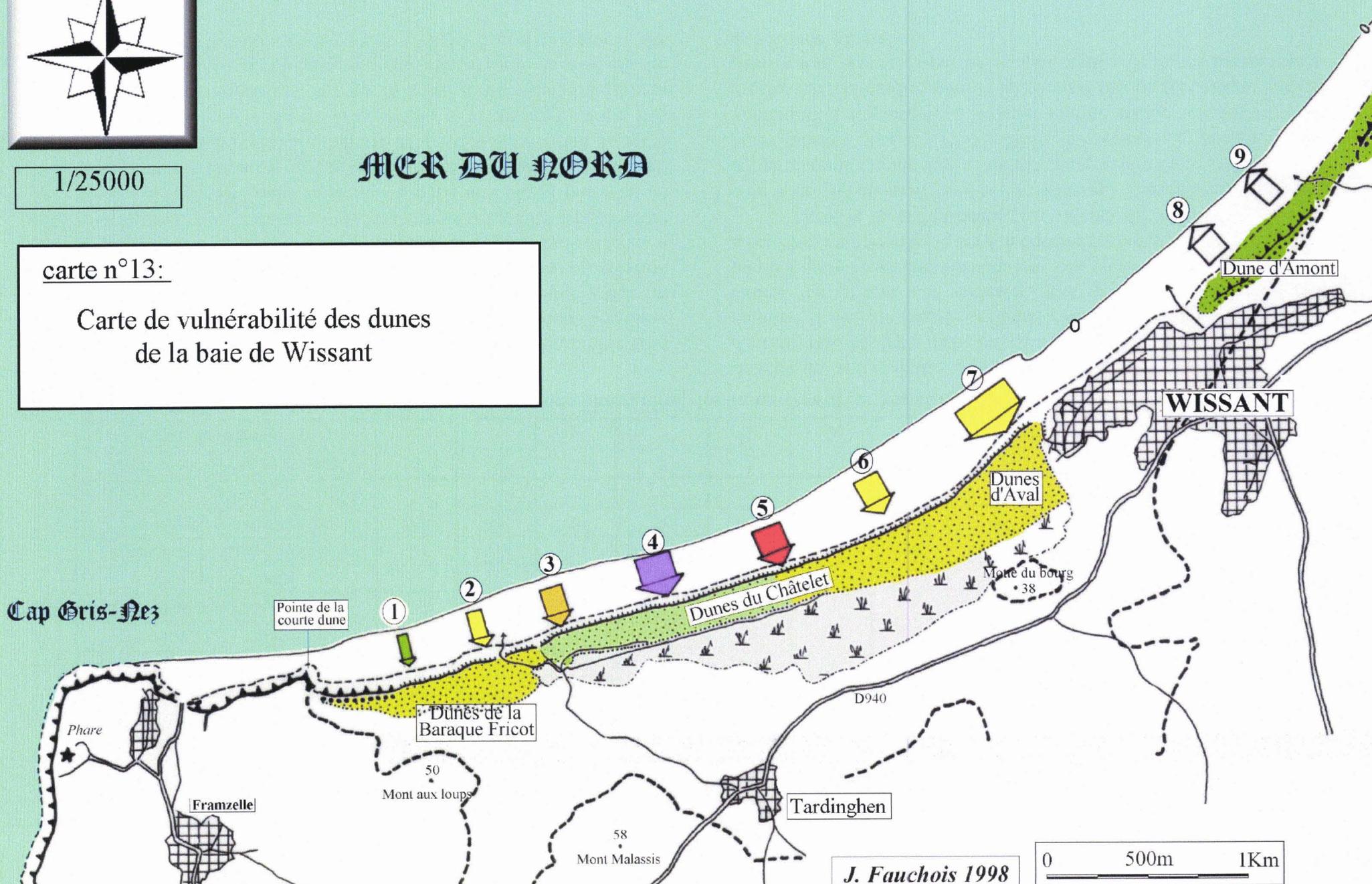
Dunes du Châtelet

Dune d'Amont

WISSANT

J. Fauchois 1998

0 500m 1Km

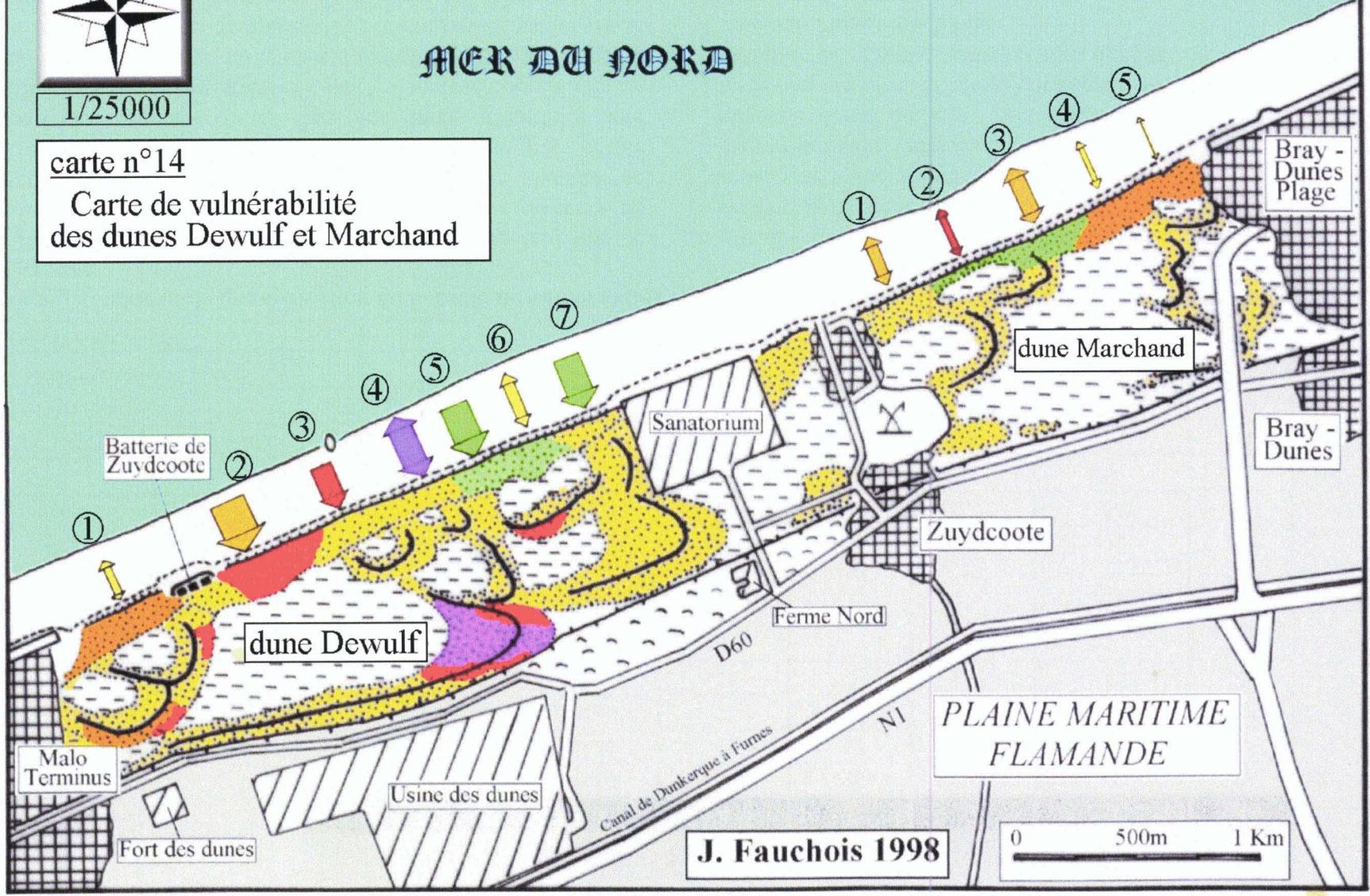




1/25000

carte n°14
Carte de vulnérabilité
des dunes Dewulf et Marchand

MER DU NORD



J. Fauchois 1998

287

EQUITHEN

Carte n°15:
Carte de vulnérabilité des
dunes d'HardeLOT

ECAULT

Forêt
d'Écault

DUNES DE
CONDETTE

DUNES D'
HARDELOT

CONDETTE

4
3
2
1

4
3
2
1

LA
MANCHE

HARDELOT

DUNES AU
CHEVALIER SANSOT

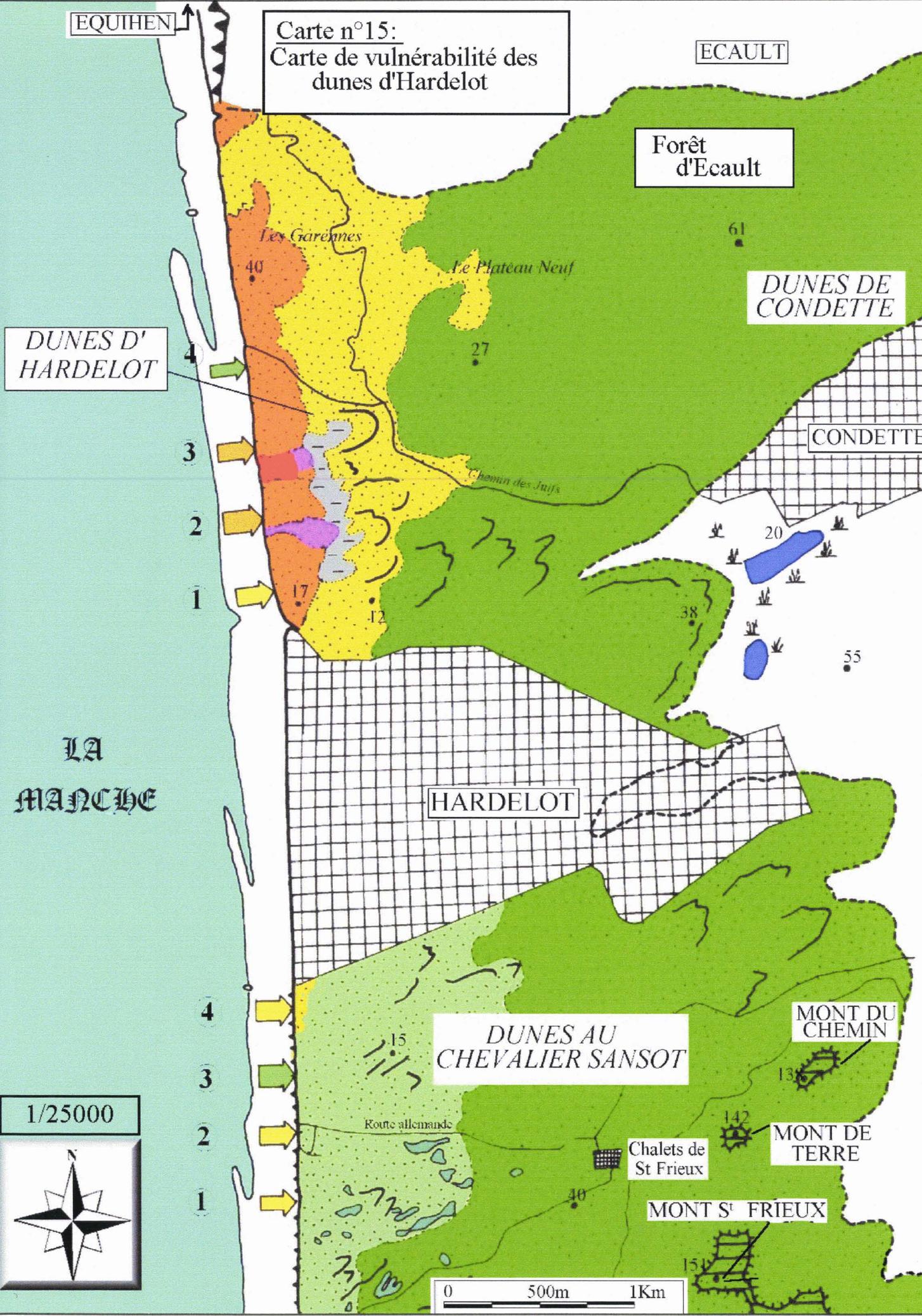
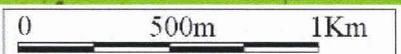
MONT DU
CHEMIN

MONT DE
TERRE

Chalets de
St Frieux

MONT S' FRIEUX

1/25000



CONCLUSION DU CHAPITRE V

L'analyse de géomorphologie historique du littoral du Nord-Pas-de-Calais a montré la complexité de l'évolution des massifs dunaires dans le temps. Au terme de ce travail, plusieurs aspects peuvent être dégagés:

- L'évolution du littoral dans le temps est dépendante de l'interrelation des paramètres climatiques et hydrosédimentaires. On a vu qu'à longue échelle de temps, les fluctuations du niveau marin intervenaient sur la tendance de la dynamique morphogénique: les phases d'abaissement sensible du niveau marin, associées à des conditions climatiques rigoureuses (baisse des températures moyennes annuelles, augmentation de la fréquence des tempêtes) génèrent une grande activité morphogénique, caractérisée par la mise en mouvement de grandes dunes transgressives (dunes mouvantes ou paraboliques). Les phases de remontée du niveau marin sont au contraire propices à la stabilisation généralisée des massifs dunaires. La dynamique morphogénique se concentre au niveau de la frange côtière. A une échelle plus courte, il est extrêmement difficile d'établir des corrélations cohérentes car les interactions entre les différents paramètres intervenant sur l'évolution du littoral sont trop complexes. L'anthropisation croissante des espaces littoraux a contribué à rendre très délicates les interprétations géomorphologiques. Néanmoins l'étude des différents sites a montré que la dynamique sédimentaire côtière jouait un rôle essentiel sur la tendance de l'évolution du rivage et que l'élévation contemporaine du niveau marin ne constituait qu'un facteur secondaire.

- L'essentiel du relief dunaire actuel s'est mis en place lors des grandes transgressions sableuses du XVIIIème siècle. Les grandes dunes mouvantes et paraboliques ont remanié la quasi totalité des dunes plus anciennes. L'évolution contemporaine a été marquée par la succession d'une nouvelle phase de remaniement de grande ampleur, entre la fin du XIXème et le milieu du XXème siècle, et d'une phase de stabilisation des secteurs d'arrière-dune liée à la reconstruction des cordons bordiers entre 1960 et 1970-75. Depuis, la tendance est de nouveau à l'érosion généralisée des côtes. Ces épisodes morphogéniques nous ont permis d'avancer l'hypothèse d'une nouvelle phase de formation de "*younger dunes*". Finalement, l'interprétation géomorphologique des formes dunaires anciennes nous a permis de mieux replacer les interprétations actuelles dans une trame plus globale qui définit en fait l'évolution du littoral à longue échelle de temps. Ce type de travail fournit les bases à la compréhension de la notion de vulnérabilité.

- L'approche méthodologique et cartographique de la vulnérabilité s'inscrit dans le cadre d'une analyse de l'évolution récente du littoral. Les objectifs de ce type de travail consistent à localiser les secteurs les plus sensibles à l'érosion marine et à apporter une évaluation de la vulnérabilité des cordons bordiers en fonction des rythmes de l'érosion marine. Ce travail sera prochainement élargi à l'ensemble du littoral du Nord-Pas-de-Calais à une échelle plus petite puisque l'Observatoire du littoral est intéressé par cette démarche et dirige actuellement un programme de recherche visant à cerner l'évolution globale des côtes de la région afin de concerter les futurs aménagements. Toutefois, il est utile de rappeler que cette étude est uniquement valable à court terme, car comme le précisait Abel Briquet, "l'état d'aujourd'hui n'est lui même qu'un état éphémère; demain déjà tout sera différent".

CONCLUSION GENERALE

L'étude géomorphologique des côtes dunaires du Nord-Pas-de-Calais s'inscrit dans une démarche scientifique destinée à faire progresser la connaissance des systèmes littoraux. Elle complète des travaux multidisciplinaires antérieurs, traitant les aspects chronostratigraphiques de la mise en place des plaines maritimes flamandes et picardes, la dynamique sédimentaire côtière, ainsi que la biogéographie du milieu dunaire.

Dans cette étude, nous avons développé plusieurs approches, au sein desquelles l'outil cartographique s'est révélé d'une grande utilité.

La première approche consistait à définir les caractéristiques générales de la dynamique géomorphologique en s'appuyant sur une vision systémique du milieu dunaire. Les acteurs de l'évolution du littoral ont été présentés par le biais d'une synthèse bibliographique, mettant en valeur les différents types de formes et les processus morphogéniques. Cette première étape de notre travail a été illustrée par des exemples précis, choisis sur plusieurs sites du littoral du Nord-Pas-de-Calais. L'objectif était de définir des environnements morphodynamiques spécifiques, établis en fonction des conditions d'exposition de la côte et des conditions climatiques et hydro-sédimentaires. Cette analyse a souligné le rôle essentiel de la fréquence des tempêtes et de la dynamique sédimentaire côtière et relativisé l'influence de l'élévation du niveau marin sur les rythmes d'évolution du littoral. Nous avons également souligné les aspects terminologiques propres à l'étude géomorphologique du milieu dunaire.

La seconde approche consistait d'abord en un travail de synthèse des travaux relatifs à l'étude des processus de la dynamique éolienne en milieu dunaire. Les résultats théoriques ont ensuite été comparés aux données obtenues par un travail de mesures de terrain sur les sites de Merlimont et de Wissant. Les mesures concernaient les variations verticales du flux éolien en fonction de la rugosité des surfaces et les variations latérales dans les couloirs de déflation. Les premiers résultats ont fait apparaître de réels contrastes dans la réponse morphologique des dunes en fonction de l'orientation de la côte. Celle-ci détermine des types de milieux et des évolutions géomorphologiques fondamentalement différents.

La troisième approche conciliait une démarche naturaliste, définie par l'étude et la cartographie géomorphologique de plusieurs sites du littoral du Nord-Pas-de-Calais, basées sur les observations de terrain et l'analyse des photographies aériennes, ainsi qu'une démarche historique, destinée à retracer avec précision les grandes étapes de l'évolution des différents sites dunaires. La cartographie géomorphologique à grande échelle nous a permis de synthétiser un grand nombre d'informations spécifiques à chacun des sites étudiés au sein d'un document adapté à tous les types de morphologies dunaires. Nous avons pu relever des paysages dunaires typiques aux différents secteurs étudiés. L'étude des dunes bordant la plaine maritime flamande a montré l'influence considérable des interventions anthropiques sur l'évolution du littoral et notamment sur la dynamique sédimentaire côtière. Les dunes de la baie de Wissant ont fait l'objet d'une attention toute particulière car leur évolution morphosédimentaire constitue un exemple particulièrement pédagogique. Finalement,

l'analyse des dunes picardes a montré l'importance de la notion de régularisation du trait de côte et l'extrême variété géomorphologique liée à l'impact des dynamiques marines et éoliennes sur une côte orientée perpendiculairement aux vents dominants.

Ce travail nous a finalement permis d'effectuer une synthèse globale de l'évolution de la dynamique morphogénique depuis le début du XVIIIème siècle. Cette synthèse a montré l'aspect cyclique de l'évolution morphodynamique, caractérisée par l'alternance de phases de crise morphogénique et de phases de stabilisation morphologique. Les crises sont matérialisées par la formation de grandes dunes transgressives très actives. Deux grandes phases ont pu être réellement individualisées: la première correspond aux grandes accumulations sableuses du XVIIIème siècle; on retrouve aujourd'hui ces dunes à plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres dans les plaines picarde et flamande. La seconde se situe entre la fin du XIXème et le milieu du XXème siècle; accentuée par la dégradation du milieu dunaire lors de la seconde guerre mondiale, elle a donné naissance aux dunes paraboliques de seconde génération. Ces phases morphogéniques ont été corrélées aux "*younger dunes*" des littoraux néerlandais. Les phases de stabilisation anciennes sont plus difficiles à dater car les écrits d'époque témoignaient plus souvent des destructions que des phénomènes d'édification ou de consolidation naturelles des cordons bordiers. Néanmoins l'analyse des clichés aériens récents a démontré que des dunes bordières se sont reformées un peu partout sur les côtes de la région entre les années 1960 et 1970. Depuis, le littoral est de nouveau soumis à l'érosion.

Le dernier objectif était d'établir une méthode cartographique illustrant la notion de vulnérabilité du milieu dunaire. Celle-ci a été réalisée pour répondre aux attentes des gestionnaires du littoral, désireux de cerner les tendances de l'évolution morphogénique des secteurs sensibles à l'érosion marine. La cartographie de vulnérabilité constitue le résultat de l'ensemble du travail de géomorphologie historique réalisé à différentes échelles de temps et d'espace. Son intérêt est certain car c'est dans la compréhension de l'évolution ancienne que l'on peut envisager sérieusement et efficacement la gestion et la protection future du patrimoine dunaire de notre région.

Au terme de ce travail, un certain nombre de perspectives se dégagent de l'étude géomorphologique. En premier lieu, on souligne la nécessité d'une approche globale, permettant de bien cerner la complexité des interrelations entre les différents processus morphogéniques. Ces dernières déterminent en effet les différents modes d'évolution du littoral. A plus grande échelle, la diversité géomorphologique des côtes de la région est conditionnée par une multitude de paramètres. On retient l'importance de l'exposition des côtes par rapport aux flux atmosphériques et marins, et le rôle déterminant de la dynamique sédimentaire, responsable d'une grande partie de l'évolution géomorphologique à long terme. En intervenant de différentes façons sur la logique naturelle d'évolution, l'homme perturbe l'ensemble de la dynamique côtière et rend plus délicates les interventions de protection du milieu dunaire, destinées à régler de façon cohérente les problèmes liés à l'anthropisation croissante des espaces littoraux. En second lieu, l'étude géomorphologique a montré que la majorité de ces problèmes n'étaient pas seulement imputables aux activités anthropiques, mais dépendaient surtout d'une évolution cyclique, mise en évidence par une analyse systématique de géomorphologie historique. Ainsi, l'érosion des plages, du front dunaire ou les ensablements liés aux dunes transgressives ne sont pas forcément les conséquences d'une mauvaise gestion du domaine côtier mais le résultat des modifications des conditions climatiques dans le temps. Ces variations climatiques, observées à l'échelle pluri-séculaire se répercutent à une échelle plus courte, lors des crises morphogéniques, que l'on peut

considérer comme des "crises morphoclimatiques", par le biais d'une recrudescence temporaire des tempêtes, provoquant une déstabilisation parfois complète du relief dunaire, éventuellement aggravée par l'agent anthropique. Cet aspect de l'évolution côtière apporte un support fiable à la compréhension à court et à moyen terme de la dynamique du milieu dunaire et du trait de côte. Les cartes géomorphologiques ont été réalisées dans ce contexte, qui intègre l'évolution spatio-temporelle des côtes dunaires. Elles constituent les documents de base à la démarche plus globale proposée dans les cartes de vulnérabilité. *A posteriori*, il faut néanmoins souligner la nécessité de disposer de nombreuses sources cartographiques et photographiques pour établir un diagnostic fiable de la vulnérabilité d'une portion de la côte. Dans le cadre de l'étude de certains sites, les applications de la méthode utilisée ont été parfois limitées par le manque ou l'insuffisance qualitative de certains documents. Cependant, les procédés cartographiques développés dans ce travail contribueront certainement à mieux connaître la dynamique géomorphologique des côtes dunaires car ils trouvent un grand nombre d'applications concrètes dans le domaine de la gestion et de la préservation des espaces littoraux.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDERSON, R.S., 1987. Eolian sediment transport as a stochastic process: the effects of a fluctuating wind on particle trajectories. *Journal of geology*, **95**, p. 497-512
- ANDERSON, R.S., HALLETS, B., 1986. Sediment transport by wind toward a general model. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, p.523-535
- ANDERSON, R.S., SORENSEN, M., WILLETS, B.B., 1991. A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment transport. *Acta Mechanica, Supplement* ,**1**, p.1-20
- AUGRIS, C., CLABAUT, P., VICAIRE, O., 1990. *Le domaine marin du Nord-Pas-de-Calais*, IFREMER / Région Nord-Pas-de-Calais, 96 p.
- BAGNOLD, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Chapman et Hall (ed.), Londres, 265 p.
- BAGNOLD, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geological Survey Professional Paper*, 422-1.
- BAKKER, W.M., JUNGERIUS, P.D., KLIJN, J.A (1990). Dunes of the European Coasts, *Catena, Suppl* **18**, 227 p
- BARRÈRE, P., 1990. Atlas des types de dunes du littoral Aquitain (reproduction partielle), ONF, Direction Régionale Aquitaine, Bordeaux, 20p.
- BARRÈRE, P., 1995. Diagnostic écodynamique sur la dune N de Mimizan et principes d'intervention. Rapport du chantier pilote de Mimizan, Contrat LIFE 92-FR-013 "biodiversité et protection dunaire"
- BATTIAU QUENEY, Y., 1995. Rapport de synthèse sur l'étude géomorphologique du site de Merlimont Berck, Projet européen LIFE 92 FR-013 Chantier pilote de Merlimont, 17 p.
- BATTIAU QUENEY, Y., FAUCHOIS, J., LANOY-RATEL, P., SEGUIN, A.,1995B. Carte géomorphologique des dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont (Pas-de-Calais); travaux du Laboratoire de Géographie des Milieux Anthropisés, USTL, Projet LIFE 92-FR-013.
- BATTIAU-QUENEY, Y., FAUCHOIS, J., LANOY-RATEL, P., SEGUIN, A., 1995A. Un patrimoine paysager à protéger: les dunes littorales de Merlimont et Berck (Pas de Calais). *Hommes et Terres du Nord*, **1-2**, p. 21-30
- BAUER, B.O., SHERMAN, D.J., NORDSTROM, K.F., GARES, P.A. 1990. Aeolian transport measurement and predictions accross a beach and dune at Castroville, California, in NORDSTROM *et al*, 1990, Coastal dunes, forms and process, p. 39-55.
- BEUN, N., ROBERT, P., 1985. Elements dynamiques de la formation et de l'évolution de la plaine maritime picarde, *CNDP*, Amiens, p.28-53

- BLANCHARD R., 1906. *La Flandre, étude géographique de la plaine maritime flamande en France, Belgique et Hollande*, Lille, 530 p.
- BODERE, J.C., CRIBB, R., DAVIES, P., HALLEGOUET, B., MEUR, C., PIRIOU, N., WILLIAMS, A., YONI, C., 1991. La gestion des milieux dunaires littoraux. Evaluation de leur vulnérabilité à partir d'une liste de contrôle. Etude de cas dans le sud du Pays de Galles et en Bretagne occidentale. *Norois*, t.38, n°151, p. 279-298
- BONNET-LANGAGNE, F., 1996. *La dynamique éolienne et les formes résultantes sur la dune bordière entre Merlimont et Berck*, Mémoire de Maîtrise de Géographie, USTL, 93 p.
- BONNET-LANGAGNE, F., 1997. *La dynamique éolienne en milieu dunaire sur le site de Wissant*. Mémoire de DEA de Géographie, USTL, 110 p.
- BONTE, A., 1966. Le Quaternaire de la Pointe-aux-Oies entre Wimereux et Ambleteuse (Pas-de-Calais). *Annales de la société géologique du Nord*, T.LXXXVI, p.183-186.
- BOURNERIAS, M., POMEROL, C., TURQUIER, Y. 1983. *Guide naturaliste des côtes de France: La Manche de Dunkerque au Havre*, Delachaux et Niestlé, 242 p.
- BOUSQUET, B., MIOSSEC, A., 1990. Protection et aménagement de l'espace littoral face à l'érosion marine. Ministère de l'environnement et IGARUN, 154 p.
- BRESSOLIER, C. ET THOMAS, Y.F., 1977. Studies on wind and plant interaction on French Atlantic coastal dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, p.331-338
- BRIQUET A. 1930. *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*, Orléans, Ad. Colin, 442 pages.
- BRUUN, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion, *Journal of the waterways and harbors division*
- BRUUN, P., 1983. Review of conditions for use of the Bruun rule of erosion, *Coastal Engineering*, 7, p. 77-89
- BRUUN, P., 1988. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two and three dimensional usages; *Journal of Coastal Research*, 4 , p.627-648
- BURKINSHAW, J.R., WERNER, K, ILLENBERGER, RUST I.C., 1993. Wind speed profiles over a reversive transverse dune, *Geological Society, Special Publication*, 72, p. 25-36
- CARTER, R.W.G., 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation; Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73, p.191-214.
- CARTER, R.W.G., 1988. *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, Londres, 617 pages

- CARTER, R.W.G., 1990. The geomorphology of coastal dunes in Ireland. In BAKKER *et al.*, ed., Dunes of the European coasts, *Catena suppl*, 18, p.31-40
- CARTER, R.W.G., HESP, P.A., NORDSTROM, K.F., 1990. Erosional landforms in coastal dunes. In Nordstrom *et al.*, editor, Coastal dunes, forms and processes, Wiley, Chichester, p. 217-250
- CLABAUT, P., 1984. *Dynamique sédimentaire du littoral de Wissant et de ses abords*. Mémoire de DEA. Université de Lille I, 51p.
- CLABAUT, P., 1988. *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais (Large des côtes françaises)*. Thèse de l'Université de Lille I
- CLABAUT, P., CHAMLEY, H., BECK, C., 1985. *Etude sédimentologique du littoral de Wissant*. USTL, SN5.
- CLABAUT, P., MALHERBE, B., 1994. Étude de l'érosion du littoral de Dunkerque à Coxyde, une réflexion transfrontalière. *Actes de la conférence internationale: érosion côtière: Boulogne sur Mer, Observatoire de l'environnement littoral et marin, Manche et sud Mer du Nord*, p. 76-79
- CLIQUE, P.M., LEPETIT, J.M., 1986. Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Manche et de la Mer du Nord. A: De la frontière Belge à la Baie de Somme. Direction d'études et recherches d'EDF. Laboratoire National d'Hydraulique, Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 133p.
- COLBEAUX, J.P. (?) Rapport sur le Quaternaire de la Pointe aux Oies, USTL.
- CONSEIL GÉNÉRAL DU NORD, 1995. Rapport de synthèse d'une expérience de gestion sur le littoral du département du Nord, 2 p.
- CONSERVATOIRE DU LITTORAL, 1997. Protection des dunes de Sangatte, Programme NORSPA/Contrat LIFE n°92-1/FR/004. Rapport de synthèse, 28p.
- CORBAU, C., 1995. *Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal: exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque)*. Thèse de doctorat en Géologie et Géochimie sédimentaire; USTL, 223 p.
- COWELL ET NELSON, 1991. Management of beach erosion due to low swell, inlett and greenhouse effects: case study with computer modeling. *Proceedings 10th Australian Conference on Coastal and Ocean Engeenering*. p. 329-333
- COWELL, P.J., THOM, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution, in *Coastal Evolution (late quaternary shoreline morphodynamics)*. Ed. R.W.G Carter and C.D. Woodroffe, p. 33-86.

- CURRAY, J.R., EMMEL, F.J., AND CRAMPTON, P.J.S., 1967. Holocene History of a Strand Plain, Lagoonal Coast, Nayarit, Mexico, in, COSTONARES, A.A., and PHELGER, F.B., eds., *Lagunas Costeras, Un Simposio: Universidad Nacional Autonoma de Mexico*, 686p.
- DAVIES, J.L., 1958a. Analysis of height variation in sand beach-ridges: *Australian Journal of Science*, **21**, p.51-52.
- DAVIES, J.L., 1958b. The importance of cut and fill in the development of sand beach-ridges: *Australian Journal of Science*, **20**, p.105-111
- DE BERTRAND, R., 1855. *Notice historique sur Zuydcoote, Dunkerque*
- DEBOUDT, P., 1997. *Etude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et du nord-est de la Manche*. Thèse de Doctorat en Géographie, 2 vol., 457 p.
- DEBOUDT, P., BATTIAU QUENEY, Y., 1991. Les tempêtes, intégration d'un phénomène météorologique dans le paysage littoral de la côte nord-orientale du Cotentin. *Hommes et Terres du Nord*. **4**, p. 213-217
- DELEPINE G., 1909. Phénomènes géologiques récents sur le littoral de la Flandre française, *Annales de la société géologique du Nord*, Tome XXXVIII, p 357-362
- DEMANGEON, A., 1905. *La plaine picarde: Picardie, Artois, Cambrais, Beauvaisis*, A. Colin, Paris, 496 p.
- DENEL, V., FELIX, G., POIRET, M., PROVINCIAL, C., 1997, *Relations entre la dynamique éolienne et la morphologie dunaire: site de Merlimont*. Dossier d'Initiation à la Recherche en Géographie. USTL
- DESPEYROUX, Y., CHAMLEY, H., 1986. Distribution des sédiments récents dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, t.CV, p.179-186
- DEWEZ, S., 1988, *Sédimentation et dynamique en Manche orientale (de la baie d'Authie au cap d'Alprech)*. Thèse de l'Université de Lille I
- DUBOIS, G., 1924. Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. Mémoire de la Société Géologique du Nord, t. VIII, p.11-21
- DUBOIS R., 1992, A re-evaluation of Bruun's rule and supporting evidence. *Journal of coastal research*, **8**,3, p 618-628.
- DUBORPER, S., 1996. *Catalogue cartographique de l'évolution côtière de 1975 à 1996 pour les communes de Oye-Plage et Boulogne-sur-Mer*. SMBC, 53 p.
- FAUCHOIS, J., 1994. *Evolution morphologique et dynamique de la végétation dans les dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, USTL, 109p.

- FAUCHOIS, J., 1995. *Etude et cartographie géomorphologique de la dune Dewulf (communes de Leffrinckoucke, Ghyvelde, Zuydcoote: Nord)*, Mémoire de DEA de Géographie, USTL, 127 p.
- FLAGEOLLET, J.C., LEVOY, F., 1986. Les risques d'érosion en milieux littoraux sableux. Approche méthodologique appliquée à la côte ouest du Cotentin (France). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **2**, p. 64-73
- GARES, P.A., NORDSTROM, K.F. 1988. Creation of dune depressions by foredune accretion, *Geographical Review*, New York, **78**, n°2 pp194-204.
- GÉHU, J.M., GÉHU, J., 1969. Les associations végétales des dunes mobiles et des bordures de plage de la côte atlantique française, *Vegetatio acta geobotanica*, La Haye, **18**, p.1-6 et 122-126
- GRALD, (GROUPE DE RECHERCHE ARCHÉOLOGIQUE DU LITTORAL DUNKERQUOIS) 1991. *Prospection archéologique à Zuydcoote: la fouille de Zuydcoote*. 14 p.
- GRÉGOIRE, M., MARIETTE, M., 1989. *Dunkerque, grand port de la Mer du Nord confronté en permanence aux problèmes de dragage et toujours soucieux de son environnement*. Séminaire international sur les aspects environnementaux liés aux activités de dragage, Nantes.
- HARDISTY, J., WHITEHOUSE, R.J.S, 1988, Evidence for a new sand transport process from experiments on Sahara dunes. *Nature*, **332**, p. 532-534
- HESP, P ET HYDE, R. 1996. Flow dynamics and geomorphology of a trough blowout, *Sedimentology*
- HESP, P.A., 1984. Foredune Formation in Southeast Australia, in THOM, B.G., ed., *Coastal geomorphology in Australia*, Academic Press, Sydney, p. 69-97.
- HOTTA, S., KUBOTA, S., KATORI, S., HORIKAWA, K., 1984. Sand transport by wind on a wet sand beach. *Proceedings of the 19th Coastal Engineering Conference*, ASCE, p.1265-1281
- HOUTHUYS, R., DE MOOR, G., SOMMÉ, J., 1993. The shaping of the French-Belgian North Sea Coasts throughout recent geology and history, in *Coastlines of the southern North Sea, Coastal zone 93*, ed. Hillen R. & Verhagen H.J., New York, p.27-40
- HOWARD, A., MORTON, J., GAD-EL-HAK, M., PIERCE, D., 19780. Sand transport model of barchan dune equilibrium. *Sedimentology*, **25**, p. 307-338
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 1992. Global climate change and the rising challenge of the sea. *Report of the Coastal Zone Management Subgroup. Responses strategies working group*, p. 1-35.

- IVERSEN, J., GREELEY, R., MARSHALL, J., POLLACK, J., 1987, Aeolian saltation threshold: the effect of density ratio. *Sedimentology*, **34**, p. 699-706
- JELGERSMA, S., DE JONG, S., ZAGWIJN, W.H., VAN REGTEREN ALTENA, J.F., 1970. The coastal dunes of the western Netherlands, geology, vegetational history and archeology. *Meded. Rijks Geologische Dienst, N.S.*, **21**, p.93-167
- JELGERSMA, S., OELE, E., WIGGERS, A.J., 1979. Depositional History and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea since the Eemian. In *The Quaternary History of the North Sea. Acta Universitatis Uppsaliensis, Uppsala*, p.115-146
- JOLY, F., 1995. *Dynamique dunaire et végétale du système bordier des dunes Marchand (Zuydcoote, Bray-Dunes)*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, USTL, 82p.
- JOLY, F., 1996. *Essai méthodologique d'évaluation de l'intérêt géomorphologique et géologique des sites naturels littoraux. Etude des dunes Marchand, du cap Blanc-Nez et de l'estuaire de la Canche*. Mémoire de DEA de Géographie, USTL, 209 p.
- JUNGERIUS P.D., 1984. A simulation model of blowout development, *Earth Surface Processes and Landforms*, **9**, p. 509-512.
- JUNGERIUS, P.D., VAN DER MEULEN F. 1989. The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos, *Catena*, **16**, p. 369-376.
- JUNGERIUS, P.D., VERHEGGEN, A.J.T., WIGERS, A.J., 1981. The developpement of blowouts in "The Blink", a coastal dune area near Noordwijkerhout, The Netherlands, *Earth Surface Processes and Landforms*, **6**, p.375-396
- KLIJN, J.A., 1981, *Nederlandse kustduinen; geomorfologie en bodems*. Thesis, Wageningen, 188 p.
- KLIJN, J.A., 1990. The younger dunes in the Netherlands; chronology and causation, in Bakker *et al*, 1990. Dunes of the European coasts, *Catena Suppl.* **18**, p. 89-100
- KÖHN, W., 1989. The Holocene transgression of the North Sea as exemplified by the southern Jade bay and the Bealgian coastline. *Essener Geogr. Arbeiten*, **17**, p. 109-152
- LAMB, H.H., 1977. *Climate, present, past and future*. Vol II. Methuen, London.
- LANOY-RATEL, P., 1994. *Etude du complexe de dunes bordières de la réserve biologique domaniale de Merlimont. Impacts des aménagements sur la physionomie actuelle du site et dynamique actuelle*. Mémoire de maîtrise de Géographie, USTL, 107 p.
- LANOY-RATEL, P., 1995. Inventaire et historique des blockhaus du littoral Nord-Pas-de-Calais. Etude des vestiges et des défenses allemandes de la seconde guerre mondiale. *Rapport de l'Observatoire de l'environnement littoral et marin / USTL*.

- LANOY-RATEL, P., 1996. *L'évolution des dunes du Perroquet à travers un siècle d'anthropisation*. Mémoire de DEA, USTL, 134 p.
- LEFÈVRE, P., 1979. Aperçu sur la formation et les caractéristiques de la plaine maritime picarde. *INQUA: Livret guide du Symposium d'Amiens*, p. 28-41
- LEFÈVRE, P., ROUVILLOIS A., GAFFET, M.A., BIGNIOT, G., 1980, Alternances de sédimentations marines et continentales durant l'Holocène en plaine maritime picarde. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*
- LEVOY, F., 1994. *Evolution et fonctionnement hydro-sédimentaire des plages macrotidales. L'exemple de la côte ouest du Cotentin*. Thèse de Doctorat en Géologie. Université de Caen, 423 p.
- LYLES, L., WOODRUFF, N., 1972. Boundary layer flow structures: effects of wind on detachment on non-cohesive particles; in Shen, H. (ed.) *Sedimentation. Dept. Of civil Engineering, Colorado State University*, p.2.1-2.16
- MAC EWANS, I.K., WILLETS, B.B., 1991a. Numerical model of the saltation cloud, *Acta Mechanica Supplementum*, 1, p.53-66
- MAC EWANS, I.K., WILLETS, B.B., 1991b, Sand transport by wind: a review of the current conceptual model, *Geological society*, Ed. K. Pye, Special Publication, 72, p.11-16
- MAC KENZIE, P., 1958. The Development of Beach Sand Ridges. *Australian Journal of Science*, 20, p.213-214.
- MARIETTE, H., 1971. L'archéologie des dépôts flandriens du Boulonnais, *Quaternaria*, 14, p.137-150.
- MARIETTE, H., 1976. Le Néolithique de la Pointe-aux-Oies (Wimereux, Pas-de-Calais). Livret guide de l'excursion A10; *Actes du IXème congrès de l'union internationale des sciences préhistoriques et protohistoriques*, p.172-173
- MÉREAU, J., 1968. Relevé des dégradations observées sur le site de la baie de la Slack depuis 1940. *Bulletin des amis du Fort d'Ambleteuse*.
- MEUR-FERREC, C. 1995. La préservation des espaces naturels littoraux dans le Nord et le Pas-de-Calais: acteurs et politiques d'intervention. *Hommes et Terres du Nord*, 1-2, p. 2-10
- MIOSSEC, A., 1987. Les conséquences de la pression touristique sur l'espace physique littoral. *Norois*, 34, n°133-135, p. 153-163
- MIOSSEC, A., 1994. Bilan et prospective: quelles leçons peut-on tirer des observations actuelles. *Actes de la conférence internationale "Erosion Côtière"*, Observatoire de l'Environnement Littoral et Marin Manche et sud Mer du Nord. Boulogne/mer, p.83-122
- MISSIMER, T.M., 1973. Growth Rates of Beach-ridges on Sanibel Island, Florida: *Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc.* 23, p.383-388.

- MONTAIGNE, 1972. La plaine maritime picarde et sa bordure dans la région de la Canche. Travaux du Laboratoire de Géomorphologie, *Cahiers de géographie physique*, USTL, p.65-74
- MUNAUT, A.V., GILOT, E., 1977, Recherches palynologiques et datations 14C dans les régions côtières du Nord de la France: phases transgressives et stabilisations dunaires flamandaises dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **52**, p. 17-25
- MUNAUT, A.V., GILOT, E., 1980. Recherches palynologiques et datations 14C dans les régions côtières du Nord de la France. L'Holocène de la Pointe aux Oies (Wimereux, Pas-de-Calais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **100**, p. 23-29
- NORDSTRÖM, K.F., PSUTY, N., CARTER, B. 1990. *Coastal dunes, forms and processes*. Wiley, Chichester, 392 p.
- OWEN, P.R., 1964. Saltation of uniform grains in the air, *Journal of fluid mechanics*, **20** (2), p.225-242
- PAEPE, R., 1960. La plaine maritime entre Dunkerque et la frontière belge. *Bulletin de la société belge d'études géographiques*, t. XXIX, p.47-66.
- PASKOFF, R., 1993A. *Côtes en danger*, Masson, 250 pages.
- PASKOFF, R., 1993B. Projet de réhabilitation du bourrelet dunaire de Fort-Mahon, Sangatte, Pas-de-Calais. Rapport d'expertise, Conservatoire du littoral, 4 p.
- PASKOFF, R, 1994A. Connaissances actuelles sur les mécanismes sédimentaires littoraux. *Actes de la conférence internationale sur l'érosion côtière*, Observatoire de l'Environnement Littoral et Marin Manche et sud Mer du Nord. Boulogne/mer, p.7-17
- PASKOFF, R. 1994B. *Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution*, Masson, 2^{ème} éd. Paris, 256p.
- PASKOFF, 1998. *Les littoraux: impacts des aménagements sur leur évolution*. A. Colin ed.
- PAUL, F., 1991. Les tempêtes des mois de janvier et février 1990 dans le nord de la France. *Hommes et Terres du Nord*, **4**, p.208-212
- PETIT-BERGHEN, Y., DUBOIS, J.J., 1995, Les forêts littorales en milieu dunaire: l'exemple de la réserve biologique domaniale de Merlimont (Pas-de-Calais), *Hommes et Terres du Nord*, **1-2**, p.11-20
- PINTE, P., 1986. *Etude géomorphologique et cartographique des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux (Bas-Boulonnais)*. Mémoire de DEA de Géographie, USTL, 210p.

- PINTE, P., 1987. Essai de cartographie des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux, *Hommes et Terres du Nord*, 3, p. 160-176.
- PSUTY, N.P., 1967. The Geomorphology of Beach-ridges in Tabasco, Mexico: *Baton Rouge, IJA*, Louisiana State University Press, 51p.
- PSUTY, N.P., 1988. Dune - beach interaction, *Journal of Coastal Research*, n° spécial 3, 136 p.
- PYE, K. 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical geography*, 4, 531-557
- PYE, K., 1993. The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems, *Geological Society*, 72
- RASMUSSEN, K.R., ET MIKKELSEN, H.E., 1991. Wind tunnel observations of aeolian transport rates. *Acta Mechanica, Supplementum*, 1, p.135-144
- RASMUSSEN, K.R., ET MIKKELSEN, H.E., 1992. The transport rate profile and the efficiency of sand traps. *Sedimentology*, in press.
- RASMUSSEN, K.R., 1989, Some aspects of flow over coastal dunes. *Proceedings of the royal Society of Edinburgh*, 96B, p.129-147
- ROBERTSON-RINTOUL, M.J. 1990, A quantitative analysis of the near surface wind flow pattern over coastal parabolic dunes, In NORDSTROM *et al*, ed., Coastal dunes, forms and processes, Wiley, Chichester, p. 57-78
- ROELEVELD, W., 1974. The Groningen coastal area. A study in Holocene Geology and low-land physical Geography. *Ber. Rijksd. Oudh. K. Bodemonderzoek*, 20, p.7-25; 24, p. 7-132
- ROEP, T.B., 1984. Progradation, erosion and changing coastal gradient in the coastal barrier deposits of the Western Netherlands. *Geol. & Mijnbouw*, 63, p.249-458
- SEGUIN, A., 1994. *Dynamique dunaire et végétale du système bordier dans la réserve biologique domaniale de Merlimont*. Mémoire de Maîtrise de Géographie. USTL, 121p.
- SEGUIN, A. 1995. *La dynamique des formes dunaires à grande et petite échelles dans la réserve biologique domaniale de Merlimont*. Mémoire de DEA de Géographie, USTL, 108p.
- SHERMAN, D.J. ET HOTTA, S. 1990. Aeolian sediment transport: theory and measurement, in Nordstrom *et al*, Coastal Dunes, Forms and Process, p.17-35.
- SIPKA, V., 1993. *Téledétection appliquée à l'évolution des littoraux. L'exemple de la Baie de Wissant*. Mémoire de Maîtrise de Géographie. USTL, 70p.

- SIPKA, V., 1994. *Cartographie géomorphologique dynamique à grande échelle des côtes basses sableuses: l'exemple de la baie de Wissant*. Mémoire de DEA de Géographie, USTL, 76 p.
- SIPKA, V., 1997A. Détermination et cartographie des cellules morphosédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais, nord de la France. *Lettre d'information du groupe français de Géomorphologie*, **20**, 27 p.
- SIPKA, V., 1997B. Les cellules sédimentaires intertidales sur le littoral Nord-Pas-de-Calais, nord de la France. Définitions et applications. *Actes du colloque de Bordeaux-Mer 1997*, p.61-70
- SOMMÉ, J., 1975, (publié en 1977). *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Étude Géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, 2 volumes, 810 p.
- SOMMÉ, J., 1979, Quaternary Coastlines in northern France. In *The Quaternary History of the North Sea. Acta Universitatis Uppsaliensis*, Uppsala, p. 147-158
- SOMMÉ, J., 1988, La plaine maritime de la Mer du Nord: évolution holocène et héritage pléistocène. In "Campagnes et littoraux d'Europe", Mélanges offerts au Professeur P. Flatrès. *Hommes et Terres du Nord*, Lille, **3**, p. 155-161
- SOMMÉ, J., 1998. Le Quaternaire de la plaine maritime picarde, in *Le Quaternaire de la vallée de la Somme et du littoral picard; livret-guide de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire du 21 au 23 mai 1998*, p.119-127.
- SORENSEN, M.A., 1991. Grain shape effects on aeolian sediment transport, *Acta Mechanica Supplementum*, **1**, p.159-166
- STAPOR, F.W., 1975. Holocene beach-ridge plain development, Northwest Florida: *Zeitschrift Für Geomorphologie. Suppl.* **22**, p. 116-141.
- STAPOR, F.W., 1991. Barrier island progradation and Holocene sea-level history in Southwest Florida: *Journal of Coastal Research*, v.7 (**3**), p. 815-838.
- TANNER, W.F., 1988. Beach-ridge Data and Sea-Level History from the Americas: *Journal of Coastal Research*, v.4 (**1**), p.81-91.
- TANNER, W.F., 1991. The "Gulf of Mexico" late Holocene sea-level curve and river delta history. *Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc.*, v.XLI, p.583-589.
- TANNER, W.F., 1992. Late Holocene sea-level changes from grain-size data: evidence from the Gulf of Mexico. *The Holocene*, **2**, p.249-254.
- TAYLOR, M., STONE, W.G., 1996, Beach ridges, a review. *Journal of Coastal Research*, **12** (**3**), p. 612-621

- TERS, M., DELIBRIAS, G., DENEFLÉ, M., ROUVILLOIS, A., FLEURY, A., 1980. Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichsélien ancien. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 1-2, p. 11-23
- THOM, B.G. & HALL, W., 1991. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth surface Processes and Landforms*, 16, 113-27
- THOMAS, Y., 1975, *Action éolienne en milieu littoral: la pointe de la Coubre*. Mémoire du laboratoire de Géomorphologie de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes. 146p.
- Tricart, J., 1951, L'évolution morphologique des Bas-Champs picards. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 2, p. 49-65
- VAN DER MEULEN, F., 1990, European dunes: consequences of climate change and sea level rise. In BAKKER *et al.* Dunes of the European coasts, *Catena Suppl.* 18, p. 209-223
- VAN RUMMELEN, F., 1972. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland (1/50000), Blad Walcheren, *Rijks Geologische Dienst, Haarlem*
- VAN STRAATEN, L., 1965. Coastal barrier deposits in South and North-Holland, *Med. Geol. Stichting*, New série, 17, p.41-75
- VANGILVE, J.F., 1996. *Etude morphologique des falaises du cap Gris-Nez: évolution et dynamique littorale*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, USTL, 113 p.
- VICAIRE, O., 1994. *Dynamique hydrosédimentaire en Mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière belge)*. Thèse de Doctorat en Océanologie, USTL, 362 p.
- VICTOR, F., 1994. *Etude des risques littoraux concernant le lotissement des Escardines (Oye-Plage, Pas-de-Calais)*. *Risques, cadre morphodynamique de l'intervention technique*. SMBC, 53 p.
- WERNER, B., 1990. A steady state model of wind-blown sand transport, *Journal of geology*, 98, p.1-17
- WILSON, P., 1990. Coastal dune chronology in the north of Ireland, in Bakker *et al.*, 1990, Dunes of the European coasts, *Catena Suppl.* 18, p.71-79
- WISSOCQ, L., 1990. *Etude géomorphologique de la région du cap Blanc-Nez. Evolution et dynamique littorale*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, USTL, 202 p.
- WISSOCQ, L., 1992. Impact géomorphologique des tempêtes de 1989-1990 sur le littoral du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Hommes et Terres du Nord*, n°3, p.132-135
- ZAGWIJN, W.H. ET VAN STAALDUINEN, C.J., 1975. Toelichting bij de geologische overzichtskaart van Nederland. *Rijks Geologische Dienst, Haarlem*.

- ZAGWIJN, W.H., 1984. The formation of the Younger Dunes on the west coast of the Netherlands, *Geol. & Mijnb.* 63, p. 259-268

LISTE DES FIGURES

Figure n°1: Carte de localisation et de présentation des dunes flamandes.....	16
Figure n°2: Carte de localisation et de présentation des dunes picardes.....	18
Figure n°3: Organisation de la plaine maritime picarde.....	20
Figure n°4: Localisation et présentation des massifs dunaires de Wissant et de la Slack	22
Figure n°5: Présentation des différents sites dunaires de la baie de Wissant.....	23
Figure n°6: Carte de localisation des différents sites du littoral du Nord-Pas-de-Calais.	26
Figure n°7: Structures et fonctions du modèle morphodynamique pour le système côtier d'après Cowell et Thom (1994).....	30
Figure n°8: Synoptique de la notion de système morphogénique appliquée aux côtes dunaires.....	31
Figure n°9: Courbe de remontée du niveau marin depuis l'Atlantique sur les côtes belges de la Mer du Nord.....	32
Figure n°10: Réponse du trait de côte à une élévation du niveau marin.....	33
Figure n°11: Les gains et les pertes de sédiments sur une plage.....	34
Figure n°12: Modélisation de la réponse du trait de côte à une élévation de 50 cm du niveau marin et à une diminution de 0,1 ou 0,5% des apports de la dérive littorale.....	35
Figure n°13: Délimitation des compartiments sédimentaires et de la circulation longitudinale sur la façade ouest du littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	36
Figure n°14: Délimitation des compartiments sédimentaires et de la circulation longitudinale sur la façade nord du littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	37
Figure n°15: Influence des ouvrages littoraux sur l'évolution morphosédimentaire côtière.....	38
Figure n°16: Modèle schématique de zonation dynamique des systèmes des dunes picardes et flamandes.....	41
Figure n°17: Profil transversal type d'une plage (Paskoff, 1998).....	43
Figure n°18: Formation des <i>beach ridges</i> selon Psuty (1967).....	45
Figure n°19: Deux types de sédimentation sur les beach ridges de Magilligan Foreland, Carter (1986).....	46
Figure n°20: Variations du profil de la plage des dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont.....	47
Figure n°21: Fluctuations du comportement sédimentaire des côtes à large estran (et large plateau continental) mises en valeur par un programme d'enregistrement du niveau de la plage sur deux décennies (1972-1986), Thom et Hall (1991).....	48
Figure n°22: Erosion par sapement basal du cordon bordier.....	50
Figure n°23: Les modalités d'érosion et de régularisation du profil d'un cordon dunaire bordier.....	51
Figure n°24: Croquis schématique présentant les domaines d'influence de la dynamique éolienne sur un milieu dunaire actif.....	55
Figure n°25: Les formes de détail dans les couloirs de déflation.....	58
Figure n°26: Forme et évolution des pourrières sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais....	60
Figure n°27: Profil dunaire schématique montrant l'organisation et les différents secteurs d'activité d'une caoudeyre.....	62
Figure n°28: Photo-interprétation d'une cuvette de déflation dans les dunes de Merlimont.....	63
Figure n°29: Processus de néoformation dunaire dans les cuvettes de déflation.....	64
Figure n°30: Les conditions d'évolution des dunes paraboliques sur le littoral du Nord- Pas-de-Calais.....	65
Figure n°31: Croquis géomorphologique d'une dune parabolique (site de Merlimont)...	67

Figure n°32: Croquis présentant la morphologie d'ensemble du domaine pré-littoral du Nord-Pas-de-Calais (Clabaut, 1995).....	69
Figure n°33: Dynamique sédimentaire sur la façade ouest du domaine marin du Nord-Pas-de-Calais.....	71
Figure n°34: Croquis montrant la morphologie du talus littoral sur les côtes picardes ou devant Gravelines et à l'est de Dunkerque.....	72
Figure n°35: Dynamique sédimentaire sur la façade nord du domaine marin du Nord-Pas-de-Calais.....	73
Figure n°36: Croquis schématique expliquant l'influence des migrations côtières des bancs sous-marins sur la dynamique sédimentaire de l'estran et des cordons littoraux....	74
Figure n°37: Croquis montrant de manière synthétique les différentes manifestations de l'anthropisation du littoral flamand, leur influence sur la dynamique sédimentaire côtière et leurs conséquences sur l'évolution morphologique dunaire.....	75
Figure n°38: Impacts morphologiques des dynamiques marine, éolienne et sédimentaire.....	77
Figure n°39: Croquis schématique montrant l'effet de la course du vent sur le déplacement des particules sableuses.....	81
Figure n°40: Croquis synthétique montrant, sur un profil vertical, l'influence de la rugosité sur la vitesse du vent	81
Figure n°41: Quantification de la masse sableuse transportée par le vent dans le temps	82
Figure n°42: Illustration de la répartition de la force de cisaillement sur un profil vertical.....	83
Figure n°43: Roses des vents sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	85
Figure n°44: Profils verticaux correspondant au tableau n°1.....	87
Figure n°45: Croquis montrant la disposition des différents relevés sur un profil dunaire (exemple des dunes de Merlimont).....	88
Figure n°46: Profils verticaux correspondant au tableau n°2.....	89
Figure n°47: Répartition des anémomètres sur le profil dunaire (profil A: Merlimont; profil B: Wissant).....	90
Figure n°48: Variations de la vitesse du vent sur une plage et son avant-dune	91
Figure n°49: Evolution d'un creux de déflation.....	93
Figure n°50: Clichés aériens diachroniques d'un couloir de déflation et d'une caoudeyre dans les dunes d'Hardelot.....	94
Figure n°51: Croquis montrant l'évolution morphologique d'un couloir de déflation et d'une caoudeyre dans les dunes d'Hardelot.....	95
Figure n°52: Mesures de la dynamique éolienne sur un profil longitudinal situé dans l'axe d'un couloir de déflation.....	98
Figure n°53: Interprétation des résultats des profils verticaux (Hesp et Hyde, 1996).....	98
Figure n°54: Profils verticaux montrant les variations latérales de la dynamique éolienne dans un couloir de déflation (Hesp et Hyde, 1996).....	99
Figure n°55: Réactions du flux éolien à des vents obliques (Hesp et Hyde, 1996).....	100
Figure n°56: Localisation du couloir étudié sur les photographies aériennes.....	101
Figure n°57: Localisation des différents anémomètres sur le profil longitudinal.....	103
Figure n°58: Localisation en plan et en coupe des différents transects dans le couloir de déflation de Merlimont.....	104
Figure n°59: Localisation des anémomètres sur les différents relevés.....	107
Figure n°60: Cartographie de la dynamique éolienne au niveau des parois des couloirs de déflation.....	108

Figure n°61: Orientation des flux morphodynamiques dans le couloir de déflation en fonction de l'orientation des vents.....	109
Figure n°62: Localisation du couloir de déflation étudié dans les dunes de la Baraque Fricot.....	111
Figure n°63: Croquis géomorphologique du couloir de déflation au 1/1000 et localisation des relevés du tableau 7.....	112
Figure n°64: Orientation des flux morphodynamiques dans le couloir de déflation des dunes de la Baraque Fricot.....	115
Figure n°65: Carte écodynamique du milieu dunaire sur le littoral du cap Ferret (Barrère, 1990). Echelle: 1/25000.....	120
Figure n°66: Exemple de cartographie écodynamique au 1/5000 (Prat, 1995).....	121
Figure n°67: Carte géomorphologique de la partie ouest du site de la dune Dewulf au 1/5000 (Fauchois, 1995).....	122
Figure n°68: Extrait de la carte géomorphologique au 1/5000 des dunes de la réserve biologique domaniale de Merlimont (Battiau <i>et al</i> , 1995).....	123
Figure n°69: Carte géomorphologique au 1/5000 du secteur nord de la réserve biologique domaniale de Merlimont.....	124
Figure n°70: Localisation de la dune Dewulf dans son contexte géographique.....	135
Figure n°71: Cliché aérien du massif de la dune Dewulf au 1/20000.....	136
Figure n°72: Inventaire et caractéristiques des tempêtes ayant provoqué des dommages sur le littoral de Sangatte de 1600 à 1990 (Deboudt, 1997).....	138
Figure n°73: Croquis géomorphologique du littoral est-dunkerquois au début du XXème siècle.....	139
Figure n°74: Croquis géomorphologique de la dune Dewulf en 1937.....	140
Figure n°75: L'évolution du relief de la dune Dewulf entre 1900 et 1995 vue en coupe.....	142
Figure n°76: Localisation des différents secteurs du cordon bordier de la dune Dewulf sur la photographie aérienne de 1995.....	143
Figure n°77: Profils topographiques des différents secteurs du cordon bordier.....	144
Figure n°78: Les différents secteurs morphodynamiques de la grande dune parabolique active de la dune Dewulf.....	150
Figure n°79: Cartographie morphodynamique de la tête de la dune parabolique active dans la dune Dewulf.....	151
Figure n°80: Croquis montrant l'organisation du relief dunaire de la dune Marchand en 1894 et 1994.....	154
Figure n°81: Croquis au 1/25000 montrant la distribution des dunes mouvantes et paraboliques dans la dune du Perroquet en 1894.....	158
Figure n°82: Coupes topographiques schématiques illustrant l'évolution de la dune du Perroquet entre 1894 et 1994.....	159
Figure n°83: La relation entre les tempêtes et la formation des dunes transgressives sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	162
Figure n°84: Nombre de jours de tempêtes associées à une submersion, des manifestations morphogéniques ou des dommages aux ouvrages de défense sur le littoral de Sangatte entre 1600 et 1900 (Deboudt, 1997).....	163
Figure n°85: Présentation topographique et datation de la formation des différentes dunes transgressives.....	164
Figure n°86: Dynamique sédimentaire dans la baie de Wissant (Augris <i>et al</i> , 1990).....	165
Figure n°87: Répartition du traceur radioactif réalisé au milieu de l'estran de Wissant après une tempête de secteur SW (Augris <i>et al</i> , 1990).....	166

Figure n°88: Photointerprétation de l'évolution des dunes de la Baraque Fricot.....	168
Figure n°89: Croquis au 1/5000 montrant l'évolution du trait de côte dans les dunes de la Baraque Fricot et dans le secteur occidental des dunes du Châtelet.....	170
Figure n°90: Localisation des deux secteurs de la dune du Châtelet.....	169
Figure n°91: Coupe schématique du relief dunaire dans la partie occidentale des dunes du Châtelet.....	171
Figure n°92: Croquis schématique du relief dunaire dans la partie orientale des dunes du Châtelet en 1963.....	171
Figure n°93: Croquis schématique du relief dunaire dans la partie orientale des dunes du Châtelet en 1981.....	172
Figure n°94: Croquis schématiques montrant l'évolution du relief dunaire en coupe des dunes du Châtelet entre 1963 et 1995.....	173
Figure n°95: Croquis montrant l'évolution de la dune d'Aval entre 1963 et 1995.....	175
Figure n°96: Recul de la côte à l'ouest de Wissant entre 1963 et 1995.....	177
Figure n°97: Croquis schématique montrant l'organisation du relief dunaire sur le site de la dune d'Amont.....	179
Figure n°98: Croquis au 1/5000 montrant la progression du littoral de la dune d'Amont entre 1963 et 1995.....	180
Figure n°99: Profils schématiques montrant l'évolution du trait de côte dans la dune d'Amont.....	181
Figure n°100: Transits sédimentaires aux abords de la Bassure de Baas devant Hardelot.....	182
Figure n°101: Croquis de localisation des dunes d'Hardelot.....	183
Figure n°102: Profils topographiques du littoral au nord et au sud d'Hardelot.....	184
Figure n°103: Extension des dunes vers l'intérieur des terres au nord de la Canche (Briquet, 1930).....	185
Figure n°104: Carte géomorphologique simplifiée du cordon bordier dans le secteur situé au nord d'Hardelot en 1955.....	187
Figure n°105: Evolution du trait de côte entre 1955 et 1995 dans les dunes d'Hardelot	190
Figure n°106: Localisation des dunes de la Slack dans leur environnement littoral.....	192
Figure n°107: Croquis schématiques montrant les différentes étapes du comblement de l'estuaire de la Slack.....	193
Figure n°108: Coupe schématique de la falaise de formations quaternaire ou "falaise pléistocène".....	193
Figure n°109: Carte de localisation des massifs dunaires entre les estuaires de la Canche et de l'Authie (Battiau-Queney <i>et al</i> , 1995).....	195
Figure n°110: Le champ de dunes au sud de la Canche (Briquet, 1930).....	196
Figure n°111: Coupes topographiques de la plaine maritime picarde.....	198
Figure n°112: Plan topographique des dunes au sud de Merlimont-Plage en 1924 (Briquet, 1930).....	199
Figure n°113: Localisation des dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie et des ouvrages de défense anti-érosion.....	203
Figure n°114: Les différentes lignes de rivages sur le platier d'Oye entre 1630 et 1995	212
Figure n°115: Fresque du littoral dunkerquois vers 1750.....	213
Figure n°116: Emplacement des dunes et position du rivage au sud de la Canche entre le début du XVIIIème et 1930.....	214
Figure n°117: Réponse du trait de côte dans un contexte d'élévation du niveau marin, en fonction du stock sédimentaire, appliquée aux côtes du Nord-Pas-de-	

Calais.....	220
Figure n°118: La relation entre l'histoire climatique et la formation des <i>younger dunes</i> aux Pays-Bas (Klijn, 1990).....	222
Figure n°119: Les conséquences de la dégradation des conditions climatiques sur la dynamique morphogénique littorale.....	223
Figure n°120: Les conséquences du réchauffement climatique sur la dynamique morphogénique littorale.....	224
Figure n°121: Classification et description des différentes tendances de la dynamique morphogénique dunaire.....	225
Figure n°122: Graphique illustrant les variations temporelles de la dynamique morphogénique sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais.....	226

LISTE DES CARTES ET DES TABLEAUX

carte n°1.....	fournie à part	tableau 1.....	87
carte n°2.....	"	tableau 2.....	88
carte n°3.....	"	tableau 3.....	90
carte n°4.....	"	tableau 4.....	103
carte n°5.....	"	tableau 5.....	105
carte n°6.....	"	tableau 6.....	107
carte n°7.....	"	tableau 7.....	114
carte n°8.....	"	tableau 8.....	232
carte n°9.....	"	tableau 9.....	233
carte n°10.....	"	tableau 10.....	233
carte n°11.....	"	tableau 11.....	234
carte n°12.....	"	tableau 12.....	236
carte n°13.....	235	tableau 13.....	238
carte n°14.....	237		
carte n°15.....	239		

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo n°1: Paysage dunaire dans les dunes picardes (dunes de Stella-Plage).....	42
Photo n°2: Paysage dunaire dans les dunes flamandes (dune du Perroquet).....	42
Photo n°3: Champ de dunes embryonnaires (dune d'Amont en juin 1996).....	44
Photo n°4: Cliché aérien de l'estran des dunes d'Hardelot en 1989.....	44
Photo n°5: Variations saisonnières du profil de l'estran à Hardelot (février et juillet 1997).....	47
Photo n°6: Sapement de la base du cordon bordier (dune de Merlimont en octobre 1996).....	51
Photo n°7: L'érosion du cordon bordier dans les dunes de Merlimont.....	52
Photo n°8: Régularisation du profil dunaire par l'intermédiaire de mouvements gravitaires (dunes de Merlimont).....	52
Photo n°9: Une falaise sableuse sur le site de la dune Dewulf (janvier 1995).....	53
Photo n°10: Creux de déflation sur le cordon bordier des dunes de la Slack (juillet 1997).....	56
Photo n°11: Couloir de déflation dans les dunes de Merlimont (janvier 1997).....	57
Photo n°12: Marques de corrasion éolienne dans les dunes de Merlimont (janvier 1998).....	58
Photo n°13: Butte sableuse résiduelle ou "croc" dans les dunes de Merlimont (Septembre 1994).....	59
Photo n°14: Dunes néoformées à l'entrée d'un couloir de déflation dans les dunes de Merlimont (mars 1996).....	59
Photo n°15: Pourrière étalée dans les dunes de Merlimont en juin 1994.....	61
Photo n°16: Caoudeyre dans les dunes de Merlimont en novembre 1994.....	
Photo n°17: Arcs dunaires néoformés dans le fond d'une cuvette de déflation (dunes de Merlimont en décembre 1993).....	65
Photo n°18: Dune parabolique dans les dunes de Merlimont en janvier 1997.....	66
Photo n°19: Matériel utilisé pour la réalisation de profils verticaux.....	86
Photo n°20: Exutoire d'un couloir de déflation dans les dunes d'Hardelot.....	96
Photo n°21: Pourrière dans les dunes d'Hardelot (janvier 1996).....	96
Photo n°22: Vue du couloir de déflation étudié (dunes de Merlimont, octobre 1996) et vue sur la pourrière associée.....	102
Photo n°23: Disposition des anémomètres sur les parois du couloir de déflation (février 1997).....	106
Photo n°24: Aspect du couloir de déflation étudié avant et après une tempête.....	110
Photo n°25: Vue de la partie interne du couloir de déflation étudié (dune de la Baraque Fricot).....	112
Photo n°26: Cliché montrant l'ensevelissement des formations végétales par l'avancée d'un lobe d'accumulation de forme convexe (dunes de la Baraque Fricot en janvier 1997).....	113
Photo n°27: Dunes néoformées situées à l'entrée du couloir de déflation (dunes de la Baraque Fricot en janvier 1997).....	113
Photo n°28: Cliché aérien de la dune Dewulf en 1971.....	141
Photo n°29: Vue du cordon bordier prise vers l'est depuis la batterie de Zuydcoote en septembre 1995).....	145
Photo n°30: Vue du front de mer de la batterie de Zuydcoote en janvier 1995.....	145
Photo n°31: Vue du front de mer dans la partie centrale du site de la dune Dewulf en octobre 1994.....	146
Photo n°32: Falaise sableuse dans la dune Dewulf en octobre 1994.....	147

Photo n°33: Panne humide associée à une dune parabolique en voie de fixation complète dans la dune Dewulf en mai 1995.....	149
Photo n°34: Vue de la tête active de la grande dune parabolique active de la dune Dewulf en mai 1995.....	152
Photo n°35: Vue du front transgressif de la dune parabolique active dans la dune Dewulf en octobre 1996.....	152
Photo n°36: Cliché aérien de la dune marchand en 1957.....	155
Photo n°37: Cliché aérien de la dune marchand en 1971.....	156
Photo n°38: Surface de déflation d'une dune parabolique située juste en arrière du cordon bordier de la dune marchand en avril 1996.....	156
Photo n°39: Profil du cordon bordier dans la dune Marchand en avril 1996.....	157
Photo n°40: Cliché aérien de la dune du Perroquet en 1957.....	158
Photo n°41: Vue du cordon bordier dans la dune du perroquet en août 1997.....	160
Photo n°42: Vue de l'entrée de mer dans la dune du Perroquet en août 1997.....	160
Photo n°43: Paysage typique des dunes flamandes en août 1997.....	161
Photo n°44: Vue du front de mer de la dune du Châtelet en février 1997.....	173
Photo n°45: Cliché aérien de la dune d'Aval en 1963.....	174
Photo n°46: Vue des blockhaus situés juste à l'ouest de la digue de Wissant en février 1989.....	176
Photo n°47: Vue des blockhaus situés juste à l'ouest de la digue de Wissant en août 1998.....	176
Photo n°48: Vue du front de mer dans la dune d'Aval en février 1998.....	178
Photo n°49: Vue sur le mur anti-char et la batterie de blockhaus situés juste à l'ouest de la digue de Wissant en février 1998.....	178
Photo n°50: Vue de la dune d'Amont en janvier 1997.....	179
Photo n°51: Cliché aérien des dunes d'Hardelot en 1955.....	186
Photo n°52: Cliché aérien du secteur sud des dunes d'Hardelot en 1971.....	188
Photo n°53: Large cuvette de déflation dans les dunes d'Hardelot.....	189
Photo n°54: Vue sur l'entrée d'un couloir de déflation dans les dunes d'Hardelot en octobre 1996.....	189
Photo n°55: Les sentiers de fréquentation des dunes ouvrent des espaces de sables vif dans un couvert végétal dense dans les dunes d'Hardelot en octobre 1996.....	189
Photo n°56: Vue de la falaise taillée dans les formations du Pléistocène dans les dunes de la Slack en juillet 1997.....	194
Photo n°57: Forme de déflation entaillant la front du cordon bordier des dunes de la Slack en juillet 1997.....	194
Photo n°58: Vue du front de mer dans les dunes du Touquet en août 1997.....	200
Photo n°59: Dunes en queue de comète dans les dunes du Touquet.....	201
Photo n°60: Envahissement de la route reliant le camping de la mer à Stella-Plage par des pourrières transgressives en août 1997.....	202
Photo n°61: Vue des enrochements récents de la base du cordon dunaire des dunes du musoir de l'estuaire de l'Authie en Juillet 1997.....	204
Photo n°62: Vue aérienne oblique de la grande dune transgressive située entre les pointes du Haut Banc et de la Rochelle en juillet 1989.....	205
Photo n°63: Vue des cordons de progression du contre-poulier de la pointe de la Rochelle.....	205
Photo n°64: Comblement progressif de l'entrée d'un couloir de déflation dans les dunes de Merlimont en Janvier 1998.....	216

Photo n°65: Affleurements tourbeux sur l'estran du musoir de l'estuaire de la Canche en avril 1998..... 217

Photo n°66: Cliché de la falaise sableuse au niveau du musoir de l'estuaire de la Canche en avril 1998..... 217



L'INTÉRÊT DE LA CARTOGRAPHIE À GRANDE ÉCHELLE DANS L'ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DES LITTORAUX DUNAIRES DU NORD-PAS-DE-CALAIS

RÉSUMÉ

Plusieurs aspects de la dynamique géomorphologique des côtes basses sont traités dans ce travail. L'étude est basée sur une double approche naturaliste et historique, destinée à présenter les grands traits des évolutions récentes et anciennes de plusieurs sites littoraux: les massifs dunaires situés à l'est de Dunkerque, dans le département du Nord, ainsi que les dunes de la baie de Wissant et les massifs dunaires bordant la plaine maritime picarde, dans le département du Pas-de-Calais.

Les aspects fondamentaux de la géomorphologie littorale sont présentés dans la première partie de ce travail. Une mise au point est faite sur la notion d'évolution des systèmes dunaires et notamment sur les causes de l'érosion côtière.

Dans un second temps, on étudie les différents aspects de la dynamique éolienne en milieu dunaire. Ce travail est le résultat de mesures réalisées sur le terrain à partir d'anémomètres, il est destiné à présenter les différents modes d'évolution morphogénique des cordons dunaires ou des formes de déflation.

Une étude géomorphologique détaillée est réalisée sur plusieurs sites-ateliers. Elle aboutit à la réalisation de cartes géomorphologiques à grande échelle (1/5000). Cette étude sert de support à une synthèse historique de l'évolution géomorphologique des principaux massifs dunaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Des correspondances sont établies avec la chronologie des *younger dunes* hollandaises. Finalement, des cartes de vulnérabilité sont réalisées sur les sites-ateliers à l'échelle du 1/25000.

MOTS CLÉS: GÉOMORPHOLOGIE LITTORALE, NORD-PAS-DE-CALAIS, MILIEU DUNAIRE, ÉVOLUTION CÔTIÈRE, DYNAMIQUE ÉOLIENNE, GÉOMORPHOLOGIE HISTORIQUE, CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE, CARTOGRAPHIE DE VULNÉRABILITÉ.

ABSTRACT

This work presents different views of coastal dune geomorphology. Naturalist and historical approaches are used to define the evolution of several dune systems, located in the east zone of Dunkerque (Nord), in Wissant bay and in the coastal plain of Picardy (Pas-de-Calais).

The first part of this work brings an overview of the notions of morphogenic systems and coastal dunes evolution. In the second part, the relation between aeolian processes and dune morphology is presented as a result of quantitative analysis on foredunes and trough blowouts. Geomorphology of several dune systems is illustrated in large scale geomorphological maps (1/5000). Historical sights of coastal evolution are recalled from Briquet (1930) and completed with photointerpretation and naturalist approach for recent times. Typical and morphological évolutions resulting from this study are correlated with the Dutch coast *younger dunes* chronology. The final part of this work presents a vulnerability mapping method, which is applied on different dune sites (scale: 1/25000).

KEYS-WORDS: COASTAL GEOMORPHOLOGY, NORD-PAS-DE-CALAIS, DUNE COASTS, COASTAL EVOLUTION, AEOLIAN DYNAMIC, HISTORICAL GEOMORPHOLOGY, GEOMORPHOLOGICAL MAPPING, VULNERABILITY MAPPING