

x503-
200
1

Université des Sciences et Technologies de Lille
U.F.R. des Sciences de la Terre

n° d'ordre : 2934

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Lille I

En : Dynamique et Environnement Sédimentaires

présentée et soutenue publiquement par

Sophie LE BOT

Le : 30 mars 2001

Titre :

**Morphodynamique de dunes sous-marines sous
influence des marées et des tempêtes.
Processus hydro-sédimentaires et enregistrement.
Exemple du Pas-de-Calais.**

Directeurs de thèse : H. Chamley et A. Trentesaux

JURY

E. Anthony, Professeur	<i>Université du Littoral</i>	Rapporteur
J.-P. Tastet, Professeur	<i>Université de Bordeaux I</i>	Rapporteur
S. Berné, Ingénieur Docteur	<i>IFREMER, Brest</i>	Examineur
H. Chamley, Professeur	<i>Université de Lille I</i>	Examineur
H. De Vriend, Professeur	<i>University of Twente, Pays-Bas</i>	Examineur
T. Garlan, Ingénieur Docteur	<i>EPSHOM, Brest</i>	Examineur
N. Lenôtre, Ingénieur Docteur	<i>BRGM, Orléans</i>	Examineur
A. Trentesaux, Maître de Conférences	<i>Université de Lille I</i>	Examineur

SCD LILLE 1



D 030 287696 2



50376
20p1
15

Remerciements

Ces travaux de thèse ont été co-financés par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M.) et la Région Nord-Pas de Calais que je tiens à remercier pour l'intérêt qu'ils ont porté au sujet. Je remercie également l'URM 17, creuset scientifique ressourçant dont j'ai pu bénéficier.

Avant d'exposer les résultats de mon étude, je tiens à adresser ma reconnaissance à tous ceux qui ont participé à sa réalisation et m'ont apporté leur soutien :

Mes premiers mots s'adressent à Alain Trentesaux (Université de Lille 1), Thierry Garlan (S.H.O.M.) et au professeur Hervé Chamley (Université de Lille 1) qui ont assuré l'encadrement de mon travail. Ils ont pris le pari de confier cette étude à une petite bretonne qu'ils ne connaissaient ni d'Eve, ni d'Adam. Je les remercie chaleureusement de la confiance et de la disponibilité qu'ils m'ont accordées au cours de ces trois années, ainsi que de la manière dont ils ont encadré mes travaux. J'ai particulièrement apprécié leur joie de vivre, ainsi que leur enthousiasme pour la sédimentologie côtière actuelle qu'ils m'ont fait découvrir et partager. Je souhaite à tout étudiant de pouvoir effectuer sa recherche dans de telles conditions.

Alain Trentesaux est celui que j'ai quotidiennement sollicité de mes nombreuses interrogations. Je lui suis reconnaissante d'avoir toujours été présent et disponible, et d'avoir trouvé en permanence les bons conseils pour résoudre les nombreuses questions « existentielles ». Tout particulièrement, son écoute, son soutien et sa bonne humeur ont fait de cette thèse une agréable tranche de vie.

Thierry Garlan m'a maintes fois accueilli à l'Etablissement Principal du S.H.O.M. avec lequel une étroite collaboration scientifique et technique a pu être effectuée. J'ai beaucoup apprécié son intérêt pour la sédimentologie de l'actuel, tant d'un point de vue fondamental qu'appliqué. Je le remercie pour les nombreuses discussions que nous avons eues et son optimisme jamais désavoué.

Hervé Chamley m'a soutenu et conseillé tout au long de ce travail malgré ses nombreuses occupations. J'ai pu apprécier la pertinence de ses suggestions concernant mes écrits. Il m'a également permis de démarrer certaines collaborations hautement bénéfiques pour mon étude.

Je remercie les professeurs Edward Anthony (Université de Dunkerque) et Jean-Pierre Tastet (Université de Bordeaux 1) d'avoir accepté de rapporter mon travail. Ils ont porté un œil critique extérieur des plus bénéfiques pour mon étude par leur expertise en géomorphologie et sédimentologie.

Serge Berné (IFREMER) et le professeur Huib De Vriend (Université de Twente, Pays Bas) sont des scientifiques reconnus pour leurs travaux sur les corps sédimentaires. Serge Berné est un spécialiste des dunes. Ses publications ont été source d'inspiration pour mon travail. Je le remercie pour les discussions et les conseils scientifiques pertinents qui m'ont bien aiguillée au début de la thèse et lui suis reconnaissante d'avoir accepté de donner son précieux avis sur mes résultats. Le professeur De Vriend a, entre autres, beaucoup apporté à la modélisation numérique des processus physiques à l'origine de la formation et de l'évolution des corps sédimentaires. Je le remercie pour la fructueuse discussion que nous avons eue et d'avoir accepté aujourd'hui d'examiner ce travail d'autant plus que le français n'est pas sa langue maternelle. C'est avec plaisir que j'ai appris que Nicole Lenôtre (B.R.G.M.) acceptait d'examiner mon manuscrit. Je la remercie d'y avoir consacré du temps.

Je tiens à remercier Jean-Paul Herman pour son travail de DEA qui a constitué un excellent préambule à mon travail de thèse. Il a insufflé une véritable dynamique au sujet. Je le félicite et le remercie vivement d'autant plus que je n'ai pas su le faire par le passé.

Ces trois années ont été l'occasion de rencontrer des personnes efficaces, compétentes et sympathiques qui ont contribué à l'enrichissement de mon travail :

Rencontrés lors d'un congrès Euromech, Paolo Blondeaux, Maurizio Brocchini et Giovanna Vittori de l'Université de Gênes nous ont chaleureusement ouvert leurs portes. La collaboration que nous avons entamée a commencé à porter ses fruits. Je remercie vivement ces « modélisateurs » d'avoir su trouver les mots justes pour expliquer aux « géologues de terrain » que nous sommes les concepts de leur théorie. Grazie mille !

Bien qu'indispensables, les mesures de courant sont rares et difficiles à programmer. Je suis donc d'autant plus reconnaissante envers Benoît Hitier (IFREMER) d'avoir bien voulu effectuer des simulations numériques hydrodynamiques sur notre zone d'étude que sa démarche était purement désintéressée, bien que sa curiosité envers notre étude fut grande.

Georges Chapalain (Université de Lille 1) fut d'une aide précieuse pour ses compétences dans le domaine de la mesure et de la modélisation hydro-sédimentaire. Je le remercie de m'avoir aidé à comprendre la formulation de certaines équations d'hydrodynamisme ou de transport, et d'avoir relu certains passages de mon manuscrit et article. Je lui suis également reconnaissante de s'être « jeté à l'eau » lors de la Mission Ridens III en mouillant certains de ses appareils de mesure, bravant son inquiétude, justifiée, de les voir emportés par les courants ou quelque bateau de cet infernal détroit du Pas-de-Calais.

J'aurais aimé partager davantage de réflexions avec Bernadette Tessier (Université de Caen) que j'ai eu le plaisir de ne côtoyer que peu de temps avant son départ pour Caen. Je tiens à la remercier pour ses conseils et la relecture attentionnée qu'elle a effectuée pour un article. Merci également d'avoir pensé à « mes » dunes pour une mission de carottage !

Ils sont nombreux les artisans de passage ou du quotidien ainsi que ceux rencontrés au hasard des déplacements. Je les remercie tous chaleureusement pour leur aide :

Les « EPSHOMiens » ne sont pas en reste : Axel Ehrhold (EPSHOM), expert ès méthode Mac Laren, Patrick Guyomard, hydrographe averti et décrypteur de sonogrammes, sans oublier Déborah Idier, ma siamoise numérique. Tous trois ont également participé aux missions Ridens II et III pour mon plus grand plaisir. Je remercie également vivement Michel Aïdonidis, Monsieur Météo, Michel Legoff, Monsieur courants, toute l'équipe TRADOC qui m'a patiemment initiée au traitement des données bathymétriques, ainsi que Xavier Guihard et bon nombre de personnes de la Mission Hydrographique de l'Atlantique pour leurs compétences techniques sans lesquelles les mesures de courants n'auraient pu voir le jour.

Certains ont pris sur leur précieux temps pour m'expliquer certaines méthodes intéressantes... que je n'ai finalement et malheureusement pas eu le temps d'utiliser. Je les remercie pour leur gentillesse et l'intérêt qu'ils ont suscité à mon égard : Jean-François Bourillet (IFREMER) pour son intéressante initiation aux méthodes géostatistiques sur le logiciel ISATYS et Rémy Gourvenec (Université de Brest) pour son expérience des méthodes d'ACP and co.

Les missions à la mer ont été de grandes bouffées d'air et de réelles parties de plaisir grâce au dévouement et à la bonne humeur de Greg et Charlie du SEPIA II et des équipages de Renaud et Michel du Côtes de la Manche, du courage de Philippe Hanquiez et Dominique Davoult, plongeurs des abysses avec Alain, et de l'énergie d'Auréli Robin et Sébastien Garnaud qui m'ont activement aidés à mettre les mains dans le sable sur le SEPIA II.

Je pense également à l'ensemble des acteurs du SN5 et en particulier à Philippe Recourt, Deny Malengros, Nelly Pernot, Françoise Dujardin, Miguel, Magalie Thévenot, Philippe Rouzé et Jean Carpentier pour leur aide technique indispensable et leur sympathie.

Sans cette thèse, je n'aurais sans doute jamais posé mes valises dans le Nord et n'aurais pas rencontré ces sympathiques «ch'timis», qu'ils soient d'origine certifiée conforme ou d'adoption. Je vous remercie, collègues et amis, pour votre aide et votre indispensable présence de tous les jours : Sophie, Pierre et Flo, Thony, Dimitri et Nathalie, Michel et Véronique, Lhoussein et Lüdmilla, Yvan Jean-François Deconinck, Nicolas Tribovillard, Viviane Bout

Sans oublier bien sûr les Brestois des algecos du 13, rue du Chatellier : Yann, Sylvain, Isabelle, Olivier

Lors de mon cursus universitaire, certaines personnes m'ont marquée par leur enthousiasme pour la géologie et leur sympathie. C'est pour moi, ici, l'occasion de les en remercier : Yves Bodeur (Université de Nantes), qui m'a permis de découvrir et d'apprécier la sédimentologie. Il a d'autant plus de mérite que la tâche s'annonçait difficile : à mon arrivée sur les bancs de l'Université, j'avais injustement rangé la sédimentologie dans la catégorie des disciplines inintéressantes (comme quoi, on peut se tromper). Jean-Pierre Réhault (Université de Brest) et Bruno Savoye (IFREMER), avec qui j'ai fait mon baptême océanographique sur le Thétys II. Je les remercie vivement pour leur confiance et leur soutien à l'issue de mon DEA.

Finalement, je souhaite dédier cette thèse à mes proches qui m'ont toujours apporté leur amour, leur confiance et leur soutien : mes parents et mon frère Anthony. Ma dernière pensée revient à Stéphane pour avoir dû supporter mes récurrentes périodes de doute et de stress, les dîners tardifs et les week-ends tronqués. Ne t'inquiète pas, la vie est longue...

Table des matières

REMERCIEMENTS

TABLE DES MATIERES

I à V

INTRODUCTION

1

CHAPITRE I : DEFINITION DE L'OBJET ET DE SON ENVIRONNEMENT. ZONE ET METHODES

D'ETUDE

4

1 : DÉFINITIONS ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

5

1-1 : Caractérisation des dunes

5

1-1-1 : Occurrence

5

1-1-2 : Morphologie

7

1-1-2-1 : Orientation par rapport au courant

7

1-1-2-2 : Amplitude et longueur d'onde, les paramètres morphologiques caractéristiques des dunes

7

1-1-2-3 : Morphologie dans le plan horizontal :

9

1-1-2-4 : Morphologie transversale et pendage des flancs :

10

1-1-2-5 : Corps surimposés

11

1-1-3 : Influence du courant, du sédiment et de la profondeur d'eau

13

1-1-3-1 : Le courant

13

1-1-3-2 : Le sédiment

13

1-1-3-3 : La profondeur d'eau : un paramètre limitant

16

1-1-3-4 : Les diagrammes de phase : domaine de stabilité des dunes

17

1-1-4 : Synthèse : la classification de la SEPM de 1987 (Ashley, 1990)

18

1-2 : Formation et évolution d'une dune

19

1-2-1 : Formation

19

1-2-1-1 : Processus dynamiques : observations et modélisation conceptuelle

19

1-2-1-2 : Contexte de mise en place

20

1-2-2 : Mécanismes hydro-sédimentaires à l'échelle d'une dune

21

1-2-2-1 : la structure verticale et horizontale du courant à l'aplomb d'une dune

21

1-2-2-2 : Les mécanismes de sédimentation

24

1-2-3 : Evolution : migration et structure interne

25

1-2-3-1 : Migration

25

1-2-3-1-1 : Influence du courant et de la quantité de sédiment

27

1-2-3-1-2 : Influence des caractéristiques morphologiques

28

1-2-3-2 : Structure interne :

29

1-2-3-2-1 : Structure interne et caractéristiques du courant

30

1-2-3-2-2 : Structure interne et corps surimposés

31

1-2-3-2-3 : Structure interne et processus non-tidaux :

33

1-2-3-2-4 : Relations entre morphologie externe et structure interne :

35

1-3 : Relations entre les dunes et les autres corps sédimentaires

36

1-3-1 : Les antidunes et les rides

36

1-3-2 : Les corps longitudinaux

36

1-3-3 : Zonation des corps sédimentaires

37

2 : DUNES ET PROCESSUS HYDRO-SEDIMENTAIRES EN DOMAINE DE PLATE-FORME PEU PROFONDE

40

2-1 : Les agents hydrodynamiques

40

2-1-1 : La marée :

40

2-1-1-1 : Origine et cyclicités

40

2-1-1-2 : Les courants de marée, l'ellipse tidale :

41

2-1-2 : Les phénomènes d'origine atmosphérique

42

2-2 : Le transport sédimentaire

44

2-3 : Morpho-dynamique des dunes de plate-forme peu profonde. Enregistrement des processus et des cyclicités

44

2-3-1 : Dynamique résiduelle

44

2-3-2 : Enregistrement de la dynamique « instantanée »

46

2-3-2-1 : Cyclicités tidales :

46

2-3-2-2 : Événements saisonniers à sporadiques :

47

3 : LES CHAMPS DE DUNES DU DETROIT DU PAS-DE-CALAIS	48
3-1 : Contexte géographique et géomorphologique	48
3-2 : Histoire géologique : influence sur la morphologie actuelle	50
3-2-1 : La période anté-quadernaire	50
3-2-2 : Le Quadernaire	52
3-2-2-1 : La formation du détroit du Pas-de-Calais : ouverture mécanique et variations du niveau marin	52
3-2-2-2 : La mise en place des corps sableux	54
3-3 : Contexte hydro-sédimentaire	55
3-3-1 : La marée et les courants de marée	55
3-3-2 : Les vents, les houles et les tempêtes	57
3-3-3 : Les courants résiduels	60
3-3-4 : Le schéma de transport sédimentaire	60
3-4 : Intérêt appliqué de l'étude	61
4 : METHODES D'ETUDE	68
4-1 : Couverture en données : utilisation des archives et acquisition de nouvelles données	68
4-1-1 : Les archives	68
4-1-2 : Les données acquises durant l'étude	70
4-2 : Intérêt de la complémentarité des méthodes	72
4-2-1 : La morphologie et l'architecture des corps	72
4-2-2 : La couverture sédimentaire	74
4-2-3 : Le contexte hydrodynamique	75
<u>CHAPITRE II : CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTAIRES</u>	76
1 : CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES	77
1-1 : Deux échelons dunaires	80
1-2 : Définition d'ensembles morphologiques contrastés	81
1-3 : Variabilité spatio-temporelle des paramètres morphologiques et implications environnementales :	83
1-3-1 : Equilibre ou déséquilibre des dunes avec l'environnement ?	83
1-3-2 : Les indicateurs hydrodynamiques	86
1-4 : Synthèse	86
2 : NATURE SÉDIMENTAIRE	89
2-1 : Caractéristiques sédimentaires à l'échelle de la zone d'étude	89
2-1-1 : La nature du sédiment : une caractéristique homogène	89
2-1-1-1 : Les populations de grains et leur répartition granulométrique	89
2-1-1-2 : Implications sur l'origine et la mobilité des sédiments	91
2-1-2 : Granularité et figures sédimentaires : des caractéristiques variées	93
2-1-2-1 : Définition de faciès morfo-sédimentaires	93
2-1-2-2 : Des ensembles sédimentaires contrastés	98
2-1-2-2-1 : Distribution spatiale des faciès	98
2-1-2-2-2 : Implications environnementales	98
2-2 : Variations sédimentaires à l'échelle des très grandes dunes	99
2-2-1 : Variations entre les deux ensembles sédimentaires NW et SE ; relations avec les caractéristiques morphologiques des dunes	101
2-2-1-1 : Distribution granulométrique et modes sédimentaires	101
2-2-1-2 : Implications pour la morphologie des dunes	102
2-2-1-3 : Particularité des dunes du secteur morphologique Mc	103
2-2-2 : Variations à l'échelle d'une dune	103
2-2-2-1 : Distribution des faciès à l'aplomb d'une dune	103
2-2-2-2 : Paramètres granulaires du sédiment : grain moyen, classement et asymétrie	105
2-2-2-2-1 : Valeurs et signification	105
2-2-2-2-2 : Répartition des paramètres granulaires	107
2-3 : Synthèse	111
3 - MODÉLISATION NUMÉRIQUE DE FORMATION ET ÉVOLUTION DES DUNES : RELATIONS MORPHOLOGIE/SÉDIMENT	113
3-1 : Formulation des mécanismes physiques dans les modèles numériques	113
3-1-1 : Processus physiques de formation et de croissance des formes de fond	113
3-1-2 : Les modèles numériques en milieu tidal	113
3-1-3 : Le modèle de Blondeaux et al. (1999, 2000 et soumis)	114

3-2 : Simulations sur la zone d'étude	115
3-2-1 : Paramétrisation des données ; le problème du sédiment	116
3-2-2 : Résultats	118
3-2-2-1 : Validité du modèle	119
3-2-2-2 : Sensibilité du paramètre « profondeur d'eau »	121
3-2-2-3 : Sensibilité du paramètre « taille du sédiment »	122
3-3 : Discussion et perspectives	124
CONCLUSIONS	125

CHAPITRE III : HYDRODYNAMISME ET TRANSPORT SEDIMENTAIRE **127**

1 : RAPPELS : QUELQUES PARAMÈTRES IMPORTANTS POUR LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE **128**

2 : LES DONNÉES HYDRODYNAMIQUES : LES MESURES ET LES MODÈLES **129**

2-1 : Les mesures	129
2-1-1 : Les courants tidaux aux alentours de la zone d'étude : les données bibliographiques	129
2-1-1-1 : La prédominance du courant de jusant : une caractéristique régionale	129
2-1-1-2 : La prédominance du courant de flot : une caractéristique locale	131
2-1-1-3 : Synthèse : hydrodynamisme tidal sur la zone d'étude	133
2-1-2 : Les courants résultant de la combinaison de la marée et des vents	135
2-1-2-1 : Influence des tempêtes sur l'hydrodynamisme : exemple de mesures effectuées en septembre 1995	135
2-1-2-3 : Synthèse	141
2-2 : Les modèles et leurs limites	142
2-2-1 : Le modèle NPDC 3	142
Les simulations ont été réalisées par Benoît Hitier (IFREMER, Boulogne-sur-Mer).	142
2-2-2 : Le modèle Telemac	148
2-2-3 : Conclusions	148

3 : TRANSPORT SÉDIMENTAIRE **149**

3-1 : Les formules de transport	149
3-1-1 : Généralités	149
3-1-2 : Formules utilisées pour l'étude	149
3-1-2-1 : La formule de Bagnold modifiée par Yang (1986)	150
3-1-2-2 : La formulation de van Rijn (1985, 1986)	150
3-2 : Capacité de transport	152
3-2-1 : Populations de particules et critères de mobilité	152
3-2-2 : Le transport total	155
3-2-3 : Modes de transport. Importance relative du charriage et de la suspension	157
3-2-3-1 : Quantification du charriage et de la suspension par les formules de van Rijn (1985, 1986)	157
3-2-3-2 : Comparaison avec la mesure	158
3-2-3-3 : Implications pour le développement des dunes	159

CONCLUSIONS **160**

CHAPITRE IV : MOBILITE DES DUNES **162**

1 : LES DUNES SONT-ELLES ACTIVES ? **163**

2 : MIGRATION RÉSIDUELLE **165**

2-1 : Polarité des corps sédimentaires et transport résiduel	165
2-2 : Quantification de la migration	165
2-2-1 : Mobilité de la crête	167
2-2-1-1 : Sens de migration	167
2-2-1-2 : Intensité de migration	168
2-2-1-2-1 : Variations temporelles	169
2-2-1-2-2 : Variations spatiales	172
2-2-2 : Mobilité des corps dunaires. Comparaison avec la mobilité de leur crête	172
2-2-3 : Comparaison des migrations mesurée et calculée	174
2-2-4 : Conclusion	176

2-3 : Schémas de migration - Implications en termes de processus et d'échelle de temps	177
2-3-1 : Migration à l'échelle de la décennie : influence de la marée	177
2-3-2 : Migration sur les plus courtes périodes de temps : influence du régime des vents	180
2-3-2-1 : Migration à l'échelle hebdomadaire à plurimensuelle	180
2-3-2-2 : Migration à l'échelle annuelle à pluri-annuelle	181
2-3-3 : Les tempêtes : variabilité et impact sur la dynamique des dunes	184
2-3-3-1 : Caractérisation et origine de la variabilité temporelle des tempêtes	184
2-3-3-2 : Influence des tempêtes sur la dynamique des dunes	186
2-3-4 : Conclusions	187
3 : STRUCTURE INTERNE DES DUNES ET ENREGISTREMENT DE LA MIGRATION	188
3-1 : Méthodologie	188
3-2 : Les discontinuités internes : typologie, nature et origine	188
3-2-1 : Trois ordres de réflecteurs	188
3-2-2 : Indications sur l'origine des réflecteurs de 2ème ordre	192
3-2-2-1 : Principe du calcul et limites	192
3-2-2-2 : Résultats	192
3-3 : Architecture interne	195
3-3-1 : Définition des différents types d'architecture interne	195
3-3-1-1 : Les dunes asymétriques en cosets. Exemples des dunes c et d.	195
3-3-1-2 : Les dunes à architecture mixte de type asymétrique en cosets ou symétrique à litage de mégarides. Exemples des dunes o et l.	196
3-3-1-3 : Les dunes symétriques à " méga-chevrons ". Exemples des dunes k, 2 et 4.	199
3-3-1-4 : La dune i : une compilation des différentes structures internes	205
3-3-2 : Ensembles architecturaux	207
3-4 : Modification des structures internes entre 1996 et 1998	208
3-5 : Conclusions	209
4 : EVALUATION SEMI-QUANTITATIVE DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE RÉSIDUEL À L'ÉCHELLE DES DUNES : MODÈLE D'ANALYSE SPATIALE DES VARIATIONS GRANULOMÉTRIQUES (GAO ET COLLINS, 1991 ET 1992)	211
4-1 : Fondements de la méthode	211
4-2 : Limites de la méthode : environnement, échelle spatio-temporelle des résultats	215
4-2-1 : Domaines d'application de la méthode :	215
4-2-2 : Echelle de temps couverte par la méthode	217
4-2-3 : Grille d'échantillonnage et résolution spatiale de la méthode	217
4-3 : Résultats sur quelques dunes de la zone d'étude : influence du cas de transport, des populations sédimentaires et de la taille de la grille de prélèvement	218
4-3-1 : Précisions sur l'échantillonnage et les analyses	218
4-3-2 : Direction et sens de transport déduits des données géophysiques	219
4-3-2-1 : La dune d	219
4-3-2-2 : Le secteur nord	219
4-3-2-3 : La dune i	220
4-3-3 : Directions et sens de transport calculés par le modèle	220
4-3-3-1 : La dune d	220
4-3-3-2 : La dune i	222
4-3-3-3 : Le secteur nord	224
4-3-4 : Conclusions	226
5 : EVOLUTION GLOBALE DE LA ZONE D'ÉTUDE	227
5-1 : Variations verticales de la profondeur des crêtes et de l'amplitude des dunes	227
5-1-1 : Influence des houles	228
5-1-2 : Influence de l'activité des tempêtes	229
5-1-3 : Implications pour la navigation	229
5-2 : Variation de la profondeur du fond marin. Evolution volumétrique du stock sédimentaire	229
5-3 : Schéma de circulation sédimentaire	232
CONCLUSION	234

<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	237
1 : OBJECTIFS ET METHODES	237
2 : CARACTÉRISTIQUES DE LA ZONE D'ÉTUDE. INFLUENCE DE LA MORPHOLOGIE À GRANDE ÉCHELLE : LES BANCS DU SOUTH FALLS ET DU SANDETTIÉ. SCHEMA RÉGIONAL DE TRANSPORT SÉDIMENTAIRE RÉSIDUEL	238
3 : DYNAMIQUE DES DUNES : COMBINAISON DE PROCESSUS TIDAUX ET NON-TIDAUX	242
* Origine et nature des processus non-tidaux	242
* Influence relative des processus combinés tidaux et non-tidaux. Enregistrement dans la migration des dunes	244
* Caractéristiques migratoires des dunes selon l'échelle de temps considérée	247
4 : ELÉMENTS POUR LA CONCEPTION D'UN MODÈLE MORPHODYNAMIQUE PRÉDICTIF. APPLICATION À LA GESTION DES LEVÉS BATHYMÉTRIQUES.	248
5 : PERSPECTIVES	250
<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	253
<u>TABLE DES ILLUSTRATIONS</u>	264
<u>ANNEXES</u>	

Introduction

Les dunes se rencontrent dans une vaste gamme d'environnements sous-aquatiques. Tout comme les bancs sableux, elles sont particulièrement développées dans les secteurs peu profonds des plates-formes continentales, où elles ont fait l'objet de nombreuses études.

- (1) Dans les milieux macrotidaux, la marée est le principal moteur du transport sédimentaire et est considérée comme l'agent principal de la mobilité des dunes. L'influence des courants non-tidaux irréguliers sur le transport sédimentaire est reconnue, mais leur impact sur le développement et la migration des dunes a rarement été analysé. Pour cela, il est nécessaire de confronter l'analyse des modalités migratoires des dunes et de leur enregistrement dans la structure interne de ces corps avec les facteurs hydrodynamiques. Plus particulièrement, il s'agit de déterminer la nature et l'origine des processus non-tidaux influençant la migration des dunes, de quantifier leur impact et de définir l'échelle de temps concernée. Comme il n'existe pas encore de modèle numérique de prédiction de la migration des dunes, la connaissance plus approfondie des processus responsables de la mobilité des dunes est un préambule indispensable pour disposer d'éléments - clés d'aide à la conception d'un tel modèle.

- (2) Les environnements de plate-forme peu profonde, proches des côtes, sont largement concernés par diverses activités humaines. Les structures sédimentaires sablo-graveleuses, telles que les dunes, représentent des zones potentielles d'exploitation de granulats. Du fait de leur mobilité et de la faible profondeur d'eau, les dunes constituent des risques pour la navigation et la gestion des ouvrages en mer. Il est de ce fait utile de mieux connaître et comprendre la distribution et la mobilité des sédiments ainsi que l'intensité et les causes de la mobilité des dunes, sur le court et le long terme. Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M.), qui a financé la présente étude en collaboration avec la Région Nord-Pas-de-Calais, est chargé d'assurer la sécurité de la navigation sur les côtes françaises. Cette dernière peut être améliorée par une optimisation de la fréquence des levés bathymétriques de contrôle passant par la connaissance des mécanismes de migration des dunes

Mon travail tente de répondre à ces diverses questions à partir d'un exemple de champ de grandes dunes situé dans le détroit du Pas-de-Calais. La zone d'étude a été identifiée par le S.H.O.M. comme sensible pour la navigation étant donné la faible profondeur d'eau qui y règne et la forte mobilité des dunes qui la compose. La compréhension des modalités de migration des dunes y est donc primordiale. Depuis plus de vingt ans, les réguliers levés de contrôle ont permis de constituer une riche base de données bathymétriques qui a pu être complétée au cours de l'étude par des données sédimentologiques et hydrodynamiques. Dans ce secteur où le transport sédimentaire résulte des courants de marée épisodiquement combinés à des courants irréguliers, l'ensemble de ces données permet d'analyser l'enregistrement des processus tidaux et non-tidaux par les dunes

Le mémoire s'articule en quatre chapitres :

- Le premier constitue une revue de l'état des connaissances concernant la caractérisation des dunes. L'environnement de plate-forme peu profonde et le domaine d'étude y sont présentés, ainsi que les méthodes utilisées.
- Le second chapitre rassemble les résultats de l'analyse des caractéristiques morphologiques et sédimentaires du champ de dunes. Les relations entre morphologie et sédiment y sont plus particulièrement analysées par la modélisation.
- Le troisième chapitre regroupe les résultats concernant l'hydrodynamisme, tidal et non-tidal, et la quantification des processus de transport sédimentaire associés.
- Le quatrième chapitre est consacré à la mobilité des dunes. Les caractéristiques migratoires et l'enregistrement des processus responsables de la mobilité des dunes y sont analysés et interprétés à la lumière des résultats obtenus dans les chapitres précédents.

Une conclusion générale permet de synthétiser les principales leçons du travail effectué, dans un contexte régional mais aussi plus global.

Chapitre I :

Définition de l'objet et de son environnement

Zone et méthodes d'étude

1 : Définitions et état des connaissances

Les corps sédimentaires sous-aquatiques résultent du transport sédimentaire généré par l'interaction entre fluide et sédiment meuble. Depuis plus d'un siècle, sédimentologues, hydrodynamiciens et hydrographes s'attachent à identifier les processus responsables de la formation et de l'évolution de ces dépôts et à en établir une classification basée sur des distinctions morphologiques et environnementales.

Ce sous-chapitre a pour objectif la présentation de l'état des connaissances concernant la caractérisation des dunes sous-aquatiques et, plus particulièrement, celles observées dans les secteurs peu profonds des plates-formes continentales dominées par les marées.

1-1 : Caractérisation des dunes

La terminologie utilisée pour définir les dunes a longtemps été confuse, de par la diversité des sensibilités scientifiques intéressées, des types de travaux conduits (expériences en laboratoire, mesure en milieu naturel) et des environnements naturels étudiés. Berné *et al.* (1989a) et Ashley (1990), à l'occasion d'une réunion spécialisée initiée par la SEPM, ont réalisé une mise au point sur la nomenclature existante. De mêmes termes désignaient des objets différents ou inversement. Ainsi, pour l'objet « dune » que nous allons nous employer à définir, les termes de ride, grande ride, mégaride, ridens ou ridin, « sand wave » (petite et grande) ou « sandwave », « sand bar » et dune ont été indifféremment employés.

1-1-1 : Occurrence

Les dunes sont largement répandues à toutes les latitudes dans une vaste gamme d'environnements actuels. Outre les environnements continentaux désertiques dans lesquels les vents sont responsables de leur formation et de leur développement, les dunes sont produites dans les environnements aquatiques soumis à l'action de courants. Plus particulièrement, elles sont observées dans des environnements suffisamment profonds où les courants relativement intenses sont essentiellement unidirectionnels ou alternatifs (tab. I-1). On les rencontre principalement en rivière, dans les estuaires et dans les milieux marins de plate-forme jusqu'aux pieds des talus continentaux. Les premières descriptions de dunes ont été effectuées par Hider (1882, *in* Berné, 1991) dans le Mississippi, puis par Lüders (1929, *in* Berné, 1991) dans l'estuaire de la Jade (Allemagne), mais c'est van Veen (1936) qui en a réalisé la première description détaillée grâce à l'utilisation des premiers sondeurs bathymétriques. Dans les années 60-70, la sédimentation sur les plates-formes continentales a fait l'objet de nombreuses études initiées par un besoin dans le domaine appliqué (sécurité de la navigation et des ouvrages en mer, gestion du trait de côte, exploitation de granulats marins, enfouissements de mines,...), ce qui a permis de mieux connaître les corps sédimentaires tels que les dunes.

agent hydrodynamique	caractéristiques	environnement de dépôt	bibliographie
marée	- courants alternatifs, symétriques ou asymétriques - phénomène continu et cyclique	estuaire, plate-forme	Stride (1963) ; McCave (1971) ; Terwindt et Brouwer (1986) ; Berné (1991)
décharge fluviale	- courants unidirectionnels - phénomène continu à fluctuations saisonnières	fleuve, estuaire	Harbor (1998) ; Carling <i>et al.</i> (2000a) ; Carling <i>et al.</i> (2000b)
phénomènes d'origine atmosphérique (houle, vent, tempêtes)	- combinaison de courant de dérive et de courant oscillatoire - phénomène intermittent, saisonnier à sporadique	plate-forme	Swift et Freeland (1978) ; Li et Amos (1999) Stride et Chesterman (1973) ; Harris (1989, 1991) ; Thauront <i>et al.</i> (1996) Kenyon et Stride (1970) ; Amos et King (1984) ; Kuijpers <i>et al.</i> (1992)
courant océanique	- courant généralement unidirectionnel - phénomène intermittent, saisonnier	rebord de plate-forme	Flemming (1980, 1994) ; Ikehara et Kinoshita (1994)
ondes internes	- onde de marée modifiée au niveau des talus continentaux, courants de faible vitesse et forte amplitude - phénomène continu	haut du talus continental, tête de canyon	D'Anglejan (1971) ; Karl <i>et al.</i> (1986)

Tableau I-1 : Synthèse sur les milieux de dépôt dans lesquels des dunes ont été observées et les agents hydrodynamiques dominants.

Synthesis on dune environments and dominant hydrodynamic agents.

Malgré la diversité des environnements, les dunes présentent suffisamment de similitudes dans leurs morphologies et leurs mécanismes de formation et d'évolution pour être réunies sous un même vocable. Flemming (1988a) note une grande ressemblance entre les corps formés par l'influence dominante des marées et des courants océaniques. Selon Dalrymple (1984), les dunes tidales ne sont pas fondamentalement

différentes des dunes formées par des courants unidirectionnels (rivière). Amos et King (1984) concluent que les dunes de la côte canadienne ont des morphologies très semblables à celles d'autres environnements, similaires ou non, et précisent qu'il est difficile d'interpréter l'environnement de dépôts anciens sur la base de la taille et de la forme d'une dune.

1-1-2 : Morphologie

La façon la plus simple de classer les corps sédimentaires est d'utiliser leurs paramètres morphologiques. Les dunes, tout comme les rides, correspondent à des ondulations sédimentaires, souvent périodiques, déterminant une crête, un flanc doux et un flanc raide (fig. I-1), et les différentes valeurs de ces paramètres peuvent traduire des modifications des conditions environnementales.

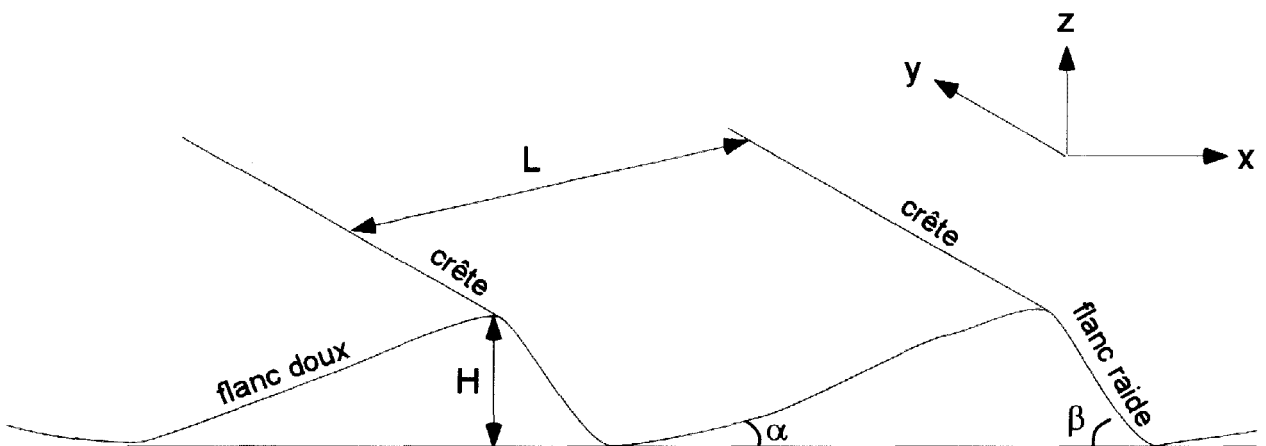


Figure I-1 : Bloc diagramme 3D représentant une dune et les paramètres morphologiques la définissant. L : longueur d'onde, H : amplitude, α : angle du flanc doux, β : angle du flanc raide
3D diagram bloc of a dune and its morphological parameters. L : wavelength, H : height, α : stoss side slope, β : lee side slope.

1-1-2-1 : Orientation par rapport au courant

Les dunes sont des corps sédimentaires dits transversaux, étant donnée l'orientation quasiment perpendiculaire de leurs crêtes par rapport à la direction principale des courants. Toutefois, des variations angulaires sont fréquemment observées et peuvent atteindre 20° autour de cette direction.

1-1-2-2 : Amplitude et longueur d'onde, les paramètres morphologiques caractéristiques des dunes

Yalin (1964) montre que sous l'action d'un courant permanent unidirectionnel, les corps transverses à face d'avalanche n'existent que sous deux formes, les rides et les dunes, génétiquement différentes, et dont la longueur est une longueur d'onde de l'ordre de 0,6 m. Flemming (1988a) réalise une étude statistique à partir de 1491 observations de formes transverses et met en évidence l'existence de deux populations de corps, sur la

base d'une relation entre H et L, dont la frontière correspond à une longueur d'onde de 0,5 à 1 m, voisine de celle proposée par Yalin (1964) et une amplitude de 0,04 à 0,07 m (fig. I-2). (Berné *et al.* (1989b) et Ashley (1990) suggèrent l'emploi du terme unique « dune » pour la population des plus grands corps.

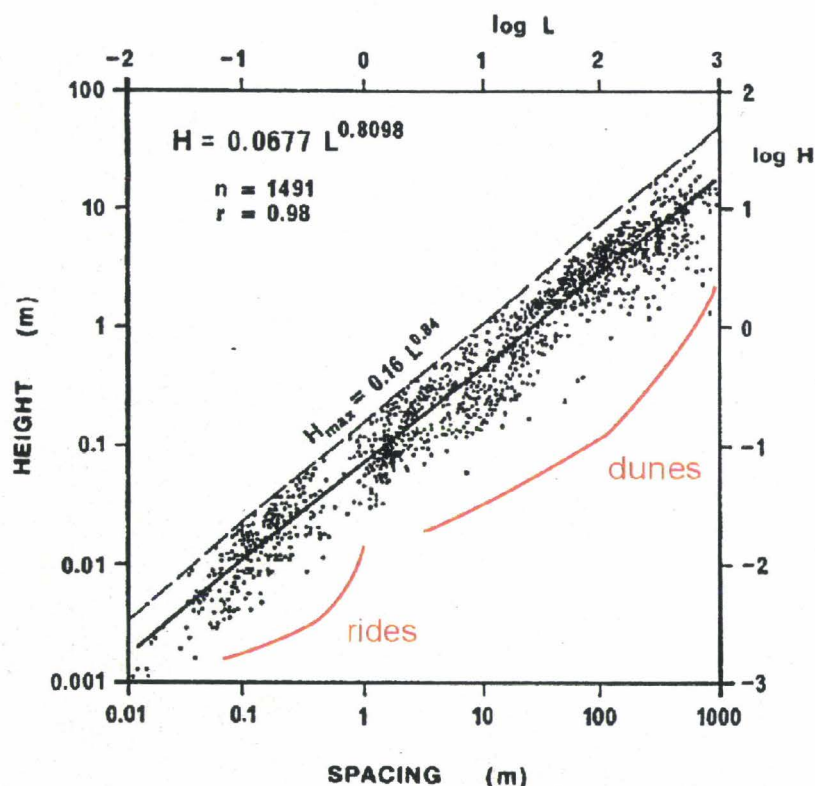


Figure I-2 : Représentation logarithmique de l'amplitude et de la longueur d'onde des formes transverses au courant, basée sur l'analyse de 1491 observations (Flemming, 1988a). Ce diagramme montre la rareté des observations pour les longueurs d'onde de 0,5 à 1 m qui délimitent les familles des rides et des dunes. *Logarithmic representation of flow-transverse bedform height and wavelength based on 1491 observations (Flemming, 1988a). This diagram shows a paucity of forms having wavelengths comprised between 0.5 and 1 m. The gap corresponds to the limit between ripples and dunes.*

L'amplitude maximale connue est de 25 m (Twichell, 1983 ; Mosher et Thomson, 2000). Allen (1982) dans une compilation fondée sur 25 études, indique une valeur maximale de l'ordre de 1000 m pour la longueur d'onde des dunes. Cependant, la notion de longueur d'onde est parfois sans objet puisque certaines dunes apparaissent comme des formes isolées, en particulier dans les environnements déficitaires en sédiment.

Ces deux paramètres morphologiques présentent une relation étroite : l'amplitude augmente avec la longueur d'onde. Flemming (1988a) a obtenu une bonne corrélation (0,98) entre H et L : $H = 0,0677 * L^{0,8098}$ (fig. I-2), et a montré qu'il est possible de définir l'amplitude maximale d'une dune pour une longueur d'onde donnée : $H_{max} = 0,16 * L^{0,84}$. Cette équation indique des rapports de H/L compris entre 0,08 et 0,1. Les dunes dont le rapport est inférieur à 0,06 correspondent à des corps qui ne sont pas à l'équilibre (Yalin, 1972 ; Allen, 1984). Dans le domaine intertidal de la Baie de Fundy, Dalrymple (1984) obtient, à partir de 58 mesures, la

relation $H = 0,0635 * L^{0,733}$. Elle reflète des amplitudes plus faibles, déterminées par les variations, fortes et rapides, de hauteurs d'eau propres à ces environnements mégatidaux (marnage de 15 m), qui ne permettent pas une adaptation systématique de la morphologie des dunes.

1-1-2-3 : Morphologie dans le plan horizontal :

Les dunes peuvent être divisées en formes bi- ou tri-dimensionnelles selon que la forme de leur crête est respectivement rectiligne ou sinueuse (fig. I-3).

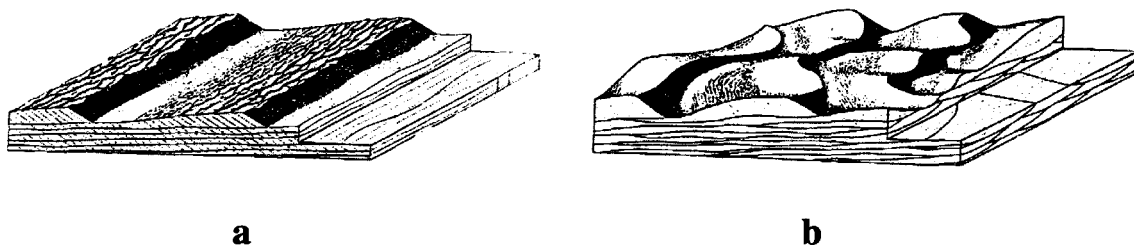


Figure I-3 : Bloc diagramme montrant des dunes (a) à crête rectiligne ou dunes bi-dimensionnelles, et (b) à crête sinueuse ou dunes tri-dimensionnelles, et les stratifications obliques correspondantes, (a) tabulaires ou (b) en auge, produites par leur migration (d'après Harms et al., 1982, in Ashley, 1990).

Block diagram showing (a) large-scale tabular cross-stratification formed by migration of dunes with linear crest (two-dimensional dunes), and (b) large-scale through cross-stratification formed by migration of dunes with sinuous crest (three-dimensional dunes) (from Harms et al., 1982, in Ashley, 1990)

Dans la plupart des cas, une relation nette existe entre l'aspect de la crête des dunes et le courant : les dunes bi-dimensionnelles se forment avant les dunes tri-dimensionnelles durant l'augmentation de l'intensité du courant (Costello et Southard, 1981). Cela reflète un changement dans la structure du courant lorsque les vitesses augmentent et développent des vortex et tourbillons. Pour Rubin et McCulloch (1980), cette distinction 2D-3D basée sur l'intensité du courant devrait prévaloir sur tout critère morphologique pour l'établissement d'une classification. Terwindt et Brouwer (1986) suggèrent que le caractère 2D ou 3D d'une dune est lié à la variabilité de la direction du courant durant les épisodes de transport sableux, variabilité plus forte dans le cas des formes 3D. Selon Dalrymple et Rhodes (1995), la forme de la crête peut aussi être influencée par des variations latérales de vitesses de migration, liées à la modification (à petite échelle) de l'amplitude et de la vitesse du courant.

Les dunes sont assemblées en trains d'onde et constituent des champs de dunes, ou apparaissent de manière isolée lorsque la quantité de sédiment disponible est faible. Smith (1988a) mentionne l'existence de dunes solitaires résultant de la dégénérescence d'un champ de dunes. Lorsqu'elles sont assemblées en champs, les dunes à crête rectiligne présentent généralement un espacement régulier, les dunes à crête sinueuse un espacement irrégulier. Les dunes isolées ou clairsemées présentent fréquemment, lorsqu'elles sont associées à de forts courants, une forme barkhanoïde. Selon Blom *et al.* (2000) les caractéristiques sédimentaires sont bien

plus déterminantes que l'intensité du courant pour la forme des dunes. Ces auteurs indiquent que, dans le cas d'un sédiment hétérogène, la forme d'une dune dépend plus de la proportion en sédiment mobilisable que de l'intensité du courant : lorsque le courant ne peut pas mobiliser l'ensemble des particules sédimentaires, les dunes sont de forme barkhanoïde et reposent sur une semelle constituée des particules les plus grossières non mobilisées ; lorsque le courant mobilise la totalité du sédiment, les dunes présentent une forme rectiligne.

Carling (1999) met en évidence des relations différentes de H_{max} et L pour des dunes graveleuses 2D et 3D : les dunes 3D suivent une relation similaire à celle de Flemming (1988a), alors que la majorité des dunes 2D sont décrites par la relation : $H = 0,0073 * L^{1,5}$, indiquant un rapport H/L plus faible. Carling *et al.* (2000a) notent l'existence d'une rupture dans la distribution de la longueur d'onde des dunes, entre 5 et 10 m, séparant une population de grandes dunes 3D, barkhanoïdes et une population de plus petites dunes 2D (isolées ou surimposées aux plus grandes).

1-1-2-4 : Morphologie transversale et pendage des flancs :

La forme des sections transversales de dunes varie de trochoïdale (dune symétrique) à asymétrique, avec présence d'un flanc doux (moins incliné) et d'un flanc raide. Une dune aura une polarité nord lorsque son flanc raide sera orienté dans cette direction. Les dunes asymétriques sont généralement associées à des courants unidirectionnels ou à des courants tidaux asymétriques, c'est-à-dire marqués par la prédominance d'une phase de courant par rapport à l'autre. Le flanc raide est alors orienté dans la direction du courant dominant. Toutefois, l'action du courant subordonné peut entraîner le remaniement du sommet du flanc doux des dunes asymétriques et générer des formes en « dos de chat » (McCave, 1971) (fig. I-4). Les dunes symétriques résultent essentiellement de courants tidaux symétriques.

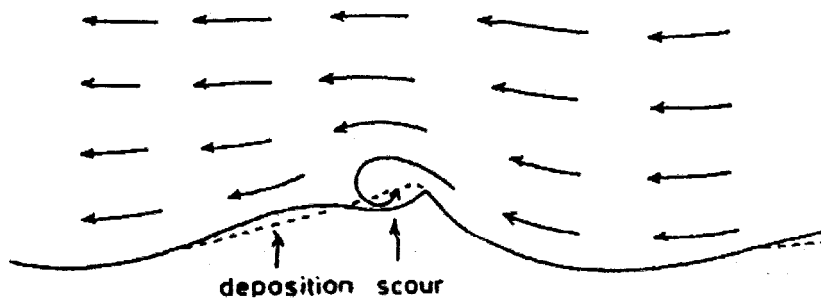


Figure I-4 : Structure verticale hypothétique d'un courant tidal affrontant le flanc raide d'une dune et donnant lieu à une morphologie en « dos de chat » (McCave, 1971).

Hypothetical vertical flow pattern when tidal flow is against steep face of sand wave giving rise to a « cat-back » form (McCave, 1971).

Belderson *et al.* (1982) ont effectué une compilation des données de pendage des flancs de dunes, basée sur 25 références bibliographiques. Les valeurs correspondent à l'angle du tiers le plus pentu d'une face

de la dune, lorsque celui-ci n'est pas uniforme. Les dunes symétriques ont généralement des flancs penté de 10 à 20°. Pour les dunes asymétriques, les flanc doux présentent des pentages de 0,5 à 4°, et les angles raides varient selon les dimensions des dunes. Ceux des petites dunes varient entre 17 et 35° (cette dernière valeur correspond à l'angle de stabilité maximal pour un sédiment sableux), et sont généralement supérieurs à 20°. Les grandes dunes asymétriques ont des pentes raides comprises entre 4 et 30°, mais généralement inférieures à 20°. Les plus fortes valeurs de pendage du flanc raide des petites dunes s'expliquent par le fait que, pour un courant donné, la quantité de sédiment nécessaire à l'augmentation de ce pendage est moins importante. Selon Taylor et Dyer (1977), les dunes les plus hautes correspondent aux formes les plus symétriques, pour une longueur d'onde donnée. Par ailleurs, à partir d'une étude sur les dunes de la rivière Fraser (Canada), Kostaschuk et Villard (1996) estiment que la diminution du taux de transport par suspension tend à augmenter le caractère asymétrique des dunes, contrairement à Belderson *et al.* (1982) qui ne notent aucune différence.

Le large éventail de valeurs de pente est principalement lié au degré d'activité des dunes. Les formes actives ont des pentes raides relativement fortes, alors que les formes temporairement moribondes subissent plutôt un lissage de leurs faces, résultant d'un déclin de la vitesse des courants tidaux, de l'activité oscillatoire des houles ou de la bioturbation du dépôt. Quand les courants n'excèdent que rarement la vitesse critique d'entraînement du sédiment et que le transport est faible, les grandes dunes ont des pentes faibles (inférieures à 15°).

1-1-2-5 : Corps surimposés

Les dunes sont parfois couvertes de corps de plus petites tailles, rides ou plus petites dunes (fig. I-5). Ashley (1990) signale que de nombreuses expérimentations en canal et études de terrain ont montré la migration simultanée des dunes surimposées et de la dune hôte, suggérant que les deux populations de corps étaient en équilibre. Selon Rubin et McCulloch (1980), la dune hôte génère une couche-limite dans laquelle les plus petits corps sont localement stables. Pour que ce processus agisse, les dimensions de la dune doivent être suffisamment grandes. McCave (1971) note la présence de corps surimposés sur les dunes hautes de plus de 5 m, et Dalrymple (1984) mentionne une longueur d'onde minimum de 8-10 m. Toutefois, la présence ou l'absence de dunes surimposées est davantage fonction de l'espace et du sédiment disponibles que de la taille de la dune hôte.

L'amplitude des corps surimposés varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres et leur longueur d'onde peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Ils sont asymétriques et présentent des pentes raides de plus de 20°.

Ces corps se forment au pied de la dune et migrent le long de son flanc doux en direction de la crête. Leur amplitude augmente au cours de cette ascension sous l'effet de l'accélération des courants (McCave, 1971 ; Terwindt, 1971 ; Rubin, 2000) et, conjointement, leur longueur d'onde diminue (Carling *et al.*, 2000a). Sur le flanc raide des dunes hôtes, cette superposition de corps existe uniquement lorsque le pendage est

inférieur à 10° , ou lorsque celui-ci est suffisamment fort pour provoquer la séparation du courant et générer la formation de rides de retour. Dans le premier cas les dunes secondaires descendent le long du flanc raide, dans le second elles grimpent. Lorsque la dune est symétrique, les corps sont surimposés sur les deux flancs de la dune et migrent tous en direction de sa crête.

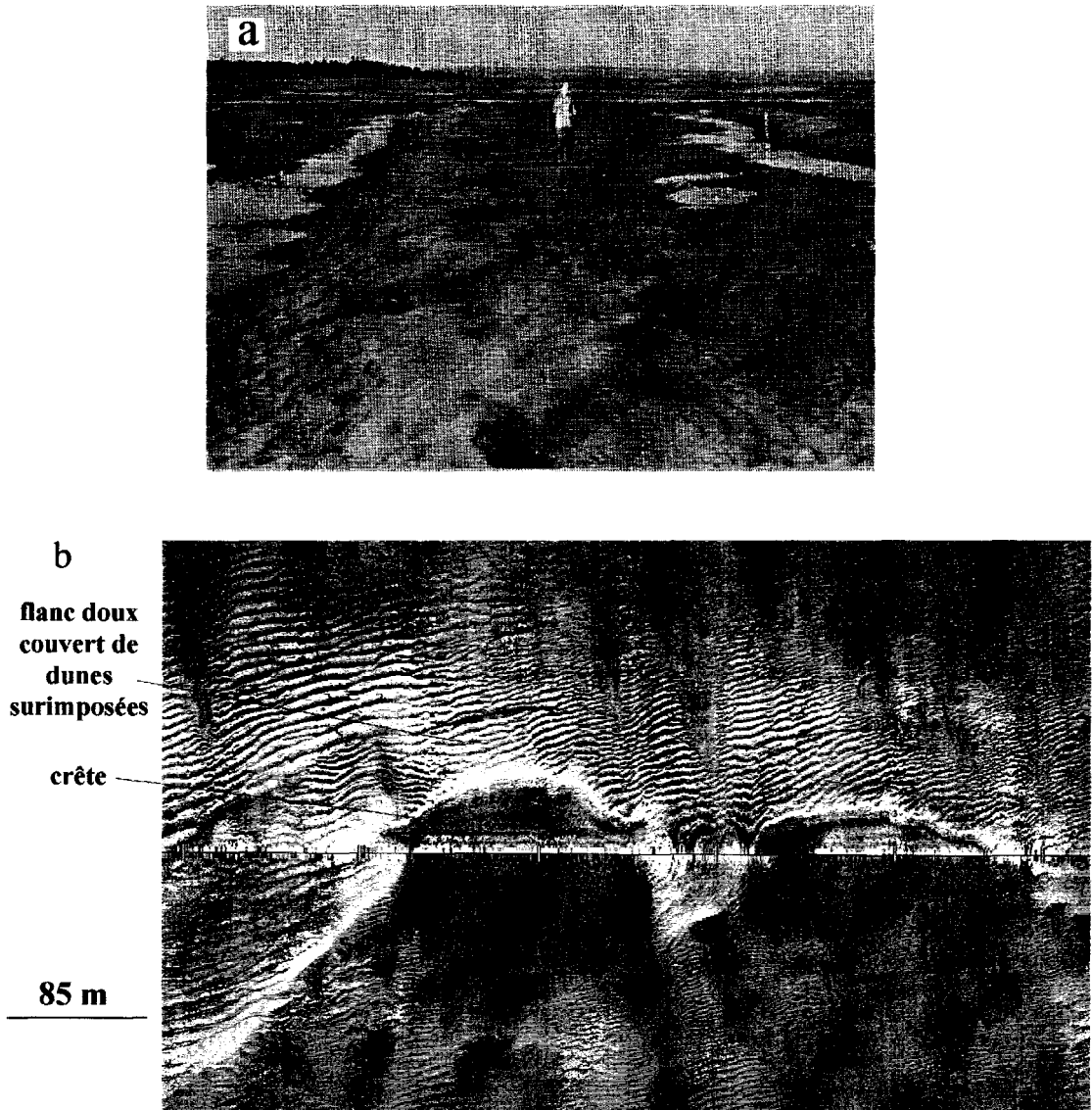


Figure I-5 : Superposition de dunes. (a) petites dunes (15 à 20 cm d'amplitude) surimposées à de moyennes dunes de flot dans la zone intertidale de la Baie de Fundy (Dalrymple, 1984) ; b) moyennes dunes couvrant les flancs doux de très grandes dunes situées au SE du banc du Sandettié (levé SHOM/MHA, 1997).
Dune superposition. (a) flood medium dunes with superimposed small dunes (15 to 20-cm high) in the intertidal area of the Bay of Fundy (Dalrymple, 1984) ; (b) medium dunes covering stoss sides of a very large dune located SE from the Sandettié sandbank (SHOM/MHA survey, 1997).

L'orientation des crêtes des corps surimposés forme un angle avec celle de la dune hôte qui varie de $10-20^\circ$ (McCave et Langhorne, 1982 ; Lanckneus et De Moor, 1991) à $80-90^\circ$ (Houbolt, 1968 ; Langhorne, 1977). Les deux populations de dunes répondent à des caractéristiques du courant à différentes échelles. La

crête des dunes hôtes reflète le courant régional (ou primaire). Celle des corps surimposés est orientée perpendiculairement au courant local (ou secondaire), obtenu par déviation du courant régional lors de son passage à l'aplomb d'une dune (obstruction).

Les dunes surimposées, plus fréquentes quand la quantité de sédiment mobilisable est grande, semblent constituer un bon indicateur de transport sédimentaire actif (Belderson *et al.*, 1982).

1-1-3 : Influence du courant, du sédiment et de la profondeur d'eau

La taille des dunes dépend de la vitesse du courant, de la granulométrie du sédiment et de la profondeur d'eau.

1-1-3-1 : Le courant

Les dunes, tout comme les rides, correspondent à des phases du régime de courant inférieur. Dans ce régime, les rides puis les dunes sont formées par accélération du courant.

Dans le secteur des îles Shetland, Kenyon et Stride (1970) mentionnent que le développement des dunes coïncide avec des courants maximums de surface compris entre 0,6 et 1,3 m/s. Selon Belderson *et al.* (1982), les dunes se développent intensément lorsque les vitesses des pics de courants de surface (marée moyenne) sont autour de 0,65 m/s. L'accélération des vitesses de courant conduit à une augmentation de la longueur d'onde et de l'amplitude des dunes. Les dunes bi-dimensionnelles, stables pour de faibles vitesses de courant, sont plus petites que les corps tri-dimensionnels stables pour de fortes vitesses de courant (Rubin et McCulloch, 1980). Amos et King (1984) relient les vitesses de courant nécessaires à la formation des dunes aux caractéristiques granulaires du sédiment, et indiquent que ces vitesses, près du fond, doivent être comprises entre 0,6 et 1 m/s pour des sables moyens, entre 0,5 et 1 m/s pour des sables grossiers, et entre 0,4 et 1 m/s pour des sables très grossiers.

Il faut noter, par ailleurs, l'influence de la direction du courant. Dans le Sud de la Mer du Nord, McCave (1971) attribue la disparition de dunes à une diminution de l'asymétrie de l'ellipse tidale. Autrement dit, les dunes ne peuvent se développer que lorsque le courant est unidirectionnel ou alternatif.

1-1-3-2 : Le sédiment

Les dunes ne se forment que dans les sédiments non-cohésifs. Ainsi, aucune dune n'est observée dans les sédiments vaseux de Mer du Nord (Terwindt, 1971 ; Langhorne, 1973). Dans l'estuaire de Long Island, aucune dune n'existe dans des sédiments présentant plus de 15% de silts (Bokuniewicz *et al.*, 1977) ; au-delà, le sédiment devient cohésif et le transport sédimentaire est inhibé. D'ailleurs, la vitesse critique nécessaire pour provoquer l'entraînement de particules inférieures à 0,1 mm tend à devenir infinie (Migniot, 1977). La taille du sédiment composant les dunes est très variable, allant des sables fins aux graviers. Le développement des dunes est optimal dans les sédiments ayant une prépondérance de fractions de sables moyens à grossiers. La taille maximale du sédiment dunaire ne peut être définie de manière universelle et semble dépendre

essentiellement des conditions hydrodynamiques locales. Bien que certains auteurs n'observent de dunes que dans les sédiments dont le d_{50} est inférieur à 0,5 mm (Terwindt, 1971) ou dont la fraction supérieure à 1 mm représente moins de 12% (Bokuniewicz *et al.*, 1977), d'autres en observent dans des sédiments de 0,8 mm (Harris, 1989) ou encore de 1,1 mm (Jones *et al.*, 1965). Carling (1999) signale que des dunes ont été observées pour des tailles de grain moyen pouvant atteindre 60 mm. Par ailleurs, la nature du sédiment composant les dunes peut être variable : dans le détroit de Bass (Australie), les dunes sont composées de 50 à 92 % de coquilles plus ou moins fragmentées, de 0,6-0,7 mm sur les crêtes et de 0,4 mm dans les creux interdunes (Malikides *et al.*, 1989).

Pour permettre le développement de dunes, le sédiment disponible doit être suffisamment abondant. Certaines limites de champs de dunes correspondent à une diminution de la couverture sableuse (McCave, 1971 ; Aliotta et Perillo, 1987). D'autres dunes reposent sur une semelle de sédiment résiduel non-mobilisé par les courants (Smith, 1988a).

Selon Flemming (2000), plus le sédiment est grossier, plus les dimensions maximum des dunes sont grandes (fig. I-6). Rubin et McCulloch (1980) notent que les plus fortes valeurs du rapport amplitude sur profondeur d'eau sont obtenues dans les sédiments les plus grossiers, alors qu'aucune relation n'est observée par ailleurs entre H et d. Selon ces auteurs, les fluctuations de la vitesse des courants tidaux et saisonniers sont plus destructrices pour les dunes de sédiment fin, car ces dunes sont stables dans une gamme étroite de vitesses.

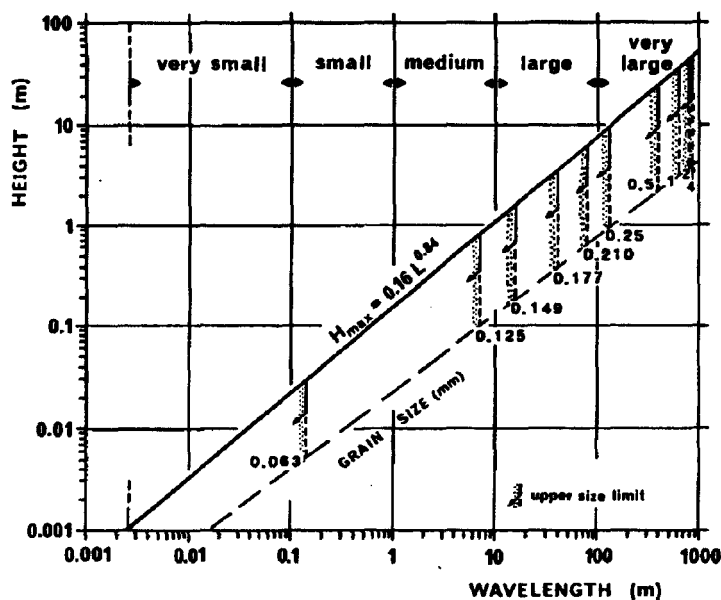


Figure I-6 : Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment (Flemming, 2000). Noter la distribution progressive et quasi logarithmique des limites de taille croissante de sédiment pour des dimensions croissantes de dunes.

Dune height versus dune spacing as a function of grain size (Flemming, 2000). Note the progressive and quasi-logarithmic arrangement of increasing grain-size limits with increasing bedform size.

Par ailleurs, la distribution granulométrique du sédiment a une influence sur les dimensions des corps sédimentaires. Foti et Blondeaux (1995) montrent, par voie théorique et expérimentale, que les rides formées dans un sédiment homogène ont une longueur d'onde plus faible que dans le cas d'un sédiment hétérogène (mélange de 2 tailles de grain) dont le grain moyen est cependant identique au sédiment homogène. D'après Bokuniewicz *et al.* (1977), l'apparition des dunes est principalement contrôlée par la granularité du matériel sédimentaire présent, les conditions de courant étant d'importance mineure.

La distribution granulométrique varie au sein d'une dune (fig. I-7). Le matériel sédimentaire est mieux trié et plus grossier du pied vers la crête des dunes, sous l'effet de l'augmentation de la vitesse du courant induite par la diminution de la tranche d'eau (Wells et Lüdwick, 1974 ; Malikides *et al.*, 1989 ; Stolk, 2000a). Cela est également observé pour les bancs sableux (McCave et Langhorne, 1982 ; Van Lanckner et Jacobs, 2000 b). Schüttenhelm (2000) suggère que l'activité de la houle, plus importante sur les crêtes, favorise le vannage des particules les plus fines. Cependant, cette relation est fréquemment altérée par la présence de corps surimposés (Terwindt, 1971). Dans ce cas, Wells et Lüdwick (1974) montrent que ce sont les crêtes et les creux interdunaires qui diffèrent le plus d'un point de vue granulométrique. Swift et Field (1981) ainsi que De Maeyer et Wartel (1988) notent que le sédiment le plus grossier est souvent juste en arrière (aval) de la crête. Longitudinalement, Berné *et al.* (1989b) observent une diminution du diamètre des sables depuis le centre vers les extrémités des barkhanes.

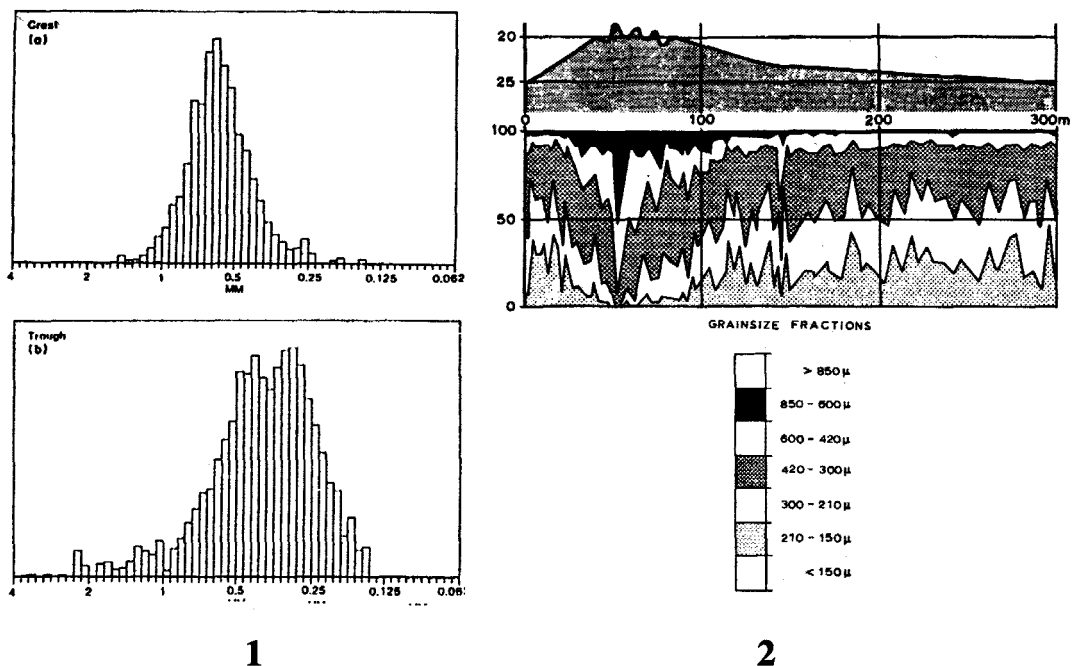


Figure I-7 : Variations granulométriques à l'échelle des dunes. (1) Courbes granulométriques typiques d'une crête (a) et d'un pied (b) de dune carbonatée du détroit de Bass, indiquant l'augmentation de taille du sédiment et l'amélioration de son classement du pied vers la crête de la dune (Malikides *et al.*, 1989). (2) Distribution des fractions granulométriques sur une très grande dune du Sud de la mer du Nord montrant l'augmentation de la taille du sédiment du pied vers la crête des dunes, tendance altérée par la présence de dunes surimposées (Terwindt, 1971).

Granulometric variations on dunes. (1) Crest (a) and trough (b) typical granulometric curves of a carbonate dune from the Bass Strait, indicating grain-size increase and sorting improvement from dune foot to dune crest. (Malikides et al., 1989). (2) Grain-size distribution on a very large dune from the southern part of the North Sea showing an increase in sediment size from dune foot to dune crest. The trend is altered by the presence of superimposed dunes (Terwindt, 1971).

1-1-3-3 : La profondeur d'eau : un paramètre limitant

Dans les environnements profonds, les dunes sont totalement indépendantes de la profondeur d'eau. Elles croissent jusqu'à ce que le transport par suspension apparaisse et limite leur développement, ou jusqu'à ce que la quantité de sédiment disponible ne soit plus suffisante.

Dans les environnements peu profonds, la profondeur d'eau est de prime importance. Elle est un facteur limitant de la croissance des dunes (Flemming, 2000). Aucune relation n'existe entre H et D ou entre L et D (fig. I-8), seules les dimensions maximums (Hmax et Lmax) peuvent être prédites, la hauteur des dunes étant limitée par la constriction du courant liée à la diminution de la tranche d'eau à l'approche de la crête.

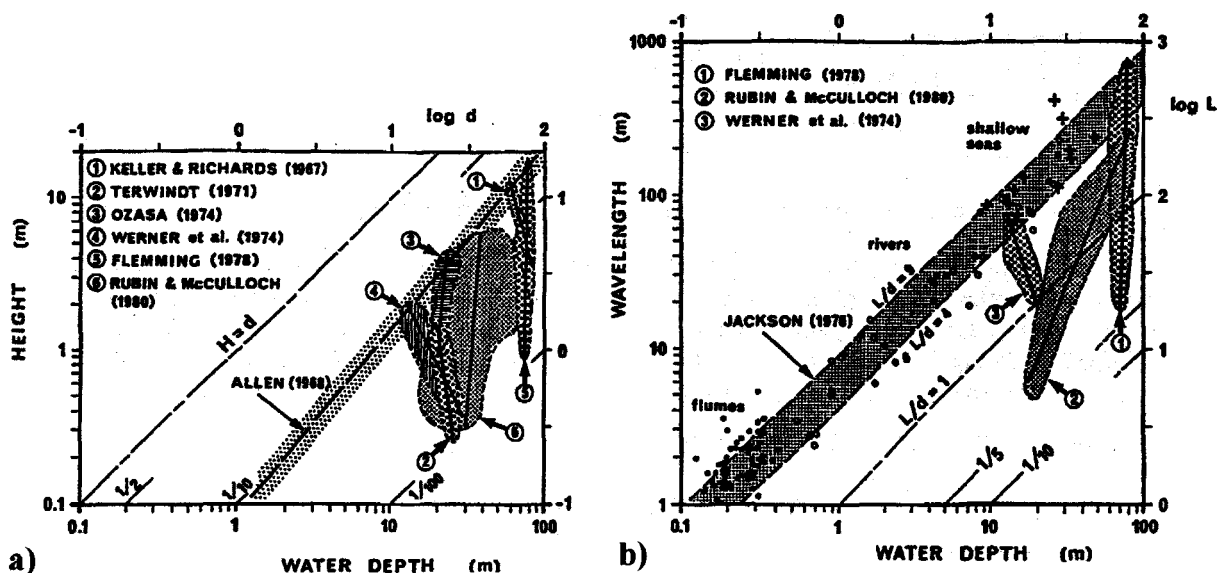


Figure I-8 : Relations entre les dimensions des dunes (a : amplitude ; b : longueur d'onde) et la profondeur d'eau. Synthèse de données publiées (Flemming, 2000).
Relationship between dune dimensions (a : height ; b : wavelength) and water depth. Synthesis of published data (Flemming, 2000).

A partir de données issues de l'expérimentation et de l'observation en rivière, Yalin (1964) établit les formules, $H_{max} = 0,167 \cdot D$ et $L_{max} = 6 \cdot D$. La plupart du temps, les conditions de mise à l'équilibre des dunes ne sont pas remplies et les relations ci-dessus ne sont pas vérifiées (Ikehara et Kinoshita, 1994). Une dune est à l'équilibre si (a) un temps suffisant s'est écoulé depuis la mise en place de l'actuelle profondeur d'eau et des caractéristiques hydrodynamiques (de l'ordre de la décennie) ; (b) la quantité de sédiment disponible est suffisante et sa taille adéquate. Par ailleurs, en secteur peu profond, les houles peuvent éroder la crête des

dunes (Johnson *et al.*, 1981 ; Langhorne, 1982). Les dunes du champ situé au large de la côte néerlandaise disparaissent en-deçà de 18 m, profondeur limite d'action des houles (McCave, 1971).

En zone intertidale, la profondeur d'eau, extrêmement variable, a peu d'influence sur le développement des dunes (Dalrymple *et al.*, 1978). Cela est vraisemblablement dû au fait que le temps d'adaptation morphologique des dunes est bien supérieur à la durée d'un cycle tidal semi-diurne.

1-1-3-4 : Les diagrammes de phase : domaine de stabilité des dunes

De nombreuses expérimentations en canal ont été réalisées afin de déterminer les conditions de courant, de sédiment et de profondeur d'eau, nécessaires à l'apparition des corps sédimentaires. Les synthèses d'observations en milieu naturel ont permis de compléter ces travaux, notamment pour les profondeurs d'eau supérieures à 1 m. Selon Rubin et McCulloch (1980), Allen (1982) et Flemming (2000), la croissance d'une dune est limitée par la taille du sédiment et par la vitesse de frottement sur le fond qui en dépend. Celles-ci définissent la transition entre transport par charriage et par suspension. Quand ce dernier mode de transport devient prépondérant, la croissance de la dune est ralentie voire inhibée.

* Granularité et profondeur d'eau versus vitesse du courant (fig. I-9) :

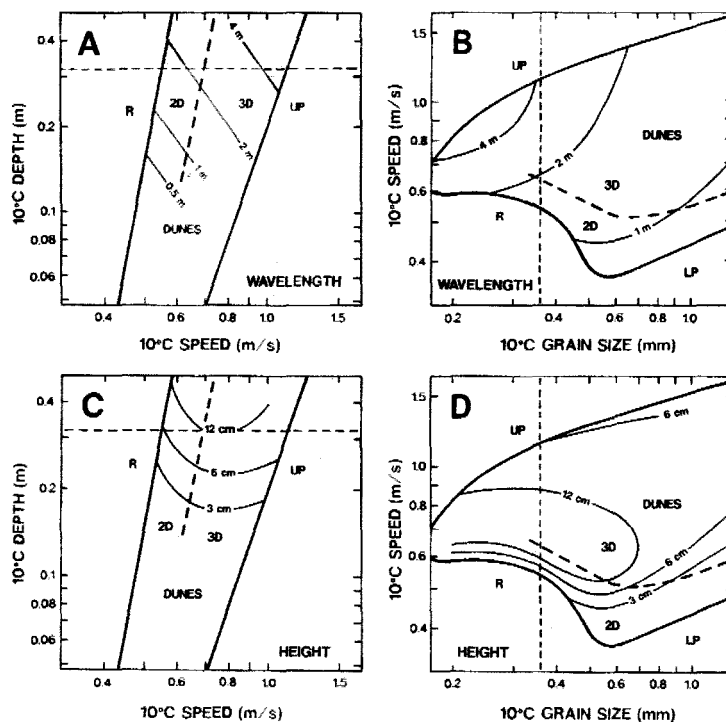


Figure I-9 : Diagramme de phase des corps sédimentaires montrant les variations de la longueur d'onde (A, B) et de l'amplitude (C, D), d'une part en fonction de la profondeur d'eau et de la vitesse du courant pour une taille de grain de 0,3-0,4 mm (A, C), d'autre part en fonction de la vitesse du courant et de la taille du grain pour une profondeur d'eau de 0,25-0,4 m (B, D) (Southard et Boguchwal, 1990).

- descripteurs de 3ème ordre : les facteurs de forme (symétrie ou asymétrie, pendages des flancs), la couverture sédimentaire (complète ou appauvrie) et des caractéristiques hydrauliques reflétant l'évolution temporelle des dunes (direction(s) et vitesses du courant ; migration des dunes).

longueur d'onde (m):	0,6	5	10	100
amplitude * (m) :	0,06	0,25	0,5	3
	petites	moyennes	grandes	très grandes dunes

Tableau I-2 : Nomenclature des dunes selon leur longueur d'onde (d'après Berné *et al.*, 1989b et Ashley, 1990).

(* : l'amplitude est calculée grâce à la relation de Flemming, 1988a, voir § 1-1-2-2).

Dune classification according to their wavelength (from Berné et al., 1989b and Ashley, 1990).

(* : the height is calculated using Flemming's relation, 1988a, see § 1-1-2-2).

Selon Berné (1989b), cette classification pose quelques problèmes. Les dimensions permettant de distinguer les quatre sous-classes de dunes ont été choisies arbitrairement alors qu'une approche statistique aurait pu permettre des regroupements plus judicieux. La limite inférieure de l'amplitude des dunes géantes devrait plutôt se situer vers 10-15 m, délimitant ainsi une famille de dunes exceptionnelle par sa faible fréquence d'apparition, à l'image des observations mentionnées dans la littérature. Par ailleurs, la spécificité des dépôts tidaux, produits par des courants oscillatoires, n'apparaît pas dans cette classification.

1-2 : Formation et évolution d'une dune

1-2-1 : Formation

1-2-1-1 : Processus dynamiques : observations et modélisation conceptuelle

Selon Yalin (1977), la présence d'une irrégularité initiale, sur un fond marin plat, de hauteur au moins comparable à celle d'une ride (quelques centimètres), cause une perturbation du courant en aval du défaut. Cela a des répercussions sur la totalité de l'épaisseur de la couche-limite et détermine localement, en aval du défaut, une augmentation de la contrainte de cisaillement. Il en résulte un dépôt de sédiment et, de ce fait, une seconde irrégularité est créée, au niveau de laquelle le processus se répète selon une certaine longueur d'onde. Par la suite, la croissance des dunes est le résultat de l'accumulation de sédiment vers la crête des irrégularités initiales (Allen, 1980a et 1980b) : près du fond, le courant tidal est modifié par la morphologie des irrégularités périodiques et converge vers leurs crêtes (fig. I-11a) ; un système de cellules de circulation apparaît et entretient la croissance des dunes (fig. I-11b). Il est généralement admis que le processus

précédemment décrit est le même pour les dunes générées sous un courant unidirectionnel (rivière) ou alternatif (marée), bien qu'Allen (1980a et 1980b) suggère une distinction génétique de ces deux types de dunes.

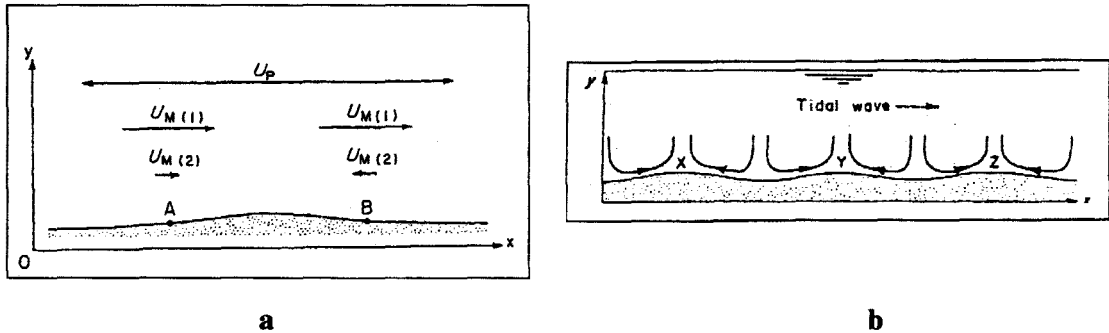


Figure I-11 : Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin (a) et cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie (b) (Allen, 1980a, 1980b). U_p représente l'oscillation des courants tidaux ; $U_{M(1)}$, le courant tidal résiduel et $U_{M(2)}$, le courant tidal résiduel modifié par la perturbation.

Tidal current components acting on a small topographic perturbation of the sea bottom (a) and circulation cells due to current and morphology related currents (Allen, 1980a, 1980 b). U_p represents to the tidal current oscillation ; $U_{M(1)}$, the residual tidal current and $U_{M(2)}$, the residual tidal current modified by the perturbation.

A partir d'analyses théoriques de stabilité, Hulscher *et al.* (1993), Hulscher (1996) et Blondeaux *et al.* (1999 et 2000) ont développé des modèles numériques 3D de prédiction de la formation des dunes sur un fond plat sujet à l'action des courants de marée. Ces modèles déterminent les caractéristiques morphologiques (longueurs d'onde et orientation) des corps sédimentaires qui se développent à partir d'irrégularités topographiques du fond marin. Les dunes se développent quand la structure verticale du courant est prise en compte (Hulscher *et al.*, 1993). Selon van den Brink et Hulscher (1999), l'apparition des dunes peut être prédite à partir des valeurs des paramètres de viscosité et de rugosité du fond, ce dernier (qui dépend directement de la taille du sédiment) étant le plus sensible. Blondeaux *et al.* (1999, 2000) ont amélioré la caractérisation du courant près du fond en introduisant le transport du sédiment par suspension, qui peut être important notamment sous l'action des houles.

1-2-1-2 : Contexte de mise en place

A partir d'études sur des complexes dunaires anciens, Nio (1976) établit un modèle de formation des dunes en relation avec les transgressions marines associées à de forts courants tidaux (fig. I-12). L'inondation du continent, au début de la transgression, conduit au remplissage de chenaux fluviaux et de dépressions topographiques. Avec l'augmentation du niveau marin et une quantité suffisante de sédiment, de petites dunes peuvent être formées dans ces secteurs et croître par accréation verticale et migration latérale sous l'effet des courants tidaux. La construction active des dunes diminue conjointement à un approfondissement du bassin, puis la topographie des corps subit un aplanissement lors du maximum d'inondation. La configuration topographique du bassin au stade initial de la transgression a une influence déterminante sur la localisation et

la géométrie des futures dunes. Sur la plate-forme japonaise, Ikehara et Kinoshita (1994) concluent que les dunes se sont formées durant la dernière transgression postglaciaire sur les surfaces érosives sculptées au cours du maximum glaciaire précédent.

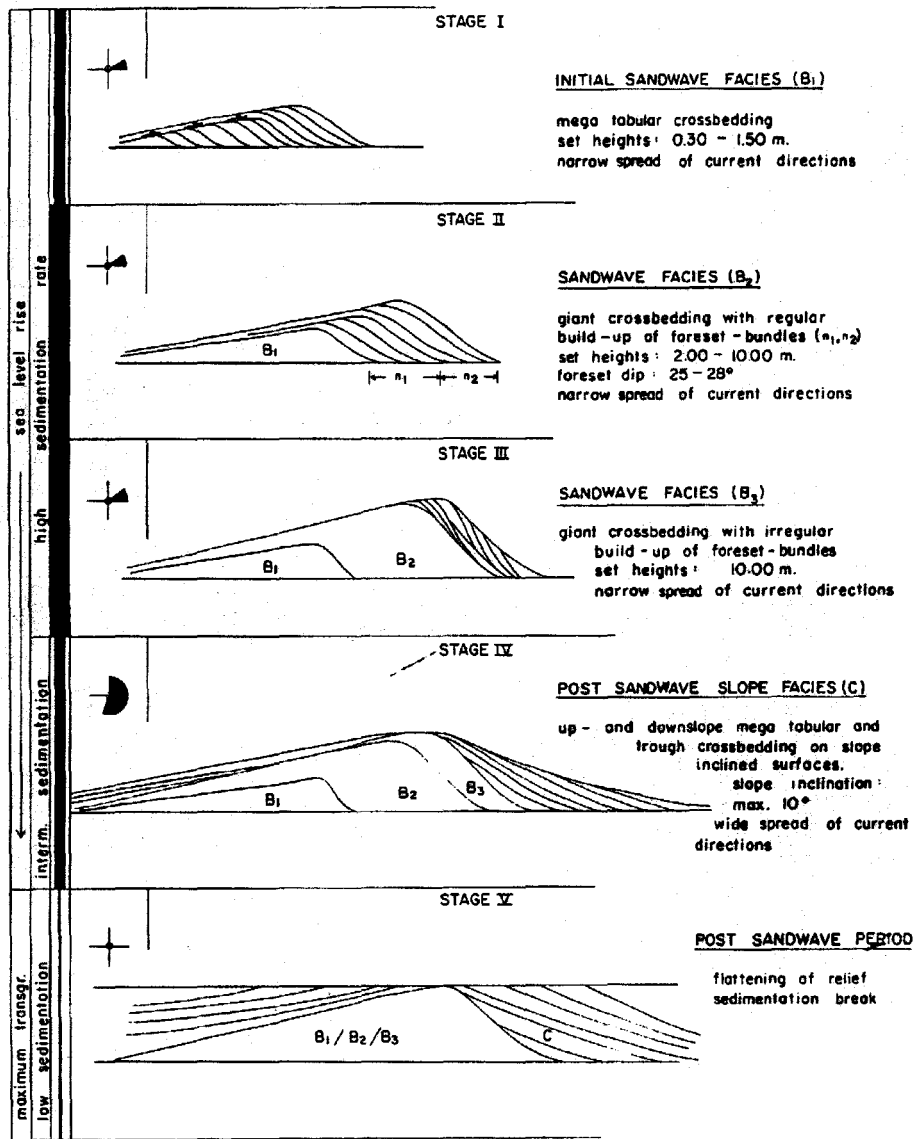


Figure I-12 : Modèle de formation des dunes en fonction des variations du niveau marin (Nio, 1976).
Model of dune formation as a function of marine sea level variations (Nio, 1976).

1-2-2 : Mécanismes hydro-sédimentaires à l'échelle d'une dune

Les corps sédimentaires participent au transport sédimentaire et expriment un état d'instabilité du flux sédimentaire. Ils fonctionnent comme un élément de résistance face au courant régional.

1-2-2-1 : la structure verticale et horizontale du courant à l'aplomb d'une dune

A l'aplomb d'une dune, le courant est modifié sur l'ensemble de la tranche d'eau (fig. I-13). Sur le flanc doux, étant donnée la diminution de la tranche d'eau vers la crête, la composante de courant normale à la crête est accélérée pour satisfaire le principe de conservation de la masse.

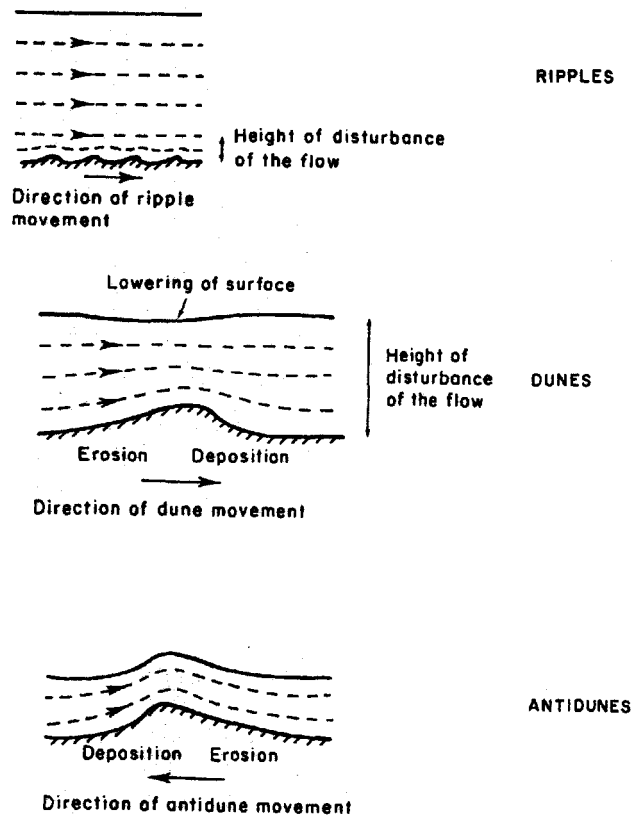


Figure I-13 : Structure verticale du courant à l'aplomb des rides, des dunes et des antidunes. Mouvement de ces corps sédimentaires (Dyer, 1986).

Vertical flow pattern over ripples, dunes and antidunes. Movement of these sedimentary bodies (Dyer, 1986).

Dans le cas d'une dune orientée obliquement par rapport au courant, le courant total subit donc une déviation, lors de son trajet sur le flanc doux, qui se traduit par un réalignement dans une direction plus perpendiculaire à la crête de la dune. Des mesures de courant réalisées en pied et sommet de dune montrent ce phénomène (Malikides et al., 1989) (fig. I-14) : la vitesse du courant augmente de 150% le long du flanc doux et sa direction est déviée de 50°.

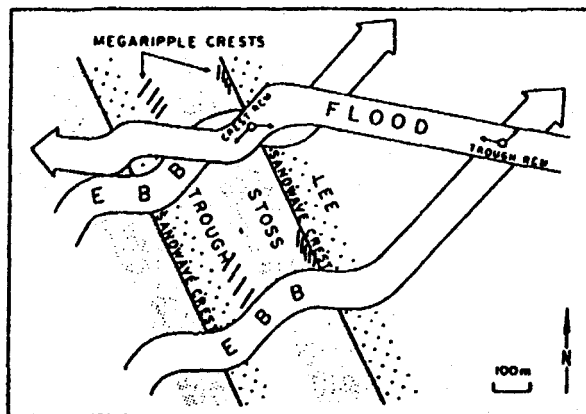


Figure I-14 : Modèle de courant tidal à l'aplomb des dunes et sa déviation dans les directions du flot et du jusant (Malikides et al., 1989).

Model for tidal flow over dunes and its deflection in the flood and ebb directions (Malikides et al., 1989).

Les effets du courant secondaire ainsi généré sont visibles sur les dunes surimposées. L'angle entre la direction de leurs crêtes et celle de la dune hôte tend à diminuer depuis le pied de la dune jusqu'à sa crête (Malikides *et al.*, 1988). Lorsque les flancs des dunes sont peu inclinés, cet angle est quasi nul (McCave, 1971), indiquant que le courant régional n'est que peu modifié. L'accélération du courant sur le flanc doux induit une augmentation de la contrainte de cisaillement sur le fond générant une amplification du transport sédimentaire. La contrainte de friction, qui agit en réaction à la vitesse du courant, entraîne une décélération brusque du courant immédiatement en aval de la crête de la dune lorsque la tranche d'eau augmente à nouveau, ce qui conduit au dépôt du sédiment. Huthnance (1982) prédit le même mécanisme de modification du courant et du transport sédimentaire à l'aplomb des bancs sableux, dont l'obliquité d'allongement par rapport au courant est indispensable pour permettre leur croissance. Sur le flanc raide, si le pendage est inférieur à $1/15^{\text{ème}}$, le courant est décéléré et dévié à l'inverse de ce qui est observé sur le flanc doux. Si la pente du flanc raide dépasse cette valeur, un contre-courant se forme sur le flanc abrité de la dune, induit par le décollement de la couche-limite du courant au niveau de la crête (fig. I-15a) (Raudkivi, 1963, *in* Berné, 1991). Des rides de retour peuvent alors se former au pied du flanc raide et migrer vers la crête de la dune. Des profils verticaux de vitesses réalisés par Dyer (1970) décrivent ce phénomène (fig. I-15b). Selon Smith et McLean (1977), le décollement du courant apparaît sur une dune lorsque le charriage est le mécanisme de transport dominant.

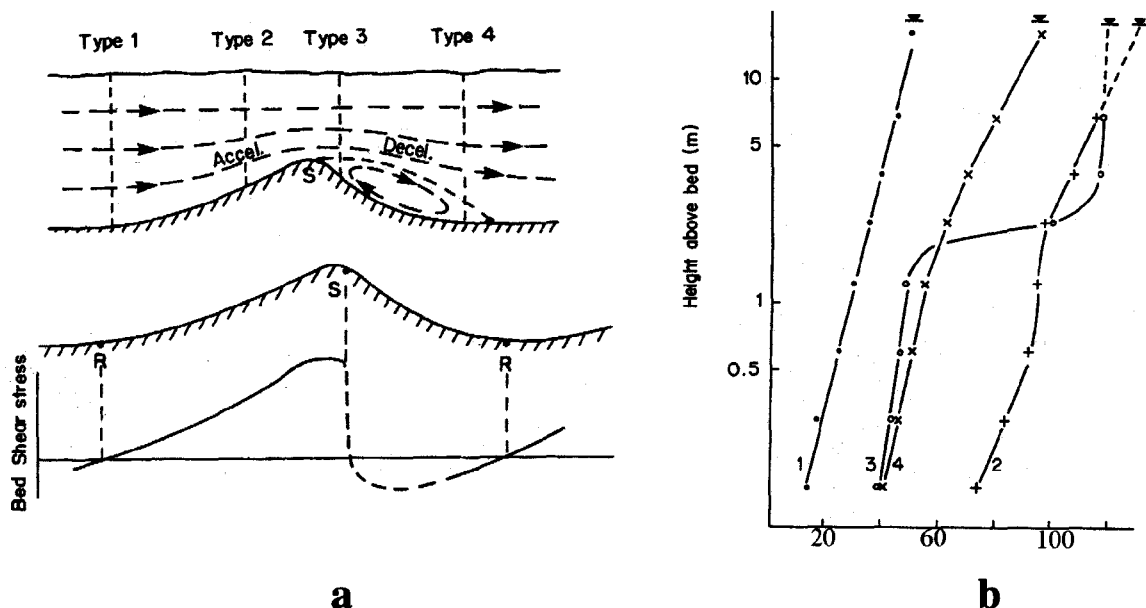


Figure I-15 : Phénomène de séparation et rattachement du courant. (a) Structure du courant à l'aplomb d'une ride. La séparation du courant à la crête de la ride entraîne une brusque chute de la contrainte de frottement sur le fond. La ligne de courant entre le point de séparation S et le point de rattachement R définit la limite supérieure du vortex du contre-courant remontant le long du flanc raide de la ride (Dyer, 1986) ; (b) Profils de vitesse de courant tidal à l'aplomb d'une dune graveleuse. Les divers types de profil sont observés à différentes positions sur la dune, localisés sur le schéma a (Dyer, 1970).
Flow separation and reattachment. (a) Flow pattern over a ripple. Current separation at the ripple crest leads to a sharp decrease of the bed shear stress. The streamline between the separation point S and the reattachment point R defines the outer limit of the counter-current vortex climbing the dune lee side (Dyer, 1985) ; (b) Velocity profiles observed in a tidal current over gravel dunes. The different profile types appear at different positions on the dune, localised on scheme a (Dyer, 1970).

1-2-2-2 : Les mécanismes de sédimentation

Sur le flanc doux des dunes, le transport sédimentaire s'effectue par charriage à la manière d'un tapis roulant ou sous la forme de bouffées turbides. A la crête des dunes, le sédiment s'accumule puis, lorsque l'angle de stabilité caractéristique du sédiment est dépassé, le phénomène d'« avalanche » ou de « coulée sableuse » se produit (Hunter, 1985, *in* Berné, 1991), entraînant le glissement du sédiment vers le pied de la pente et la progradation de la dune. Les coulées les plus récentes recouvrent les plus anciennes. De forme linguoïde, elles ont une épaisseur de quelques centimètres. L'augmentation de l'intensité du courant favorise la continuité des phases d'avalanche ainsi que la mise en suspension de la fraction la plus fine du sédiment. Cette dernière se dépose ensuite en « pluie sableuse » (Jopling, 1962, *in* Berné, 1991) sur le flanc raide de la dune, dans le creux inter-dune ou encore sur le flanc doux d'une dune aval.

D'après Flemming (2000), une dune cesse de grandir lorsque seul le transport par suspension existe. Dans le sud de la Mer du Nord, McCave (1971) observe que l'amplitude de dunes diminue à cause de l'augmentation du rapport taux de sédiment transporté par suspension - taux de sédiment charrié, qui limite l'opportunité pour ces dunes d'être construites. Selon Carling *et al.* (2000b), la suspension et l'entraînement des particules les plus fines a peu de conséquences sur la dynamique des dunes.

La présence de corps surimposés génère une augmentation de la contrainte de cisaillement sur le fond (Dyer, 1970) et, par conséquent, une augmentation du transport sédimentaire par charriage. McCave (1971) conclut que les corps surimposés constituent une perturbation du taux de transport par charriage, alors que les grandes dunes entraînent plutôt une modification du taux de transport par suspension.

1-2-3 : Evolution : migration et structure interne

1-2-3-1 : Migration

L'amélioration des systèmes d'acquisition de données et de localisation a permis de diminuer les erreurs de mesure et d'améliorer la quantification de la migration des dunes. Terwindt (1971) utilisait des données bathymétriques précises à 85 m, alors qu'actuellement le GPS différentiel assure une précision métrique.

Bien que liées aux processus de sédimentation précédemment décrits, les caractéristiques de la migration des dunes sont très variables selon l'environnement (courant, quantité de sédiment,...) et leur morphologie. Cette variabilité est visible d'une zone géographique à une autre et au sein d'un même champ de dunes. Les vitesses de migration des dunes présentent une vaste gamme allant de la quasi-immobilité à plusieurs mètres par jour (tab. I-3).

Auteur(s)	Environnement	Amplitude (m)	Taux de migration (m/an)		
			moyenne	long terme	court terme
Lüdwick (1972)	Baie de Chesapeake, passe tidale	0,5-2,1		2-150	
Langhorne (1973)	Estuaire de la Tamise, barres sableuses	1,5-8		<25	
Bokuniewicz et al. (1977)	Long Island Sound, delta de flot	1	63	0-125	
Dalrymple (1984)	Bassin de Minas, Baie de Fundy, barres sableuses	0,8	75	7-220	
Alliota et Perillo (1987)	estuaire de Bahia Blanca, chenal subtidal	3-4	33	5-96	
Kostaschuk <i>et al.</i> (1989)	rivière Fraser, chenal distributaire	0,3-2,1		>5000	11,5-40,6 m.jr ⁻¹ α
Berné <i>et al.</i> (1989b)	détroit du Pas-de-Calais Surtainville, plate-forme macrotidale	5 2,5-7		70 10 (2D)- 20 (3D)	

Tobias (1989)	mer du Nord	2,8-6,3		1-2,5	
Fenster <i>et al.</i> (1990)	Long Island Sound, delta de flot	4,0-16,5	0,35	0-6,8	
Lanckneus et De Moor (1991)	banc de Kwinte, mer du Nord, plate-forme belge	1,8-8,6		9,7 m.mois ⁻¹	
Wright (1992)	Extrémité du banc du South Falls, sud de la mer du Nord	1-16		oscillation de 0 à 50	
Lanckneus et De Moor (1995)	banc du Middelkerke, sud de la mer du Nord, plate-forme belge	0,5-5,0		oscillation de 7 m en 5 mois	
Bos <i>et al.</i> (1996, <i>in van Maren</i> , 1998)	mer du Nord, Nord de la Hollande	2,6-3,2		2,5-5,4 / 0-150 m en 6 ans	
Mallet (1998)	embouchure de la Gironde, estuaire dominé par la marée	1,2-5,3		0	3-39 (oscillation flot-jusant)
Carling <i>et al.</i> (2000a)	fleuve Rhin	0,16-0,35 0,4-1,1			1-3 mm.s ⁻¹ * 3 m.jr ⁻¹
Garnaud (1999)	passage de la Déroute, golfe Normand - Breton, plate-forme macrotidal	2,0-6,3	11	17 m.mois ⁻¹	
Van Lanckner et Jacobs (2000 b)	Banc de Broers, plate-forme belge	3-3,5	13		

Tableau I-3 : Compilation de vitesses de migration de dunes (en m.an⁻¹) pour des environnements variés. Les valeurs suivies d'un * correspondent à une moyenne, celles suivies d'un \bar{x} sont des mesures à court terme (de la journée au mois) ; les autres indiquent les gammes de vitesses de migration à long terme (du mois à l'année).

*Compilation of dune migration rates (in m.yr⁻¹) for various environments. Values with a * correspond to a mean, those with a \bar{x} to short term measurements (from day to month) ; others indicate the range of long term migration rate (from month to year).*

Certaines dunes sont moribondes et présentent une stabilité totale, bien qu'elles puissent être sujettes à l'érosion (par les houles, par exemple). Sur les plates-formes externes, on rencontre fréquemment des dunes formées lors de la dernière transgression, mais qui ne sont plus en équilibre avec les conditions actuelles de courant. Sur la plate-forme japonaise, les dunes formées lors de la dernière transgression postglaciaire et situées à plus de 70 m de profondeur sont inactives (Ikehara et Kinoshita, 1994). Parfois, les dunes sont formées par des courants intermittents. Sur la plate-forme sud-africaine, les grandes dunes présentent une

stabilité partielle et ne montrent qu'une migration saisonnière sous l'influence du courant d'Aghulas (Flemming, 1994).

1-2-3-1-1 : Influence du courant et de la quantité de sédiment

La quantité de sédiment disponible est un facteur important. Les dunes fossilisées sont associées à de forts taux de sédimentation, qui ont permis leur préservation. Les déplacements enregistrés sont importants : 100 m/an dans le Crétacé du Bassin de Londres (Allen, 1982c) ; 230 m.an⁻¹ dans la molasse miocène suisse (Allen et Homewood, 1984) ; 120 m/an dans les dépôts récents de l'estuaire de l'Escaut (Yang et Nio, 1985).

L'augmentation du courant induit une amplification du transport sédimentaire et une accélération du déplacement des dunes. Ainsi les barkhanes associées aux courants les plus forts présentent les taux de migration les plus élevés, bien qu'elles soient typiques d'environnements déficitaires en sédiment. Toutefois, à partir d'une certaine intensité de courant, et pour une granularité donnée, le transport par suspension devient trop important et empêche le développement des dunes (Flemming, 2000). Sur le sommet du banc Broers (côte belge), Van Lanckner *et al.* (2000a) indiquent qu'une bonne partie du sédiment est transportée par suspension à l'aplomb des dunes, sans prendre part à leur développement.

Les vitesses maximales de migration sont enregistrées dans les environnements fluviaux où le transport sédimentaire est unidirectionnel et la quantité de sédiment mobilisable forte. Dans les environnements tidaux, les périodes d'étalement freinent cette migration et la renverse des courants peut entraîner une oscillation du déplacement des dunes. Sur la côte belge, Lanckneus et De Moor (1991) indiquent une oscillation de 29 m en 3 mois. Au sud de la Grande Bretagne, Langhorne (1982) enregistre 3,5 m d'oscillation sur des dunes de 60 cm d'amplitude pour des conditions de vives-eaux. Lorsque le courant tidal est symétrique, la dune oscille autour d'une position et son déplacement résiduel est quasiment nul. Quand l'asymétrie du courant est marquée, la migration de la dune peut être oscillatoire (si le courant subordonné est suffisamment intense), mais montre une direction résiduelle de déplacement.

La migration des dunes peut présenter des variations latérales. Des films réalisés dans le cadre d'expériences en canal montrent que certains champs de petites dunes présentent une variabilité latérale de la vitesse de migration et du taux de transport sédimentaire (Rubin, 2000). Des taux de migration mesurés dans des secteurs où les caractéristiques du courant et de la morphologie des dunes sont similaires révèlent des variations considérables sur de courtes distances (Langhorne, 1973 ; Aliotta et Perillo, 1987 ; Fenster *et al.*, 1990). Certaines portions d'une dune peuvent migrer plus rapidement sous l'influence des variations locales de la hauteur de la crête (Rhodes, 1992), ou de migrations latérales de sinuosités crestales (*crest flexing*) (Langhorne, 1973) (fig. I-16). Si le gradient latéral de vitesse de migration est trop fort, la crête s'étire puis se scinde. On observe parfois le passage d'une crête simple à une crête double et la migration latérale de cette

transition (*crest branching*). Selon Aliotta et Perillo (1987) cette bifurcation, indicatrice d'un régime de transition, résulte d'un courant secondaire.



Figure I-16 : Exemple de bifurcation de la crête d'une dune (Langhorne, 1973)
Example of dune branching (Langhorne, 1973).

1-2-3-1-2 : Influence des caractéristiques morphologiques

* amplitude :

Le taux de migration d'une dune augmente en fonction inverse de son amplitude. Fenster et al. (1990) enregistrent des migrations de $100-300 \text{ m.an}^{-1}$, $25-75 \text{ m.an}^{-1}$ et seulement quelques décimètres par an respectivement pour des petites ($H < 0,25 \text{ m}$), des grandes ($0,5 \text{ à } 5 \text{ m}$) et des très grandes dunes ($H > 3 \text{ m}$). En conséquence, les dunes surimposées migrent plus rapidement que la dune hôte. Dans le Rhin, les petites dunes ($H = 0,16-0,35 \text{ m}$) migrent à raison de $1-3 \text{ mm/s}$ (soit $85-260 \text{ m.jr}^{-1}$), alors que les plus grandes ($H = 0,4-1,1 \text{ m}$) se déplacent à la vitesse de 3 m.jr^{-1} (Carling, 2000a). Par ailleurs, étant donnée la quantité de sédiment stocké, les grandes dunes sont relativement stables à l'échelle de plusieurs mois ou années, alors que les petits corps surimposés sont dynamiques et répondent facilement aux différentes fluctuations rapides (ex : cycles flot/jusant et ME/VE). Selon Langhorne (1982), les changements morphologiques des grandes dunes durant un cycle flot/jusant sont uniquement cantonnés à la crête.

* forme horizontale :

Les formes 3D, générées par des courants accrus, migrent plus rapidement que les formes 2D, même si ces dernières sont plus grandes. A Surtainville, les dunes 3D ont une vitesse de migration deux fois plus élevée (20 m.an^{-1} en moyenne) que celle des dunes 2D (10 m.an^{-1} en moyenne) (Berné *et al.*, 1989b). Les dunes 3D en forme de barkhane ont les taux de migration les plus élevés.

* asymétrie (forme verticale) :

Le flanc raide d'une dune indique la direction de migration (Stride, 1963). La polarité des dunes est fréquemment utilisée comme indicateur de direction de transport résiduel (Johnson *et al.*, 1982). Cependant, de

nombreux auteurs notent des inversions temporaires de cette polarité. Par exemple dans l'estuaire de la Gironde, l'asymétrie des dunes ne peut être utilisée comme indicateur de direction à long-terme du transport résiduel par charriage, étant données les inversions d'asymétrie générées par des processus saisonniers (crue et étiage) ou sporadiques (tempêtes) (Berné *et al.*, 1993).

* corps surimposés :

La présence de corps surimposés à une dune hôte soulève des questions : la dune hôte est-elle active ou moribonde ? Si elle est active, sa migration n'en est-elle pas modifiée ? Selon certains auteurs (Allen, 1966 ; Davies, 1982, *in* Ashley, 1990), seule une taille de corps peut être en équilibre à un instant donné. Cependant de nombreuses études de terrain, dont celle de Dalrymple (1984), indiquent une migration simultanée des dunes hôtes et surimposées et de celle qu'elles surmontent. Selon Stride (1989), la migration des dunes surimposées entraîne celle de la dune sous-jacente, qui peut donc être également considérée comme évoluant sous les conditions actuelles. Carling (2000a) précise que, dans le cas de dunes composées, le taux de migration de la dune hôte ne peut être directement relié au taux de transport par charriage qui, bien que participant à la progradation de celle-ci, nourrit également partiellement les petites dunes surimposées. Autrement dit, les dunes composées migreraient moins rapidement que les dunes simples.

1-2-3-2 : Structure interne :

La compréhension des mécanismes de formation et d'évolution des corps sédimentaires peut être améliorée par la connaissance de leur structure interne, les différents épisodes de leur construction étant enregistrés.

La structure des corps intertidaux est la mieux connue. Elle a bénéficié de la possibilité d'une observation directe. Concernant les dunes subtidales, les problèmes techniques que posent le carottage et les limitations de la sismique très haute résolution ont longtemps expliqué l'absence de véritable modèle de structure interne basé sur la description des dépôts actuels. En l'absence de véritables données de terrain, différents modèles conceptuels ont été proposés, fondés sur des considérations théoriques ou sur l'analogie avec les dépôts intertidaux.

1-2-3-2-1 : Structure interne et caractéristiques du courant

Selon Allen (1980a), le degré d'asymétrie de la structure interne et de la morphologie externe (pendage des flancs) d'une dune en équilibre est contrôlé par les caractéristiques du courant près du fond. Ce modèle, basé sur le courant tidal, résulte de déductions théoriques qui n'ont pu être vérifiées expérimentalement. Bien que les mécanismes de formation qu'il suggère soient controversés, ce modèle est le plus utilisé car les

différents types de structures internes proposées ont été fréquemment observés (Dalrymple, 1984 ; Berné et al., 1993).

Une marée dissymétrique produit des dunes dont le profil transversal, asymétrique, permet le phénomène de décollement du courant à la crête (flanc raide incliné de plus de 10°). La structure interne est constituée de faisceaux de grands lits frontaux d'avalanche fortement inclinés, déposés par charriage lors des phases de courant dominant, et délimités par des discontinuités de faible pente correspondant à l'empreinte érosive du courant subordonné, qui lisse le flanc raide et la crête des dunes (fig. I-17, classe IVA).

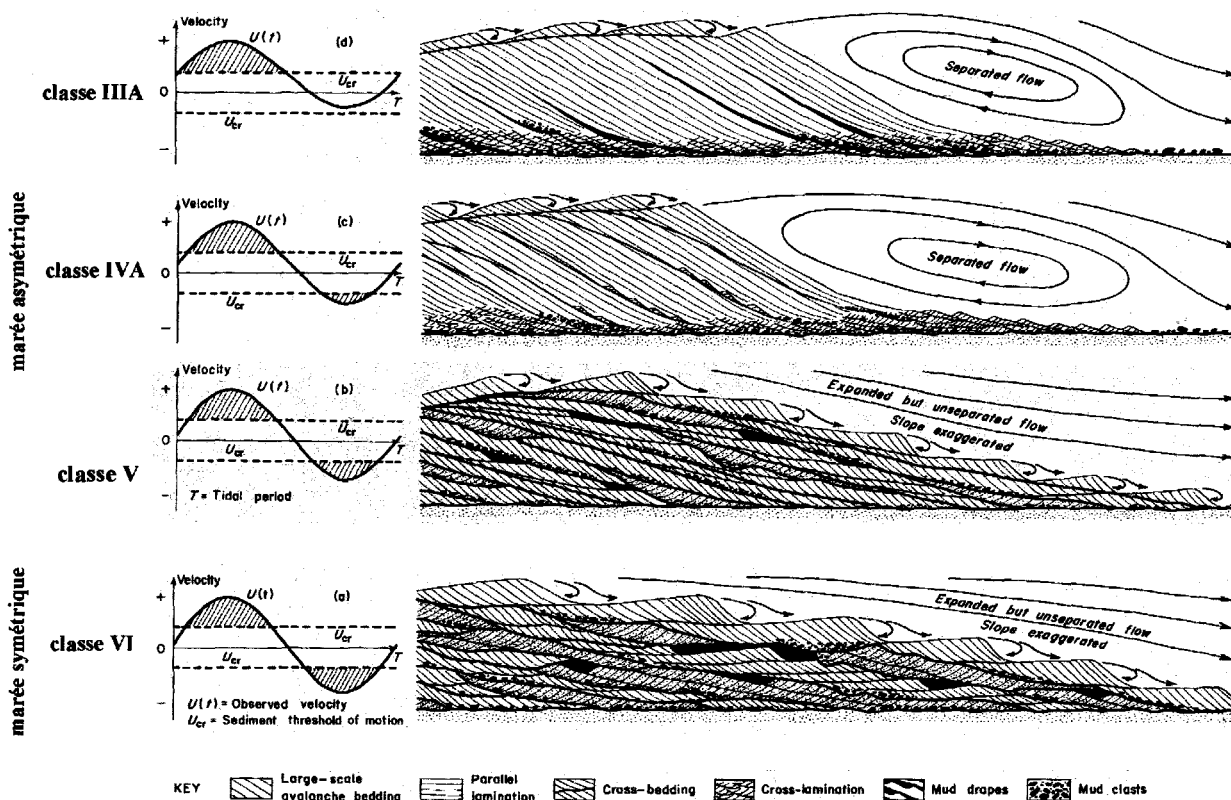


Figure I-17 : Régimes tidaux et modèles de structure interne de dunes (Allen, 1984). Ce sont la dissymétrie et l'instabilité du courant qui contrôlent la structure interne. Les classe IIIA, IVA et V apparaissent dans le cas d'une marée asymétrique et d'un transport unidirectionnel (IIIA) ou alternatif asymétrique (IVA et V). La classe VI correspond à une marée symétrique.

Tidal regimes and dune internal structure models (Allen, 1984). Current asymetry and instability control the internal structures. Class IIIA, IVA and V appear when tide is asymetrical and transport unidirectional (IIIA) or alternative asymetrical (IVA and V). Class VI corresponds to a symetrical tide.

De petites dunes peuvent se former et migrer en remontant le long du flanc raide sous l'action soit du courant de retour généré par le décollement du courant à la crête, soit du courant subordonné. L'asymétrie d'un courant tidal peut être telle que le transport par charriage n'apparaît que durant la phase de courant dominant

(un demi-cycle tidal) (fig. I-17, classe IIIA). La dune se comporte alors de la même manière que sous l'influence d'un courant purement unidirectionnel. Dans ce cas, des drapages de sédiment fin résultant du dépôt du sédiment en suspension, éventuellement bioturbés, indiquent les épisodes d'étalement ou de mortes-eaux. Ce type de structure interne est similaire au modèle proposé par Visser (1980) qui observe des drapages argileux au sein de dunes situées dans l'estuaire de l'Escaut, en domaine subtidal franc (-10 à -15 m). Le modèle de McCave (1971), établi à partir de l'étude d'un grand champ de dunes du sud de la Mer du Nord, présente également certaines affinités avec le modèle d'Allen (1980a). Dédit de la morphologie externe et de la variabilité de la granularité du sédiment sur les dunes, il suggère l'existence d'une partie basale de sédiment fin, déposé après transport par suspension et bioturbé, et d'une partie supérieure constituée d'un sédiment plus grossier transporté par charriage et structuré en grands lits frontaux d'avalanche. Une zone à litage oblique intermédiaire (*intermediate cross-bedding*) produit par la migration des dunes surimposées coiffe fréquemment l'ensemble.

Une marée symétrique produit des dunes à section symétrique et structure interne constituée d'une superposition de petites dunes alternativement formées par le flot et le jusant (fig. I-17, classe VI). A l'intérieur du litage principal apparaissent des faisceaux à litage oblique (*cross-bedding sets*) correspondant à l'enregistrement du déplacement des petites dunes surimposées. Reineck (1963) avait décrit ce type de structure interne à partir de carottages superficiels de dunes situées dans des chenaux de marée de l'estuaire de la Jade (Allemagne).

1-2-3-2-2 : Structure interne et corps surimposés

A partir de carottages courts, Johnson *et al.* (1981) observent que la pente du litage oblique interne est plus forte que celle de la pente raide externe, et en déduisent que les dunes surimposées (à pentes d'avalanche plus raides) sont responsables de l'essentiel de la structure interne.

Dans la Baie de Fundy, Dalrymple (1984) étudie des dunes intertidales présentant une grande variété de conditions et de morphologies. De même que Flemming (1982), il conclut que les corps surimposés, qui sont en quasi-équilibre avec la dune hôte, jouent un rôle-clé dans la dynamique et la formation de la structure interne de cette dernière.

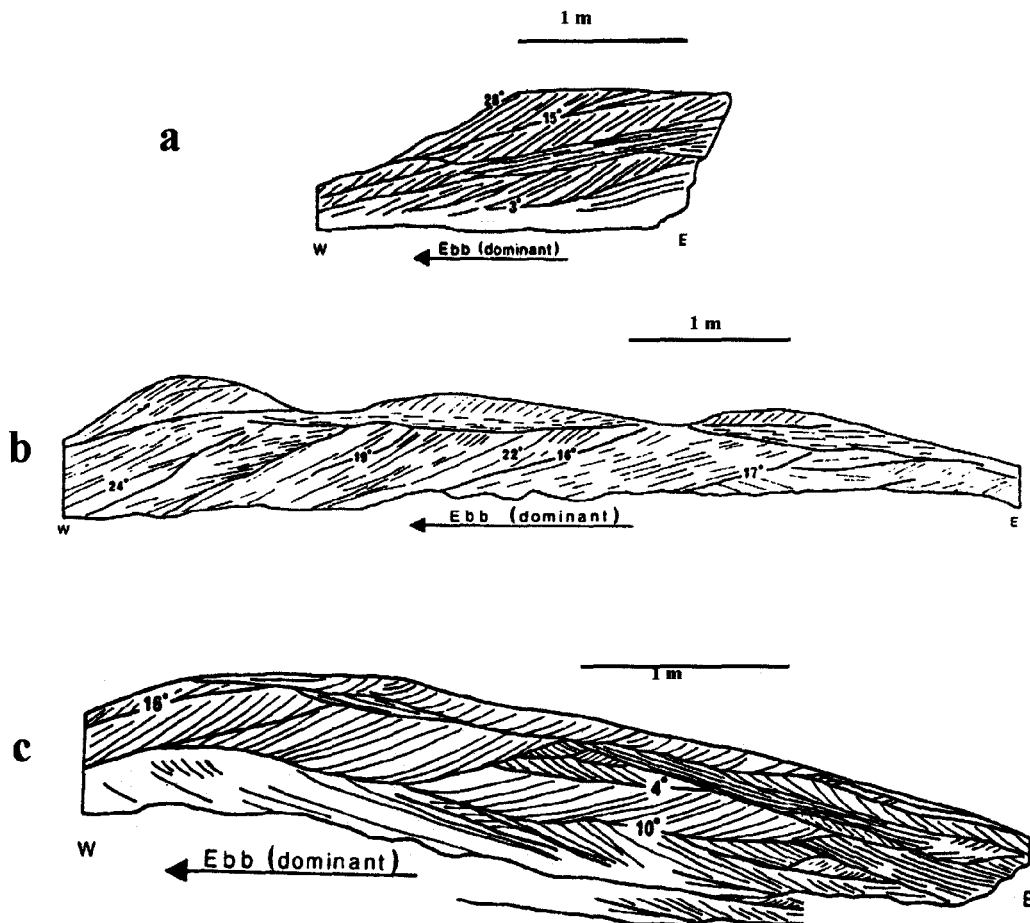


Figure I-18 : Structures internes observées dans les dunes intertidales de la Baie de Fundy (d'après Dalrymple, 1984). L'auteur a répertorié deux types de structures de progradation liées à la dynamique des corps surimposés, le litage oblique entrecroisé (a) et les discontinuités de progradation de grande taille (b), et une structure d'aggradation, les sets cogénétiques à litage entrecroisé complexe (c).
Internal structures observed in intertidal dunes from the Bay of Fundy (from Dalrymple, 1984). The author has indexed two types of progradation structures due to superimposed body dynamics, the inclined cross-bedding (a) and the large-scale foresets (b), and an aggradation structure, the complex cross-bedded cosets (c).

Trois types de structures sont mis en évidence (fig. I-18) : deux types de structure de translation, (a) le litage oblique entrecroisé (*inclined cross-bedding*) et (b) les discontinuités de progradation de grande taille (*large-scale foresets*), observées sur le flanc raide de la dune ; une structure d'aggradation, (c) les ensembles de sets cogénétiques à litage entrecroisé complexe (*complex cross-bedded cosets*) observés sur le flanc doux et sur la crête de la dune.

(a) L'arrivée d'une crête de dune surimposée à la crête de la dune hôte entraîne une migration aval rapide et le dépôt d'un litage entrecroisé de grand angle, d'autant plus épais que la dune surimposée est grande. Quand le pied de cette petite dune atteint cette même position, la migration est ralentie voire stoppée. La continuité du litage entrecroisé est alors interrompue par une surface de non-dépôt (9° en moyenne) qui peut être érodée par

le courant de retour (lié au phénomène de décollement du courant à la crête) ou le courant subordonné. Chaque dune surimposée produit un faisceau.

(b) Lorsque les dunes surimposées sont de plus petite taille, il n'y a pas forcément d'interruption de la sédimentation sur le flanc raide. Les faisceaux observés sont épais : ils correspondent à un volume de 3 à 4 dunes surimposées et sont délimités par des surfaces de réactivation (14° en moyenne). Les grandes discontinuités de progradation peuvent évoluer en faisceaux à litage oblique entrecroisé lorsque le taux d'érosion augmente.

Bien que les processus mis en jeu soient très différents, les structures de translation observées par Dalrymple (1984) sont très similaires à celles prédites par Allen (1980a) : le litage oblique entrecroisé se calque sur les structures de la classe IV et les grandes discontinuités de progradation montrent une bonne correspondance avec les structures de la classe III (voir fig. I-17).

(c) Les faisceaux cogénétiques à litage entrecroisé complexe ne résultent pas de la migration de la dune et ne se forment pas simultanément aux structures de translation, mais durant des périodes de construction verticale de la dune, lorsque celle-ci, suite à un épisode d'érosion (par la houle, par exemple), grandit pour atteindre de nouveau sa hauteur d'« équilibre ».

1-2-3-2-3 : Structure interne et processus non-tidaux :

Tout d'abord mise en œuvre par Houbolt (1968) pour l'étude de bancs sableux, la sismique à très haute résolution, traitée et validée par le carottage, a été utilisée avec succès pour la visualisation de la structure interne des dunes subtidales par Berné *et al.* (1988, 1989a, 1989b et 1993) et Berné (1991). Les différents types de structures internes observées correspondent pour la plupart à la classification d'Allen (1980a).

Une hiérarchie des réflecteurs internes observés dans les dunes tidales a été établie selon une organisation similaire à celle que l'on rencontre dans les dunes éoliennes (Brookfield, 1992). Trois ordres de surfaces limites sont distingués (fig. I-19) :

(1) Les discontinuités de premier ordre (sub-horizontales) peuvent être attribuées à plusieurs phénomènes. A la base de la dune, elles correspondent à la couche de sédiment grossier sur laquelle la dune prograde, qui peut être une surface d'érosion lorsque le niveau sous-jacent est relativement meuble. Dans le corps de la dune, elles sont attribuées à des surfaces d'érosion créées par les tempêtes (Johnson *et al.*, 1981 ; Berné *et al.*, 1988, 1989b). Johnson *et al.* (1981) avaient précédemment suggéré l'influence des tempêtes sur l'érosion de la structure interne. Toutefois, pour les grandes dunes dont le volume est important, seules les crêtes sont modifiées par les tempêtes. Au sommet de la dune, les discontinuités de premier ordre constituent l'empreinte de la migration des corps surimposés (Berné *et al.*, 1988 ; Berné, 1991).

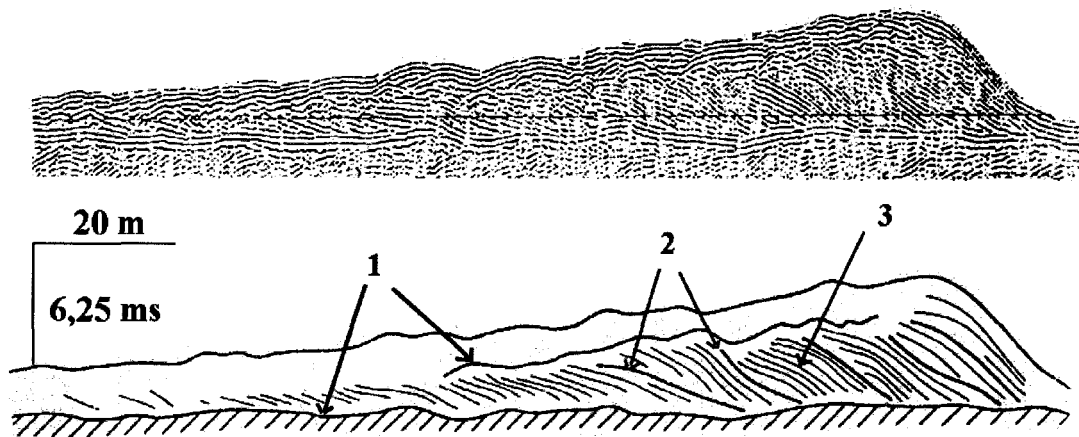


Figure I-19 : Structure interne d'une dune subtidale de Surtainville observée par la sismique (Berné et al., 1988). Les auteurs ont observé une hiérarchie de trois types de réflecteurs, les réflecteurs sub-horizontaux de premier ordre (1), les réflecteurs de second ordre, pentés de 5 à 15° (2) et les réflecteurs de troisième ordre, pentés de 20 à 30° (3). Pour les explications voir dans le texte.

Internal structure of a subtidal dune from Surtainville observed along a seismic profile (Berné et al., 1988). The authors have observed a hierarchy of three reflector types, the first order subhorizontal reflectors (1), the second order, 5 to 15° inclined ones (2) and the third order, 20 to 30° inclined ones (3).

(2) Les discontinuités de second ordre sont inclinées dans la même direction que le flanc raide de la dune, mais présentent des pentages plus faibles (5 à 15°, Berné et al., 1989 et Berné, 1991). Comme suggéré par Allen (1980a), elles ont tout d'abord été assimilées à des surfaces de réactivation produites par l'action du courant subordonné (Berné et al., 1988, 1989a, 1989b) ; comme les volumes sableux remaniés sont largement supérieurs à la capacité de transport de ce courant, Berné (1991) conclut que le maître-litage de ces dunes enregistrent des événements paroxysmaux (houle, vent, débit fluvial,...), préférentiellement à l'action et à la cyclicité tidale. Dans l'estuaire de la Gironde, Berné et al. (1993) et Mallet *et al.* (1997) notent des inversions d'asymétrie des structures internes de dunes liées à la combinaison des changements saisonniers du débit fluvial et des cycles tidaux (fig. I-20). Il en résulte que l'asymétrie des courants tidaux semi-diurnes ne peut être utilisée pour prédire la structure interne des dunes.

(3) Les discontinuités de troisième ordre sont visibles dans les faisceaux délimités par les discontinuités de second ordre. Ce sont des horizons fortement inclinés (20 à 30°) dans la direction du flanc raide. Ils correspondent à des lits frontaux d'avalanche, générés par le dépôt des sédiments charriés par le courant dominant.

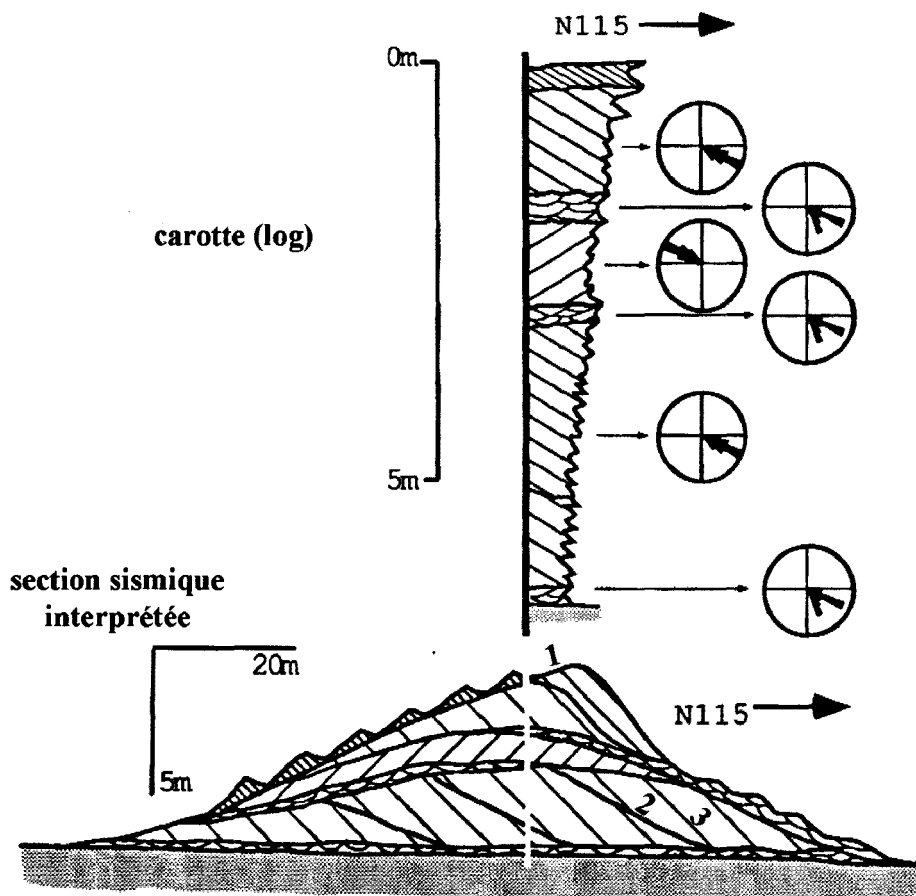


Figure I-20 : Modèle de structure interne en « méga-chevrons » des dunes subtidales symétriques de l'estuaire de la Gironde (Berné et al., 1993). La structure interne consiste en « cosets » dont la polarité s'inverse. Trois phases de progradation correspondant à une alternance crue-étiage-crue sont enregistrées dans la structure visible en sismique.

« Méga-chevrons » internal structure model for subtidal symmetrical dunes from the Gironde estuary (Berné et al., 1993). The internal structure consists of cosets with alternating polarity. Three prograding stages, corresponding to a high-low-high river discharge alternance, are recorded in the seismic displayed structure.

1-2-3-2-4 : Relations entre morphologie externe et structure interne :

Si la hauteur d'une dune détermine l'épaisseur maximum des faisceaux qui peuvent être préservés (Rubin et Hunter, 1982), sa longueur d'onde est plus significative du fait de son influence sur la présence ou l'absence de corps surimposés. Ainsi selon Dalrymple et Rhodes (1995), les dunes simples, petites à moyennes, ont des structures internes fondamentalement différentes des dunes composées, grandes à très grandes, à cause de l'effet prononcé des corps surimposés.

La forme des dunes a une influence importante sur la géométrie de la structure interne des dunes, les dunes 2D produisant des structures planaires à tabulaires et les dunes 3D des structures en auge (Ashley, 1990) (voir fig. I-3).

1-3 : Relations entre les dunes et les autres corps sédimentaires

Le transport par charriage de particules sous l'action d'un courant (vent ou eau) est à l'origine des formes de dépôt et de figures d'érosion. Parmi ces formes plus ou moins périodiques, on distingue les corps « transversaux » et « longitudinaux », selon que leur grand axe est respectivement quasiment perpendiculaire ou parallèle au courant.

1-3-1 : Les antidunes et les rides

Parmi les corps transverses, on distingue trois formes principales généralement fortement périodiques : (1) les antidunes, (2) les rides et les dunes (voir fig. I-13).

(1) Les antidunes, formées à faible profondeur sous de fortes vitesses (1 m et 250 cm/s par exemple), sont des ondulations arrondies et symétriques, très régulières, se déplaçant en sens contraire du courant.

(2) Les rides et les dunes se déplacent dans le sens du courant par érosion du flanc doux amont au courant et dépôt sur le flanc raide. Bien qu'ayant la même morphologie, les rides et les dunes constituent deux populations bien distinctes par leur taille, leur dépendance à la profondeur d'eau et leur processus de formation. Les rides dépendent des caractéristiques du courant près du fond (couche limite) et se forment donc indépendamment de la profondeur d'eau, contrairement aux dunes. On les observe donc dans tous les environnements aquatiques. La taille des rides est inférieure à 6 cm en hauteur (généralement entre 1 et 5 cm, à peine 300 fois plus grande que le diamètre moyen du grain) et 60 cm en longueur (souvent entre 5 et 12 fois la hauteur, 600 à 1600 fois plus grande que le diamètre du sédiment ; Yalin, 1972). Etant donnée leur distinction génétique, les rides sont souvent surimposées aux autres corps sédimentaires.

1-3-2 : Les corps longitudinaux

Les corps longitudinaux comprennent des formes de dépôt, comme les bancs (1) et les rubans sableux (2), et des figures d'érosion, telles que les dépressions décapées (Mogi, 1979, *in* Belderson et al., 1982), les sillons longitudinaux (Belderson *et al.*, 1988) ou encore les traces générées par des obstacles (dont celles créées par les épaves, Caston, 1979a, ou par les pointements rocheux ou les cailloux, Werner et Newton, 1975).

(1) Les bancs sableux sont les plus grands corps sédimentaires observés en domaine marin et sont associés à de fortes vitesses de courant (autour de 100 cm/s de valeur maximum de vive-eau moyenne). Les bancs situés offshore font généralement plusieurs dizaines de kilomètres de long, plusieurs kilomètres de large et plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Leurs crêtes culminent fréquemment à moins de 10 m de profondeur. Les bancs actifs sous le régime tidal actuel (mis en place à la fin de l'Holocène) sont couverts de dunes dont les variations d'orientation témoignent de l'existence d'une circulation sédimentaire rotatoire, souvent horaire, avec convergence vers la crête. Ce processus assure le maintien des bancs (Caston, 1972) qui

sinon seraient démantelés par l'action des houles à ces faibles profondeurs. Le grand axe des bancs est généralement décalé d'un angle anti-horaire de 0 à 20° par rapport à la direction principale du courant (Kenyon *et al.*, 1981). Bien que la migration des bancs soit inexistante à faible, ils sont de bons indicateurs des directions régionales de transport sableux. Certains bancs sont moribonds ; ils sont associés à des vitesses de courant inférieures à 50 cm/s et ne sont pas couverts de dunes surimposées (Stride, 1963 ; Reynaud *et al.*, 1994).

(2) Les rubans sableux sont des structures étirées et aplaties reposant fréquemment sur une semelle de sédiment résiduel. Ils varient considérablement en taille. Ils peuvent atteindre 10 à 20 km de long, quelques centaines de mètres de large et environ 1 m de hauteur.

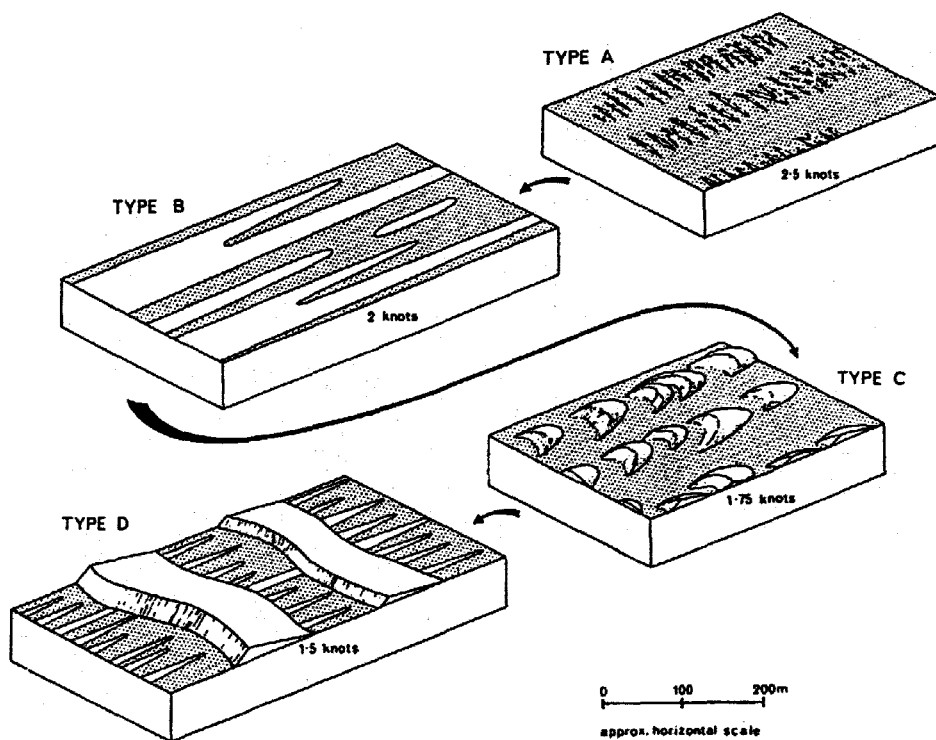


Figure I-21 : Diagramme des quatre types principaux de rubans sableux (Kenyon, 1970). Chacun de ces types peut être associé à une vitesse maximum de courant de surface.

Diagram of the four main types of sand ribbons (Kenyon, 1970). Each type can be associated to a typical maximum near-surface current velocity.

Kenyon (1970) décrit quatre types de rubans selon la disponibilité en sédiment et les vitesses de courants associés, variant entre 75 et 130 cm/s (fig. I-21). Ils sont parallèles aux directions de transport par charriage mais n'en indiquent pas le sens. Les rubans sableux se développent fréquemment à partir d'obstacles. Les rubans pauvres en sédiment évoluent en serpentins sableux par accélération du courant (Belderson et Kenyon, 1969).

1-3-3 : Zonation des corps sédimentaires

Selon Belderson et al. (1982), chaque figure sédimentaire individualisée peut être reliée d'abord à une vitesse maximum de courant de surface de vive-eau moyenne (fig. I-22a), et ensuite à la disponibilité en sédiment (fig. I-22bet I-22c).

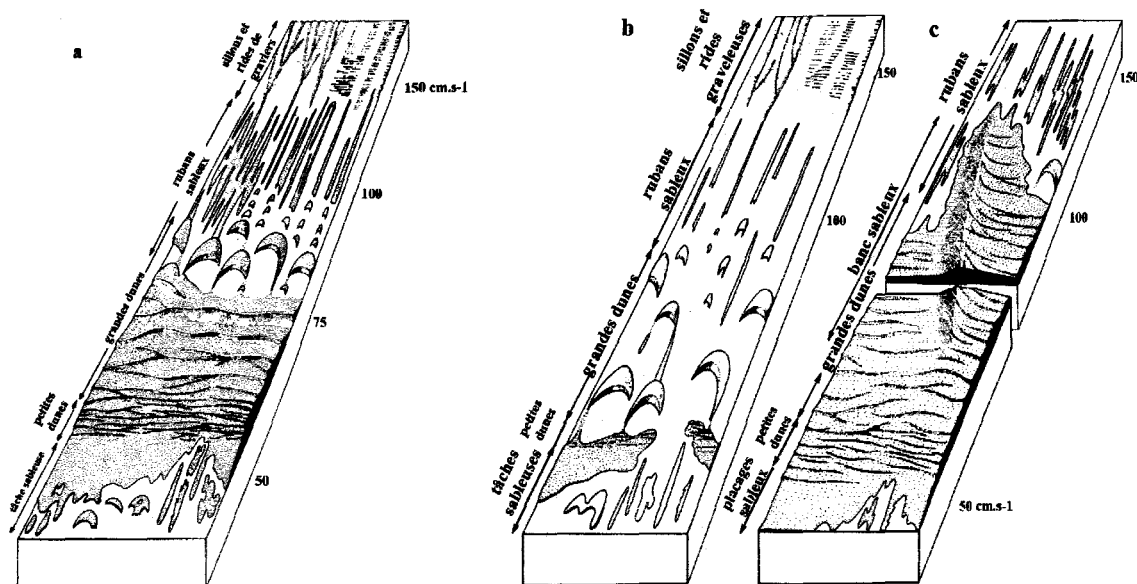


Figure I-22 : Principaux corps sédimentaires façonnés par les courants tidaux sur les plates-formes continentales et vitesses de pointe de courant de surface de vive-eau moyenne associées. La disponibilité en sédiment (a : moyenne ; b : faible ; c : forte) influence fortement la formation et la distribution des corps sédimentaires (Belderson et al., 1982)

Main bedforms made by tidal currents on the continental shelf and corresponding mean spring peak near-surface tidal currents. Sediment availability (a : medium supply ; b : low supply ; c : abundant supply) strongly influences sedimentary body formation and distribution (Belderson et al., 1982).

Bien qu'un type de corps sédimentaire puisse être assigné à un secteur géographique typique d'une gamme donnée de vitesses de courant, il n'occupe pas nécessairement la totalité de la zone et n'est pas obligatoirement le seul type présent selon la quantité et la nature du sédiment disponible. De plus, le développement de certaines figures peut être provoqué par la présence de figures d'autres types. Ainsi, une gradation de leur distribution spatiale est généralement observée d'une zone de vitesses de courant à une autre et plusieurs types de figures sédimentaires peuvent coexister. Par exemple les rubans de types A et C (Kenyon, 1970) peuvent être considérés comme constitués d'un train de petites dunes. Les dunes peuvent être des corps secondaires surimposés aux rubans, ou encore être couvertes de plus petites dunes, elles-mêmes surmontées de rides. Il est fréquent d'observer la superposition suivante : rides -> petites et moyennes dunes -> grandes et très grandes dunes -> bancs sableux (fig. I-23).

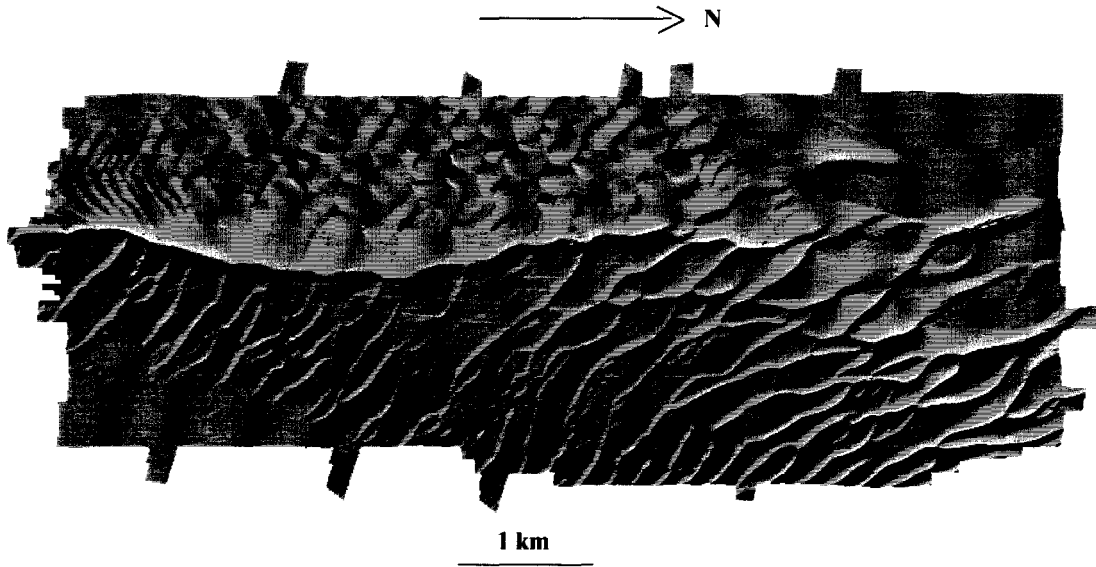


Figure I-23 : Très grandes dunes surimposées au banc de la Schôle. Image obtenue grâce aux données de sondeur multifaisceaux (levé et traitement SHOM/MHA, 1999).
Very large dunes superimposed on the Schôle sandbank. Image obtained from multibeam echosounder data (SHOM/MHA survey and treatment, 1999).

2 : Dunes et processus hydro-sédimentaires en domaine de plate-forme peu profonde

Les plates-formes sont situées à l'interface entre les domaines continentaux et les bassins océaniques profonds. Elles constituent un secteur de transit du matériel détritique continental ou côtier vers le large. Nous définissons le domaine de plate-forme peu profonde comme le secteur de la plate-forme interne soumis à l'action alternative des courants tidaux combinés à des courants irréguliers non-tidaux et aux houles de tempête. En mer du Nord, cet environnement peut être assimilé à l'intervalle bathymétrique 0 - 50 m (sous le niveau des plus basses mers) et concerne le détroit du Pas-de-Calais dans son ensemble. Les sédiments en transit peuvent être temporairement stockés au sein de corps sédimentaires, et en particulier de dunes, qui enregistrent les processus de transport et de dépôt.

2-1 : Les agents hydrodynamiques

2-1-1 : La marée :

Ce phénomène est le principal agent hydrodynamique responsable du transport sédimentaire et du développement des corps sédimentaires sur les plates-formes continentales.

2-1-1-1 : Origine et cyclicités

La marée est une onde oscillatoire périodique affectant les masses d'eau et générée par les effets conjugués des forces gravitationnelles d'attraction exercées sur la Terre par le Soleil et la Lune, les autres astres, trop petits ou trop éloignés, n'ayant pas d'influence notable. Les orbites décrites par la Lune et le Soleil autour de la Terre et les positions relatives de ces trois astres présentent des périodicités qui se répercutent sur l'onde de marée. Ces phénomènes sont notamment bien décrits par Tessier (1997) et le SHOM (Simon, 1997). Dans la théorie dynamique de la marée développée à partir de travaux de mathématiciens du XVIII^{ème} siècle, la marée est appréhendée comme étant la somme d'ondes multiples (ondes partielles) dont les caractéristiques sont relatives au cycle astronomique associé à chacune.

Etant donnée la morphologie variable des bassins océaniques, l'onde de marée présente des différences à l'échelle du globe terrestre. En particulier sur le rebord des plates-formes, une partie de l'onde océanique incidente est réfléchi, l'autre se propage sur la plate-forme, amplifiée sous l'effet de la diminution de la tranche d'eau. Les réflexions de l'onde de marée sur les « parois » de la plate-forme génère une oscillation qui se combine avec telle ou telle onde partielle tidale et l'amplifie. C'est le phénomène de résonance qui est directement contrôlé par la forme et les dimensions du bassin. Il explique les variations considérables de l'amplitude de la marée, c'est-à-dire son marnage, sur les différentes côtes. Le marnage correspond à la variation de hauteur d'eau entre une pleine mer et la basse mer qui la suit. En fonction de son importance, trois

grands types de régimes tidaux sont distingués (Davies, 1980) : le régime microtidal quand le marnage moyen de vive-eau est inférieur à 2 m, le régime mésotidal lorsqu'il est compris entre 2 et 4 m, et le régime macrotidal quand le marnage dépasse 4 m. Dans la zone côtière hollandaise, au large de l'estuaire de l'Elbe, le phénomène de résonance engendre un régime macrotidal sur à peine 100 km. Le plus fort marnage observé est de 16,3 m en baie de Fundy ; il est parfois appelé mégatidal.

Les composantes périodiques principales de la marée sur les plates-formes sont :

- *le cycle pleine mer/basse mer* : Selon la morphologie de la plate-forme et l'onde partielle amplifiée, il correspond au cycle élémentaire semi-diurne d'une période de 12h25mn (ex : Manche et Mer du Nord), diurne d'une période de 24h50mn (ex : Golfe du Mexique) ou mixte (ex : côtes françaises de la Méditerranée). Le cycle semi-diurne est lié à l'attraction lunaire par rapport à la rotation de la Terre et le cycle diurne à la déclinaison lunaire.
- *le cycle vive eau – morte eau* : Il s'agit du cycle semi-lunaire d'une période de 14,76 jours qui résulte des variations de l'attraction luni-solaire en fonction de la rotation de la lune autour de la Terre. Les forces gravitationnelles sont beaucoup plus importantes lorsque les trois astres sont alignés que lorsque la Lune et le Soleil sont situés à un angle droit par rapport à la Terre. Les marées sont alors respectivement de fortes amplitudes (vives-eaux) et de faibles amplitudes (mortes-eaux).
- *le cycle solstice/équinoxe* : Ce cycle, semi-annuel (182, 6 jours de période) est dû aux variations de la distance entre la Terre et le Soleil. Il génère deux maxima annuels d'amplitude des marées en mars et septembre (marées d'équinoxe) et deux minima en juin et décembre (marées de solstice).

2-1-1-2 : Les courants de marée, l'ellipse tidale :

En domaine océanique, la marée correspond à des mouvements d'eau verticaux, alors que sur les plates-formes les variations de niveau sont le résultat de mouvements horizontaux qui induisent des courants. Au cours d'un cycle pleine mer/basse mer/pleine mer, la direction et la vitesse des courants tidaux oscillent sous l'effet des forces périodiques qui les génèrent. Ce cycle est caractérisé par des courants de flot, accompagnant la marée montante (le montant), et des courants de jusant lors de la marée descendante (le perdant). Entre ces deux phases, les courants s'annulent puis s'inversent, et leurs directions varient très rapidement : c'est l'étalement de courant. L'évolution des vecteurs de courant au cours du cycle définit l'ellipse tidale (enveloppe des vecteurs de courant observés en un point donné). La vitesse des courants décrit une fonction sinusoidale et met en évidence deux maxima, un pic de flot et un pic de jusant. Elle est proportionnelle au marnage. Elle peut atteindre plusieurs mètres par seconde sur les plates-formes et le long des côtes, et est plus importante en vives-eaux qu'en mortes-eaux. Par ailleurs les vitesses de courants peuvent être renforcées par une constriction locale du bassin (détroit, île, cap, haut fond). La forme de l'ellipse varie de rectilinéaire à giratoire. Dans le premier cas, elle est très étroite et les courants sont dits alternatifs, indiquant deux directions généralement opposées d'écoulement des courants, celles du flot et du jusant ; dans le second cas, l'ellipse tend

à être circulaire et la variabilité de la direction des courants est forte. Au cours du cycle, la rotation des vecteurs dans l'ellipse est imputable à la force de Coriolis, et s'effectue très souvent dans le sens horaire dans l'hémisphère nord, mais peut varier dans la colonne d'eau. La topographie peut générer une distorsion de l'ellipse tidale et une inversion de son sens de rotation. Lorsque l'ellipse tidale est asymétrique, un courant résiduel de marée existe (ex : le détroit du Pas-de-Calais, Prandle, 1993).

2-1-2 : Les phénomènes d'origine atmosphérique

Contrairement aux marées, les **vents** sont des phénomènes saisonniers à aléatoires. Ils constituent un fluide atmosphérique en mesure de modifier les caractéristiques du courant aquatique. Lorsque deux fluides ayant des vitesses d'écoulement différentes sont en contact, une contrainte de friction s'établit à leur interface et un transfert d'énergie a lieu depuis le fluide le plus rapide vers le plus lent. Une partie de l'énergie du vent est alors transférée à la surface de la mer sous la forme d'une force tangentielle et produit un courant de surface (1), une autre partie est dissipée par friction. L'essentiel de l'énergie est transféré sous forme de **houle** (2).

(1) Le mouvement d'eau généré par le courant de surface est successivement transmis aux couches d'eau plus profondes. Sous l'effet de la force de Coriolis, le courant de surface est dévié par rapport à la direction du vent d'un angle pouvant atteindre jusque 45°, vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. De tels courants mettent plusieurs heures avant de s'établir ; ils sont alors susceptibles de transporter du sédiment.

(2) La plupart des houles observées à la surface de la mer sont générées par le vent. De petites vagues se forment lorsque le vent souffle à plus de 1 m/s et se propagent dans sa direction à des vitesses inférieures. Leur mouvement est initié et entretenu grâce à l'énergie obtenue par les différences de pression qui existent entre le creux et la crête des vagues. Les houles peuvent induire des mouvements oscillatoires et des courants de dérive. Sous leur effet, les particules d'eau décrivent des orbites quasi circulaires avec une petite composante résiduelle de déplacement horizontal dans la direction de propagation de la houle. A la surface de la mer, le diamètre des orbites est égal à la hauteur de la houle, mais décroît exponentiellement avec la profondeur d'eau. Lorsque cette dernière atteint environ la moitié de la longueur d'onde de la houle, les particules ne se déplacent plus (fig. I-24a). Quand la profondeur d'eau totale est inférieure, les orbites des particules s'aplatissent petit à petit jusque sur le fond (fig. I-24b). Parallèlement, les phénomènes de réfraction, diffraction et dissipation de la houle induisent des différences de hauteur de houle. Ces dernières impliquent la mise en place de gradients d'énergie en eau peu profonde, donnant naissance à des courants de dérive.

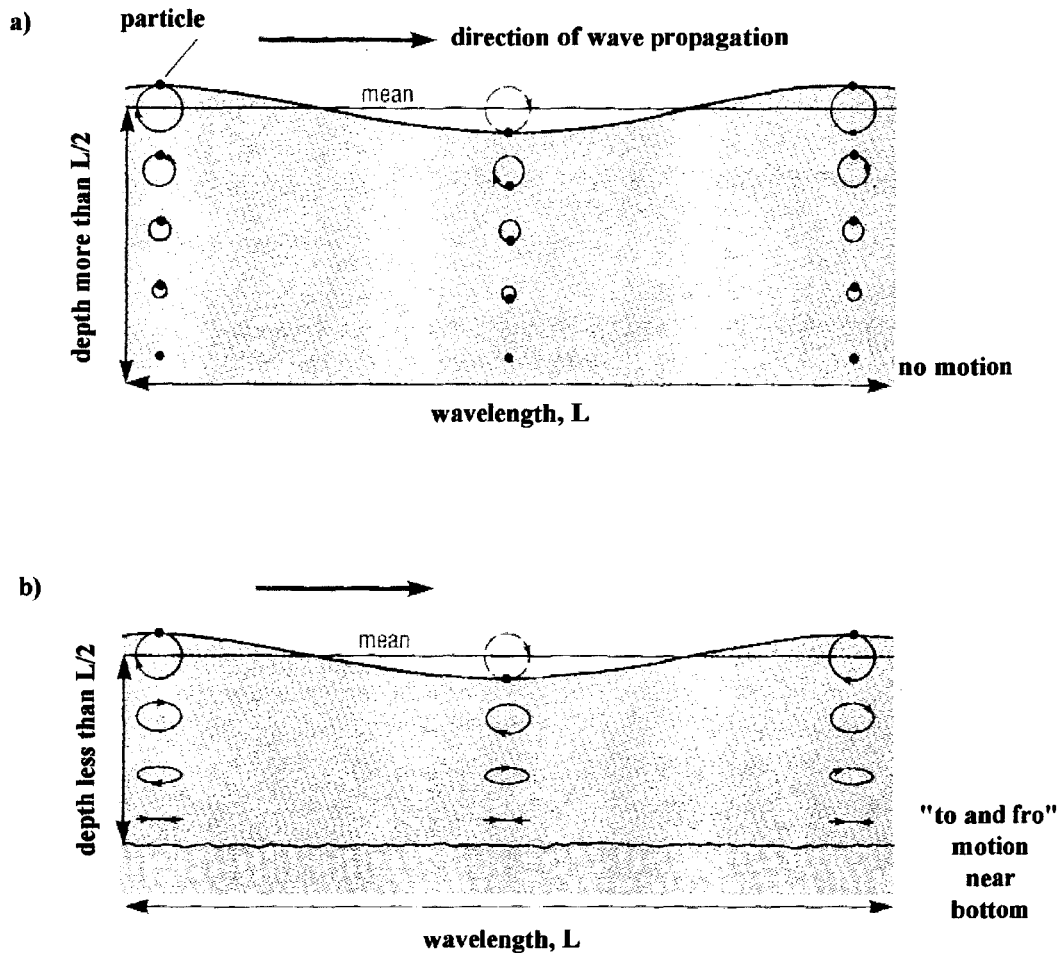


Figure I-24 : Mouvement des particules d'eau sous l'effet de la houle, (a) à grande profondeur d'eau ($>L/2$) : les diamètres des orbites décrites par les particules montrent une diminution exponentielle avec la profondeur d'eau, (b) à faible profondeur d'eau ($<L/2$) : les orbites montrent un aplatissement progressif vers le fond (Brown *et al.*, 1989).

*Water particle motion under wave action, (a) in deep-waters : the orbital diameters paths display an exponential decrease with depth, (b) in shallow-waters : the orbits display progressive flattening near the sea-bed (Brown *et al.*, 1989).*

Les **tempêtes** (cyclones en zone tropicale, fortes dépressions en zones tempérées) correspondent à des épisodes de faible pression atmosphérique, qui permet l'établissement de forts vents. Leurs effets combinés génèrent des variations ponctuelles importantes du niveau marin, en addition de celles liées à la marée. Elles conduisent à des marées exceptionnellement hautes déterminant une surcote positive, et qui constituent une menace d'inondation pour les zones côtières basses. A l'inverse des marées anormalement basses, appelées surcote négative (ou effet de décote), peuvent être une source de risque pour la navigation dans les eaux peu profondes. L'intensité des vents de tempêtes peut générer des courants en mesure de modifier temporairement les caractéristiques des courants de marée. En mer du Nord, Heathershaw (1982) a enregistré des modifications significatives du courant résiduel sur le fond durant lors du passage d'une tempête et une persistance de ces effets plusieurs jours après.

2-2 : Le transport sédimentaire

Le transport sédimentaire résulte de l'interaction entre un fluide et un sédiment meuble. L'initiation du mouvement d'une particule sédimentaire est fonction de son diamètre et de sa densité (force gravitationnelle et réaction du support), de la compétence du courant (force de frottement appliquée sur la particule) et de la rugosité du fond (agencement des particules). Pour une particule de poids donné, il existe une vitesse critique de mise en mouvement (Migniot, 1977). Une fois cette vitesse atteinte, le sédiment est transporté par charriage puis, à vitesses croissantes de courant, par suspension. Seul le mode de transport par charriage est à la base de la formation et de l'évolution des corps sédimentaires de plate-forme, et en particulier des dunes.

Le transport sédimentaire induit par les marées n'est pas uniforme dans le temps. Le marnage et la constriction du bassin sont des paramètres qui jouent fortement sur la vitesse du courant et donc sur le potentiel de transport sédimentaire. L'augmentation du marnage d'une morte-eau vers une vive-eau implique une forte élévation de la quantité de sédiment transporté. Au cours d'un cycle pleine mer/basse mer, le transport est maximal au moment des pics de courants de flot et de jusant, et diminue, voire s'annule aux alentours de l'étalement. Lorsque les courants sont asymétriques, il arrive que le transport ne se produise que durant la phase de courant dominante, lorsque le courant subordonné présente une vitesse insuffisante. Une asymétrie entre les phases de flot et de jusant, telle qu'il existe une différence de 0,05 m/s entre leurs pics de courants, est suffisante pour déterminer une direction de transport sédimentaire résiduel à long-terme (Johnson et al., 1982) et générer des voies de transport sédimentaire.

A ce schéma global se surimposent les effets de courants non-tidaux irréguliers. Ces courants générés par les vents et les houles, qu'ils soient moyens ou de tempêtes, ont une influence optimale (renforcement ou atténuation) sur les courants tidaux lorsque leurs directions respectives sont parallèles. Exception faite des zones littorales, l'effet des houles moyennes n'est que faiblement générateur de transport sédimentaire. Toutefois, les houles constituent un mécanisme très efficace d'agitation sur le fond et peuvent déterminer une mise en suspension du sédiment à des vitesses plus faibles qu'un courant régulier (Dyer, 1986). Une fois en suspension, le sédiment peut être mu par les courants tidaux réguliers même s'ils n'excèdent pas la vitesses critique d'entraînement du sédiment.

2-3 : Morpho-dynamique des dunes de plate-forme peu profonde. Enregistrement des processus et des cyclicités

2-3-1 : Dynamique résiduelle

Dans le sud de la mer du Nord, Kenyon et al. (1981) ont mis en évidence des voies de transport sédimentaire résiduel à partir de l'asymétrie et de l'obliquité de l'orientation des bancs sableux. Par

compilation de données sur les vitesses de courant et sur les corps sédimentaires, Johnson et al. (1982) ont établi le schéma du trajet résiduel des sédiments autour des îles britanniques (fig. I-25).

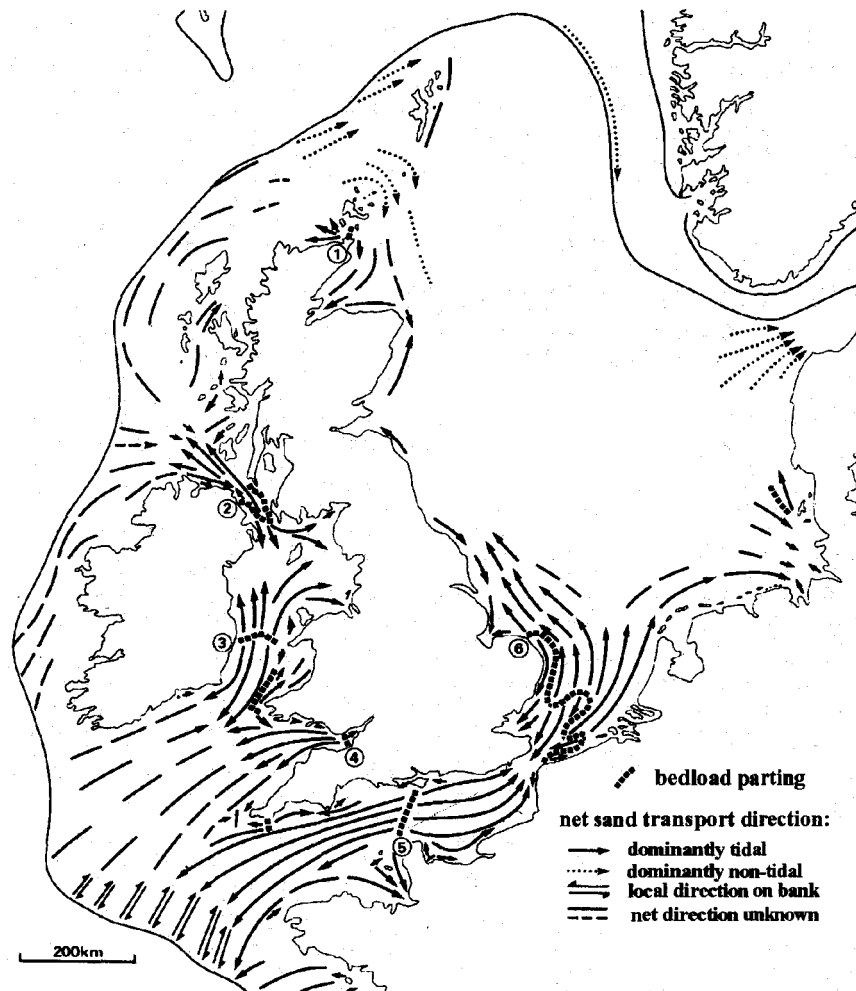


Figure I-25 : Directions de transport sédimentaire sableux résiduel sur la plate-forme continentale autour des îles britanniques déduites de la morphologie des corps sédimentaires et de mesures de courants tidaux (Johnson et al., 1982).

Net sand transport directions on the continental shelf around the British Isles deduced from bedform morphology and tidal current measurements (Johnson et al., 1982)

Les voies de transport prennent leur origine au niveau de zones de divergence du transport sédimentaire, principalement localisées dans les zones étroites (ex : Cotentin, détroit du Pas-de-Calais) où les vitesses des courants sont maximums et le sédiment déficitaire. Au SW du détroit du Pas-de-Calais, de plus, deux voies de transport se rencontrent et génèrent un secteur de convergence sédimentaire. Ces résultats renseignent sur les caractéristiques de la dynamique à long terme mais ne rendent pas compte de l'interaction des différents processus à l'échelle instantanée.

2-3-2 : Enregistrement de la dynamique « instantanée »

2-3-1-1 : Cyclicités tidales :

Selon Boersma (1969, *in* Dalrymple et Rhodes, 1995), l'unité fondamentale de sédimentation, ou faisceau tidal, correspond au dépôt d'une marée dominante. Le cycle semi-diurne est enregistré, d'autant mieux que les dunes sont petites, leur morphologie s'adaptant plus facilement aux variations de courtes périodes. La cyclicité mortes eaux - vives eaux (cycle semi-lunaire) se traduit par la variation d'épaisseur des faisceaux (Visser, 1980) (fig. I-26).

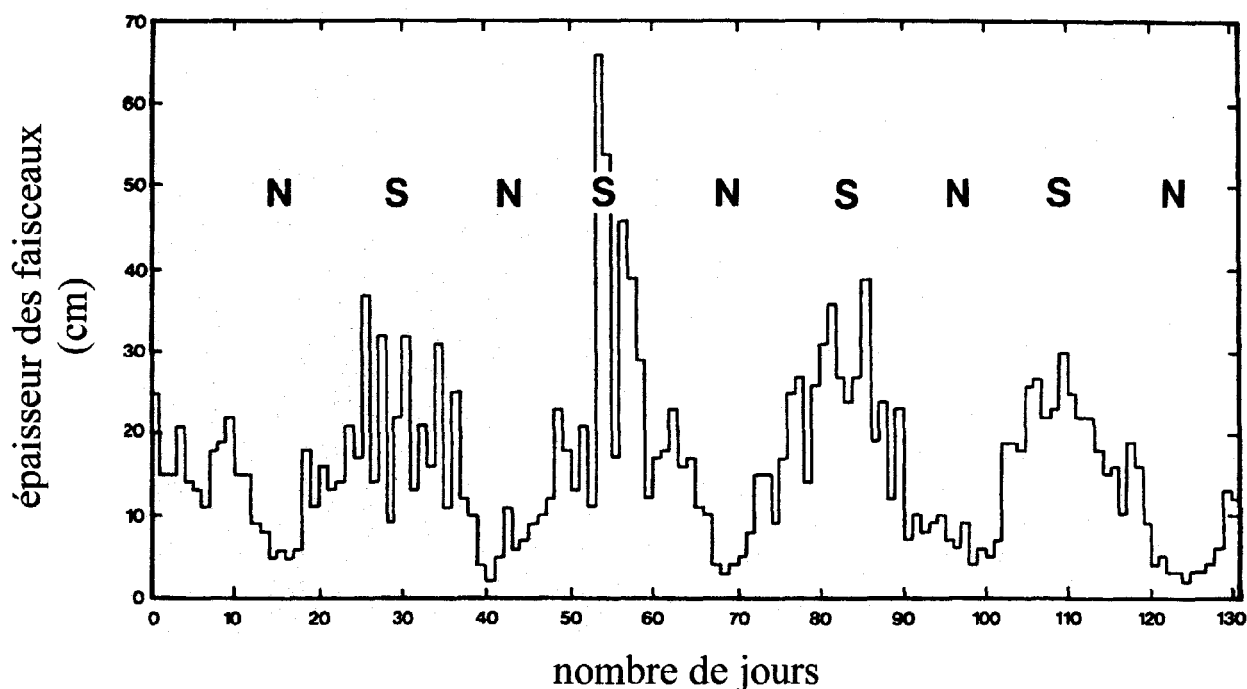


Figure I-26 : Variations de l'épaisseur des faisceaux tidaux dans une dune subtidale sur plusieurs cycles lunaires de mortes eaux-vives eaux (Neap-Spring). Les variations d'épaisseur sont dues à des variations cycliques de la vitesse du courant et du taux de migration de la dune (Visser, 1980).

Variation of tidal bundle thickness within a subtidal dune over several neap-spring (N-S) lunar cycles. These thickness changes are caused by cyclic variations in tidal current speed and dune migration rate (Visser, 1980).

D'après Dalrymple (1984), les faisceaux sont formés sous l'effet de la migration des dunes surimposées et leur épaisseur, qui atteint quelques décimètres en vive-eau, diminue (quelques centimètres) en morte-eau étant donné que les dunes surimposées sont plus petites ou remplacées par des rides. Des variations granulométriques peuvent survenir, le dépôt étant plus fin en mortes-eaux qu'en vives-eaux. Allen (1980a) montre que cette cyclicité peut être exprimée par une variation de la fréquence et de l'épaisseur des zones remaniées (bioturbation,...) et des drapages argileux, lorsque la compétence des courants et la disponibilité en sédiment le permettent.

L'enregistrement des cycles tidaux dans la structure interne d'une dune peut être masqué par des pulsations alternatives de rapide migration et de périodes de mouvement négligeable voire rétrograde, induites par les corps surimposés. Selon Dalrymple (1984), l'épaisseur des faisceaux est bien plus contrôlée par la taille des dunes surimposées, un faisceau correspondant en général à la sédimentation durant 1 à 5 cycles semi-diurnes.

2-3-1-2 : Evénements saisonniers à sporadiques :

Des phénomènes intermittents peuvent modifier les courants de marée et le transport sédimentaire de manière conséquente sur de courtes périodes de temps. Leur enregistrement dans la structure interne des dunes peut alors masquer celui des cyclicités tidales.

Dans les estuaires, les changements saisonniers du régime fluvial (crue/étiage) peuvent entraîner l'inversion de l'asymétrie des dunes et du pendage des structures internes (Berné et al., 1993, voir fig. I-20 ; Mallet et al., 1997). Harris (1989, 1991) a observé l'inversion de polarité des dunes sous l'effet d'un vent saisonnier dans le détroit de Torres (NE de l'Australie). Les tempêtes, peu prévisibles bien que plus fréquentes en hiver, interviennent également dans l'édification des dunes. Dans le secteur de Surtainville, Berné et al. (1989b) observent une progradation moyenne de 11 m/an sur une période de 40 ans, qui s'élève à 10 à 20 m/an sur une période de 2 ans, indiquant une discontinuité de la progradation des dunes. Selon ces auteurs, les dunes enregistrent préférentiellement les phénomènes de grande amplitude et de longue période, comme l'association marée d'équinoxe - forte tempête. Dans le détroit du Pas-de-Calais, le schéma de migration de très grandes dunes présente une signature dominée par le régime des vents et des tempêtes à l'échelle de quelques années et moins (Le Bot *et al.*, 2000). Van Lanckner et Jacobs (2000 b) précisent que la durée d'une tempête est plus importante que son intensité, sur la capacité globale de transport. Ces résultats soulignent, par ailleurs, qu'il est important de se méfier des seules prévisions à long terme pour l'étude de l'évolution du trait de côte et des petits fonds.

3 : Les champs de dunes du détroit du Pas-de-Calais

L'étude menée au cours de mon travail est focalisée sur un champ de dunes situé au milieu du détroit du Pas-de-Calais.

3-1 : Contexte géographique et géomorphologique



Figure I-27 : Carte géomorphologique de la plate-forme de l'Europe du NW (1/14.000.000ème). Localisation du détroit du Pas-de-Calais. Les zones en bleu clair correspondent aux profondeurs d'eau inférieures à 100 m.

Geomorphologic map of the NW European platform. Location of the Calais-Dover Strait. The light blue areas correspond to water depth shallower than 100 m.

Le détroit du Pas-de-Calais est situé sur la plate-forme épicontinentale du NW de l'Europe (fig. I-27). Il relie les bassins de la Manche et de la mer du Nord. Il s'étend entre les pointes du North Foreland et de Dungeness en Angleterre, et le cap Gris-Nez et Calais en France. Sa largeur minimum est de 33 km kilomètres. Les fonds sont généralement situés entre 30 et 50 m, mais atteignent localement 60 mètres.

Le secteur d'étude est localisé en partie centrale du détroit, à mi-distance au NE de la ligne Calais - Douvres et à la frontière des eaux territoriales françaises et anglaises. Il est centré sur 51°05'N-1°40'E et est constitué de deux zones, nommées F et MPC Sud B par le S.H.O.M. (fig. I-28).

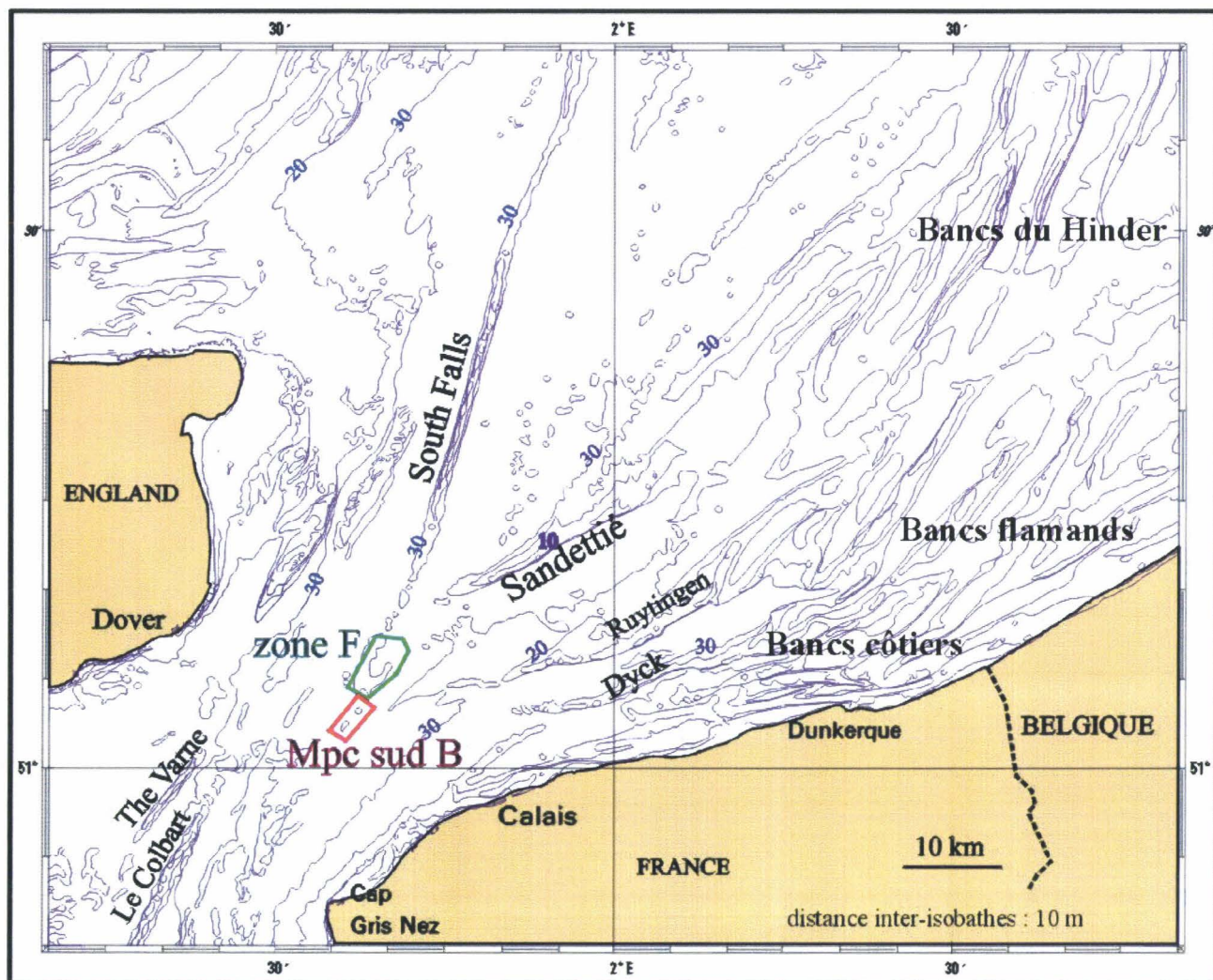


Figure I-28 : Carte bathymétrique du détroit du Pas-de-Calais et du Sud de la mer du Nord (extrait de la carte marine N°6735, SHOM, Europe 50, Mercator). Localisation des zones d'étude, F et MPC Sud B.
Bathymetric chart of the Calais-Dover Strait and the southern North Sea (from the marine chart 6735, SHOM). Location of the study areas, F and MPC Sud B.

Il se situe à la convergence des bancs sableux du South Falls et du Sandettié. La profondeur d'eau est comprise entre 20 et 40 m. Ce secteur est couvert de dunes dont les amplitudes peuvent atteindre 13 m. La zone F fait 4 x 6 km et la zone MPC Sud B 1,5 x 4 km.

Les fonds meubles du sud de la mer du Nord sont tapissés de nombreux corps sédimentaires. La semelle sédimentaire est essentiellement composée de cailloutis et de graviers de nature siliceuse et bioclastique et d'un peu de sable fin (Houbolt, 1968 ; Larssonneur *et al.*, 1982 ; Augris *et al.*, 1989) (fig. I-29). Les corps sédimentaires qui la surmontent sont constitués de sables moyens bien triés, de bioclastes et d'un peu de

cailloutis. Le long de la côte franco-belge s'étendent les bancs de Flandres, hauts de 30 m, bordés au NE par les bancs du groupe Hinder, et au NW par deux bancs sableux isolés. Le South Falls est un banc étroit d'une cinquantaine de kilomètres de long, de 35 m de hauteur et présentant une asymétrie vers l'Ouest. Le Sandettié, long de 25 km et haut de 24 m, est asymétrique vers le Sud. De nombreux champs de dunes couvrent également les fonds marins. On les observe principalement autour du Sandettié, dans le détroit du Pas-de-Calais ou encore sur les flancs des bancs sableux.

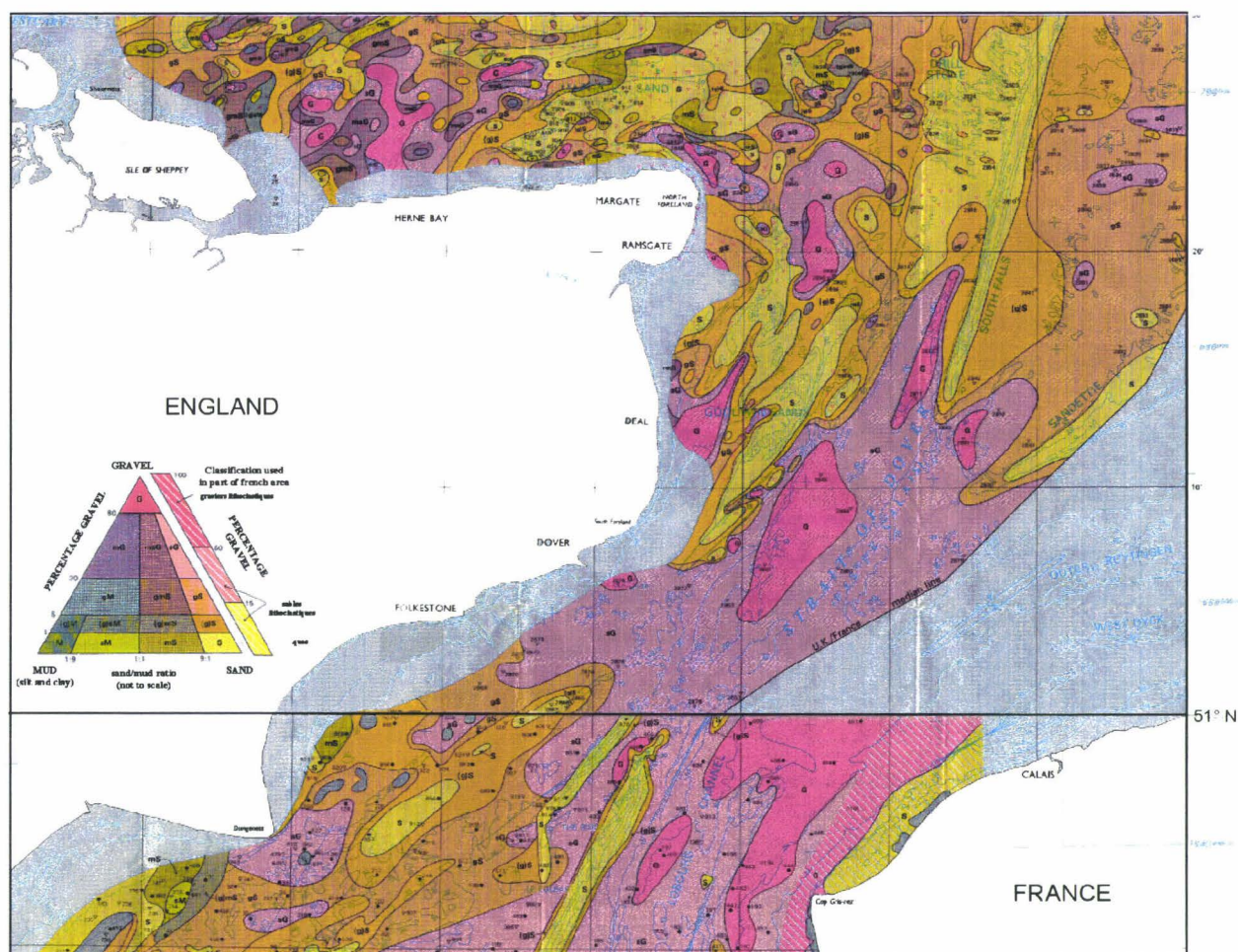


Figure I-29 : Nature et granularité de la couverture meuble des fonds marins du détroit du Pas-de-Calais (extrait des cartes B.G.S., 1989a et 1990).

Seabed nature and grain-size in the Dover Strait (excerpts from B.G.S. maps, 1989a and 1990).

3-2 : Histoire géologique : influence sur la morphologie actuelle

3-2-1 : La période anté-quadernaire

La bordure méridionale de la Mer du Nord est constituée par une zone structurale haute, appelée Massif Londres-Brabant, qui résulte des mouvements calédoniens et hercyniens (Ziegler et Louwerens, 1979).

Après une longue période continentale, ce massif est submergé au Crétacé (Ziegler et van Hoorn, 1989), lors de la grande transgression sénonienne, qui le couvre de dépôts essentiellement crayeux (fig. I-30).

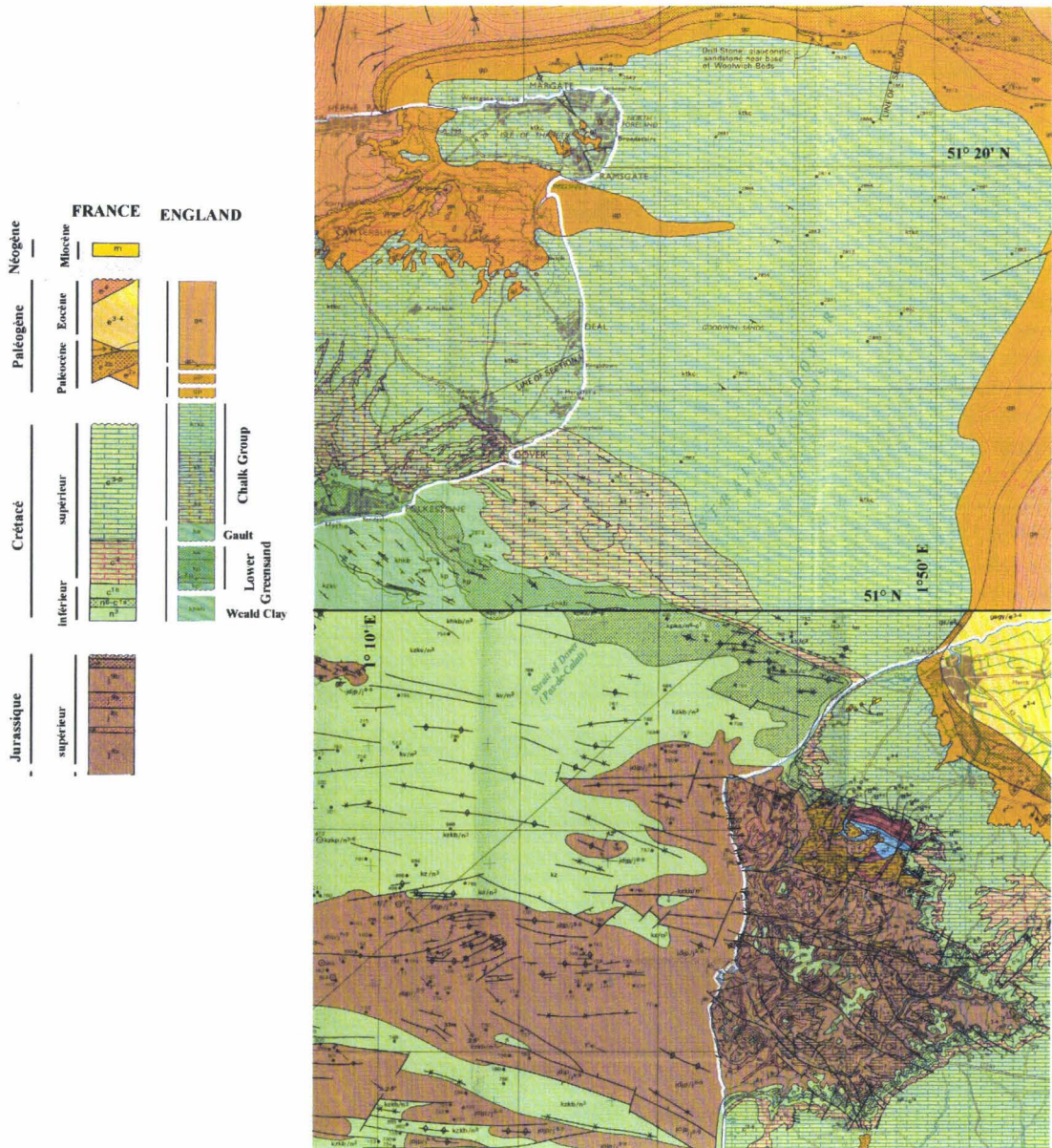


Figure I-30 : Carte géologique du détroit du Pas-de-Calais (extrait de cartes B.G.S, 1988 et 1989b).
Geological map of the Dover Strait (from B.G.S, 1988 and 1989b).

Vers l'Est, ces dépôts sont surmontés par des formations paléogènes (essentiellement d'âge éocène), inclinées d'environ 0,5° en direction du NE, sous les effets combinés de la subsidence du bassin de la mer du Nord vers le N-NE et de la surrection de l'axe anticlinal Weald-Artois (Henriet *et al.*, 1989), mis en place au Crétacé supérieur (Auffret et Colbeaux, 1977).

3-2-2 : Le Quaternaire

La Manche et la mer du Nord, mers épicontinentales peu profondes, ont été largement affectées par les oscillations du niveau marin induites par les variations climatiques quaternaires. La chronostratigraphie adoptée pour le Pléistocène de l'Europe du NW fait apparaître six périodes glaciaires et cinq périodes interglaciaires. Les calottes glaciaires se sont développées à partir des zones montagneuses de Scandinavie et de Grande-Bretagne (Jansen *et al.*, 1979), mais leur présence dans le sud de la mer du Nord, si elle a existé, est mineure. L'Holocène, dont la base est fixée à 10 000 ans B.P., représente la phase interglaciaire actuelle.

3-2-2-1 : La formation du détroit du Pas-de-Calais : ouverture mécanique et variations du niveau marin

Au niveau du détroit du Pas-de-Calais, le horst Weald-Artois constitue une barrière WNW-ESE entre les bassins anglo-belge et anglo-parisien depuis l'Eocène moyen. Selon Van Vliet-Lanoë *et al.* (1998), le détroit était ouvert lors de la crise tectonique messinienne. A la transition Pliocène-Pléistocène, le nord de la France constitue un domaine continental.

Durant le Quaternaire, il est le siège de nombreuses ouvertures et fermetures. Selon Colbeaux *et al.* (1980), la mise en place d'une structure en graben perpendiculairement au horst Weald-Artois a permis la submersion du détroit et la communication entre la Manche et la mer du Nord à partir de la fin du Pléistocène inférieur (8-900 000 ans B.P.). Des dépôts marins trouvés dans la zone côtière française indiquent une ouverture du détroit du Pas-de-Calais au Cromérien ou à l'Holsteinien avec pénétration de la mer par le SW (Sommé, 1979 ; Paepe et Baeteman, 1979). Selon Destombes *et al.* (1975) et Kellaway *et al.* (1975), des fosses ont été creusées par des lobes glaciaires durant la glaciation saaliennne (régression maximale : -130 m). Un premier lobe glaciaire, en provenance de la Manche, bloqué par le horst Weald-Artois, a érodé le substrat à son pied en direction W-NW/E-SE ; un second s'est déplacé depuis la mer du Nord au travers du détroit et a incisé des vallées allongées en direction N-NE/S-SW. L'ouverture mécanique principale du détroit daterait donc de cette époque et aurait permis l'écoulement de fleuves de la mer du Nord vers la Manche. Cependant, selon de nombreux auteurs, ces fosses sont dues à l'érosion tidale (Zagwijn, 1979 ; Oele et Schüttenhelm, 1979 ; Mostaert *et al.*, 1989), lors de périodes plus anciennes (Zagwijn, 1979). L'ensemble des paléovallées cartographiées en Manche aurait la même origine (Auffret *et al.*, 1980). Vers 18 000 ans B.P. (Weichsélien), le sud de la mer du Nord correspond à un domaine périglaciaire avec lacs et rivières (Jansen *et al.*, 1979). Ces derniers auteurs excluent l'idée d'un unique lac collectant l'ensemble des fleuves de la mer du Nord (Elbe, Weser, Rhin, Meuse, Escaut, Tamise,...) qui, bloqués par un inlandsis septentrional, se seraient écoulés vers le Sud au travers du détroit (début Weichsélien et fin Saalien) comme l'indique Dujon (1971, *in* Dewez, 1988). Vers 9300 ans B.P., l'inondation majeure de la transgression flandrienne débute. Elle se poursuit durant tout l'Holocène. Les étapes de cette remontée majeure du niveau marin sont décrites par Jelgersma (1979) (fig. I-31).

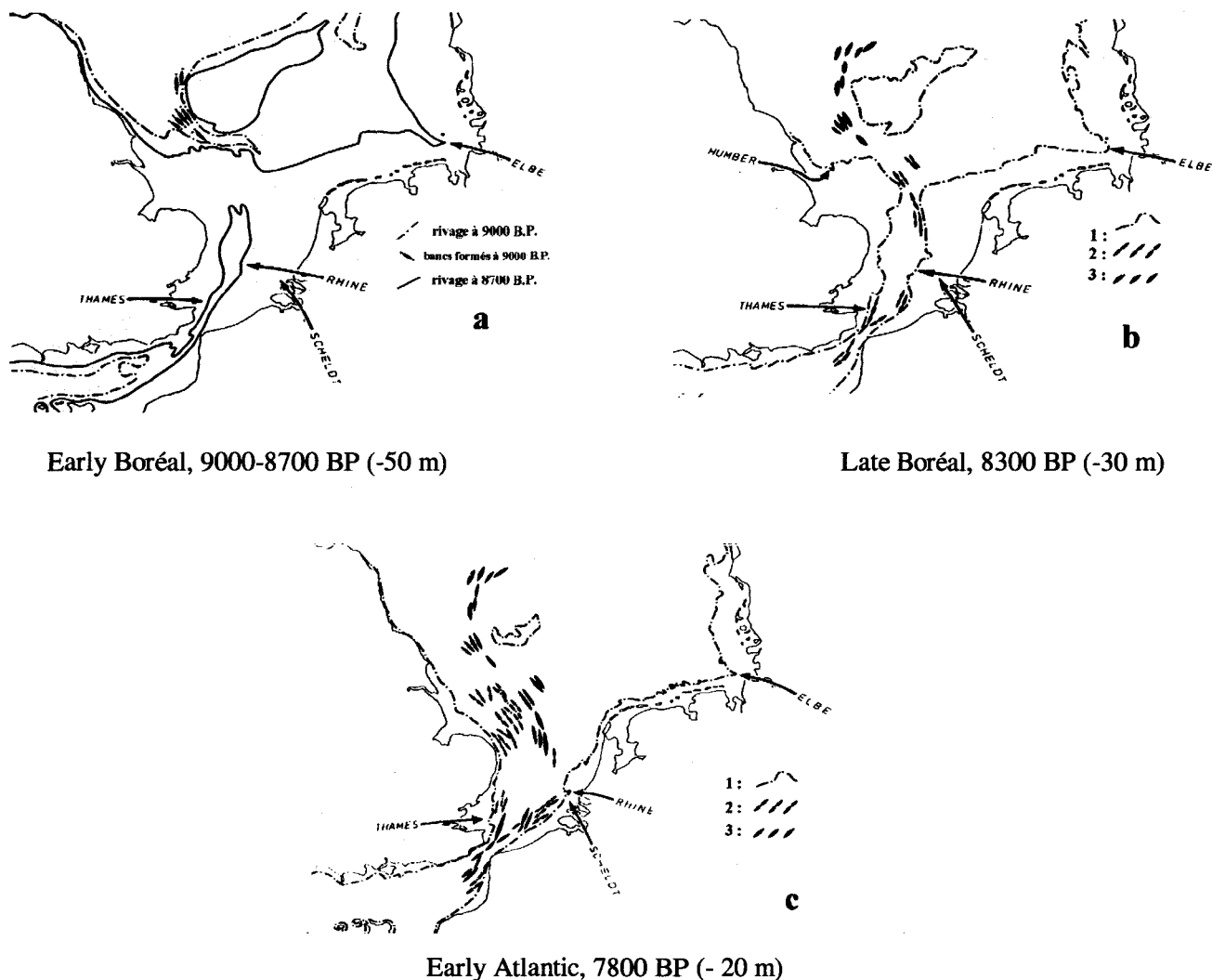


Figure I-31 : Position des lignes de rivage (1) et des bancs sableux actifs (2) et moribonds (3) à différents stades de l'Holocène. (Jelgersma, 1979)
Location of the shorelines (1) and of the active (2) and relict (3) sandbanks at three stages in the Holocene (Jelgersma, 1979).

Il y a 9 000 ans B.P. (niveau : -50 m), le sud de la mer du Nord et le détroit du Pas-de-Calais sont exondés. Vers 8700 ans B.P. (niveau : -36 m), la Manche pénètre dans le sud de la mer du Nord par le détroit du Pas-de-Calais, mais ce n'est que vers 8300 ans B.P. (niveau : -30 m) que la jonction entre les deux bassins marins s'effectue. Vers 7800 ans, la ligne de rivage est quasiment similaire à l'actuelle (niveau : -20 m). Les deux derniers millénaires sont marqués par une relative stabilité du niveau marin. Toutefois, Louwey et Declercq (1998) indiquent une augmentation du maximum du niveau marin local de 16 cm durant les 160 dernières années sur les côtes franco-belges. Les observations réalisées par le satellite Topex-Poséidon mettent en évidence une augmentation moyenne du niveau marin global de 2 mm/an depuis 1992 (Cazenave, 1999, *in* Pirazzoli, 2000).

3-2-2-2 : La mise en place des corps sableux

Les sédiments quaternaires conservés ont été déposés en quasi-totalité lors de la transgression flandrienne. En effet, chacune des nombreuses transgressions du quaternaire a remanié tout ou partie des dépôts antérieurs. L'épaisseur des dépôts quaternaires est relativement faible. Elle est inférieure à 50 m sur la plate-forme belge et dans le détroit du Pas-de-Calais (Caston, 1979b). Selon les données sismiques de Mostaert et al. (1989), les dépôts quaternaires ne concernent que les bancs sableux et sont faibles à inexistantes vers l'ouest (dans le détroit). Le début de la transgression est marqué par la formation de tourbe (Préboréal à Boréal), puis entre 8600 et 8400 ans B.P. le sud de la mer du Nord devient une zone d'estran avant l'inondation totale vers 8300 ans B.P. (Jansen *et al.*, 1979). Finalement, ces dépôts sont couverts par les « Young Sea-sands » (fin de la période médiévale), issus du remaniement répété du matériel fin (Jansen et al., 1979). Durant l'Holocène, des dépôts d'âge pléistocène et tertiaire ont également été remaniés. Les sables composant les actuels bancs du sud de la mer du Nord proviennent essentiellement des décharges du Rhin durant les stades interglaciaires du Pléistocène (Houbolt, 1968).

Selon Austin (1991), consécutivement à sa dernière submersion (vers 8 700-8 800 ans B.P.), le détroit est le siège d'une puissante érosion tidale associée à un fort marnage, entraînant un intense transport sédimentaire vers le sud de la mer du Nord (fig. I-32).

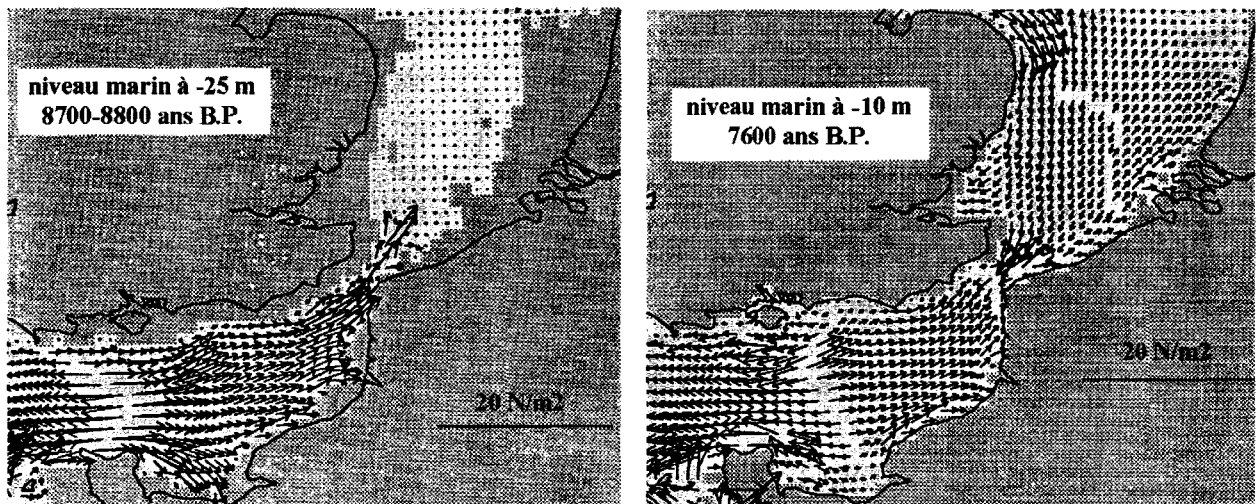


Figure I-32 : Vecteurs de maximum de frottement sur le fond à 8700-8800 ans B.P. et 7600 ans B.P. déterminés par un modèle de paléocourants de marée. Les zones grisées indiquent les zones exondées. (Austin, 1991).
Peak bed stress vectors 8700-8800 years BP and 7600 years BP determined by a tidal palaeocurrent model. Shading indicates land and external sea areas. (Austin, 1991).

Selon Jelgersma (1979), la rencontre des deux ondes tidales atlantiques arrivant par la Manche et par le Nord (entre l'Ecosse et la Norvège) produit vers 8300 ans B.P. de forts courants tidaux à l'origine de la formation de bancs sableux (South Falls, Sandettié, Le Varne, Le Colbart, Le Bullock, les bancs du groupe Hinder,...) ;

les bancs situés au large de la Tamise et de la côte hollandaise se forment vers 7800 ans B.P. (voir fig. I-31c). Toutefois, les âges de formation sont discutés : selon Oele et Schüttenhelm (1979) le Sandettié est d'âge boréal à atlantique, alors que Laban et Schüttenhelm (1981) invoquent un âge atlantique à sub-atlantique. Etant donné les étapes de remontée du niveau marin (Jelgersma, 1979), les dunes de la zone F, dont la base est située vers 35 m de profondeur, se seraient formées vers 8 700 ans B.P.

La morphologie de la surface d'érosion de la base du Quaternaire a vraisemblablement joué un rôle important sur la localisation actuelle des dunes et des bancs sableux, même si leur orientation est uniquement contrôlée par les courants tidaux. Dans le sud de la mer du Nord, les principales structures observées sur cette surface érosive sont les suivantes : (1) Sur la plate-forme belge, la surface, qui tronque les dépôts paléogènes, est inclinée en pente douce vers le N-NW. Elle est incisée de paléovallées qui assurent le drainage entre les vallées côtières et la vallée axiale (50 à 60 m de profondeur) (Liu *et al.*, 1992). A l'est du banc du North Falls et entre les Goodwin Sands et le South Falls, deux petites dépressions actuelles (respectivement à 60 et 53 m de profondeur) constituent des reliques de la vallée axiale (voir fig. I-28) ; (2) Dans le détroit du Pas-de-Calais, la surface érosive tronque les dépôts mésozoïques. De profondes fosses (100 m ; Dangeard et La Bassurelle) ont été creusées dans les sables et argiles d'âge Aptien-Albien. Bien que quasiment remplies, les fosses W-NW/E-SE ont laissé leur empreinte dans la morphologie actuelle du détroit dont elles constituent les zones les plus profondes (entre le Cap Gris-Nez et le banc du Colbart) (voir fig. I-28). Selon Mostaert *et al.* (1989), les corps sédimentaires se sont installés le long de ruptures de pente ou sur des bombements de substratum tertiaire ou secondaire, dégagés par érosion tidale différentielle. De nombreux bancs du secteur anglais doivent leur position à de petites élévations de la morphologie flandrienne (D'Olier, 1981).

3-3 : Contexte hydro-sédimentaire

3-3-1 : La marée et les courants de marée

Dans le sud de la mer du Nord, le régime de la marée résulte de la superposition de deux ondes dérivées de l'onde Atlantique (S.H.O.M., 1968). L'une se propage à travers La Manche, l'autre contourne la pointe de l'Ecosse et s'écoule vers le sud de la mer du Nord. Dans ce secteur, les marées sont principalement dues à l'onde partielle lunaire M2 et sont donc de type semi-diurne. La propagation antagoniste de ces deux ondes et leurs multiples réflexions le long des littoraux franco-belges donnent naissance à une onde stationnaire se propageant vers le NE. Le courant de dérive générale atteint 2,7 milles nautiques par jour (soit 5 km) dans le détroit (SHOM, 1968). Sous l'effet de la rotation de la Terre, cette onde donne naissance à un point où le marnage est nul (point amphidromique), situé entre les Pays-Bas et l'Angleterre. A partir de ce point, le marnage augmente et atteint un maximum en Manche orientale (au large de la Baie de Somme). Dans le détroit du Pas-de-Calais, il est en moyenne de 3,5 m en mortes-eaux et de 6,5 m en vives-eaux.

Du fait du resserrement du bassin, les courants de marée présentent un caractère alternatif marqué (excentricité de l'ellipse : 0,03), et leur intensité s'accroît pour devenir maximale dans le détroit où ils atteignent 3,6 nœuds (soit 185 cm/s) en vives-eaux moyennes (fig. I-33). Les courants de marée sont dissymétriques. Dans la majeure partie du détroit, le courant de jusant dirigé vers le SW est dominant en durée et en intensité sur le courant de flot, qui porte au NE (SHOM, 1968). Au niveau de la zone d'étude le courant de jusant, canalisé au NE dans le vaste entonnoir déterminé par les bancs du South Falls et du Sandettié, est accéléré et devient maximal (Smith, 1988b). Cependant, la prédominance des phases est inversée dans les bandes côtières françaises et anglaises de 6 à 9 km de large.

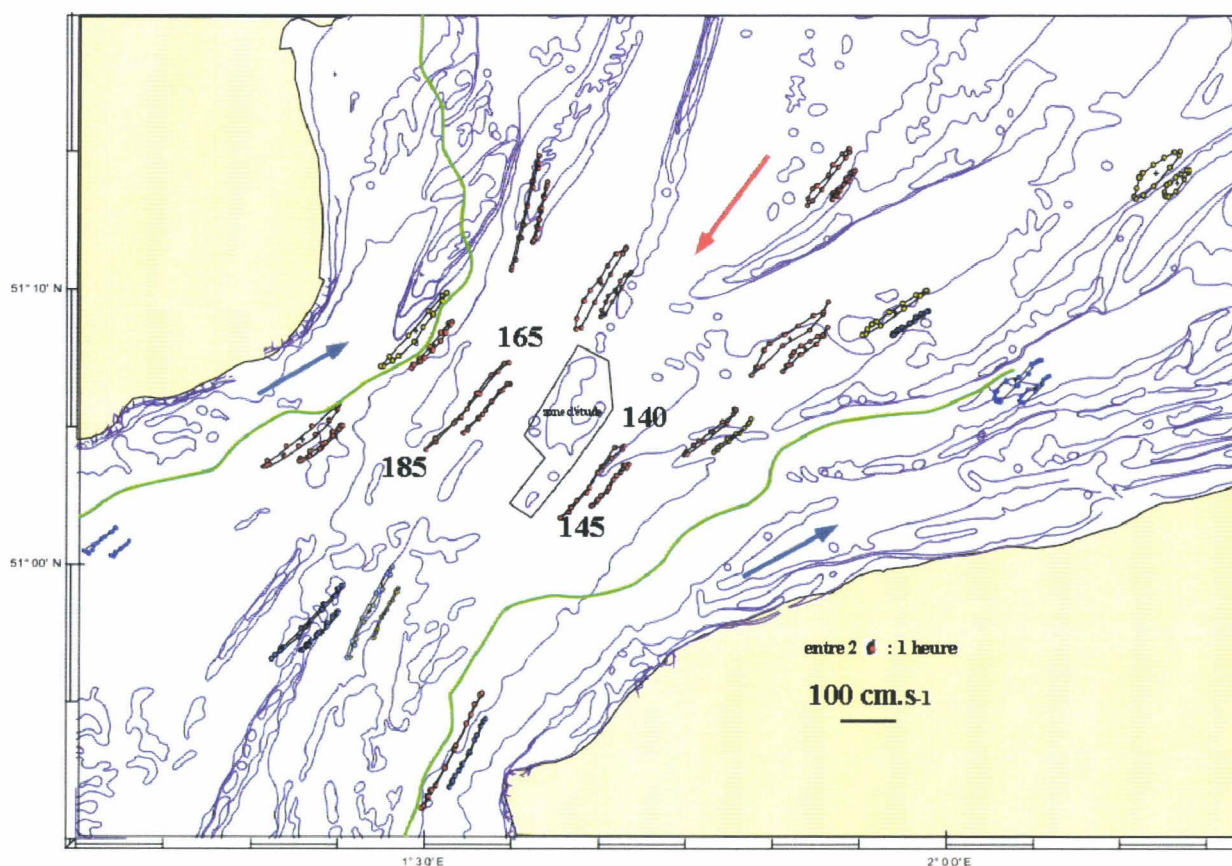


Figure I-33 : Caractéristiques des courants de marée dans le détroit du Pas-de-Calais. Les ellipses tidales ont été construites à partir de mesures réalisées par le SHOM (1968 ; carte marine N°6735, Europe 50, Mercator). Pour chaque site la grande et la petite ellipse correspondent respectivement aux conditions de vive et de morte eau. Ellipses rouges : jusant dominant, bleu : flot dominant, jaune : phases de courant symétriques. En vert : les limites (d'après Grochowski et al., 1993b) des secteurs dominés par le jusant (flèches rouges) et par le flot (flèches bleues).

Tidal current characteristics in the Dover Strait. Tidal ellipses have been drawn from measurements realised by SHOM (1968 ; chart 6735, Europe 50, Mercator). At each site the large and the small ellipse respectively correspond to spring and neap tides. Red ellipses: ebb dominant, blue: flood dominant, yellow: symmetrical currents. In green: boundaries (from Grochowski et al., 1993b) between ebb (red arrows) and flood dominated (blue arrows) sectors.

3-3-2 : Les vents, les houles et les tempêtes

Le vent, seul ou lorsqu'il génère des houles ou bien se combine avec la pression atmosphérique, est un agent notable de la dynamique sédimentaire en milieu de plate-forme peu profonde (voir § 2-1-2).

Sur la zone d'étude, les roses des vents montrent une prédominance des vents de SW et de NE (fig. I-34). Ces directions mettent en évidence la canalisation des vents dans l'axe du détroit. Les vents d'W - SW sont à la fois les plus fréquents (20 à 30% de secteur N220°-N240°) et les plus puissants. Ceux de NE (autour de 7% de fréquence de secteur N40°) dominent au printemps (L.N.H., 1971). Dans le détroit du Pas-de-Calais, le vent peut retarder ou empêcher l'établissement d'une phase de courant. En période de morte-eau, le courant de surface porte dans la direction dans laquelle souffle le vent ; en vive-eau, l'établissement du flot est retardé par des vents de NE, celui du jusant par des vents de SW (SHOM, 1968). Par ailleurs, le vent peut provoquer un courant de dérive s'il souffle de façon durable dans une direction donnée.

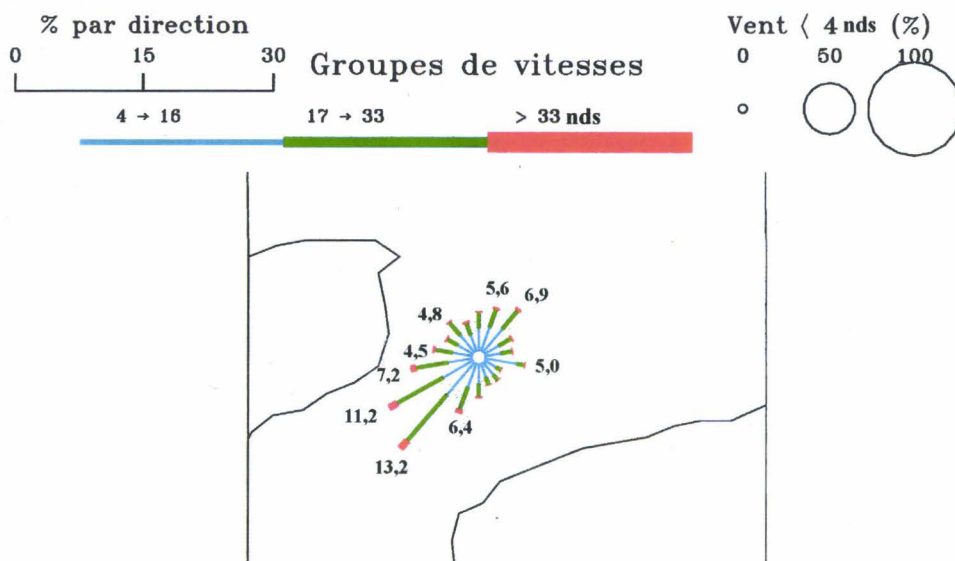


Figure I-34 : Rose des vents (en nœuds) pour la période 1974-1982 (source : Météo-France)
 Wind rose diagram (in knots) concerning the period 1974-1982 (data source: Météo-France)

Dans la zone d'étude, les houles proviennent majoritairement du N-NE (19 % de secteur N0°-N40°) et du SW (32 % de secteur N220°-N260°) sous l'impulsion des vents dominants (fig. I-35). La hauteur des houles annuelles est de 3,8 m à Dunkerque, 4,3 m à Calais et 4,7 m au sud du banc du Sandettié (Clique et Lepetit, 1986). La période moyenne des trains de houle est inférieure à 5 s. Les houles de périodes supérieure à 9 s, en provenance de l'Atlantique, n'atteignent pas le Pas-de-Calais. Les vagues les plus hautes ont généralement une période de 6 à 8 s. Entre la zone de déferlement et la côte, les houles générées par les vents peuvent produire des courants atteignant le mètre par seconde (Clique et Lepetit, 1986). Plus au large,

cependant, Grochowski *et al.* (1993b) indiquent que l'effet de ces houles est négligeable sur le transport général.

a

Période (s)	Hauteur (m)									TOTAL
	>=10	8-9.5	6-7.5	4-5.5	3-3.5	2-2.5	1-1.5	< 1	calme	
>=20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18-19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16-17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14-15	0	0	0	.	0	0	0	0	0	0
12-13	0	.	0	0	.	0	0	0	0	0
10-11	0	0	0	0	0	1
8-9	0	0	.	0,3	0,2	0,8	0,9	1,6	0	3,8
6-7	0	.	.	0,3	1,9	3,6	9,8	3,7	0	19,3
<=5	0	0	.	0,1	1,7	12	30	15,4	17,7	76,9
TOTAL	0	.	.	0,7	3,9	16,4	40,7	20,7	17,7	100

56945 observations (1 observation toutes les 4 heures environ)

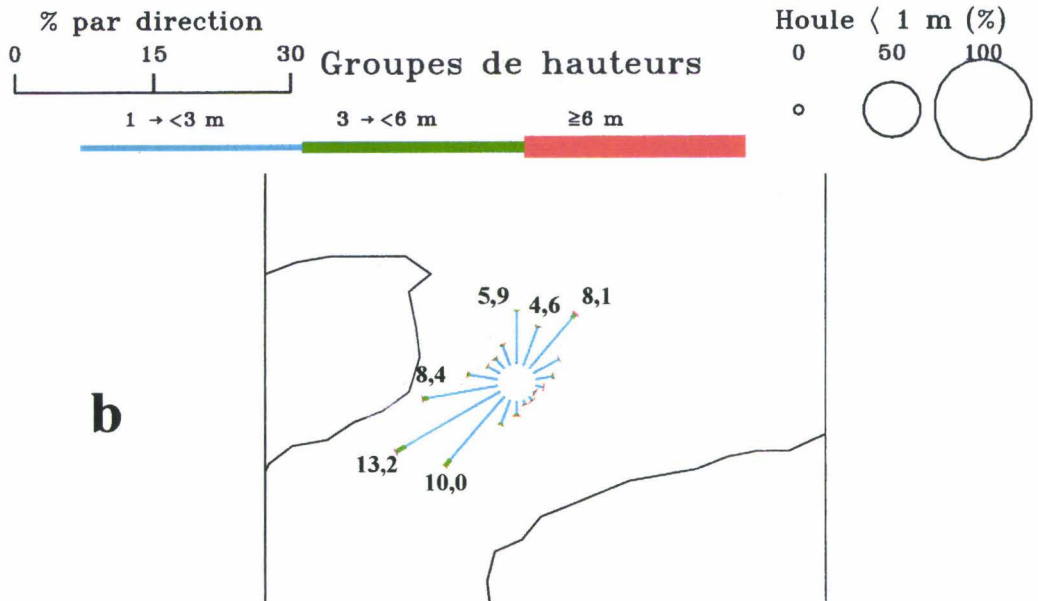


Figure I-35 : Caractéristiques des houles (source : Météo-France). (a) Répartition de la houle selon la hauteur et la période entre 1973 et 1997, (b) Rose de fréquence des hauteurs de houle entre 1974 et 1982.
Wave characteristics (data source: Météo-France). (a) Wave distribution according to height and period between 1973 and 1997, (b) Wave height frequency rose diagram between 1974 and 1982.

Durant l'hiver des tempêtes associées à de fortes dépressions affectent la mer du Nord en se déplaçant généralement vers l'est. Elles sont responsables de surcotes qui peuvent atteindre jusqu'à 4 m mais sont le plus souvent (5 par an environ) de 0,5 à 1 m (Simon et Allain, 2000). Elles sont également à l'origine de forts

courants dont Heathershaw (1982) a mentionné l'impact sur les caractéristiques du courant résiduel. En mer du Nord, la fréquence des tempêtes et des surcotes a notablement augmenté durant la seconde moitié du siècle dernier (depuis 1950 selon Dette, 1997 ; depuis 1970 selon Lambert, 1996, *in* Dorland *et al.*, 1999) (fig. I-36).

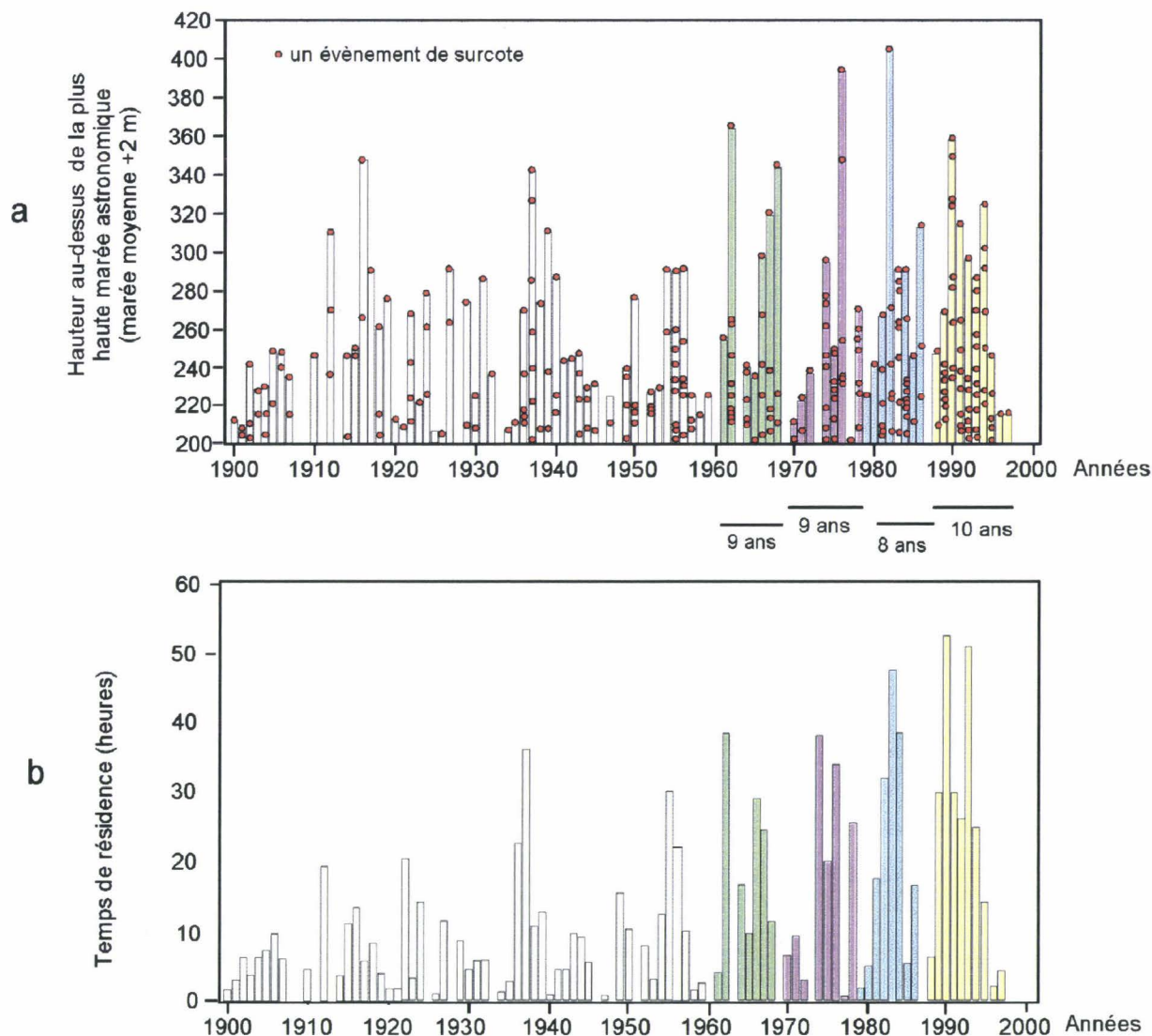


Figure I-36 : Augmentation de l'activité de tempête au cours du siècle passé enregistrée à l'île de Sylt (Allemagne, mer du Nord) (Dette, 1997). (a) Nombre annuel de surcotes dépassant de 2 m le niveau marin moyen ; (b) Temps de résidence annuel cumulé des surcotes dépassant de 2 m le niveau marin moyen.
Increase in storm surge activity during the past century recorded at Sylt Island (Germany, North Sea) (Dette, 1997). (a) Annual number of storm surge events exceeding 2 m above mean sea level; (b) Cumulative annual residence time of storm surges exceeding 2 m above mean sea level.

Selon ces auteurs, cette augmentation dépendrait plus de la variabilité naturelle décennale du climat que du réchauffement global. Toutefois Paskoff (2000) rappelle l'augmentation de la fréquence et de la magnitude des surcotes pendant les périodes 1910-1935 et 1970-1990, caractérisées par un réchauffement du climat. Cependant, la courte période d'observation ne permet pas, selon lui, de déduire une tendance évolutive

véritable. Des scénarios prévoient qu'une augmentation de 1 à 9% de l'intensité des tempêtes serait à attendre si la concentration de CO₂ dans l'atmosphère (induite par le réchauffement global) était doublée (Dorland et al., 1999).

3-3-3 : Les courants résiduels

L'asymétrie des courants de marée et leur combinaison avec les phénomènes atmosphériques génère des courants résiduels. Prandle (1993) estime que le courant résiduel à long-terme vers la mer du Nord détermine un flux d'eau de 87 000 m³.s⁻¹, dont 45 000 m³.s⁻¹ sont imputables aux courants générés par le vent et 36 000 m³.s⁻¹ aux courantstidaux. Selon Salomon *et al.* (1993), ce flux évalué à 114 000 m³.s⁻¹ est constant d'une année sur l'autre, mais présente une forte variabilité mensuelle liée à sa sensibilité face aux conditions atmosphériques, surtout en hiver : en décembre 1988, le flux résiduel est de 8 000 m³.s⁻¹ en direction de la Manche, alors qu'il atteint 288 000 m³.s⁻¹ en direction de la mer du Nord en décembre 1989. Les flux maximums apparaissent entre octobre et janvier, les minimums entre mai et août. Selon Prandle (1978), *in* Johnson et al., 1982), un vent de NE de 8 m/s suffit à annuler le courant résiduel.

Ces résultats montrent l'influence marquée des phénomènes atmosphériques sur la dynamique des masses d'eau dans le détroit du Pas-de-Calais.

3-3-4 : Le schéma de transport sédimentaire

Dans le sud de la mer du Nord et le détroit du Pas-de-Calais, le transport sédimentaire résiduel à long-terme dépend essentiellement de l'asymétrie des courants tidaux et ne reflète pas le schéma de courant résiduel. Il montre toutefois des variations à de plus courtes échelles de temps.

A partir d'observations sur les bancs sableux, Kenyon et al. (1981) et Johnson et al. (1982) ont déduit les directions résiduelles de transport sableux autour des îles britanniques. Dans le sud de la mer du Nord, ils observent une zone de divergence du transport déterminant une zone NE (au large de la Hollande) à transit sédimentaire NE et une zone SW (détroit du Pas-de-Calais et estuaire de la Tamise) à transit sédimentaire SW. L'intégration de nouvelles méthodes d'étude (géométrie des corps sableux et traçage par éléments radioactifs, Dewez et al., 1989 et Beck *et al.*, 1991 ; modélisation numérique, Chapalain *et al.*, 1993 et Grochowski *et al.*, 1993b) a permis d'affiner le schéma de transport régional. Grochowski *et al.* (1993b) observent un transit dominé par le jusant (vers le SW) au centre du détroit, et un transit dominé par le flot le long des côtes françaises d'une part (également observé par Dewez et al., 1989, Beck *et al.*, 1991 et Chapalain *et al.*, 1993), anglaises d'autre part (fig. I-37a). Dewez et al. (1989), Beck et al. (1991) et Grochowski et al. (1993b) mettent en évidence l'existence d'une zone de convergence du transport sédimentaire dans la partie SW du détroit. Grochowski et al. (1993) indiquent des modifications temporaires des directions de transit induit par la marée sous l'impulsion des vents de SW et de NE (fig. I-37b et c), sans toutefois que le transit à long-terme ne

s'en trouve affecté. Selon ces auteurs, l'effet surimposé de la houle est négligeable, mais les houles de tempêtes sont susceptibles de perturber le schéma de transport sédimentaire.

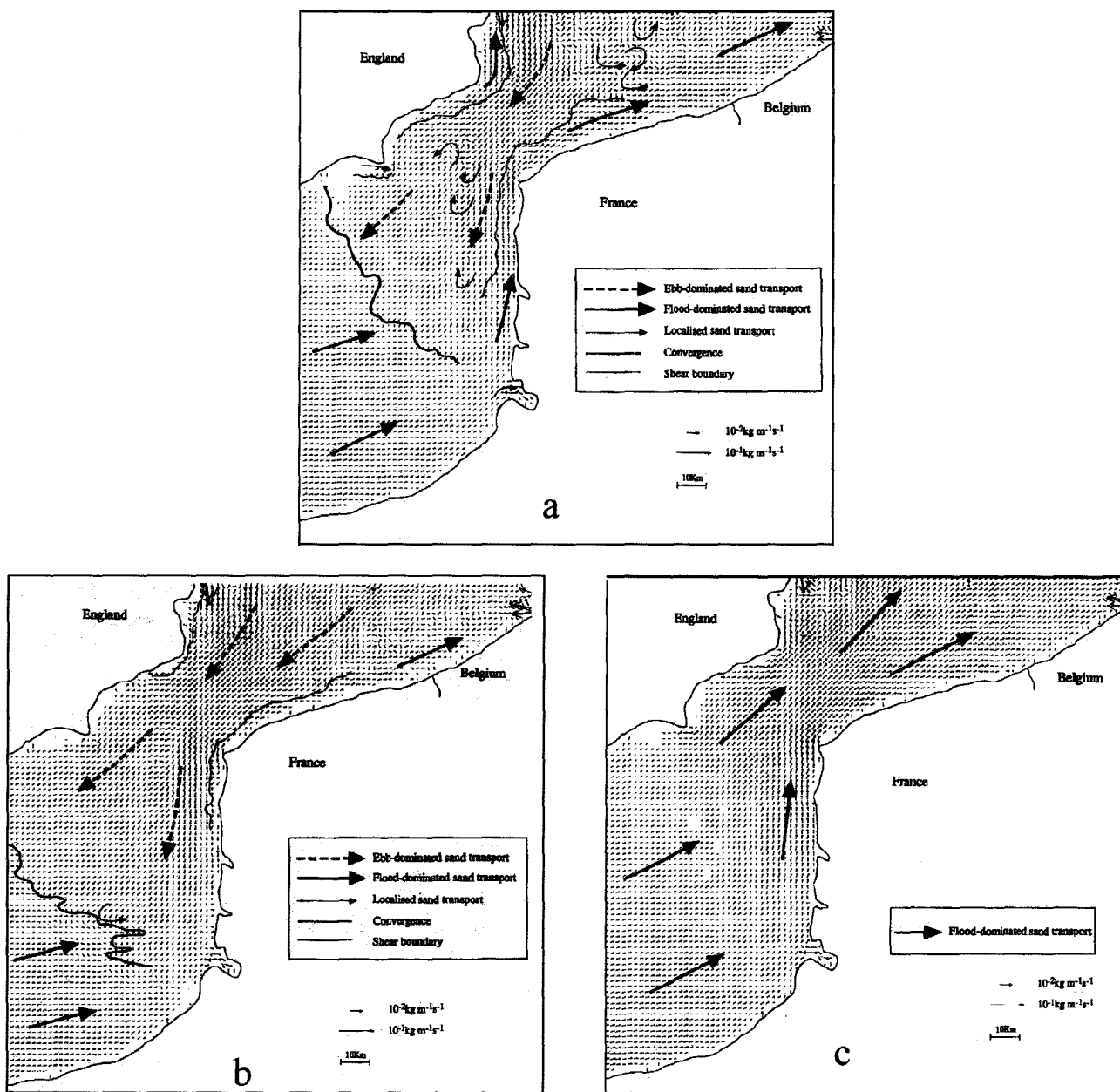


Figure I-37 : Vecteurs de transport sédimentaire (taille de sédiment : 0,25 mm), (a) pour une marée moyenne sans vent, (b) avec un vent de NE de 5 m.s⁻¹ et (c) un vent de SW de 5 m.s⁻¹ (Grochowski et al., 1993b).
Sediment transport vectors (grain size: 0.25 mm), (a) for a mean tide with no wind, (b) with a NE wind of 5 m.s⁻¹ and (c) with a SW wind of 5 m.s⁻¹ (c) (Grochowski et al., 1993b).

3-4 : Intérêt appliqué de l'étude

Les régions fortement peuplées entourant le bassin de la mer du Nord sont le siège d'une forte exploitation des façades maritimes et des plates-formes. Il s'y développe de nombreuses activités (transport

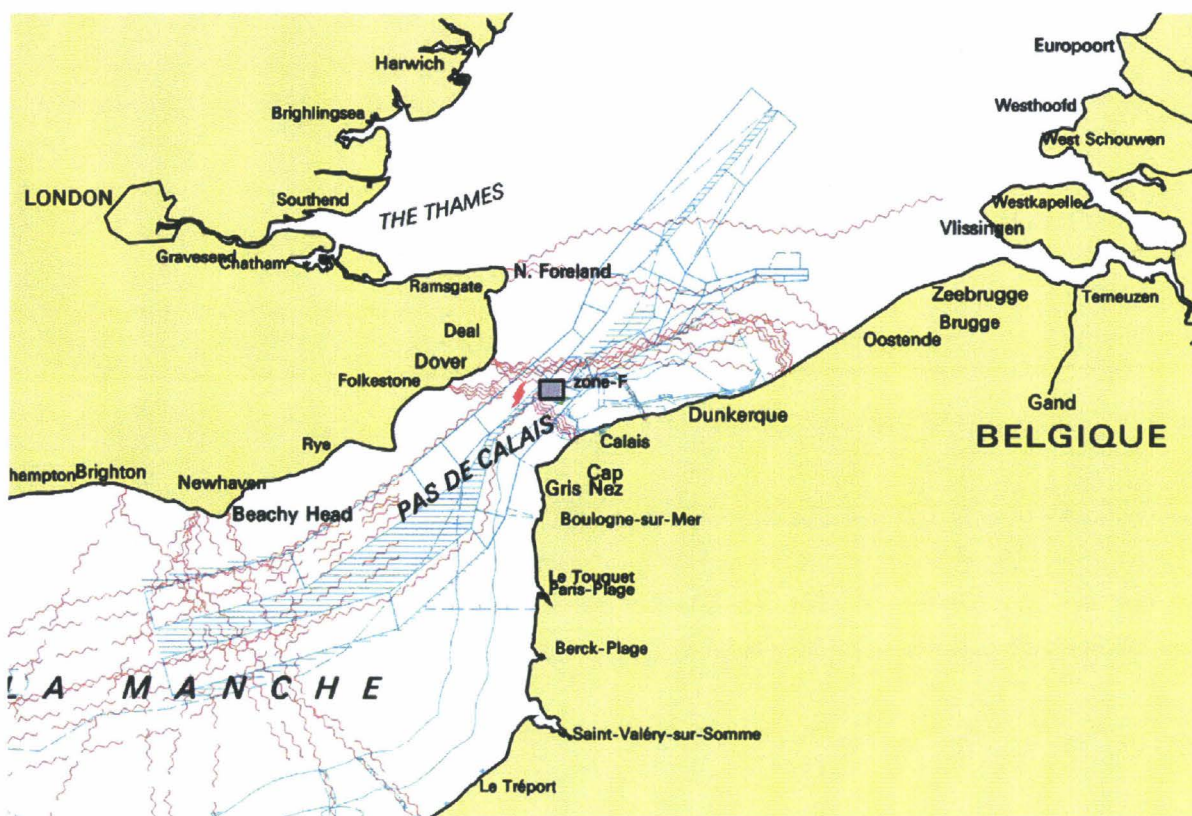
maritime, extraction de granulats,...) et quantité d'ouvrages (ports, digues, tunnels, câbles, pipelines) servant à la communication, à l'exploitation de ressources ou encore à la protection des côtes ont été construits. La gestion de ces aménagements est conditionnée par une bonne compréhension des mécanismes de transport sédimentaire, et plus particulièrement des processus de formation et d'évolution des grands corps sédimentaires tels que les dunes (tab. I-4).

Activité, ouvrage	Risques	Apports de la sédimentologie	Travaux
navigation	nauffrage	. migration et aggradation des corps . réduction de leur amplitude par excavation	. Langhorne (1977 et 1982) ; Burton (1977) . Redding (2000)
pipelines et câbles	recouvrement / émersion puis dragage / ploiment jusqu'à rupture	. migration et aggradation des corps sédimentaires	. Stolk (2000b) ; Whitehouse et Damgaard (2000)
extraction de granulats	dérèglements sédimentaires à la côte	. régénération des corps après exploitation . connaissance du stock volumique disponible, qualité du sédiment : taille de grain, tri et propreté	. Hulscher <i>et al.</i> (1993) ; Hulscher (2000) ; De Moor (1989) . Stolk (2000a) ; De Moor (1989)
rejet de dragage	apparition de nouvelles dunes	. formation des dunes	Hulscher <i>et al.</i> (1993)
mines	enfouissement	migration des corps sédimentaires	Stender (1996)
évolution des côtes	érosion puis inondation	évolution des corps sédimentaires : croissance ou dégénérescence	Guillén <i>et al.</i> (1999)

Tableau I-4: Exemples d'apports de la sédimentologie à la gestion des risques pour, ou générés par, les ouvrages et les activités humaines.

Examples of sedimentology contribution to the risk management for, or generated by, man-made structures and activities.

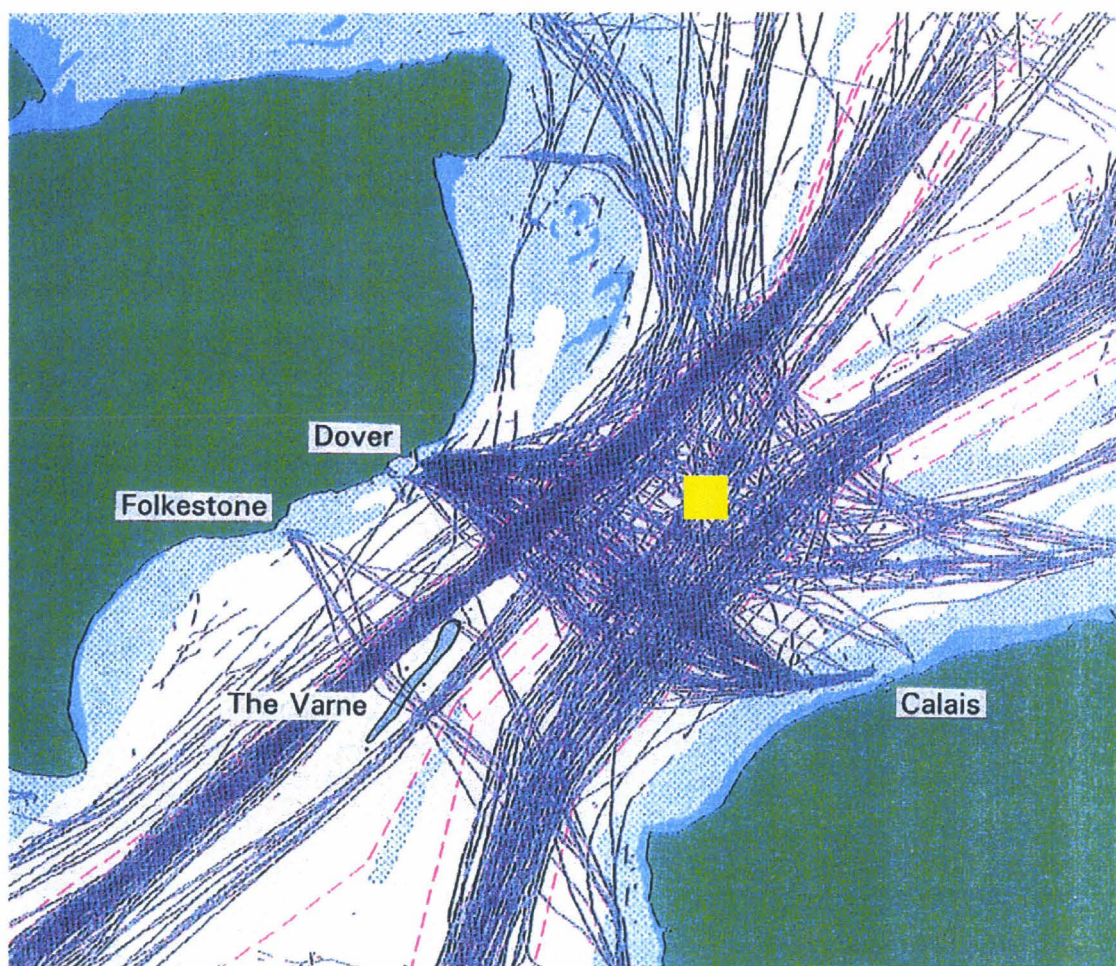
Le Pas-de-Calais est un secteur d'intense activité humaine. Le détroit est le siège du trafic maritime le plus intense au monde. Plusieurs centaines de navires transitent chaque jour dans les deux rails de navigation NE-SW, couvrant la majeure partie de sa superficie, et qui conduisent l'un en Manche, l'autre en mer du Nord essentiellement vers Europort en Hollande (fig. I-38a et b). 128.850 bateaux ont traversé le détroit en 1993 (Coastguard, 1993). Perpendiculairement à ces rails, au minimum de largeur du détroit, quantité de bateaux touristiques assurent la liaison entre la France et l'Angleterre. A ce niveau, le réseau de câbles sous-marins est dense. La zone étudiée dans le présent travail est située dans le rail de navigation conduisant en mer du Nord.



a

Figure I-38 : Ouvrages et activités humaines dans le détroit du Pas-de-Calais. (a) Câbles sous-marins (rouge) et rails de navigation (bleu) (carte marine SHOM N°6735), (b) Trajets des bateaux traversant le détroit du Pas-de-Calais, visualisées au radar le 17/10/93 (Kemp et Snell, 1995).

Man made structures and activities in the Dover Strait. (a) Submarine cables (red) and shipping lanes (blue) (SHOM chart 6735), (b) Radar tracks of vessels passing through the Dover Strait the 17/10/93 (Kemp and Snell, 1995).

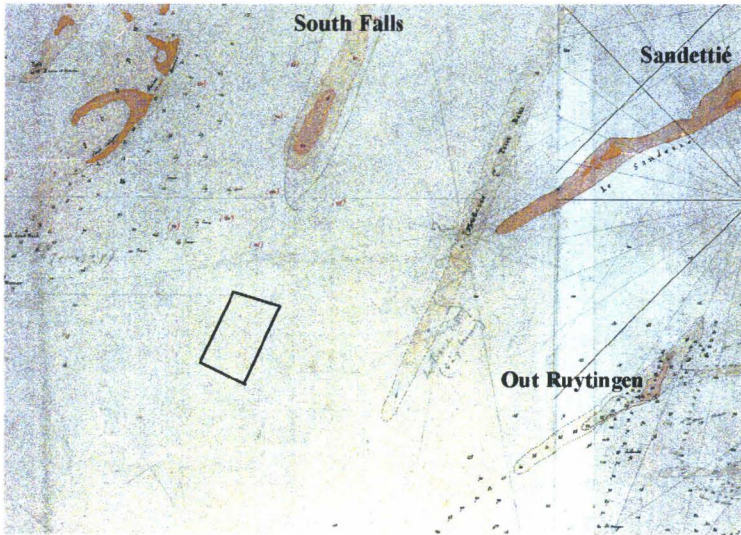


b

Dans ce rail transitent des bateaux dont le tirant d'eau peut dépasser la vingtaine de mètres. Les rails de navigation passent au large des bancs sableux (profondeurs inférieures à 10 m) mais les champs de dunes, dont les profondeurs autour de 20-30 m sont variables dans l'espace et dans le temps, constituent un risque potentiel pour la navigation.

Devant l'importance de ce problème, diverses actions et collaborations internationales ont été entreprises. Le North Sea Hydrographic Committee (N.S.H.C.) est chargé de définir des routes de navigation garantissant des hauteurs d'eau minimum de 29 m, et d'établir une stratégie de surveillance des zones maritimes navigables. En France, cette dernière est assurée par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M.) qui réalise des levés hydrographiques réguliers et détaillés des zones sensibles. La zone d'étude principale (zone F) est levée en détail tous les 2 à 3 ans. La présence d'un champ de dunes sur cette zone n'est connue que depuis les années 1975. Auparavant, l'absence de précision du positionnement

vers le large ne permettait pas la description des petites structures tapissant les fonds marins, et la zone F a longtemps été considérée comme un simple haut-fond (photo I-1a, b et c).



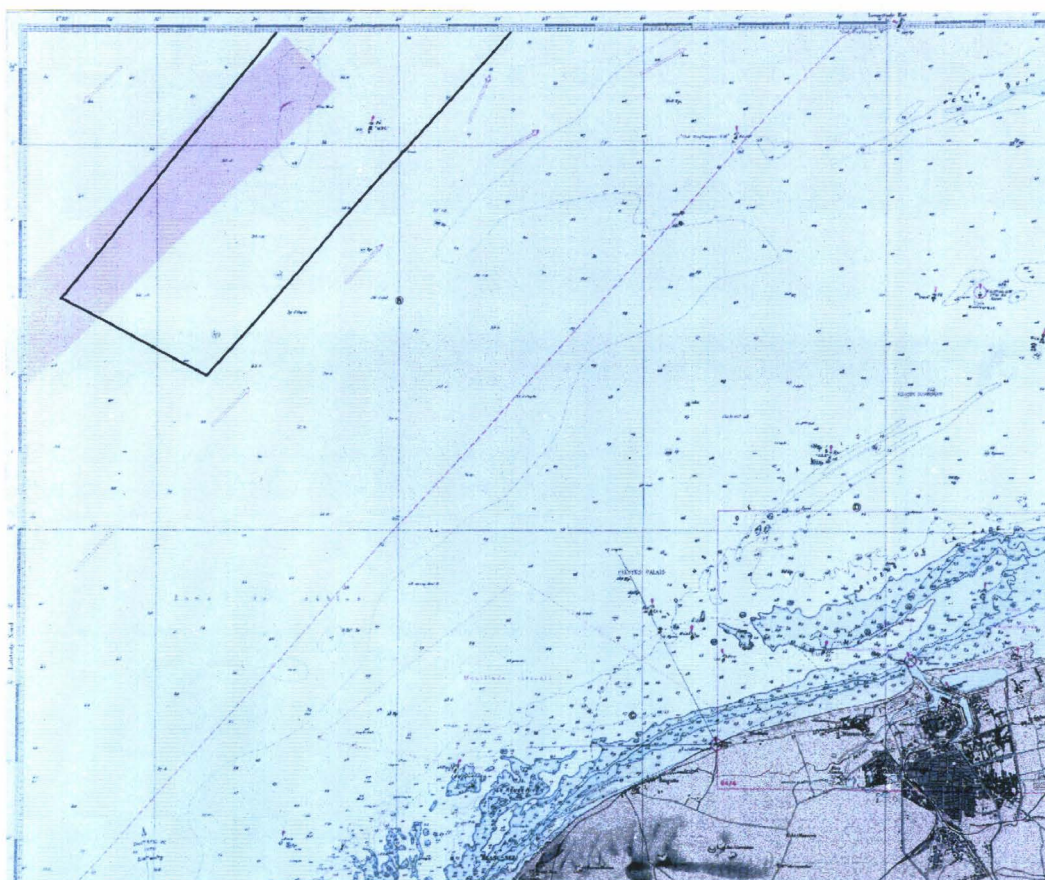
a



b

Photo I-1 : Extrait des cartes marines du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (a) des ans IX et X du calendrier révolutionnaire (1800-1801), et des périodes (b) 1876-1890 et (c) 1964-1977. La zone d'étude est localisée dans le polygone.

Excerpt from marine charts (S.H.O.M.) concerning (a) the IX and X years of the French Revolution calendar(1800-1801), and the (b) 1876-1890 and (c) 1964-1977 periods. The study area is located in the polygon.



C

Notons que l'immersion des produits de dragage du port de Calais est effectuée dans une petite zone centrée sur $50^{\circ}59,30'N-1^{\circ}49,20'E$, entre les ridens de la rade et de Calais (fig. I-40) (Créocéan, 1998). Ces dépôts anthropiques sont vraisemblablement transportés dans le couloir côtier dominé par le flot, vers l'est en direction des bancs flamands, et sont retenus entre les ridens lors des phases de jusant ; ils ne participent donc pas à l'alimentation sédimentaire des zones d'étude.

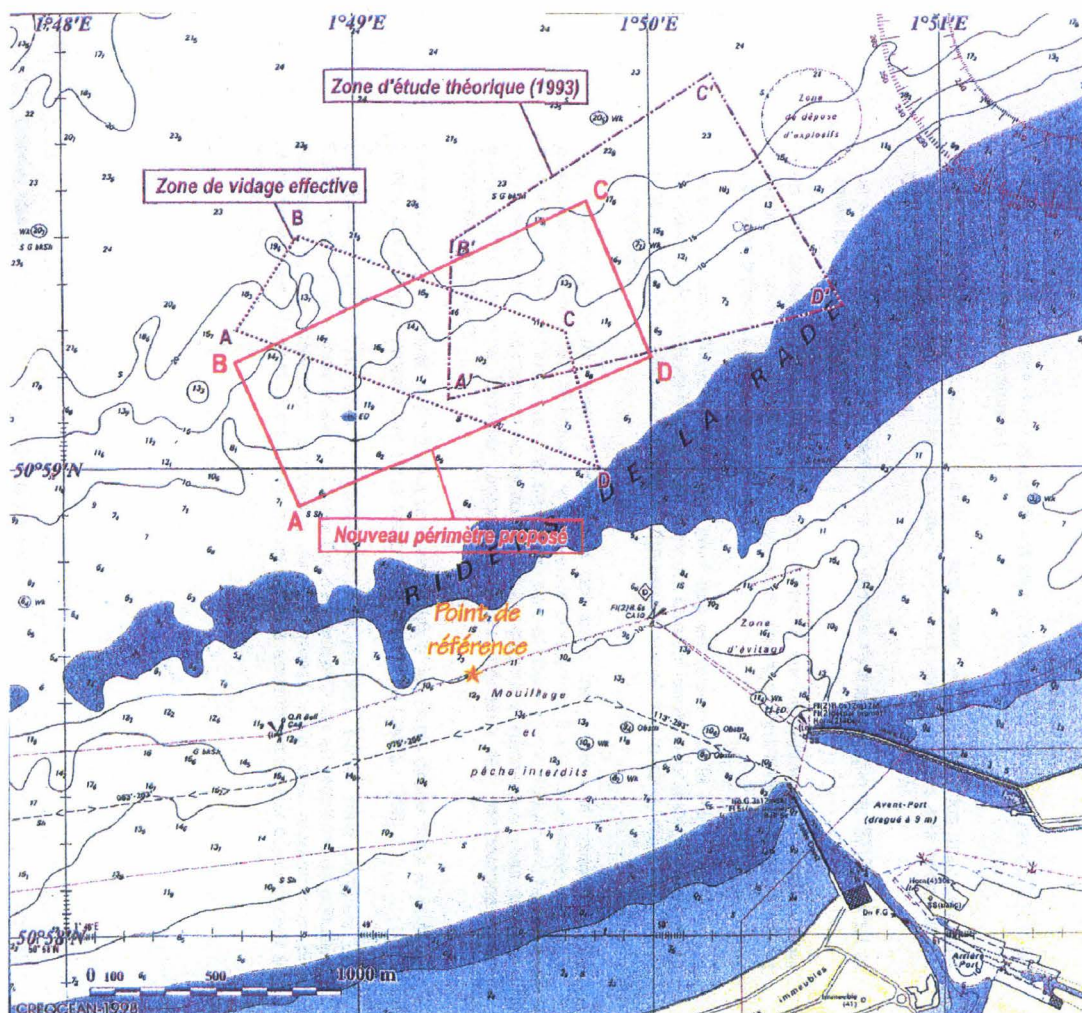


Figure I-40 : Localisation de la zone d'immersion des produits de dragage du port de Calais (Créocéan, 1998).
 Location of the disposal area of dredging products coming from Calais harbour (Créocéan, 1998).

4 : Méthodes d'étude

Notre démarche s'est appuyée sur deux approches méthodologiques :

- L'une est basée sur l'observation par la mesure *in situ*, directe et indirecte (géophysique), grâce à l'utilisation d'outils complémentaires. L'observation des corps sédimentaires et des fonds marins relève de moyens d'investigation spécifiques, diversifiés et complémentaires. Dans cette rubrique, nous avons uniquement résumé la nature et la complémentarité des méthodes de mesure utilisées dans la présente étude. Les protocoles d'acquisition et de traitement que nous avons appliqués aux données, archivées ou acquises au cours de l'étude, sont développés en annexe 1.
- L'autre repose sur le calcul par l'utilisation de modèles numériques, qui permettent d'intégrer les divers processus en cause, de tester les hypothèses de terrain et d'améliorer la couverture spatiale de données. Les différents modèles testés seront présentés dans les chapitres II, III et IV.

4-1 : Couverture en données : utilisation des archives et acquisition de nouvelles données

4-1-1 : Les archives

Bon nombre des données dont a bénéficié l'étude ont été acquises par le SHOM au cours des levés hydrographiques de surveillance des zones à risque pour la navigation (tab. I-5).

Mission	Navire	Date	Organisation	Travaux réalisés
levé 75.16 ^{1 et 2}	BH1 Espérance	1974-1975	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé 82.38 ^{1 et 2}	BH2 Astrolabe	1981-1982	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé complet 86.15 ¹	BH1 Espérance	1985	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé de contrôle 86.39 ¹	BH2 Astrolabe	1986	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé de contrôle 87.43 ¹	BH1 Espérance	1987	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé 87.48 ^{1 et 2}	BH1 Espérance	1987	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé de contrôle 89.28 ¹	BH1 Espérance	1988	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau
levé complet 92.10 ¹	BH2 Lapérouse	1991	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau, prélèvements
levé complet 93.25 ¹	BH2 Lapérouse	1992	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau, sonar latéral
levé complet 96.59 ¹	BH Borda	1995	SHOM/MHA	bathymétrie mono- et multifaisceaux, sonar, prélèvements
levé ??? ²	BH Borda	1999	SHOM/MHA	bathymétrie mono- et multifaisceaux, sonar, prélèvements

Tableau I-5 : Liste des missions réalisées par la Mission Hydrographique de l'Atlantique (MHA, SHOM) sur les zones F ⁽¹⁾ et MPC Sud B ⁽²⁾, et utilisées dans cette étude.

List of surveys realised by the Atlantic Hydrographic Survey (MHA, SHOM) on areas F ⁽¹⁾ and MPC Sud B ⁽²⁾, and used in this study.

Ces levés sont réalisés avec une fréquence variable de quelques années. Auparavant deux levés, ayant pour but la définition d'une voie recommandée de navigation dans le détroit, couvrent certaines dunes de la zone F (1974-1975 et 1981-1982). Lors des levés complets, un sondage bathymétrique est effectué, parfois couplé à une couverture par sonar à balayage latéral, calibrée par quelques prélèvements de sédiment superficiel (fig. I-41). Entre ces levés complets, un contrôle de certains profils bathymétriques est effectué. Les données de bathymétrie monofaisceau, acquises de manière analogique, ont nécessité des phases de traitement pour les besoins de notre étude (annexe 1-1) : chaque levé a été intégralement numérisé et corrigé de la marée, de l'immersion, du décalage sondeur/antenne GPS et de la célérité du son dans l'eau.

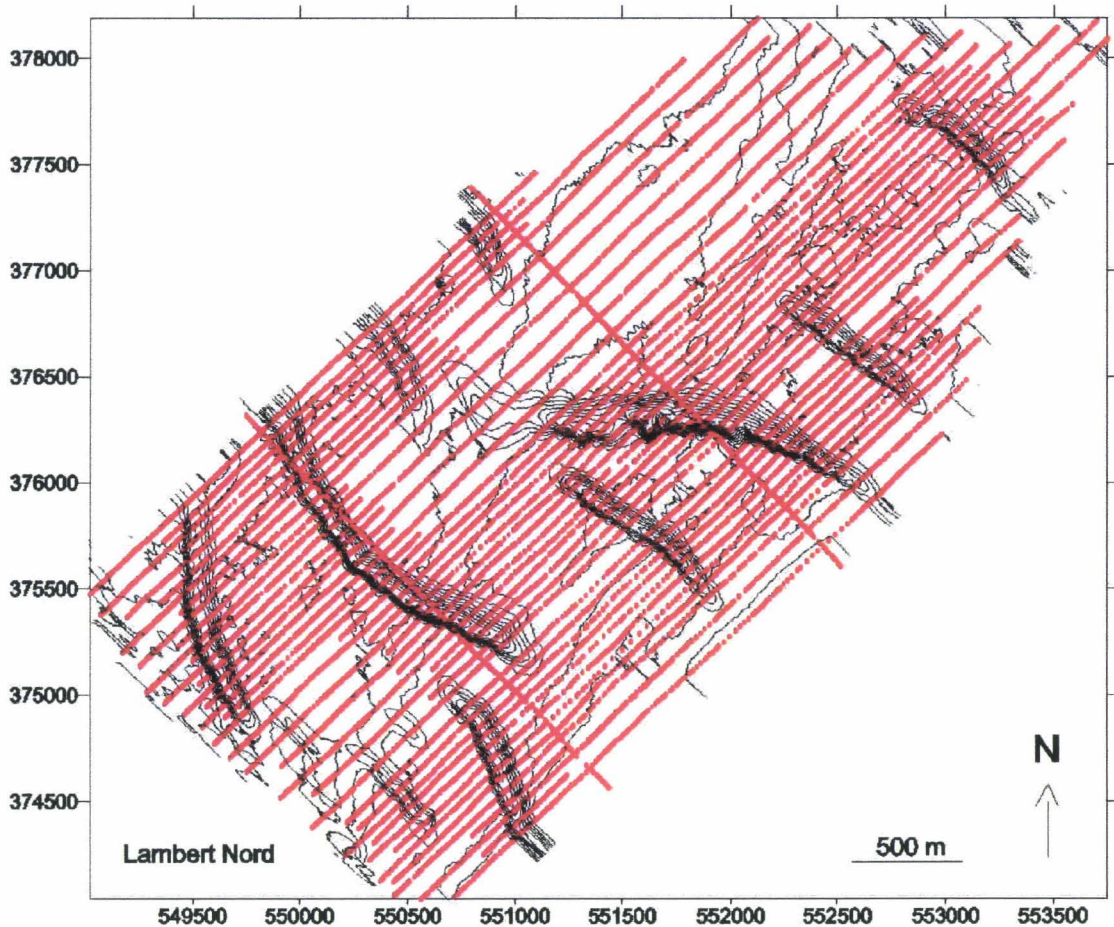


Figure I-41 : Exemple de levé complet. Localisation des profils bathymétriques et sonar réalisés en 1992 (levé SHOM/MHA).

Example of a complete survey. Location of the bathymetric and side-scan sonar profiles realised in 1992 (survey SHOM/MHA).

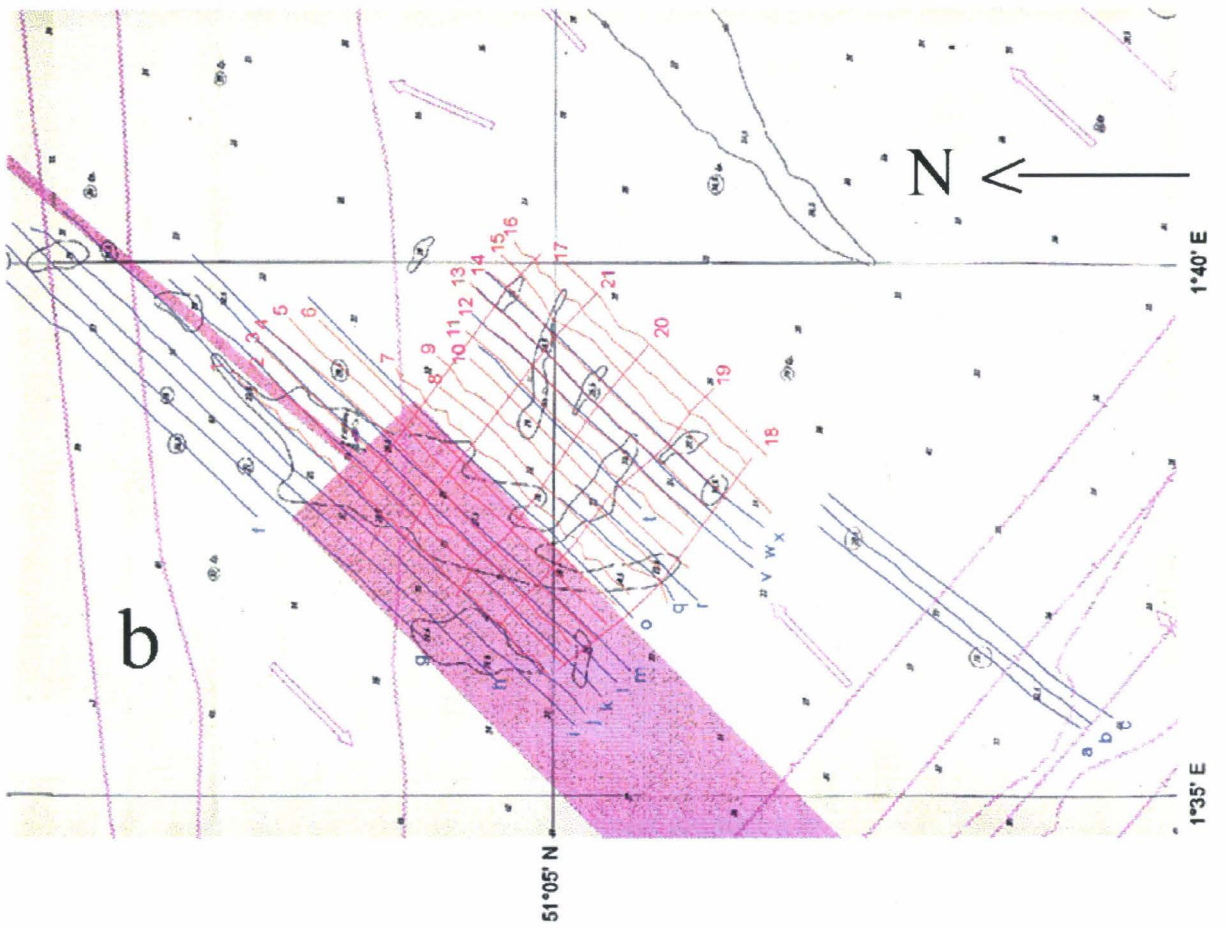
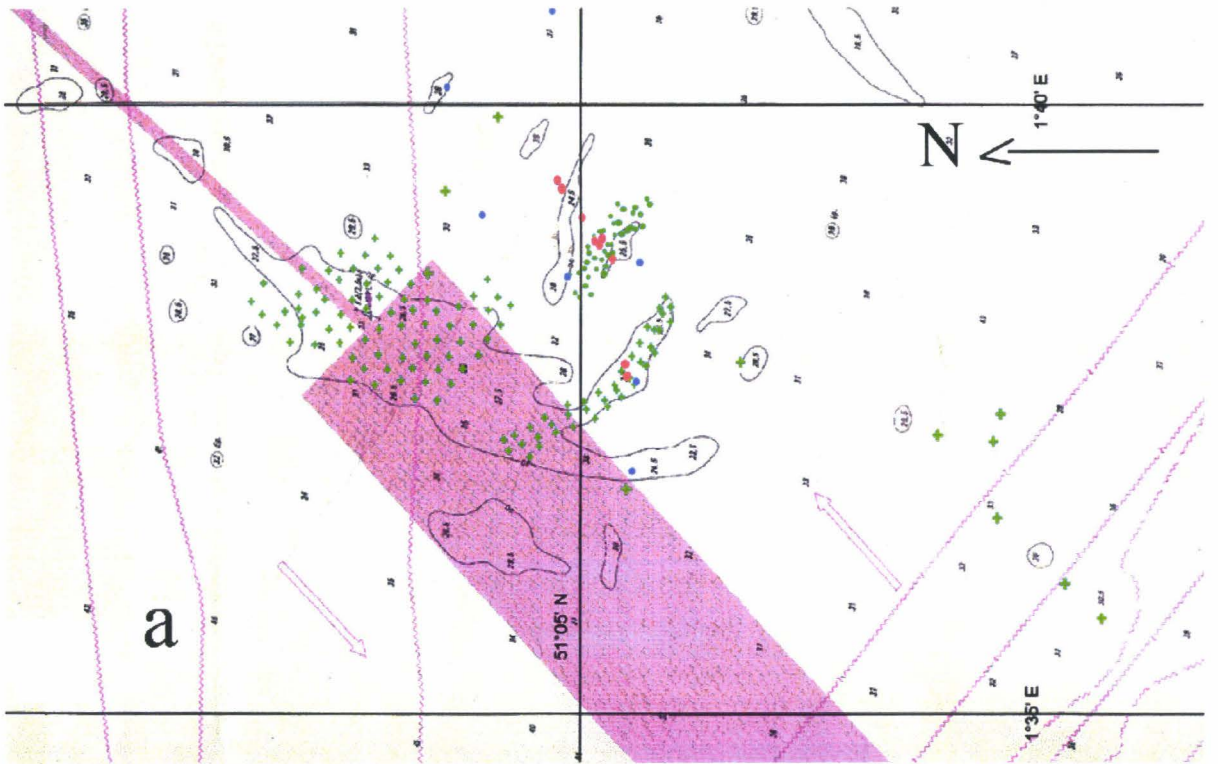
4-1-2 : Les données acquises durant l'étude

Cinq missions, organisées au cours de notre étude, nous ont permis de compléter ces données et de déployer des méthodes complémentaires (courantométrie, sismique, caméra vidéo). L'ensemble des travaux effectués durant l'étude est listé dans le tableau I-6. La localisation des différentes mesures est présentée sur les figures I-42a, b et c.

Mission	Navire	Date	Organisation	Travaux réalisés
Ridens I ¹	Sepia II	1996	INSU/CNRS	bathymétrie monofaisceau et sismique THR (88 km de profils)
(complément) 1 et 2	BH BORDA	1998	SHOM/MHA	bathymétrie monofaisceau (profils réalisés à 1 semaine et quelques mois d'intervalle)
Ridens II ^{1 et 2}	Sepia II	1998	INSU/CNRS	bathymétrie monofaisceau et sismique THR (90 km de profils) prélèvements de sédiment sur une dune (43 espacés de 50 à 200 m)
(complément) ¹	BH Lapérouse	1999	SHOM/MHA	courantométrie près du fond (14 jours de mesures en un point situé entre deux dunes)
Ridens III ^{1 et 2}	Côtes de la Manche	1999	INSU/CNRS	bathymétrie monofaisceau (30 km de profils) prélèvements de sédiment (76 selon une grille carrée de 275 m ; 40 selon une grille de 75 x 250 m), caméra vidéo (5 profils), courantométrie près du fond (1 point non valide), quantification du sédiment en suspension (ECMUL) (14 mesures horaires)

Tableau I-6 : Liste des missions organisées et réalisées au cours de notre étude (¹ : levé couvrant la zone F ; ² : levé couvrant la zone MPC Sud B).

List of the surveys organised and realised during this study (¹: survey on the area F; ²: survey on the area MPC Sud B).



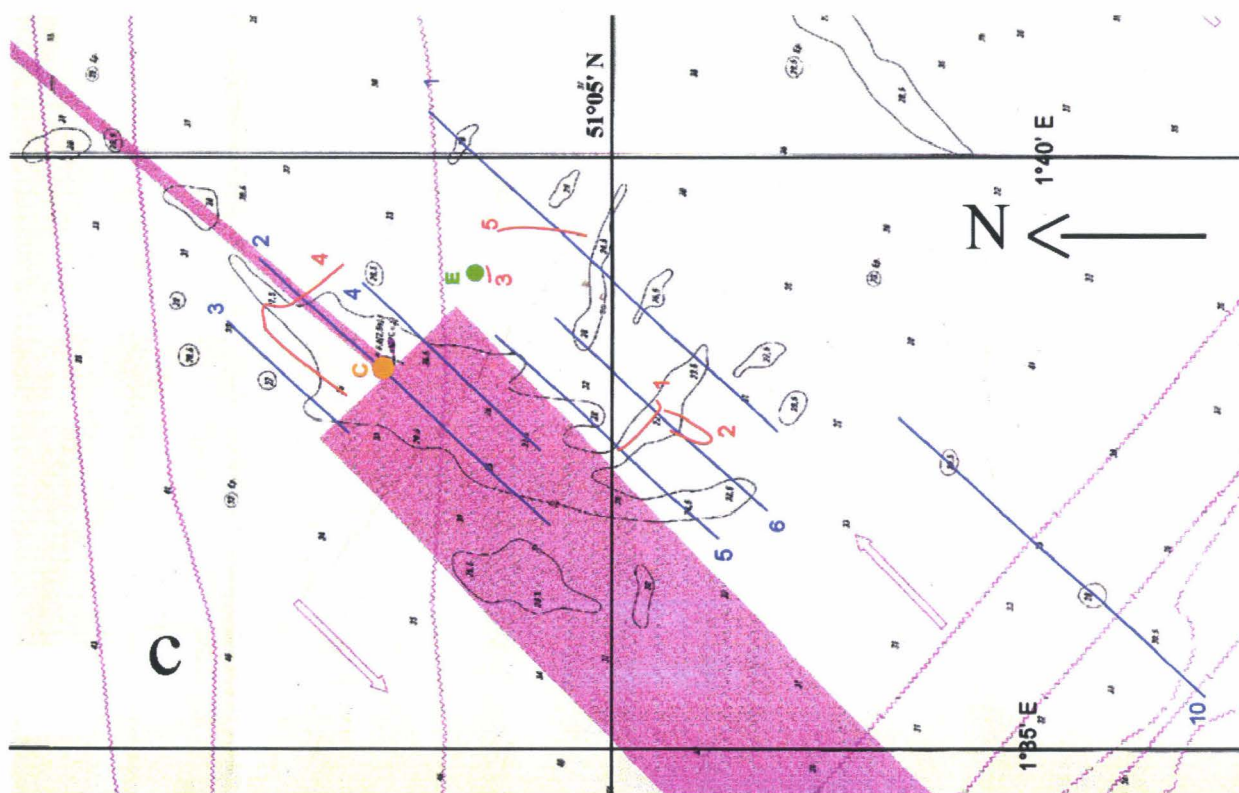


Figure I-42 : Localisation des travaux effectués lors des missions Ridens I, II et III (extrait de la carte marine N° 6681 - Europe 50, Mercator). (a) prélèvements à la benne (bleu : SHOM, 1991 ; rouge : SHOM, 1995 ; points verts : Ridens II ; croix vertes : Ridens III) ; (b) profils sismiques (rouge : Ridens I ; bleu : Ridens II) et (c) profils bathymétriques (bleu : Ridens III), profils caméra (rouge : Ridens III), point de mesure courantométrique (orange : SHOM/MHA, 1999), point de mesure de concentration de matières en suspension (vert : Ridens III).

Location of measurements realised during Ridens I, II and III surveys (excerpt from marine chart N° 6735 – Europe 50, Mercator). (a) grab samples (blue: SHOM, 1991; red: SHOM, 1995; green points: Ridens II; green crosses: Ridens III), (b) seismic profiles (red: Ridens I; blue: Ridens II) and (c) bathymetric profiles (blue: Ridens III), marine video profiles (red: Ridens III), current measurement site (orange: SHOM/MHA, 1999), suspended matter concentration measurement site (green: Ridens III).

4-2 : Intérêt de la complémentarité des méthodes

Chaque technique utilisée fournit des données concernant des échelles spatio-temporelles différentes. Certaines méthodes sont complémentaires et leur combinaison permet d'améliorer la compréhension de la dynamique sédimentaire côtière et de la migration des dunes.

4-2-1 : La morphologie et l'architecture des corps

La combinaison des données bathymétriques et sismiques autorise la définition des caractéristiques morphologiques et dynamiques des dunes dans l'espace et dans le temps.

Le **sondage bathymétrique** (voir annexe I-1) fournit une image de la morphologie de l'interface eau - sédiment et donne accès à sa profondeur (fig. I-43a). C'est le système qui fournit les meilleures résolution et

précision spatiales. Il permet de déterminer les paramètres morphologiques des dunes. Les corps sédimentaires de plus petite taille sont rarement décelables par ce système d'acquisition. Les cartes bathymétriques obtenues à partir des données traitées (voir annexe I-1) permettent de définir la forme horizontale des dunes. La comparaison de la bathymétrie d'un levé à un autre met en évidence les migrations résiduelles des crêtes et des corps dunaires, quantifiables en direction et en intensité, ainsi que leur engraissement ou leur érosion ; elle rend en outre possible la détection de l'apparition ou de la disparition éventuelle de dunes.

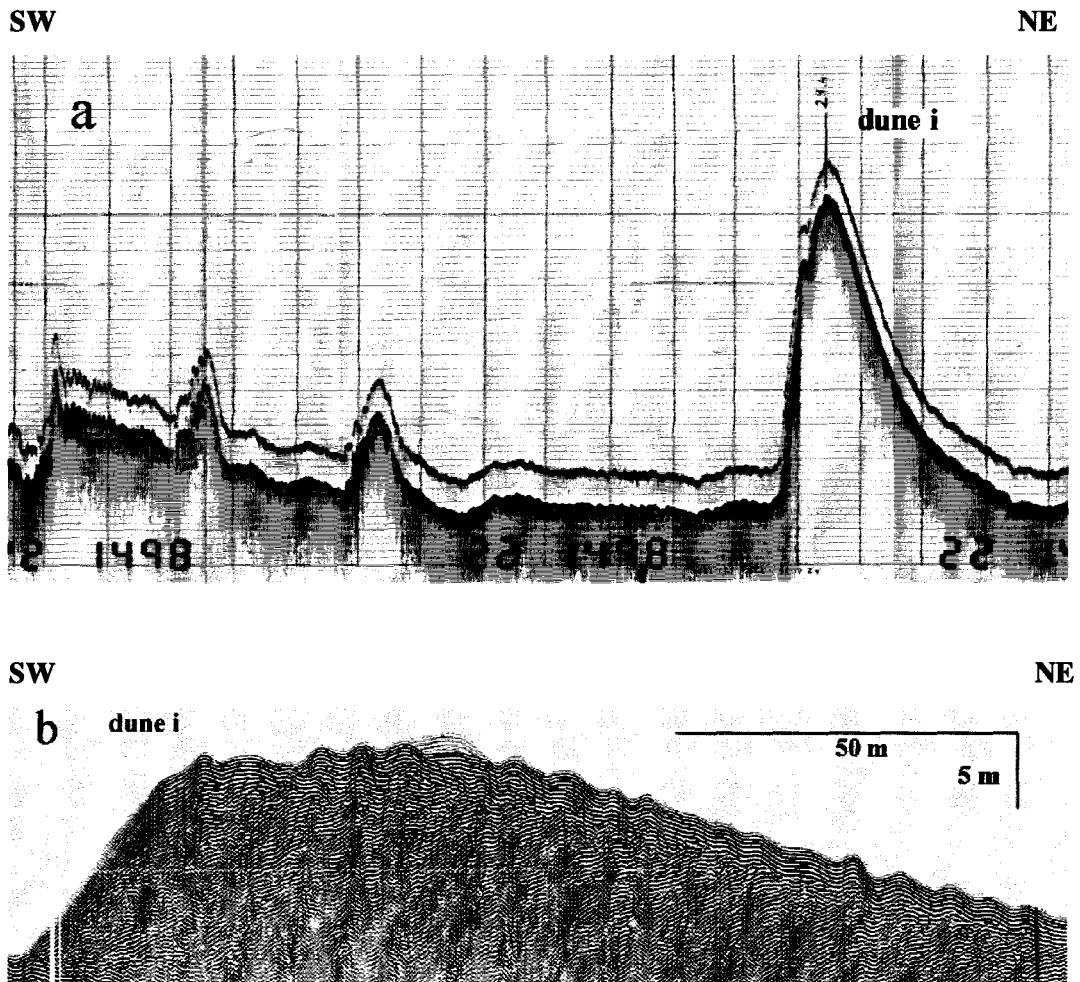


Figure I-43 : Exemples de profil bathymétrique (a) (levé SHOM/MHA, 1995) et sismique (b) (INSU/CNRS, Ridens I, 1996).

Example of single beam bathymetric profile (a) (SHOM/MHA survey, 1995) and seismic profile (b) (Ridens I, 1996).

La **sismique à très haute résolution** (voir annexe I-2) pénètre la couche sédimentaire superficielle et donne accès à son architecture interne (fig. I-43b). Ainsi, une coupe sismique fournit une image de l'enregistrement des étapes de la construction progressive des dunes, bien qu'obtenue à un instant t , contrairement aux données bathymétriques qui ne renseignent que sur l'évolution résiduelle entre deux

instantanés de mesure. Tout comme la bathymétrie, la sismique permet de calculer les paramètres morphologiques des dunes, mais elle fournit une précision insuffisante (du fait du mouvement constant du poisson par rapport à l'antenne du bateau) pour une quantification précise de la migration des dunes.

4-2-2 : La couverture sédimentaire

Selon les méthodes déployées, la couverture sédimentaire peut être analysée à différentes échelles spatiales.

Le **sonar à balayage latéral** (voir annexe I-3) conduit à visualiser, avec une couverture spatiale complète, la réflectivité moyenne du sédiment superficiel qui est fonction de la granulométrie et du relief sous-marin (fig. I-44a). La résolution des données sonar autorise la détection de tous les types de structures sédimentaires, exception faite des rides. De grands ensembles faciologiques basés sur la granularité du sédiment et les corps sédimentaires peuvent être déterminés à grande échelle.

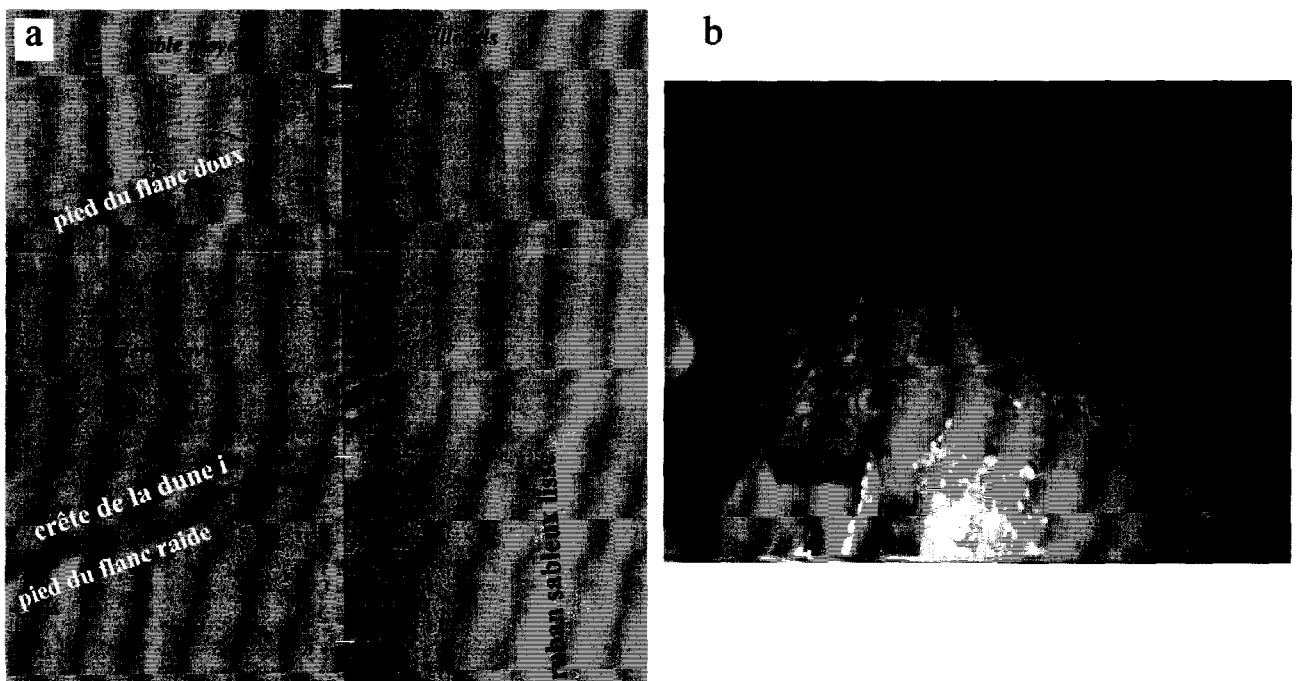


Figure I-44 : Exemples d'un profil sonar à balayage latéral (a, levé SHOM/MHA, 1992) et d'un cliché issu de la vidéo sous-marine (b, Ridens III) réalisés sur la dune i.

Examples of a side-scan sonar profile (a, SHOM/MHA survey, 1992) and of a snapshot obtained from submarine video (b, Ridens III survey) realised on dune i.

La **caméra vidéo** (voir annexe I-4) offre une vision du fond marin à dimension humaine (champ de vision : quelques mètres ; résolution : moins d'un centimètre). Elle permet de déterminer plus en détail la granularité du sédiment (caractérisation des populations dominantes de grains) et ses variations au sein d'un

ensemble faciologique, ainsi que les types de figures sédimentaires larges de quelques centimètres à plusieurs mètres, non détectable ou faiblement détectables au sonar (fig. I-44b). Ce système peut également fournir des indications sur la mobilité du sédiment et les modes de transport sédimentaire. Concernant ce dernier point, le **piégeage de sédiment à différents niveaux au-dessus du fond** (annexe I-5) permet de quantifier la part de sédiment transporté par suspension.

Les **prélèvements de sédiment superficiel** (voir annexe I-6) fournissent une information directe, contrairement aux précédentes, sur la nature du fond en un point donné. Ils permettent une étude détaillée de la lithologie et de la granulométrie, afin de définir divers stocks de constituants sédimentaires, variablement mobilisables par les courants. Les prélèvements sont également utilisés pour calibrer les images de sonar à balayage latéral. Par ailleurs, la quantification précise des paramètres granulométriques permet de modéliser le transport sédimentaire résiduel par la méthode Mac Laren.

4-2-3 : Le contexte hydrodynamique

La mesure in-situ des agents hydrodynamiques responsables de la dynamique sédimentaire est indispensable car elle permet une quantification à l'échelle du processus.

Les **mesures de courant** (annexe I-7) permettent de quantifier les caractéristiques des mouvements d'eau déterminés par les courants tidaux et non-tidaux. Elles donnent des informations sur les populations sédimentaires mobilisables et permettent l'estimation de la quantité de sédiment transporté. Pour des raisons techniques, ces mesures sont ponctuelles (quelques semaines), mais comme les caractéristiques de la marée sont bien connues, elles peuvent être extrapolées sur de grandes périodes de temps.

Les **données météorologiques** (annexe I-8) de vents, de houles et de tempêtes sont acquises continuellement par les sémaphores et Météo-France. Au regard de leur influence sur les mesures ponctuelles de courant, leur capacité à modifier les caractéristiques des courants tidaux peut être estimée sur de plus longues périodes de temps.

Chapitre II :

**Caractéristiques morphologiques
et sédimentaires**

La morphologie et la composition sédimentaire des dunes fournissent des indications environnementales précieuses. Elles renseignent principalement sur le contexte hydrodynamique, sur le degré d'équilibre et d'activité des dunes et sur les mécanismes de transport sédimentaire. La zone d'étude, bien que de surface réduite, présente un large éventail de corps sédimentaires sculptés par les agents hydrodynamiques.

1 – Caractéristiques morphologiques

La zone d'étude est située sur un « haut fond » bordé au NW et au SE par les deux chenaux de navigation en eaux profondes (fig. II-1a et b). La profondeur du fond marin augmente de 32 à 46 m de part et d'autre du haut fond selon une pente plus douce au SE. Les dunes culminent à une vingtaine de mètres de profondeur. Au NE, le secteur étudié est connecté à l'extrémité SW du banc du South Falls par l'intermédiaire de deux ensembles de dunes (voir fig. I-28).

Plusieurs types de figures sédimentaires sont présents sur la zone d'étude. Etant donné les méthodes d'investigation utilisées, seule la morphologie des corps de grande taille (les dunes) peut être précisément quantifiée. Celle-ci est ici décrite à partir de données bathymétriques et sismiques. Pour chacune d'entre elles l'amplitude, la longueur d'onde, l'orientation, la polarité, les pendages des flancs et la profondeur d'eau ont été mesurés à différents moments au cours d'une période de 18 ans (annexes 2 et 3). Les paramètres qui les contrôlent sont relativement bien connus mais leurs effets combinés sont encore assez pauvrement contraints. Certains aspects de la morphologie des autres types de corps sédimentaires seront abordés dans le paragraphe 2 de ce chapitre.

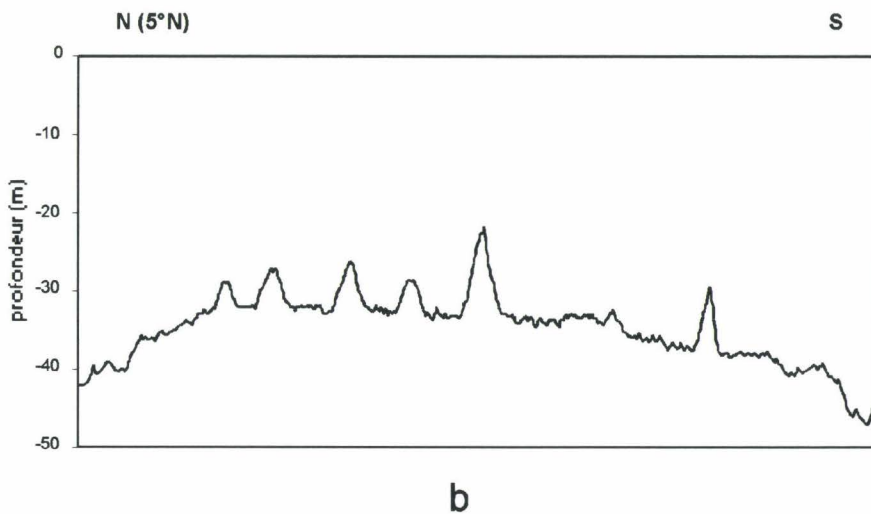
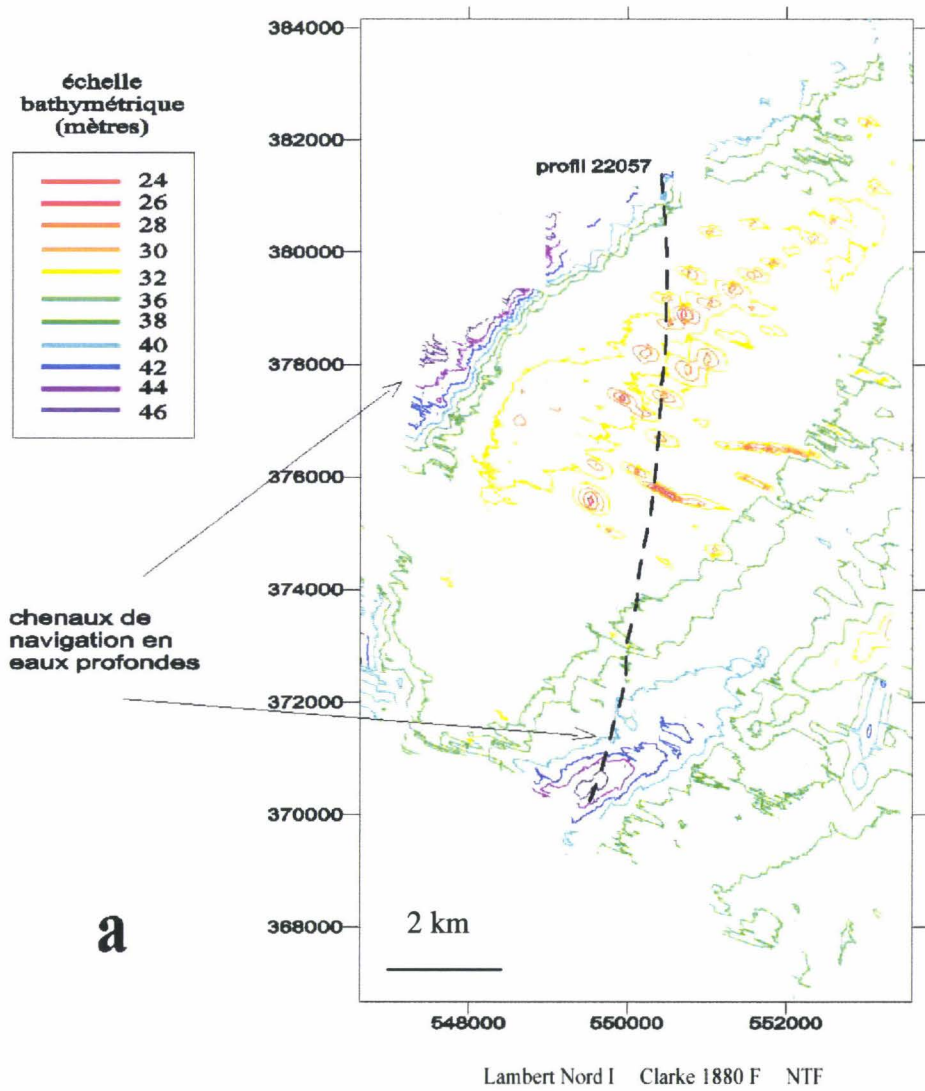
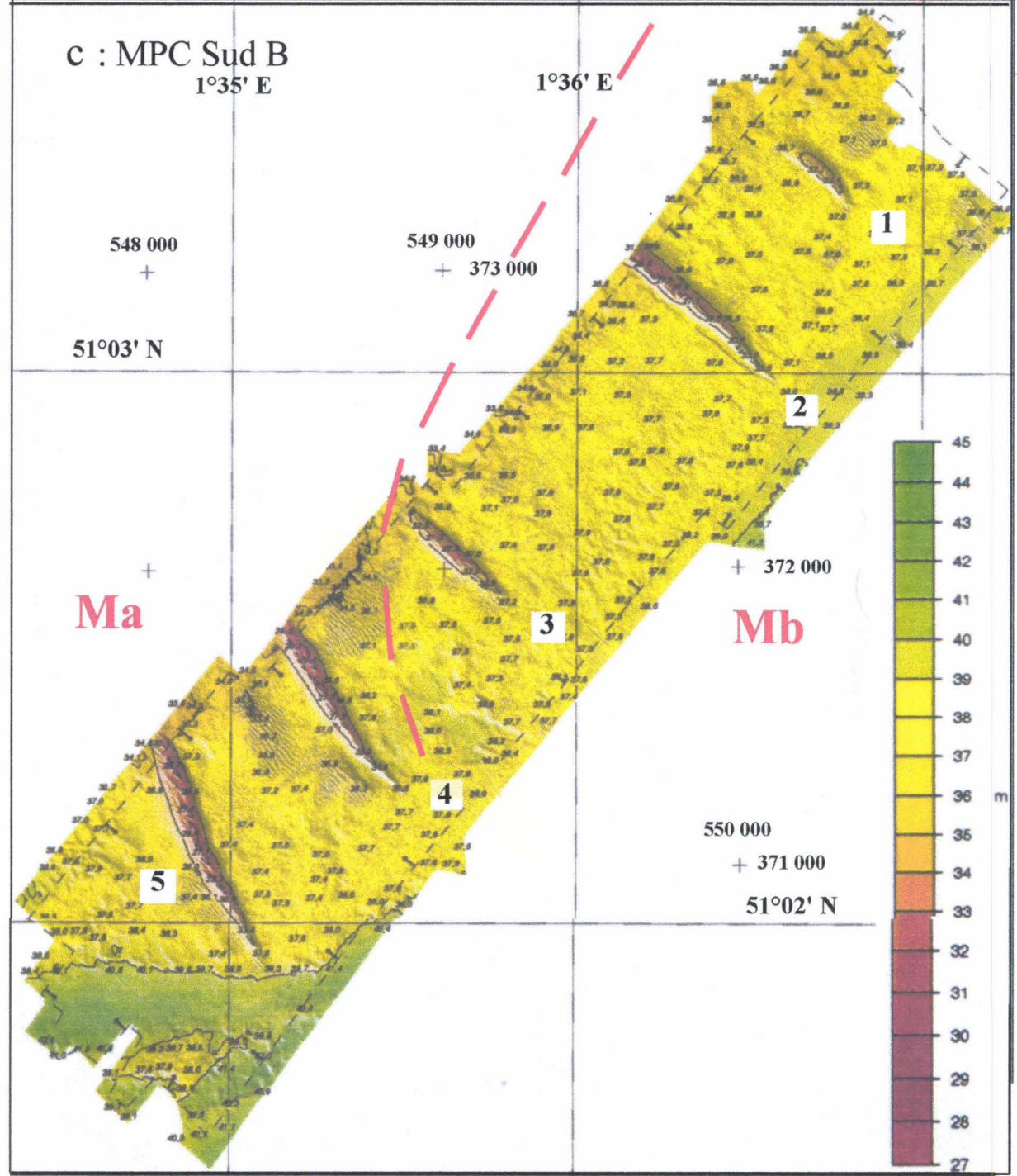
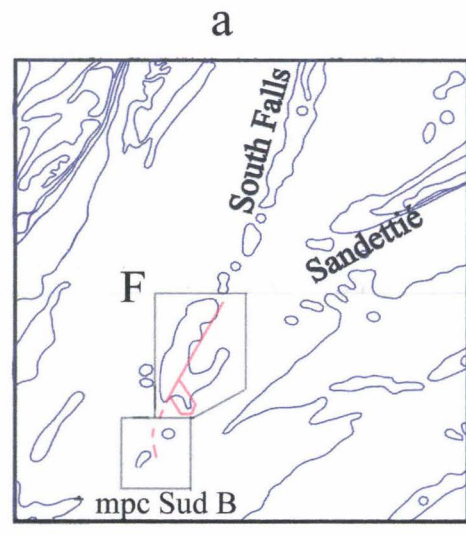
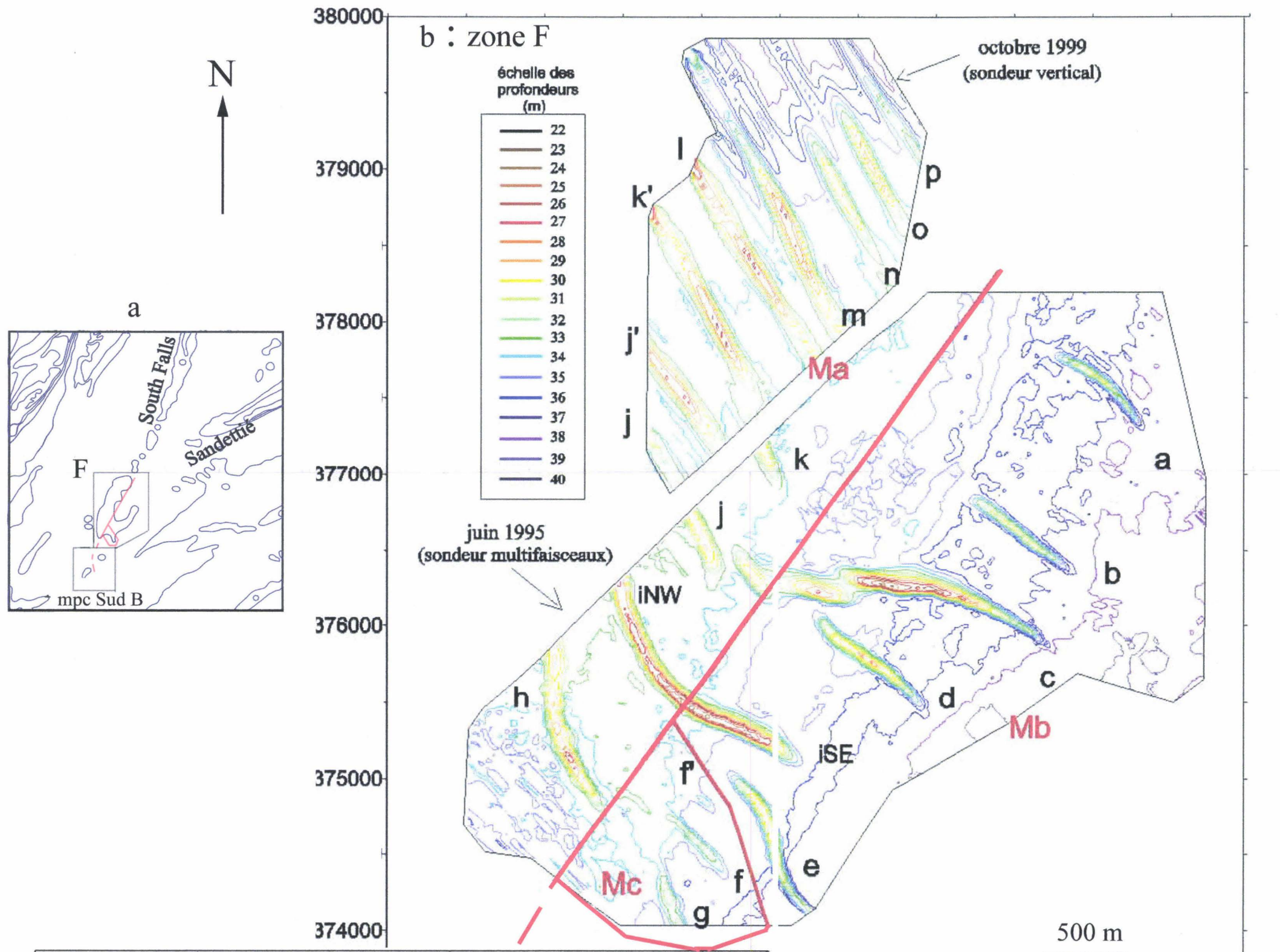


Figure II-1 : Morphologie générale du secteur d'étude. (a) carte bathymétrique de la zone d'étude et de ses environs (levé SHOM/MHA, 1974) ; (b) transect bathymétrique N-S (profil n° 22057, localisé en a).
General morphology of the study area. (a) bathymetric map of the area and surroundings (SHOM/MHA survey, 1974) ; (b) N-S bathymetric section (profile 22057, located on figure a).



Lambert Nord I
Clarke 1880 F
NTF

1-1 : Deux échelons dunaires

Les dunes s'organisent en deux échelons juxtaposés, étalés selon une direction NE-SW (fig. II-2). Elles sont désignées par des caractères alphanumériques.

L'ensemble SE est couvert la majeure partie des zones F (au NE) et MPC Sud B (au SW) étudiées. Il est constitué de 14 dunes isolées. Dans l'ensemble NW (situé intégralement dans la zone F), 12 dunes ont été identifiées. Vers le NE, la proximité des dunes et la faible densité spatiale des profils bathymétriques et sismiques ne permettent pas d'individualisation précise. La zone de contact entre ces deux entités est orientée N35°. Seule la dune i assure la connexion entre les deux ensembles. Toutefois, sur notre période d'observation la dune c tend à s'anastomoser avec la dune j pour former un deuxième pont entre les ensembles NW et SE (fig. II-3).

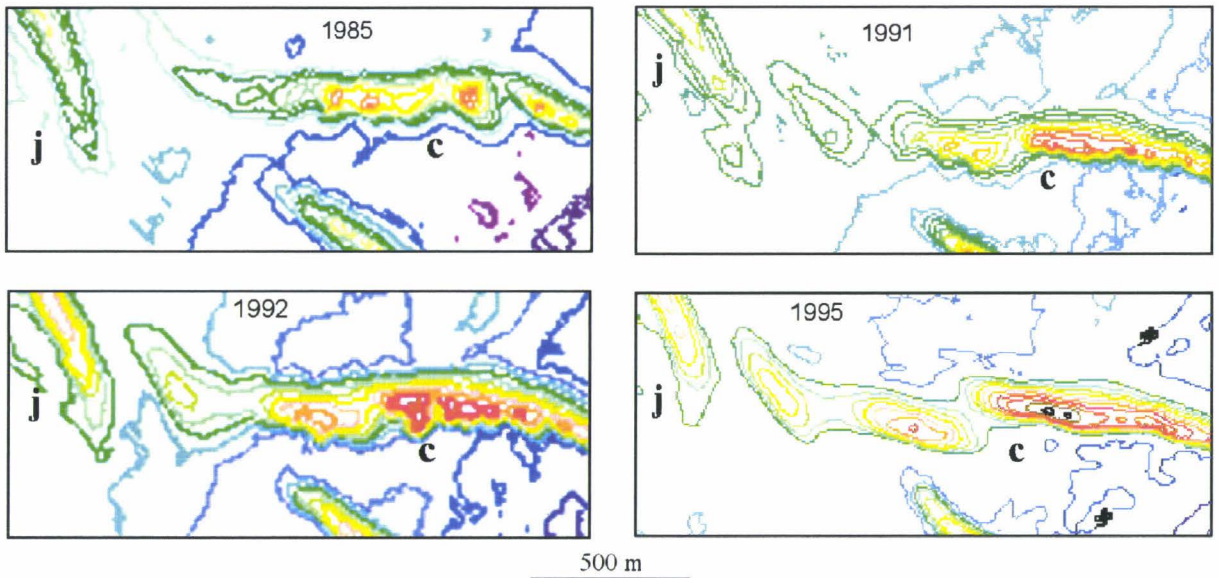


Figure II-3 : Evolution de la morphologie de l'extrémité ouest de la dune c de 1985 à 1995 illustrant la tendance de cette dune à se connecter à la dune j.

Morphological evolution of dune c western extremity between 1985 and 1995. After 10 years, dune c is connected to dune j.

Les dunes ont des hauteurs comprises entre 4,0 et 12,5 m et des longueurs d'onde de 200 à 1100 m. Selon la classification de Berné et *al.* (1989b) et Ashley (1990), elles correspondent à la classe des très grandes dunes. La longueur de leurs crêtes varie de 350 m (dune f') à 3000 m (dune i). Elle est globalement proportionnelle à la taille des dunes.

Figure II-2 : Cartes bathymétriques détaillées de la zone d'étude et sous-ensembles morphologiques Ma, Mb et Mc. (a) localisation des zones. (b) zone MPC Sud B (levé SHOM/MHA, 1999). (c) zone F (partie sud : levé SHOM/MHA, 1995 ; partie nord : levé INSU/CNRS, Ridens III, 1999).

Detailed bathymetric maps of the study area and morphological groups Ma, Mb and Mc. (a) location of the areas. (b) MPC Sud B area (SHOM/MHA survey, 1999). (c) F area (southern part : SHOM/MHA survey, 1995 ; northern part : INSU/CNRS survey, Ridens III, 1999).

Les mesures d'inclinaison des flancs des dunes effectuées à partir des données de sismique de 1998 (annexe 2a), n'indiquent que des pendages apparents, sous-estimés, les dunes ayant des orientations variables non strictement perpendiculaires à l'orientation N45° des profils sismiques. L'utilisation d'un canevas de Schmidt a permis de calculer les vrais pendages. Les dunes symétriques présentent des pentes de 6 à 10,5°. Les flancs raides des dunes asymétriques sont globalement inclinés de 10° à 35° (moyenne : 15°) et les flancs doux de 2° à 8,5°. Ces valeurs se situent dans la gamme de compilation d'observations de Belderson et *al.* (1982) relative aux grandes dunes (voir chap. I, § 1-1-2-4). Aucune relation n'a pu être mise en évidence entre pente et taille des dunes notamment parce que les valeurs de pente varient fortement à l'échelle d'une dune (annexe 2b).

1-2 : Définition d'ensembles morphologiques contrastés :

Les données bathymétriques et sismiques ont permis de décrire la morphologie des dunes. Pour chacune d'elles l'amplitude, la longueur d'onde, l'orientation, la polarité et la profondeur d'eau ont été mesurées à différents instants sur une période de 18 ans. Les valeurs des différents paramètres sont consignées en annexe 3.

Des sous-ensembles morphologiques ont pu être identifiés sur la base de l'analyse conjointe des différents paramètres morphologiques (voir fig. II-2).

* **L'échelon dunaire NW** (*secteur morphologique Ma*) présente des caractéristiques morphologiques relativement homogènes. L'amplitude des dunes est de 7 m en moyenne et varie de 5 à 9 m. La longueur d'onde moyenne est de 400 m et diminue progressivement vers le NE, de 550 à 250 m. Dans cette direction, la diminution de la profondeur d'eau explique la plus petite taille des dunes. Les dunes sont allongées selon une direction moyenne N150°, variant entre N145° et N175°. Leur polarité, bien que variable d'une période d'observation à l'autre, montre une tendance NE à symétrique. Les dunes sont rectilignes (2D selon Ashley, 1990), forme typique des dunes assemblées en champ, exception faite des dunes h et i (les plus grandes) qui présentent une concavité marquée vers le NE. Les dunes de ce secteur présentent une morphologie similaire à celle des dunes qui s'étendent au NE jusqu'à l'extrémité du banc du South Falls. Ces dernières sont allongées en direction N160°, espacées de 150 à 350 m et leur amplitude croît de 1 à 16 m de la périphérie vers le centre du champ dunaire (Smith, 1988b ; Wright, 1992).

* Au sein de l'échelon SE, la morphologie présente des variations spatiales complexes :

- Dans sa partie septentrionale (*secteur morphologique Mb*), l'amplitude moyenne est de 8,3 m (entre 7 et 11 m). On y rencontre les deux plus grandes dunes de la zone d'étude : ce sont les dunes c et i qui dépassent 12 m. La longueur d'onde moyenne est de 740 m et varie entre 589 et 1081 m. La profondeur d'eau,

plus importante que dans le secteur NW (36 m en moyenne), s'accompagne de dimensions de dunes plus grandes. L'allongement des dunes s'effectue en direction N123°, les plus grandes dunes étant orientées N115°, les plus petites N130°. Leur polarité, dirigée vers le SW, est pérenne au cours de la période d'étude.

La dune i présente les caractéristiques morphologiques propres à chacun des secteurs Ma et Mb qu'elle traverse : sa portion SE est plus haute, présente une orientation plus E-W et une polarité SW franche par rapport à sa portion NW.

- Dans la zone MPC Sud B les dunes ont des dimensions semblables à celles du secteur morphologique Mb. Leurs amplitudes sont comprises entre 6,2 et 9,2 m pour une moyenne de 7,6 m. La longueur d'onde moyenne est de 690 m et varie entre 597 et 871 m. L'orientation et la polarité permettent d'établir des distinctions : les dunes 1 et 2 présentent un allongement N125°-N130° et une polarité SW, caractéristiques du secteur Mb, alors que ceux de la dune 5 suggèrent une parenté avec le secteur Ma (orientation : N155°, polarité pérenne NE). Les dunes 3 et 4 montrent des caractéristiques intermédiaires : elles ont des orientations respectives N130° et N145° et une morphologie symétrique ou à polarité SW.

- Dans la partie méridionale de la zone F (*secteur morphologique Mc*), les dunes f', f et g montrent des caractéristiques intermédiaires entre celles des secteurs morphologiques Ma et Mb : leur polarité est de tendance symétrique NE ; les crêtes sont orientées N149°-N150°. Dans le temps, ces caractéristiques sont fortement variables : la polarité est tantôt SW (typique du secteur Mb), tantôt symétrique ou NE (typique du secteur Ma), l'orientation varie de 15 à 20° sur chaque dune, entre N140° et N165°. Ces orientations sont respectivement proches de celles des dunes du secteur Mb et du secteur Ma. Tout se passe comme si leur morphologie s'adaptait à celle tantôt du secteur Ma, tantôt du secteur Mb. Leurs faibles dimensions (amplitudes entre 2,5 et 4 m, longueurs d'onde de l'ordre de 300 m) facilitent cette rapide adaptation.

La dune e présente une morphologie particulière : sa hauteur et sa polarité sont caractéristiques du secteur morphologique Mb, mais sa longueur d'onde et son orientation sont typiques du secteur Mc. Elle présente une forme sigmoïde lui conférant une double concavité, NE et SW, qui renforce l'ambiguïté de son appartenance à l'un ou l'autre des ensembles Mb ou Mc. La dune e paraît marquer la transition entre ces deux secteurs.

La plupart des dunes de l'échelon SE présente une forme barkhanoïde avec leurs extrémités étirées en direction SW (a, c, d, iSE, e, g, 2) ou NE (5). Il est généralement admis que cette morphologie est caractéristique des dunes associées à de forts courants (Costello et Southard, 1981 ; Rubin et McCulloch, 1980), d'autant plus que les dunes sont isolées (Smith, 1988a). En rivière, Carling (2000a) note également que les dunes de forme tridimensionnelle et barkhanoïde sont généralement les plus grandes.

En résumé une frontière majeure partage la zone d'étude en deux secteurs morphologiques contrastés, dénommés Ma et Mb. Elle passe à proximité de l'isobathe -34 m et est orientée N35°. Le secteur Mc constitue une enclave à caractéristiques morphologiques intermédiaires au sein du secteur Mb.

Les caractéristiques morphologiques générales des dunes des différents secteurs sont résumées dans le tableau II-1.

	secteur Ma	secteur Mb (zone F)	secteur Mb (zone MPC Sud B)	secteur Mc
amplitude (m)	6,7	8,3	7,6	3,6
longueur d'onde (m)	410	740	690	290
orientation	N152°	N123°	N137°	N149°
polarité	NE à symétrique	SW	SW	symétrique à NE
profondeur (m)	33,8	36,0	37,9	35,3

Tableau II-1 : Principaux paramètres morphologiques des secteurs Ma, Mb et Mc.
Main morphological parameters for sectors Ma, Mb and Mc.

1-3 : Variabilité spatio-temporelle des paramètres morphologiques et implications environnementales :

1-3-1 : Equilibre ou déséquilibre des dunes avec l'environnement ?

- **L'amplitude et la longueur d'onde** sont fortement interdépendants. La formule de Flemming (1988a), $H = 0,0677.L^{0,8098}$, a été établie à partir de 1491 observations sur des corps sédimentaires transverses aux courants principaux, dans des environnements aquatiques variés. Cette relation est largement utilisée, et notamment dans la classification généralisée de Berné et al. (1989b) et d'Ashley (1990). Flemming (1988a) a également déterminé une relation fixant l'amplitude maximale pouvant être atteinte par une dune pour une longueur d'onde donnée : $H_{max} = 0,16*L^{0,84}$. A partir de 58 observations réalisées sur des dunes intertidales de la Baie de Fundy, Dalrymple (1984) a obtenu la relation $H = 0,0635.L^{0,733}$. Elle prédit des amplitudes plus faibles, limitées par le marnage exceptionnel (19 m) qui n'autorise pas l'adaptation des dunes. Dans cette région le marnage exceptionnel (19 m) induit de rapides et importantes fluctuations de la profondeur d'eau. L'amplitude des dunes, dont le temps de réaction est supérieur à un cycle semi-diurne, s'adapte préférentiellement à la profondeur d'eau de basse mer.

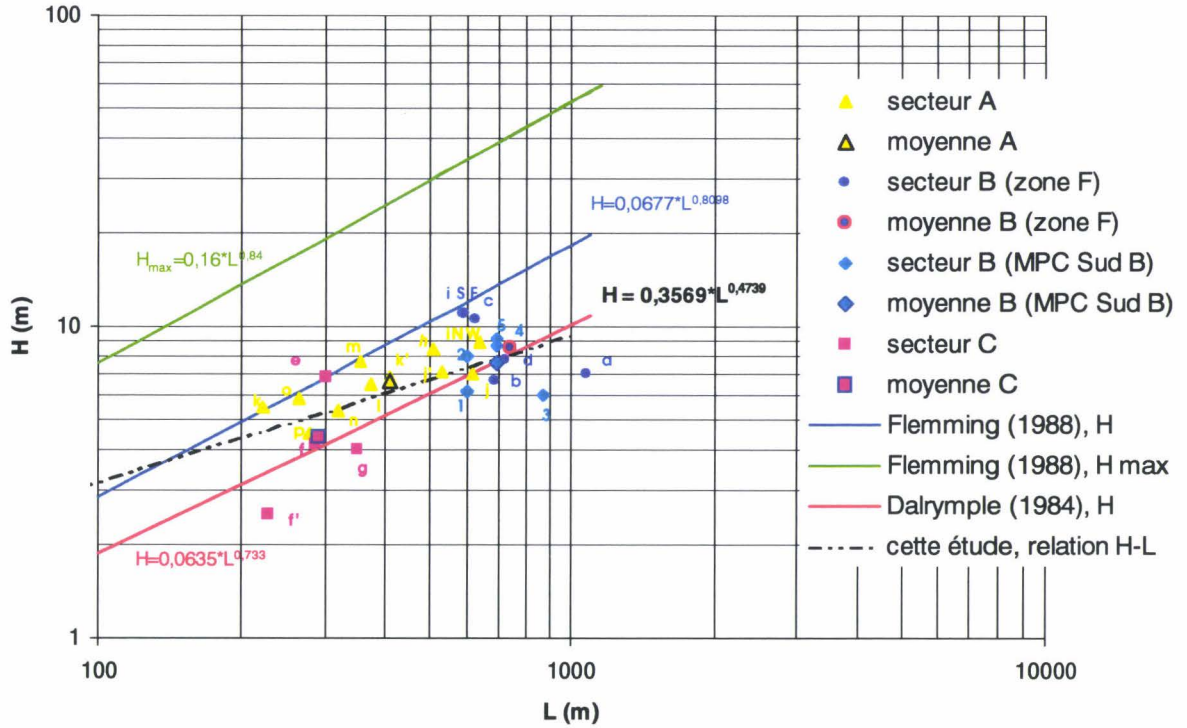


Figure II-4: Représentation logarithmique de l'amplitude (H) des dunes en fonction de leur longueur d'onde
Logarithmic representation of dune height (H) versus their wavelength (L).

Sur notre zone d'étude les dunes montrent des dimensions constamment inférieures à celles prédites par Flemming (1988a) et l'amplitude maximale n'est jamais atteinte (fig. II-4). L'existence d'un marnage macrotidal (6,5 m en vive eau), somme tout modéré comparé à celui de la Baie de Fundy, explique les dimensions intermédiaires, pour les dunes du secteur Ma, entre la relation de Flemming (1988a) et celle de Dalrymple (1984). Dans ce secteur, les dunes semblent donc être en équilibre avec leur environnement. Dans les secteurs Mb et Mc, les dunes suivent remarquablement la relation de Dalrymple (1984). Le secteur SE (Mb et Mc) montre des dimensions non adaptées à l'environnement : soit les amplitudes des dunes sont trop faibles, soit leurs longueurs d'onde sont trop grandes.

Pour l'ensemble de la zone, nous avons obtenu la relation suivante : $H = 0,3569 * L^{0,4739}$ (voir fig. II-4). Elle indique une diminution du rapport H/L vers les grandes tailles, par rapport aux formules de Flemming (1988a) et Dalrymple (1984). Le premier auteur suggère que l'équilibre entre la morphologie des dunes et les conditions hydrodynamiques soit plus difficile à atteindre lorsque les dunes sont de plus grande taille. Par ailleurs Perillo et Lüdwick (1984) signalent que les grandes dunes ont des amplitudes généralement inférieures

aux valeurs attendues, étant donné leur fréquent appauvrissement en sédiment. Ces caractéristiques sédimentaires seront discutées dans le paragraphe 2 de ce chapitre.

* A l'échelle de la zone d'étude, la variabilité de l'amplitude et de la longueur d'onde dépendent principalement de la **profondeur d'eau** (D) (fig. II-5). L'augmentation de la profondeur d'eau entraîne un accroissement linéaire de l'amplitude et de la longueur d'onde, selon les relations $H = 0,206.D$ (relation 1) et $H = 15.D$ (relation 2). Toutefois, des particularités sont à signaler : dans le secteur Mc, les dunes ont des amplitudes anormalement petites ; à l'inverse, les dunes c et i du secteur Mb sont exceptionnellement hautes. La connexion de ces dernières à deux secteurs morphologiques contrastés (Ma et Mb) leur fournit vraisemblablement une certaine stabilité, propice à leur développement.

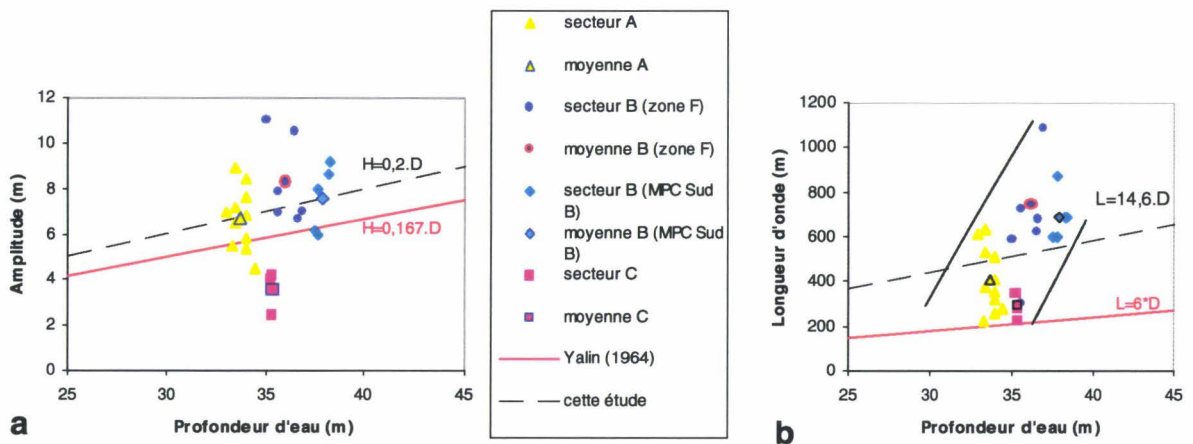


Figure II-5 : Relation entre la profondeur d'eau D et (a) l'amplitude H des dunes, (b) leur longueur d'onde (L).
Relation between water depth D and (a) dune amplitude H, (b) dune wavelength (L).

Les formules de Yalin (1964), $H=0,167.D$ et $H=6.D$, résultent de la combinaison de la théorie et de l'observation. Elles donnent les valeurs maximales des amplitudes et des longueurs d'onde des dunes en fonction de la profondeur d'eau. Sur notre zone d'étude, les amplitudes augmentent selon un coefficient de proportionnalité voisin (relation 1) de celui de la relation de Yalin (1964) ; toutefois, les dunes sont en grande majorité plus hautes (à l'exception de celles du secteur Mc). Berné et *al.* (1993) observent également que l'amplitude des dunes de l'estuaire de la Gironde augmente plus rapidement que ce qui est prédit par Yalin (1964) lorsque la profondeur d'eau dépasse 30 m, et attribue cette différence à certains paramètres comme la granularité du sédiment et la vitesse du courant, variables à l'échelle d'une dune, et qui ne sont pas pris en compte dans les formules. Par ailleurs Dalrymple et Rhodes (1995) suggèrent que les relations entre H, L et D sont plus complexes dans le cas de dunes composées (cas fréquent des dunes étudiées ici). Les longueurs d'onde sont également plus grandes par rapport aux prédictions ; elles augmentent selon un coefficient

beaucoup plus fort (relation 2) que dans la relation de Yalin (1964), l'écart entre les valeurs observées et les valeurs prédites augmentant vers les plus grandes profondeurs d'eau du secteur Mb. D'après la littérature et nos observations, les formules de Yalin (1964) semblent imparfaitement adaptées. Toutefois elles permettent de conclure que ce sont les longueurs d'onde qui sont anormalement grandes dans le secteur Mb et les amplitudes anormalement petites dans le secteur Mc.

1-3-2 : Les indicateurs hydrodynamiques

L'**orientation et la polarité** d'une dune sont des paramètres qui dépendent essentiellement des caractéristiques résiduelles du courant et plus particulièrement, dans le domaine tidal, de la direction de la phase dominante (flot ou jusant). La distribution contrastée de ces paramètres morphologiques dans les secteurs Ma et Mb, de part et d'autre d'une ligne N-NE/S-SW, tend donc à indiquer une inversion de la phase de courant dominante entre ces deux secteurs, phase de flot dans le secteur Ma et phase de jusant dans le secteur Mb.

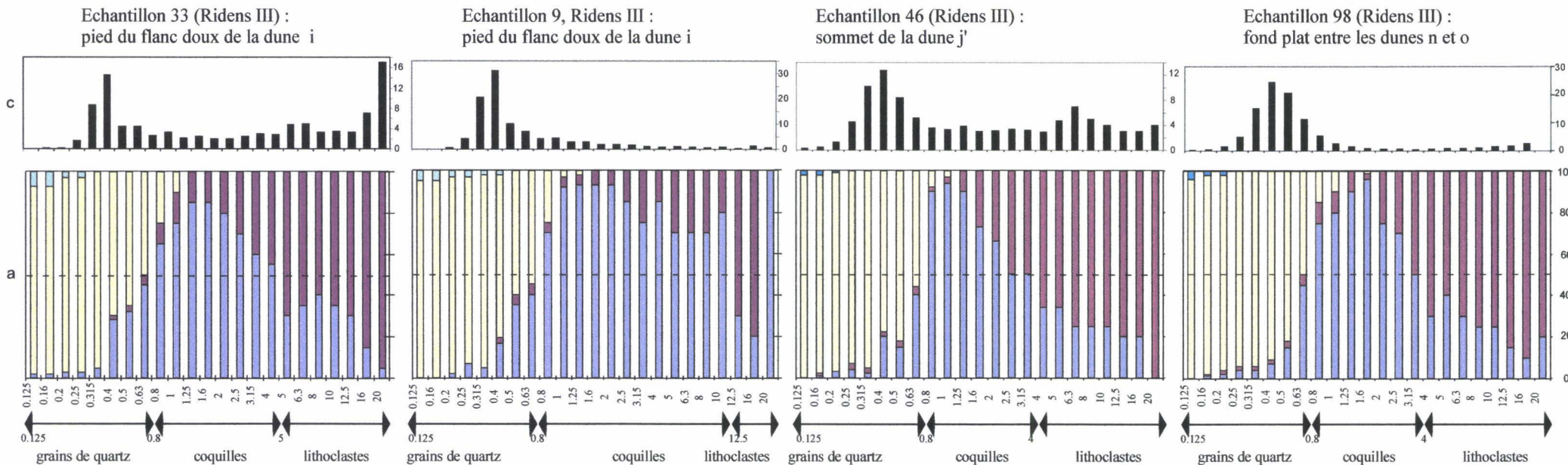
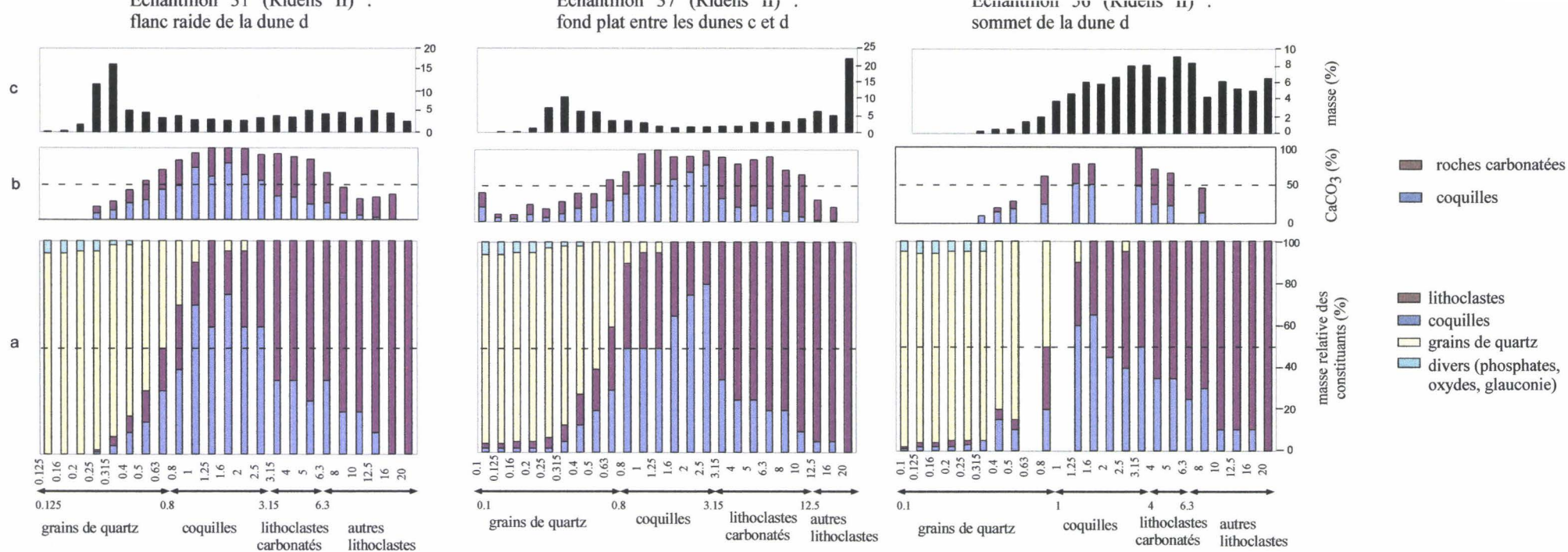
La **forme horizontale** des dunes et leur **dimension** (amplitude et longueur d'onde), bien que fortement dépendante des variations de la profondeur d'eau, souligne également une variabilité des caractéristiques hydrodynamiques. Les dunes du secteur Mb, plus grandes et plus sinueuses, témoigneraient d'un hydrodynamisme plus intense que dans le secteur Ma.

1-4 : Synthèse

L'analyse des caractéristiques morphologiques des dunes et de leur évolution dans le temps a permis de définir un certain nombre de particularités environnementales.

La zone d'étude est composée de deux échelons de dunes qui peuvent être regroupées en trois ensembles morphologiques. L'échelon NW (secteur morphologique Ma) structuré en champ compact de dunes présente des caractéristiques morphologiques homogènes. Vers le NE, les dunes tendent à devenir similaires à celles des dunes de la terminaison SW du banc sableux du South Falls, indiquant une dépendance vis-à-vis de ce banc sableux. Ces dunes sont en équilibre avec les conditions environnementales. La relation entre leur amplitude et leur longueur d'onde, intermédiaire entre celles de Flemming (1988b) et Dalrymple (1984), semble témoigner du caractère macrotidal de l'environnement de la zone d'étude et de l'influence des variations rapides de la profondeur d'eau sur la limitation de l'amplitude des dunes. L'échelon dunaire SE, constitué de dunes isolées, comprend deux ensembles morphologiques qui présentent des dimensions inadaptées à leur environnement. La relation décrite par l'amplitude et la longueur d'onde est proche de celle de Dalrymple (1984) indiquant une inhibition relative des dimensions des dunes : dans le secteur Mb, les longueurs d'onde semblent anormalement grandes ; dans le secteur Mc, de petite superficie, les amplitudes sont anormalement petites.

Les variations d'amplitude et de longueur d'onde observées entre les secteurs Ma et Mb semblent en partie liées aux variations de profondeur d'eau mais également à une variabilité hydrodynamique. La polarité et l'orientation des dunes suggèrent un cisaillement des courants de marée : la phase de flot, orientée vers le NE, semble dominante dans le secteur Ma, celle de jusant, orientée vers le SW, dominante dans le secteur Mb. La forme horizontale et les dimensions des dunes témoignent d'une variation de la compétence des courants, plus forte dans le secteur Mb. Cependant, le secteur Mc présente des caractéristiques complexes, intermédiaires entre celles des secteurs Ma et Mb, qu'il semble difficile d'expliquer par des variations d'hydrodynamisme ou de profondeur d'eau.



2 - Nature sédimentaire

La couverture sédimentaire du Sud de la mer du Nord a été étudiée à l'échelle régionale (Houbolt, 1968 ; Veenstra, 1969 ; Larssonneur *et al.*, 1982). Ici le but est de définir les caractéristiques du sédiment à l'échelle d'un champ de dunes et à celle d'une dune. La complémentarité des méthodes employées (voir chap. I, § 4-2-2) autorise une vision détaillée de la couverture sédimentaire à différentes échelles spatiales : depuis la définition des grands ensembles faciologiques grâce au sonar, jusqu'à la distribution granulométrique et la nature du sédiment par l'échantillonnage sédimentaire, en passant par la visualisation in-situ des fonds grâce à la vidéo sous-marine.

2-1 : Caractéristiques sédimentaires à l'échelle de la zone d'étude

Le sédiment présent sur la zone d'étude est composé de particules de tailles comprises entre 0,1 mm et 30 cm et couvre la gamme des sables fins aux cailloutis.

2-1-1 : La nature du sédiment : une caractéristique homogène

2-1-1-1 : Les populations de grains et leur répartition granulométrique

La nature des grains composant le sédiment a été déterminée pour sept échantillons pour chacune des fractions granulométriques définies selon un pas de $\sqrt[10]{10}$ mm (fig. II-6). Les sédiments échantillonnés présentent des granularités bien distinctes et ont été prélevés dans des endroits morphologiquement variés (sommet ou flanc de dune, fond plat, etc). Ces caractéristiques permettent de couvrir la plus vaste gamme de configurations possibles afin de compenser la faible quantité d'échantillons analysés.

* **Quatre populations de particules ont été mises en évidence** : des lithoclastes, des coquilles, des grains de quartz et divers oxydes, phosphates et glauconie. Ces populations sont présentes dans tous les échantillons analysés.

Figure II-6 : Nature des particules sédimentaires. (a) distribution des différents composants, et (b) de la teneur en carbonates en fonction des fractions granulométriques (c).

Sedimentary particle nature. (a) distribution of the different components, and (b) the carbonate content in the different grain size classes (c).

- Les lithoclastes correspondent principalement à des rognons entiers ou à des fragments de silex. On observe par ailleurs des fragments de roches carbonatées ou gréseuses. Ces constituants sont émoussés à arrondis.

- Les coquilles sont entières dans les fractions grossières et correspondent à des bivalves (amandes de mer, coques) et des gastéropodes actuels, communs sur les fonds sablo-graveleux de la zone circalittorale. Les coquilles sont rapidement fragmentées puis émoussées par abrasion. Elles sont fortement aplaties. D'autres éléments biogènes, notamment des tubes de serpules, ont également été observés.

- Les grains de quartz sont présents dans les fractions de taille généralement inférieure à 1,6 mm. Ils sont arrondis à émoussés entre 1,25 et 0,3 mm, les grains plus petits et plus gros sont anguleux.

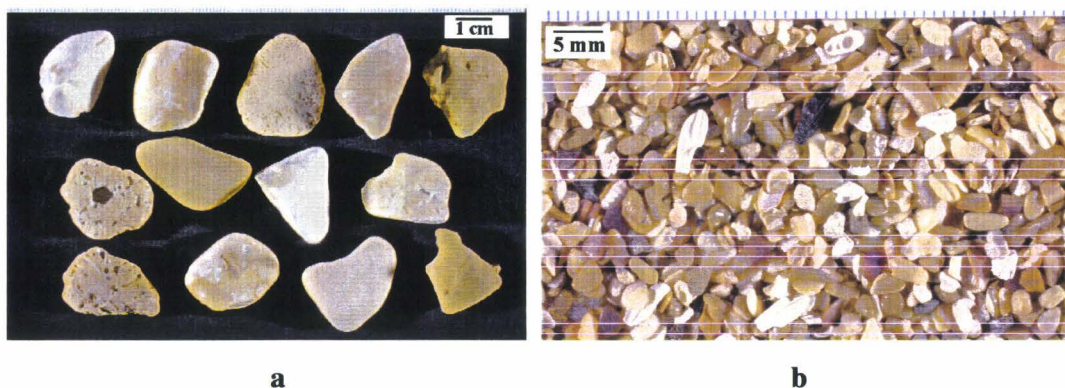
* Malgré l'hétérogénéité granulométrique et géographique des prélèvements analysés, **la composition des grains est constante pour une fraction granulométrique donnée.**

- Les lithoclastes représentent de 50 à 100 % des grains dans les fractions de taille supérieure à 4 mm de graviers et cailloutis (photo II-1a). Les fragments rocheux carbonatés sont dominants dans les plus petites tailles de lithoclastes (entre 4 et 6,3 mm pour les échantillons 31 et 56 ; jusqu'à 12,5 mm pour l'échantillon 37).

- Les particules de taille comprise entre 0,8 et 4 mm (sables très grossiers et granules fins) sont essentiellement composées de fragments de coquilles (photo II-1b), jusqu'à près de 95 %.

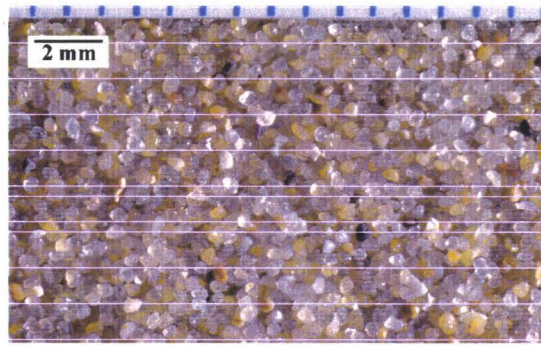
- Les grains de quartz sont majoritaires dans les fractions inférieures à 0,8 mm (sables fins à grossiers, photo II-1c).

- Les phosphates, les oxydes et la glauconie ne constituent que quelques pourcents des grains sédimentaires dans les fractions inférieures à 0,5 mm.



Photos II-1 : Exemples de fractions granulométriques (échantillon N°33, voir fig. II-6). (a) particules de taille supérieure à 20 mm ; (b) particules comprise entre 2,5 et 3,15 mm ; (c) particules comprises entre 0.315 et 0.4 mm.

Examples of grain size classes (sample 33, see fig. II-6). (a) particles with size larger than 20 mm ; (b) particles comprised between 2.5 and 3.15 mm ; (c) particles comprised between 0.315 and 0.4 mm.



c

2-1-1-2 : Implications sur l'origine et la mobilité des sédiments

* Origine du sédiment :

La constance de la nature des particules sédimentaires permet d'invoquer un nourrissage de la zone à partir d'un stock sédimentaire commun.

Les cailloutis sont caractéristiques de la semelle de sédiment résiduel, décrite par Veenstra (1969) dans le sud de la Mer du Nord, par Smith (1988a) entre le Sandettié et le South Falls, ou encore par McCave et Langhorne (1982) sous le banc du Norfolk. Les galets de silex et de craie proviennent de l'érosion des formations d'âge Jurassique à Crétacé sous-jacentes ou voisines (Veenstra, 1969). Ils ont été mis en place durant les phases initiales de la transgression Holocène, lorsque les courants étaient plus puissants. Actuellement, ils ne sont plus en équilibre avec le régime hydrodynamique. Les cailloux prélevés ou observés par vidéo sont souvent colonisés par des algues ou des bryozoaires de plusieurs centimètres de haut, témoins de l'immobilité des cailloutis (photo II-2).

Le stock sableux présent dans le Sud de la Mer du Nord provient essentiellement de la décharge du système Rhin-Meuse et de la Tamise au cours du Pléistocène (Houbolt, 1968 ; Zagwijn, 1979). Ce stock présente un mode de 0,35 mm, identique à celui composant le South Falls et le Sandettié (Houbolt, 1968).

La présence de **coquilles** entières et peu abîmées indique que la majorité de la fraction biogène est d'origine locale et actuelle. Un remaniement d'éléments coquilliers issus des formations plus anciennes n'est cependant pas à exclure.



Photo II-2 : Bloc de 30 cm couvert d'algues et de bryozoaires (échantillon N° 8, mission Ridens III).
Thirty cm cobble covered with algae and bryozoans (sample 8, Ridens III survey).

* Mobilité du sédiment :

Outre sa taille, la nature minéralogique et la forme d'un grain ont une importance prépondérante quant à sa mobilisation par les courants. Les populations présentes sur la zone, ayant des caractéristiques très diversifiées de ce point de vue, présentent des mobilités différentielles.

Les lithoclastes et les grains de quartz dont les densités et les formes isotropes sont similaires, ont une mobilité relative dépendant surtout de leur diamètre. Comparativement, les coquilles sont plus facilement entraînées par les courants. Dyer (1986) rappelle que les coquilles ont un comportement hydraulique équivalent à celui de grains de quartz de plus petites tailles. Leur forme aplatie fortement anisotrope induit une importante surface de frottement. Komar et Reimers (1978) montrent que la mobilité d'une particule non isotrope peut être prédite à partir de la valeur du facteur de forme de Corey (Corey Shape Factor) qui dépend

de ses diamètres minimal (D_s), intermédiaire (D_i) et maximal (D_1) selon l'équation : $CSF = \frac{D_s}{\sqrt{D_i \cdot D_1}}$. Sur

le secteur d'étude les coquilles prépondérantes dans la fraction granulométrique 0,8-4,0 mm possèdent un facteur de forme de Corey compris entre 0,05 et 0,25, valeur diminuant vers les plus grandes tailles. Il apparaît que la population de coquilles présente une mobilité assimilable à celle d'une population de grains de quartz isotropes ($CSF=1,0$) de tailles comprises entre 0,45 et 1,5 mm (fig. II-7).

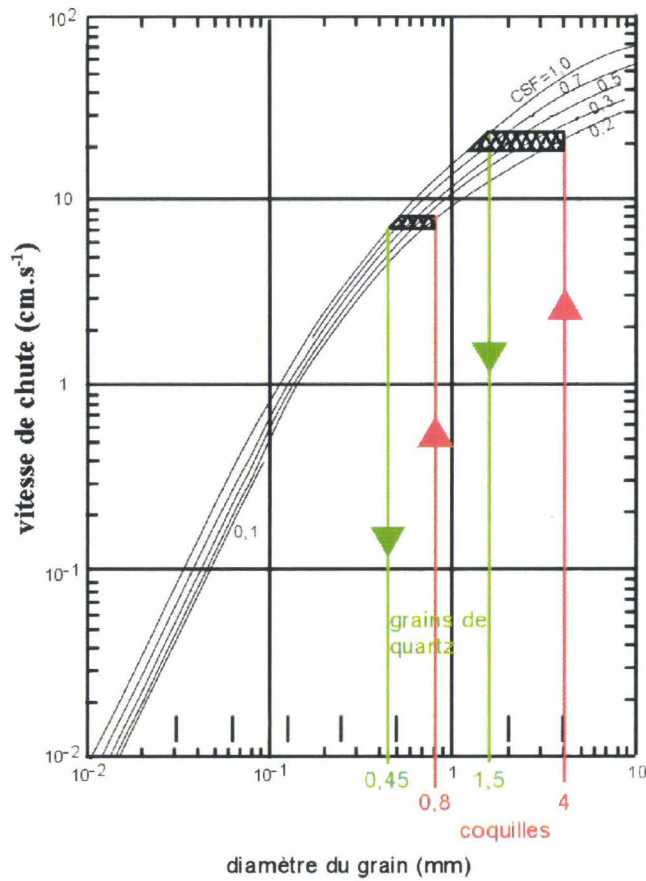


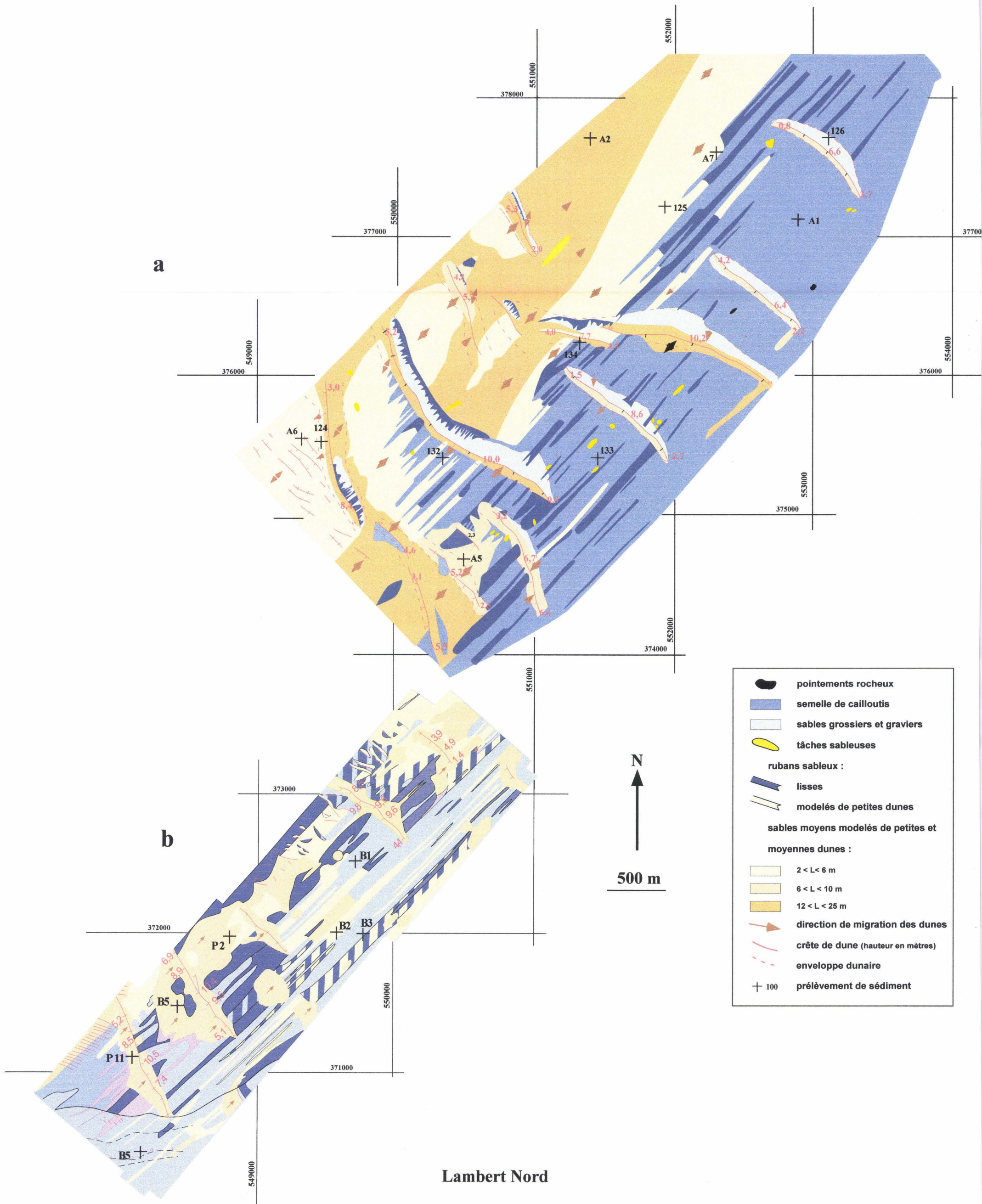
Figure II-7 : Vitesses de chute dans l'eau de grains quartz non-sphériques en fonction du diamètre et du facteur de forme de Corey (Komar et Reimers, 1978). Sous l'action d'un même courant la population de coquilles aplaties (entre 0,8 et 4 mm) se comporte comme des grains de quartz ronds de 0,45 à 1,5 mm
Settling velocities in water of non-spherical quartz grains as a function of the diameter and the Corey shape factor (Komar and Reimers, 1978). Under the same current the shell population (between 0.8 and 4 mm) behaves as rounded quartz grains of 0.45 to 1.5 mm.

Par ailleurs la distribution des populations de grains étant constante pour tous les prélèvements, le sédiment est vraisemblablement mobilisé selon les mêmes modalités sur l'ensemble de la zone. La quantité de sédiment mobilisé pour un courant donné sera d'autant plus forte que la quantité de fractions coquillères sera grande.

2-1-2 : Granularité et figures sédimentaires : des caractéristiques variées

2-1-2-1 : Définition de faciès morpho-sédimentaires

Le sonar à balayage latéral calibré par des prélèvements permet d'individualiser des faciès sédimentaires sur la base de la granularité et de la rugosité du sédiment, ainsi que des figures sédimentaires modelant le fond.



Les profils sonar réalisés en 1992 sur la zone F (SHOM/MHA) et en 1999 sur la zone MPC Sud B (SHOM/MHA) ont été interprétés et ont conduit à la réalisation de mosaïques (fig. II-8¹). Les prélèvements utilisés pour le calibrage du sonar de 1992 datent de 1991 et 1999, aucun prélèvement n'ayant été effectué en 1992. Toutefois, la faible migration des corps sédimentaires entre 1991 et 1992 permet de conclure à de faibles modifications de la couverture sédimentaire durant cette période. Les échantillons de 1999 ont été prélevés en tenant compte du déplacement des dunes, dans des secteurs où le faciès était bien individualisé sur les bandes sonar de 1992.

Les faciès déterminés sur la zone sont illustrés par des profils à sonar à balayage latéral (fig. II-9 et II-11).

- On observe **des fonds plats constitués de cailloutis** (fig. II-9a et b, teinte bleu gris sur fig. II-8). Les échantillons prélevés dans ce faciès sont composés de particules de plusieurs centimètres de diamètre parfois associées à de petites quantités de sables moyens de 0,35 mm de diamètre. Les images vidéo confirment cette polymodalité du sédiment.

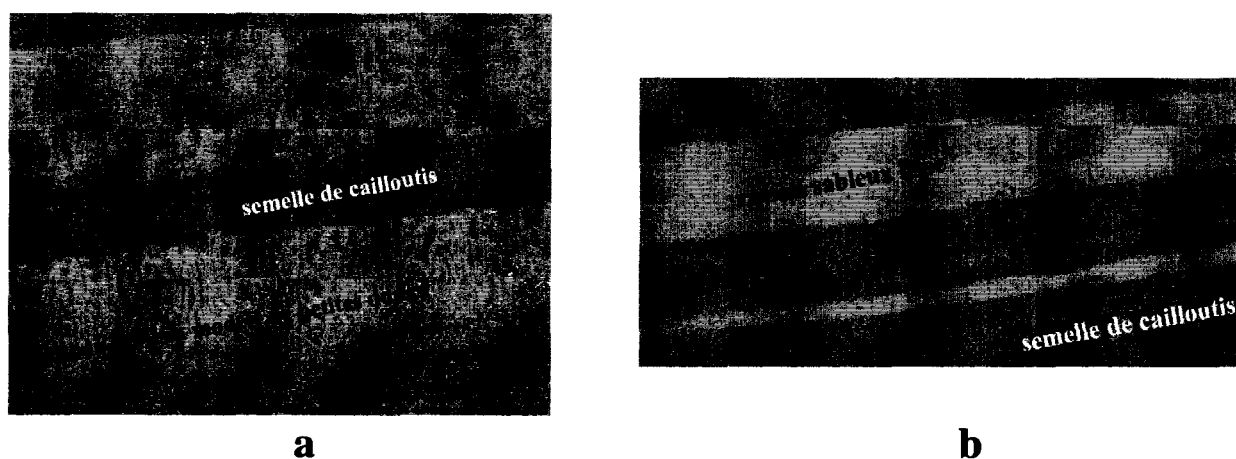


Figure II-9 : Exemples de rubans sableux, modelés de petites dunes (a) ou lisses (b), reposant sur une semelle de cailloutis.

Examples of sand ribbons, covered by small dunes (a) or featureless (b), lying on a pebble basement.

Figure II-8 : Caractéristiques et distribution spatiale des faciès morpho-sédimentaires sur la zone d'étude. Mosaïques issues de l'interprétation de profils de sonar à balayage latéral (a) sur la zone F (levé SHOM/MHA, 1992) et (b) sur la zone MPC Sud B (levé SHOM/MHA, 1999).

Characteristics and spatial distribution of morpho-sedimentary facies on the study area. Mosaic obtained from side-scan sonar imagery interpretation (a) on area F (SHOM/MHA survey, 1992) and (b) MPC Sud B area (SHOM/MHA survey, 1999).

1 : Un exemplaire détachable de la figure II-8 est disponible sur la couverture cartonnée de fin d'ouvrage.

Sur les profils sismiques, ce faciès est fortement réfléchif et marqué par des hyperboles de diffraction (fig. II-10). Quelques pointements du substratum rocheux affleurent à proximité de la dune b, indiquant la faible épaisseur de la couverture sédimentaire.

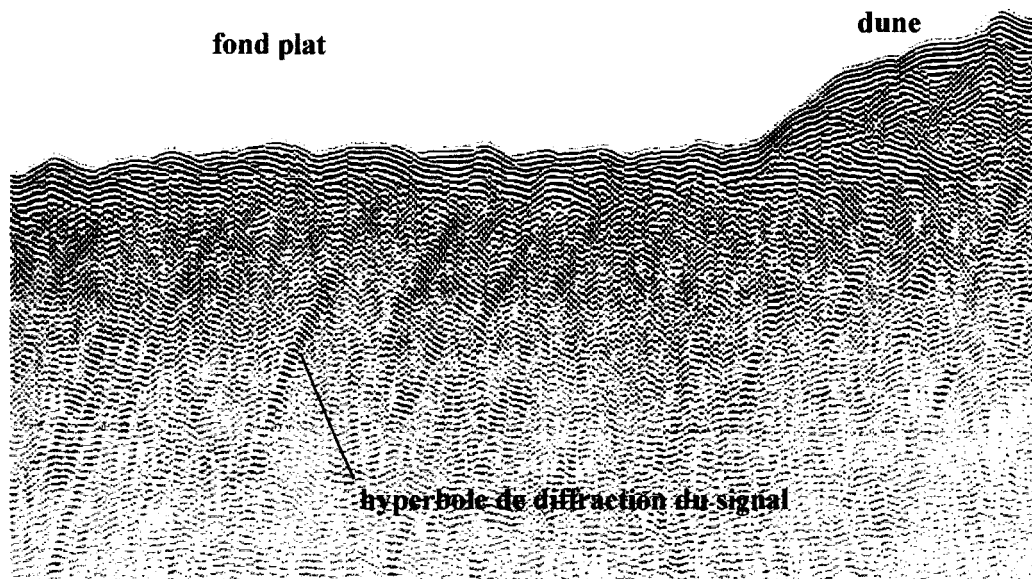
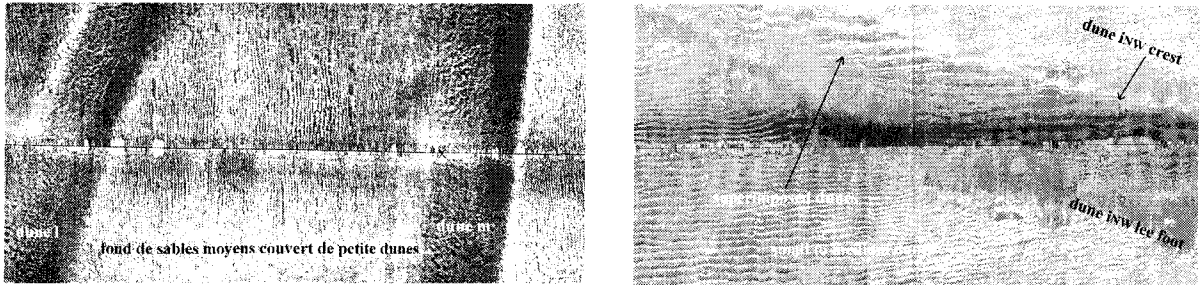


Figure II-10 : Réflectivité sismique des cailloutis. Les hyperboles témoignent de la diffraction du signal sur les cailloutis (profil sismique N° 15, Ridens I, 1996).
Pebble seismic reflectivity. Hyperbolae indicate signal diffraction on pebbles (seismic profile 15, Ridens I, 1996).

- Sur la semelle de cailloutis reposent par endroits des **rubans sableux**. Ils sont orientés N42°, perpendiculairement aux dunes ; leur largeur est comprise entre 20 et 100 m et leur longueur est de 200 à plus de 1000 m. Leur largeur souvent modeste ne permet pas de les échantillonner avec précision. L'échantillon B2 prélevé sur l'un de ces rubans révèle une composante principale sableuse mélangée à des granules. Certains rubans sont modelés par de petites dunes de quelques mètres à dizaines de mètres de longueur d'onde (fig. II-9a, rubans en teinte jaune sur fig. II-8), d'autres sont « lisses », dépourvus de structures sédimentaires (fig. II-9b, teinte bleu nuit sur la fig. II-8). La majorité d'entre eux sont des rubans de type D (Kenyon, 1970) qui naissent et/ou échouent sur les flancs des très grandes dunes. Certains, plus grands et isolés s'apparentent au type B (voir fig. I-21).

- Certains **fonds** sont constitués de **sables moyens** (teintes jaune et orange sur fig. II-8) de 0,35 mm de diamètre, auxquels des cailloutis et graviers sont associés en moindre quantité (fig. II-11a). Ils sont modelés sur toute leur surface de **petites et moyennes dunes**. Ces dernières présentent des longueurs d'onde variant entre 2 et 25 m pour des amplitudes estimées à quelques dizaines de centimètres d'après la relation de

Flemming (1988a). Leurs faibles dimensions les rendent indétectables au sondeur bathymétrique. Elles sont allongées perpendiculairement aux rubans sableux.



a

b

Figure II-11 : Couverture sédimentaire de sables moyens, modelée de petites à très grandes dunes. (a) dunes l et m, (b) portion NW de la dune i.

Sea floor made of medium sands shaped into small to very large dunes. (a) dunes l and m, (b) dune i, NW part.

Par vidéo, au pied des flancs raides de ces dunes, on observe le décapage du sable laissant visible la semelle de cailloutis résiduels (photo II-3). Le « rattachement » du courant après décollement à la crête de la dune (voir fig. I-15) peut induire un courant de retour qui remonte le long du flanc raide de la dune en affouillant le sédiment à son pied. Ces observations indiquent que la couverture sableuse est de faible épaisseur et repose sur la semelle de cailloutis.



Photo II-3 : Semelle résiduelle de cailloutis au pied du flanc raide de la dune 1. Cliché obtenu à partir du film vidéo N°4 (Ridens III).

Pebble lag deposit at dune 1 lee side foot. Snapshot from video recording 4 (Ridens III).

- Les **très grandes dunes** (dont la morphologie est décrite § 1) sont sableuses à graveleuses (fig. II-11). Les échantillons 31 et 56 (voir fig. II-6) prélevés sur la dune d en sont typiques. Ces dunes reposent directement sur la surface de sédiment résiduel ou bien participent au modelage des fonds sableux. Leur flanc doux, qui est généralement constitué de sédiment plus grossier que leur flanc raide, est couvert de petites à moyennes dunes, s'il est majoritairement composé de sables. Les dunes surimposées sont orientées selon un angle variant entre 5 et 45° par rapport à la crête de la dune « hôte », témoignage de l'existence d'un courant secondaire plus ou moins marqué sur les dunes.

2-1-2-2 : Des ensembles sédimentaires contrastés

2-1-2-2-1 : *Distribution spatiale des faciès*

Des secteurs sédimentaires peuvent être distingués sur la base de la répartition spatiale des faciès précédemment décrits.

Au SE de la zone F, les très grandes dunes sont sablo-graveleuses et reposent sur la semelle de cailloutis. De nombreux rubans sableux assurent la connexion entre les dunes. Ils se densifient à la limite NW des fonds de cailloutis. Au-delà de cette limite, la couverture sédimentaire est sableuse et couverte de petites à très grandes dunes sableuses (à l'exception de la dune i qui est sablo-graveleuse). La zone MPC Sud B est tapissée pour l'essentiel d'un réseau dense de rubans sableux couvrant une semelle de cailloutis. Vers le NW, entre les très grandes dunes granuleuses, se surimpose une couverture sablo-graveleuse diffuse.

Deux ensembles sédimentaires se distinguent : au SE, la couverture est majoritairement composée de cailloutis et ses limites correspondent à celles du secteur morphologique Mb ; au NW, l'ensemble sableux englobe les secteurs morphologiques Ma et Mc. Notons que la couverture sédimentaire aux environs de la dune e est, tout comme sa morphologie, mixte, sableuse au NW et couverte de cailloutis et de rubans sableux au SE.

2-1-2-2-2 : *Implications environnementales*

* Hydrodynamisme :

Selon Belderson et *al.* (1982), chaque figure sédimentaire individualisée peut être reliée à une vitesse de courant de surface maximum de vive-eau moyenne et à la disponibilité en sédiment sableux. La disparité d'agencement des figures sédimentaires entre les secteurs NW et SE résulte essentiellement d'une différence de quantité de sable disponible, forte dans le secteur NW et faible dans le secteur SE (fig. II-12).

L'ensemble SE, couvert de rubans sableux et de très grandes dunes barkhanoïdes, témoigne de pics de courants de surface de vives-eaux moyennes compris entre 60 et 130 cm.s⁻¹ (fig. II-12). Dans le secteur NW, la couverture sableuse uniforme, modelée de dunes de toutes tailles, indique des vitesses moindres de l'ordre de

50 à 75 cm.s⁻¹. La transition qui s'opère du secteur SE vers le secteur NW implique donc également une diminution de la vitesse des courants.

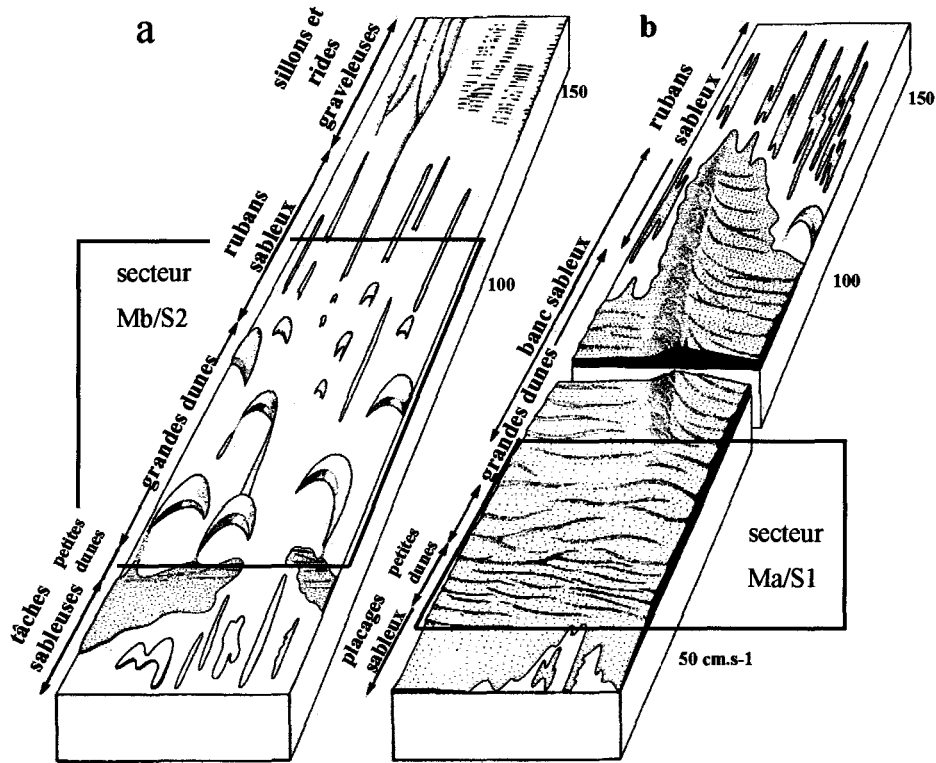


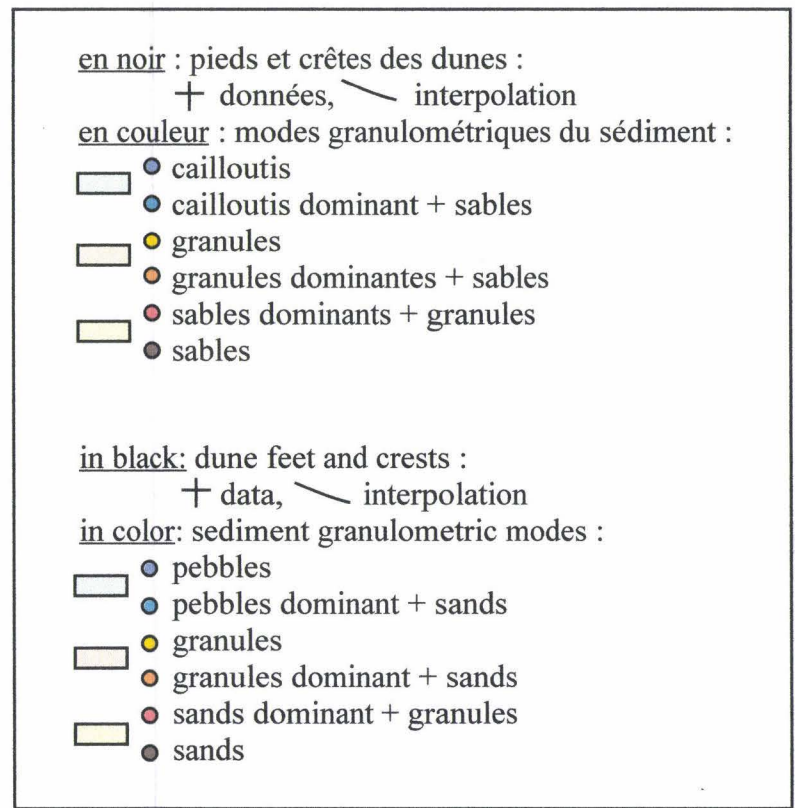
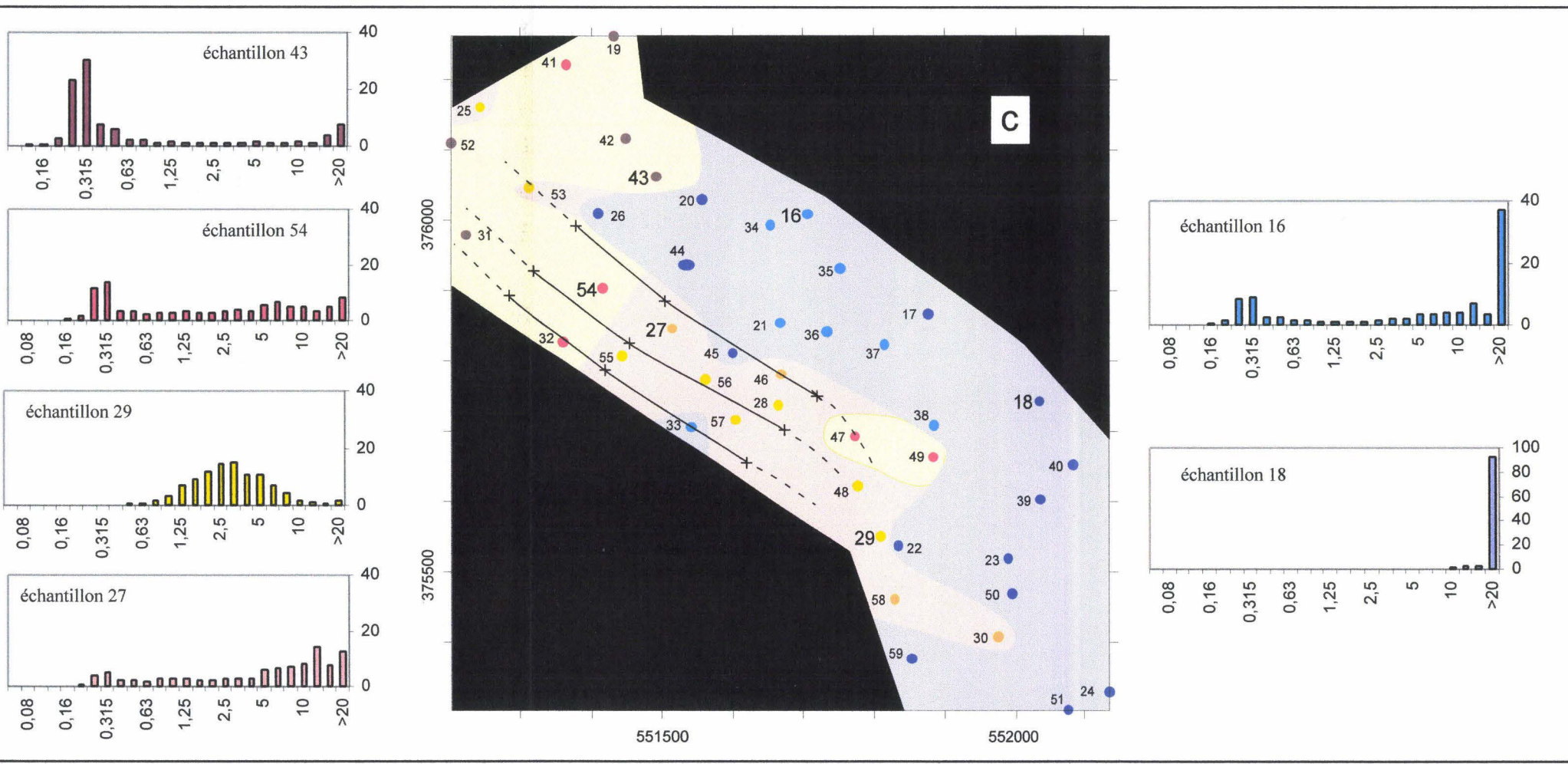
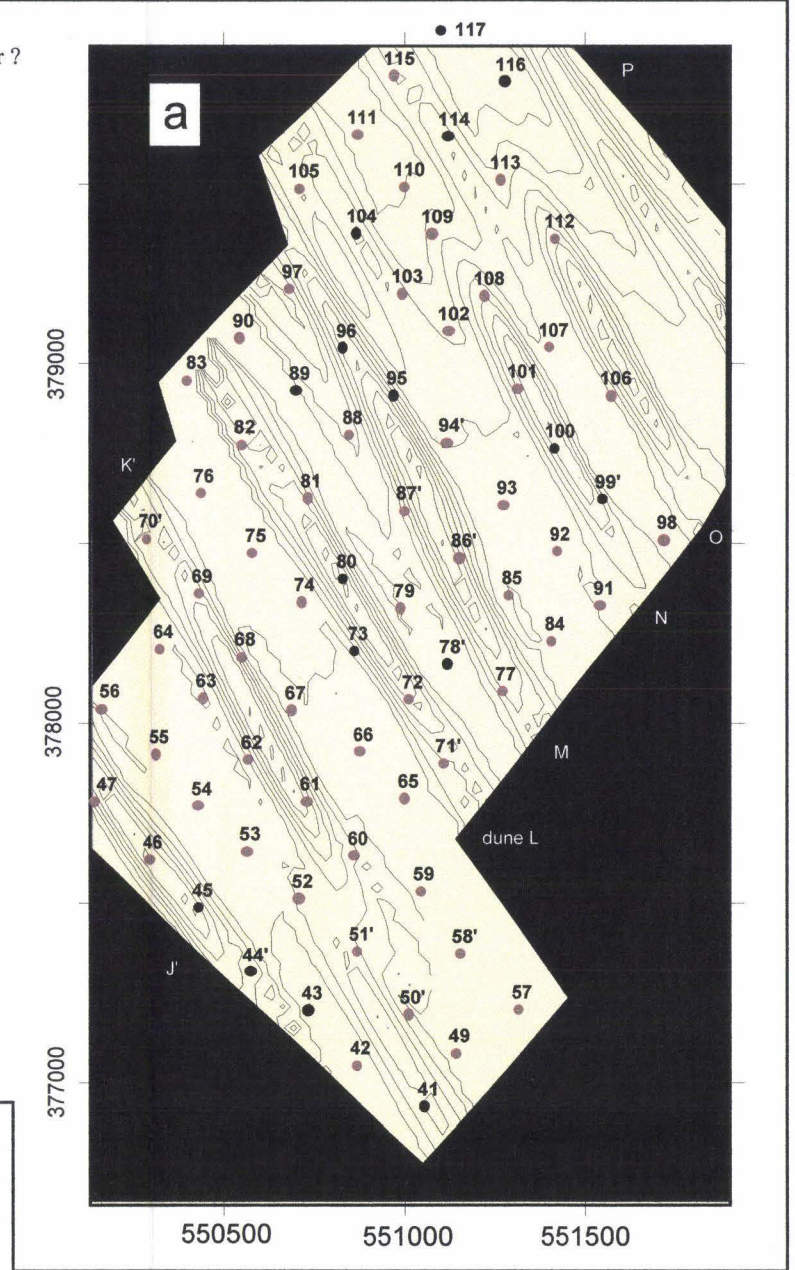
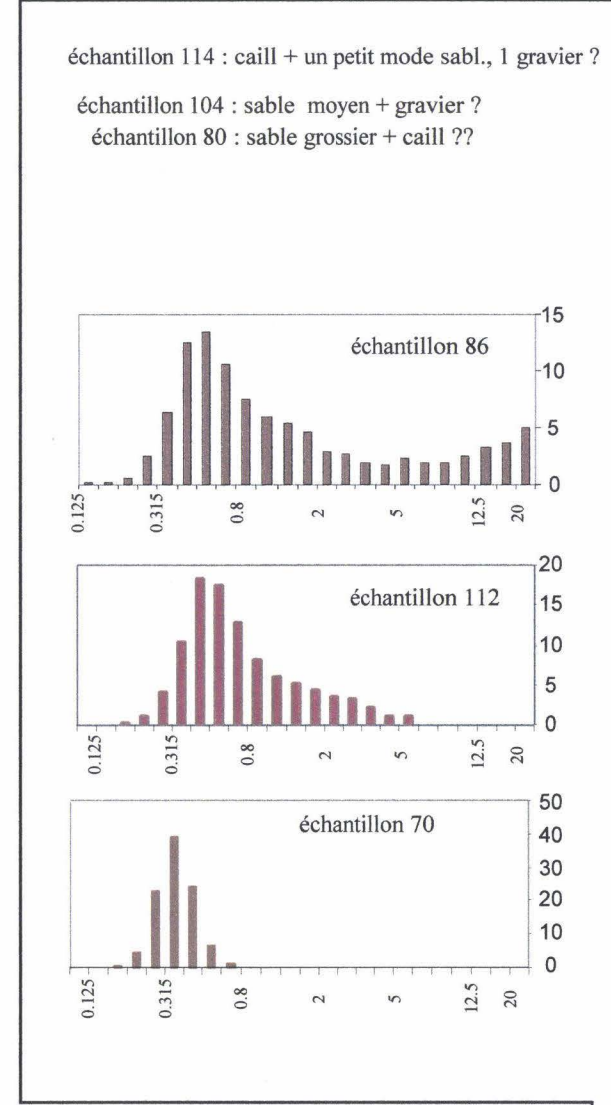
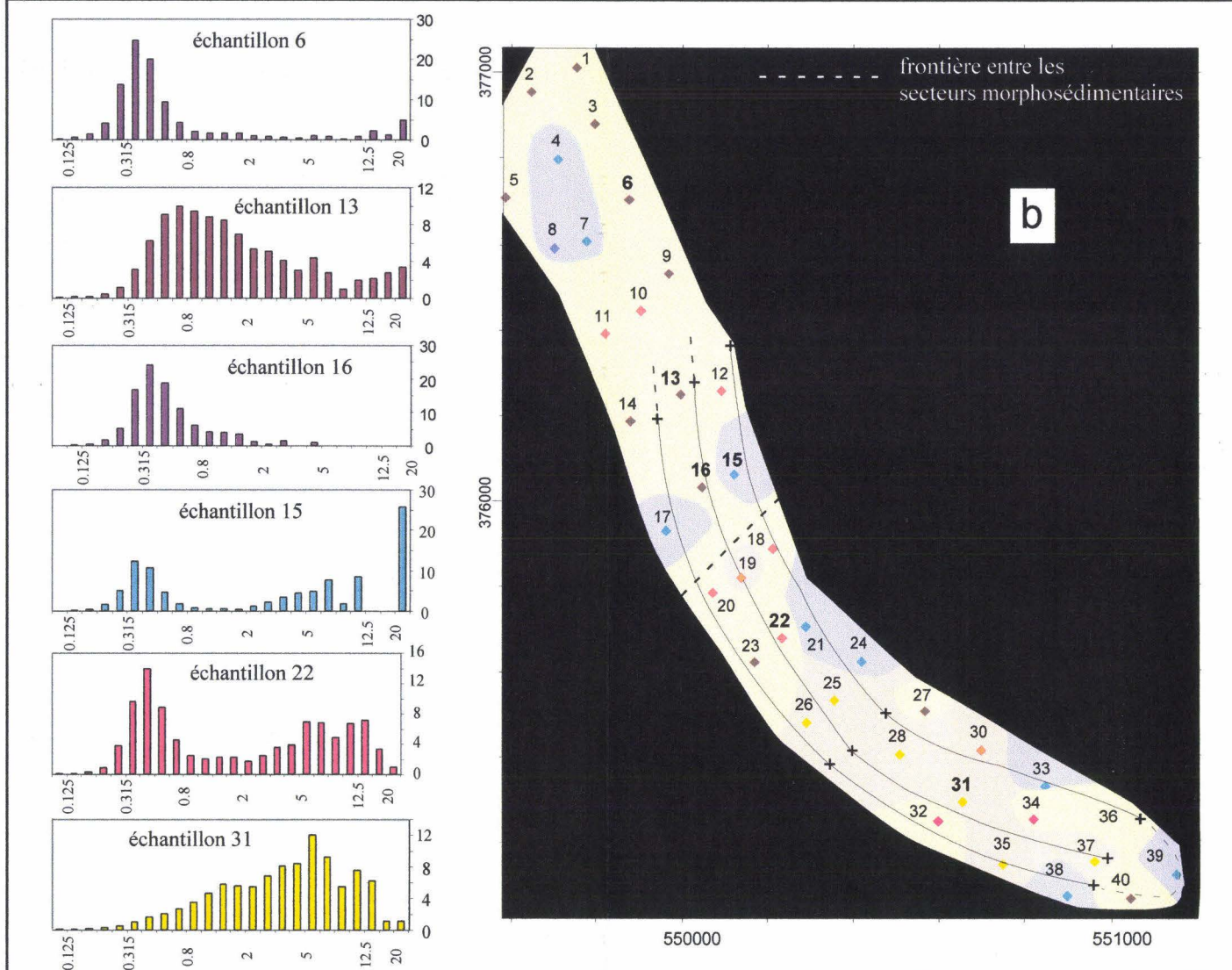
Figure II-12 : Typologie des corps sédimentaires formés par les courants tidiaux sur la plate-forme dans un environnement appauvri (a) ou enrichi (b) en sédiment sableux (d'après Belderson et al., 1982).
Typology of bedforms made by tidal currents on the continental shelf with low (a) or abundant (b) supply of sand (from Belderson et al., 1982).

* Pourquoi tout ce sable dans le secteur NW ?

Selon Smith (1988b), l'extrémité SW du South Falls est en érosion : l'érosion nette annuelle de sédiment est de 725 000 m³, soit 2 % de son volume total en sable. Celui-ci alimente les échelons dunaires situés au SW du banc, au NE immédiat du secteur NW. La couverture sédimentaire dans le secteur NW, composée du même sable moyen (0,35 mm) que le banc du South Falls, semble liée à la présence de ce banc qui agit comme un réservoir.

2-2 : Variations sédimentaires à l'échelle des très grandes dunes

Quelques dunes ont fait l'objet d'un échantillonnage dense afin de mieux comprendre la répartition des caractéristiques sédimentaires en fonction de la morphologie du fond. Les dunes sélectionnées sont la dune d, située dans le secteur SE, les dunes j', k', l, m, n, o et p du secteur NW et la dune i, qui traversent ces deux secteurs (voir fig. II-2 et tab. II-2).



dune(s) échantillonnée(s)	nombre de prélèvements	taille et forme de la maille de prélèvement
dune d (secteur SE)	43	maille irrégulière de 50 à 200 m
dunes j', k', l, m, n, o et p (secteur NW)	76	maille carrée de 275 m
dune i (secteurs NW et SE)	40	maille rectangulaire de 100 (NE-SW) x 250 m (NW-SE)

Tableau II-2 : Caractéristiques de l'échantillonnage réalisé sur quelques très grandes dunes. La localisation des prélèvements est reportée sur les figures I-42.

Characteristics of the sampling realised on selected very large dunes. Sample location is reported on figures I-42.

2-2-1 : Variations entre les deux ensembles sédimentaires NW et SE ; relations avec les caractéristiques morphologiques des dunes

2-2-1-1 : Distribution granulométrique et modes ⁽²⁾ sédimentaires

D'après les mosaïques de sonar à balayage latéral (voir fig. II-8) le sédiment présent dans le secteur NW est plus fin que dans le secteur SE. Le sédiment dunaire s'accorde avec cela. Dans le secteur NW, les dunes sont composées de sables moyens. Dans le secteur SE, seuls leurs flancs raides sont formés de sables moyens, leurs flancs doux étant composés de particules plus grossières (sables grossiers et granules).

L'échantillonnage serré réalisé sur certaines dunes permet d'apporter des précisions :

Dans le secteur NW, le sédiment est unimodal. Qu'il soit présent dans les très grandes dunes ou qu'il tapisse le fond marin plat entre deux dunes, il consiste en un sable moyen dont le mode de 0,35 mm représente 30 à 40% du poids total (fig. II-13a et b). Sur certains sommets des très grandes dunes, le sédiment est constitué de sables grossiers, mais reste unimodal.

Dans le secteur SE, le sédiment présente une distribution granulométrique généralement bimodale. Sur les fonds plats, les cailloutis sont associés à de petites quantités de sables moyens de mode 0,35 mm. Sur les dunes, les graviers sont dominants et leur mode, variant entre 2,5 et 10 mm, coexiste la plupart du temps

Figure II-13 : Distribution granulométrique et modes du sédiment composant les dunes du secteur nord (a), la dune i (b) et la dune d (c).

Granulometric distribution and modes of sediment forming (a) the northern dunes, (b) the dune i and (c) the dune d.

² : Le mode correspond à une taille de particules représentant un maximum de fréquence de la distribution granulométrique

avec le mode de sable moyen de 0,35 mm et/ou des cailloutis (fig. II-13b et c). Chaque mode représente rarement plus de 10 % du poids total du sédiment. Notons qu'à l'approche du secteur NW, la composition de la dune d est de plus en plus sableuse.

2-2-1-2 : Implications pour la morphologie des dunes

* Selon Flemming (1994), plus le sédiment est grossier, plus l'amplitude et la longueur d'onde des dunes sont grandes. L'augmentation de la taille du sédiment dans le secteur SE constitue vraisemblablement donc l'un des facteurs d'accroissement de la taille des très grandes dunes.

* De petites à moyennes dunes couvrent largement les flancs des très grandes dunes du secteur NW (voir fig. II-8). Leur rareté dans le secteur SE indique une pauvreté de la quantité de sédiment mobilisé par les courants, autrement dit de sables, qui conduit à une limitation des dimensions des dunes (Perillo et Lüdwick, 1984). Bien que celles-ci soient plus grandes dans le secteur SE elles ne sont pas adaptées à leur environnement (voir fig. II-4).

* La polymodalité d'un sédiment influence également la taille des dunes. Foti et Blondeaux (1995), à partir d'études expérimentales et théoriques, montrent que la longueur d'onde des rides augmente lorsque le caractère polymodal d'un sédiment s'accroît : dans un sédiment homogène, les rides sont moins espacées que dans un sédiment hétérogène (mélange de 2 tailles de grain) dont le grain moyen est cependant identique au sédiment homogène (fig. II-14). Les espacements anormalement grands, observés entre les dunes du secteur SE, sont en accord avec ces résultats.

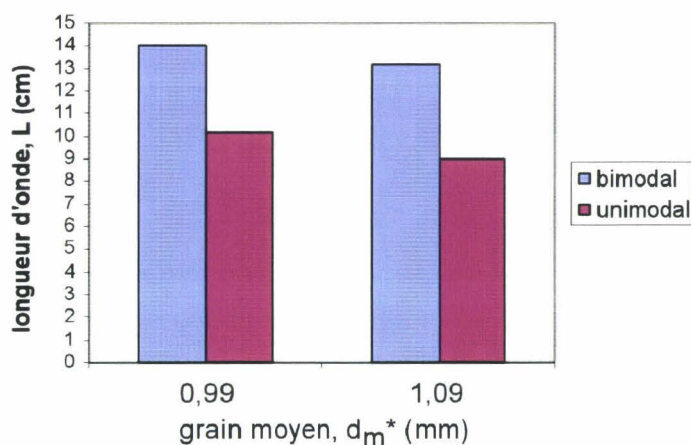


Figure II-14 : Longueur d'onde de rides formées dans un sédiment bimodal (bleu) ou unimodal (rouge) de même grain moyen d_m^* (données : Foti et Blondeaux, 1995).
Wavelength of ripples formed in a bimodal (blue) or unimodal (red) sediment of the same mean grain size d_m^ (data : Foti and Blondeaux, 1995).*

Le caractère plus grossier, la faible quantité de sédiment mobilisable et la bimodalité du sédiment dans le secteur SE convergent pour expliquer les plus grandes longueurs d'ondes observées dans ce secteur par

rapport à celles prédites par les diverses formules morphométriques. Par contre, la granulométrie du sédiment et la quantité de sédiment disponible, qui ont des effets opposés sur l'amplitude des dunes, expliquent que les valeurs d'amplitude observées sont normales.

Il en résulte que la nature sédimentaire a une influence majeure sur la morphologie des dunes.

2-2-1-3 : Particularité des dunes du secteur morphologique Mc

Ces dunes présentent des caractéristiques morphologiques intermédiaires entre celles des secteurs Ma et Mb. Elles constituent une enclave dans l'échelon dunaire SE de morphologie type Mb, mais leur composition sédimentaire est sableuse tout comme les dunes du secteur Ma. La similitude de leurs longueurs d'onde avec celles observées dans le secteur Ma tient vraisemblablement à la présence d'une couverture sédimentaire identique, sableuse et unimodale.

2-2-2 : Variations à l'échelle d'une dune

2-2-2-1 : Distribution des faciès à l'aplomb d'une dune

Les films réalisés à la caméra vidéo permettent de visualiser l'agencement des figures sédimentaires et la nature du sédiment qui les compose.

Le profil vidéo N°4, réalisé sur la dune m du secteur sableux, montre l'enchaînement suivant (fig. II-15). Le flanc doux est couvert de petites dunes sableuses de 10-20 cm d'amplitude et de longueur d'onde diminuant de 3-4 m à 2 m depuis le pied du flanc jusqu'au sommet. Leurs flancs raides, pentus, semblent permettre le décollement du courant à la crête et le décapage du sable à leurs pieds, où la semelle de cailloutis affleure, par rattachement du courant. Le même processus semble se produire au pied du flanc raide de la dune m. Les petites dunes elles-mêmes sont couvertes de rides hautes d'un centimètre environ, espacées d'une dizaine de centimètres. La densité des corps surimposés s'explique par l'abondance de sédiment sableux mobilisable par les courants.

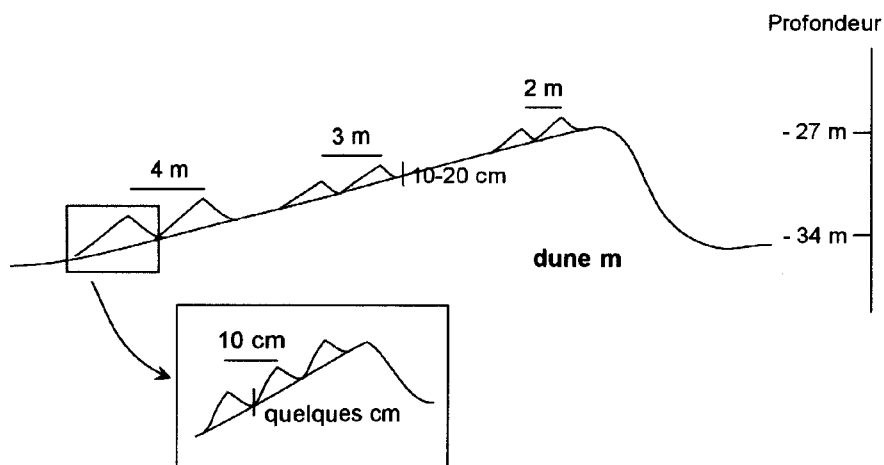


Figure II-15 : Organisation et morphologie des corps surimposés à la dune m. Schéma dessiné à partir du profil vidéo N°4.
Organisation and morphology bedforms superimposed on dune m. Scheme drawn from video profile 4.

Les profils vidéo N°1 et 2 ont été réalisés sur la portion SE de la dune i à couverture sédimentaire hétérogène. Les dunes surimposées sont éparées (photo II-4). Au sommet de la dune, les éléments graveleux de plusieurs centimètres de diamètre sont fréquents (photo II-5).



Photo II-4 : Rides surimposées à une petite dune couvrant le flanc doux de la dune i. Cliché obtenu à partir du profil vidéo N°1.
Ripples superimposed on a small dune covering dune i stoss side. Snapshot obtained from video profile 1.

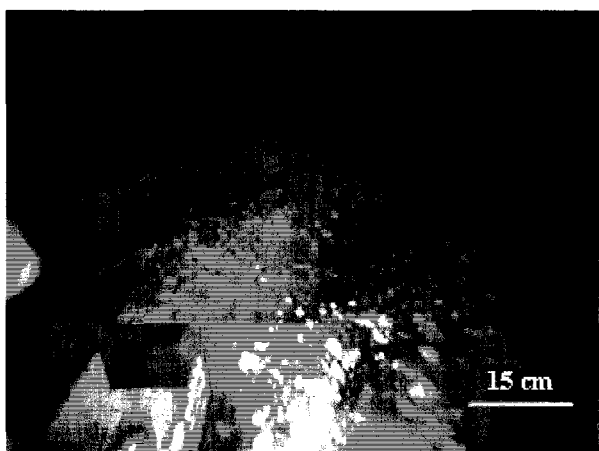


Photo II-5 : Abondance en éléments graveleux et cailloutis au sommet de la dune i. Cliché obtenu à partir du profil vidéo N°1.
Abundance of gravel elements and pebbles near dune i crestal area. Snapshot obtained from video profile 1.

2-2-2-2 : Paramètres granulaires du sédiment : grain moyen, classement et asymétrie

2-2-2-2-1 : Valeurs et signification

Les paramètres granulaires sont calculés par la méthode des moments statistiques (Rivière, 1977, voir annexe 1-6).

Les valeurs de **grain moyen** s'échelonnent entre $-3,98$ et $1,19 \phi$ (16 à 0,44 mm). Ces valeurs indiquent des sédiments compris entre des sables moyens et des cailloutis. Pour les sédiments unimodaux, ce paramètre fournit une bonne estimation de la taille moyenne du sédiment. L'échantillon 70 de la dune k' possède une valeur de grain moyen de $1,47 \phi$ (0,36 mm), conforme à la taille du mode sableux qui le compose (0,35 mm). Dans le cas de sédiments bimodaux, l'utilisation du grain moyen est beaucoup plus discutable. Ainsi, les valeurs des échantillons 22 et 54, bimodaux à sables (0,45 et 0,35 mm) et graviers (9 et 7 mm), prélevés respectivement sur les dunes i et d, indiquent un sédiment moyen de granules ($-1,59$ et $-1,08 \phi$, soit 3 et 2 mm) alors que ces fractions sont les moins représentées dans l'échantillon (2 % du poids total).

Les valeurs de **classement** sont comprises entre $0,59$ et $2,46 \phi$, indiquant des sédiments assez bien à très mal classés. Sur les dunes j', k', l, m, n o et p, le sédiment présente un classement assez bon à moyen (entre $0,59$ et $2,00 \phi$, moyenne $1,05 \phi$) lié à sa composition exclusivement sableuse. Le large spectre granulométrique et la bimodalité du sédiment composant la dune d expliquent les classements médiocres à très mauvais (entre $1,04$ et $2,25 \phi$, moyenne $1,76 \phi$).

L'**asymétrie** du sédiment est variée avec des valeurs comprises entre $2,69$ à $-3,59$. Elle est fortement asymétrique vers les grandes tailles et vers les petites tailles. Sur les dunes du secteur NW, les valeurs sont toutes négatives à l'exception de deux échantillons présentant une asymétrie faiblement positive (entre $-2,92$ et $0,19$). Inversement, sur la dune d, 80 % d'entre elles sont positives (entre $-0,37$ et $2,69$). Selon McLaren (1981), les processus dynamiques de dépôt sélectif et de vannage des particules fines sur une dune, impliquant la présence de particules résiduelles non mobilisées, sont responsables d'une asymétrie positive. Cette remarque est valable pour la dune d. Dans le secteur NW (dunes j', k', l, m, n, o et p), elle implique que la totalité du stock sédimentaire (sableux) est mobilisée par les courants de marée. Seuls quelques échantillons bimodaux (n° 95 et 104) ou unimodaux grossiers (n° 45) présentent une asymétrie positive, témoignant de la présence de particules résiduelles.

A l'échelle de la zone F, le passage du secteur SE au secteur NW s'accompagne d'une diminution du grain moyen, d'une amélioration du tri et d'une asymétrie qui varie de valeurs positives à négatives.

fraction < 4 mm

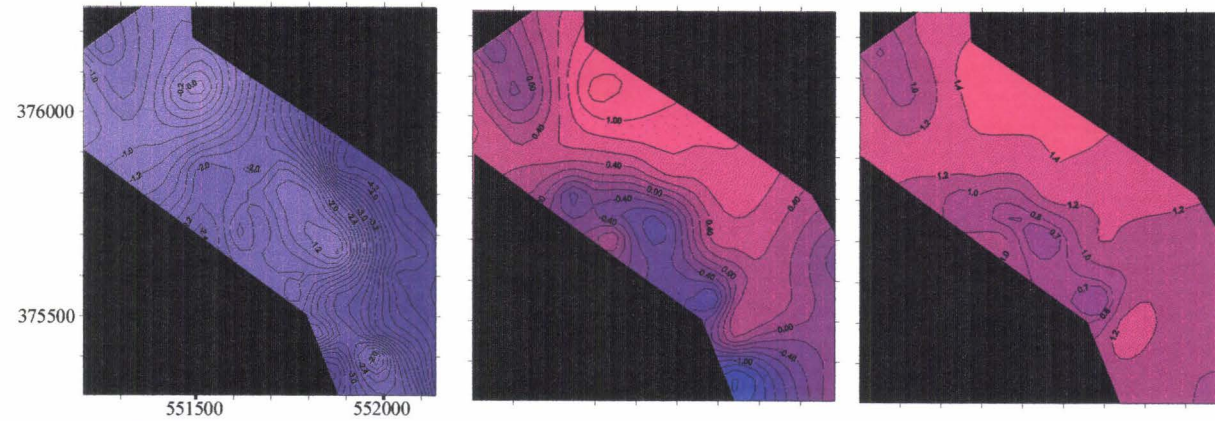
fraction < 0,8 mm

sédiment total

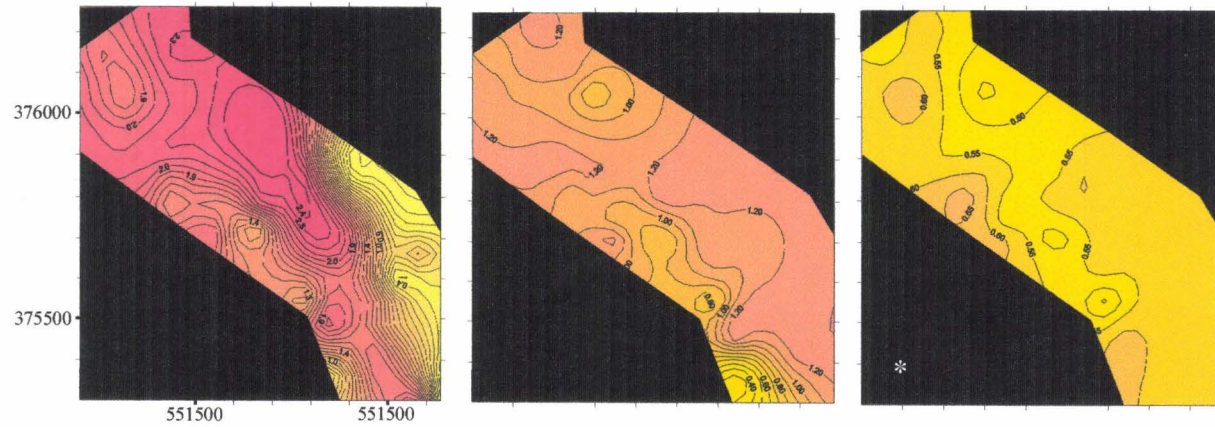
coquilles + grains de quartz

grains de quartz

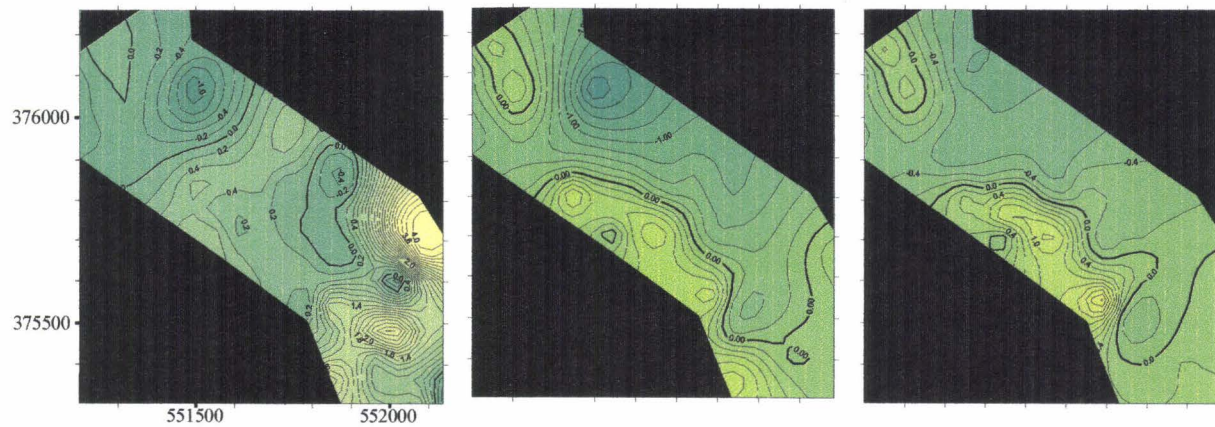
Grain moyen (phi)
fréquence des courbes : 0.2 phi



Classement (phi)
fréquence des courbes : 0.05* ou 0.1 phi



Asymétrie (phi)
fréquence des courbes : 0.2 phi



2-2-2-2-2 : Répartition des paramètres granulaires

A l'échelle d'une dune, la répartition du sédiment présente une variabilité du fait de l'évolution des conditions hydrodynamiques. D'après de nombreux auteurs (e.g. Wells et Lüdwick, 1974 ; Malikides et *al.*, 1989 ; Stolk, 2000a) le matériel sédimentaire est progressivement mieux trié et plus grossier du pied vers la crête des dunes sous l'effet de l'augmentation de la vitesse du courant induite par la diminution de la tranche d'eau ainsi que des processus de transport par charriage.

* La dune d : influence des particules sédimentaires résiduelles

Il existe une très bonne corrélation entre la répartition des paramètres granulaires, calculés sur la population de grains de quartz ou sur l'assemblage coquilles+grains de quartz, et la morphologie dunaire (fig. II-16) : depuis le pied de la dune jusqu'à sa crête le sédiment est plus grossier, mieux classé et d'asymétrie plus positive. Lorsqu'ils sont calculés sur la totalité du sédiment (c'est-à-dire avec la population de lithoclastes) les paramètres montrent une distribution sans relation avec la morphologie du fond. Il semble que seules les populations de grains de quartz et de coquilles (particules inférieures à 4 mm) participent au transport sédimentaire. Les cailloutis résiduels et les granules grossiers brouillent le signal de dynamique sédimentaire du fait de leur immobilité.

* La dune i : influence du mode de transport sédimentaire

La dune i, bien que située à la même profondeur d'eau que la dune d, est plus grande (11 m contre 8 m). Le mode sédimentaire moyen observé sur la crête de la dune i est de 6,5 mm contre 4,5 mm pour la dune d, indiquant que le courant secondaire généré à l'aplomb de la dune i atteint, sur sa crête, des vitesses plus élevées que dans le cas de la dune d sous l'effet d'une diminution plus forte de la tranche d'eau. Sur la dune i la corrélation obtenue entre la morphologie et les paramètres granulaires est relativement bonne, quelle que soit la (ou les) population(s) prise(s) en compte, la meilleure étant toutefois obtenue sur la population des coquilles seules (fig. II-17). Lorsque l'on ajoute la population des grains de quartz, en sus de celle des coquilles, les signaux du grain moyen et de l'asymétrie sont légèrement altérés et celui du classement est fortement perturbé. Les particules sableuses pourraient subir un processus de transport différent de celui des particules plus grossières (coquilles et lithoclastes de petites tailles) : l'augmentation de l'intensité du courant à l'aplomb de cette dune autorise vraisemblablement leur transport en suspension intermittente et facilite leur vannage.

Figure II-16 : Cartes de répartition des paramètres granulaires calculés sur différentes populations de taille du sédiment superficiel de la dune d.

Distribution maps of the grain size parameters calculated on various size fractions of the surficial sediment of dune d.

* Les dunes j', k', l', m, n, o et p : importance de la maille de prélèvement

Le schéma de répartition des paramètres granulaires ne montre aucune adéquation avec la morphologie du fond (fig. II-18). Dans le secteur concerné, la maille de prélèvement (275 x 275 m) est beaucoup plus lâche que sur les dunes d et i (voir tab. II-2). Etant donné la largeur des dunes (autour de 150 m), la densité de prélèvement ne permet pas d'analyser la variabilité transversale du sédiment à leur aplomb : en général, un seul échantillon a été prélevé sur chaque section dunaire transversale (voir fig. II-13). En direction longitudinale, la résolution, bien que meilleure (2 à 4 échantillons sur une même dune), est biaisée par la disparité du lieu de prélèvement (flanc doux, flanc raide, crête ou encore pied de la dune). Le calcul des paramètres sur les populations de coquilles et de grains de quartz seuls n'améliore pas la corrélation sédiment/morphologie, l'essentiel des prélèvements étant composé à 90 % environ de ces particules.

Toutefois, des observations intéressantes peuvent être notées. De même que pour les dunes d et i, les sédiments les plus grossiers sont observés sur les crêtes des dunes. Sur une majorité de dunes (j', l, m et n), c'est le point le plus haut de la crête qui est le plus grossier. Sur la fraction sableuse, la distribution du grain moyen montre un signal à plus grande échelle : le grain moyen augmente progressivement vers l'E-SE, dans la direction du secteur sédimentaire SE à couverture globalement plus grossière. Par ailleurs, l'asymétrie invariablement négative et la faible extension des valeurs de classement du sédiment suggèrent une certaine constance des processus de transport sédimentaire sur la zone. Cela peut s'expliquer par l'homogénéité de la couverture sédimentaire sableuse dans ce secteur.

* Afin de mieux comprendre les relations sédiment/morphologie, il est possible d'analyser la répartition des paramètres granulaires en fonction de la profondeur d'eau (fig. II-19). Dans le secteur étudié la morphologie du fond est homogène et se prête donc bien à cette analyse : le fond marin, entre les dunes, est plat et situé à la profondeur de 34 m environ et la plupart des très grandes dunes culminent à -27 m. Ainsi, à une profondeur d'eau donnée correspond un élément morphologique distinct.

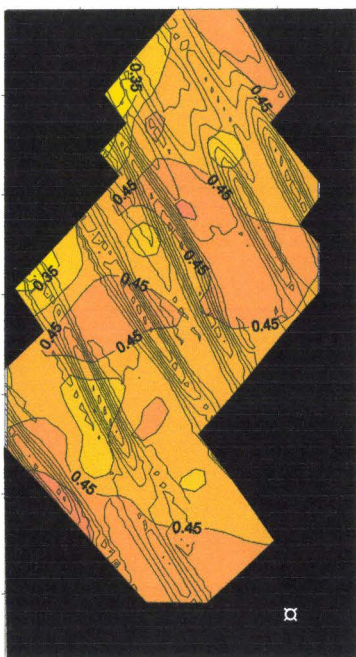
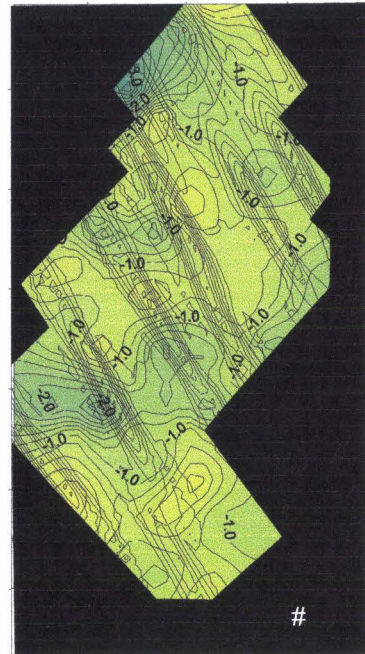
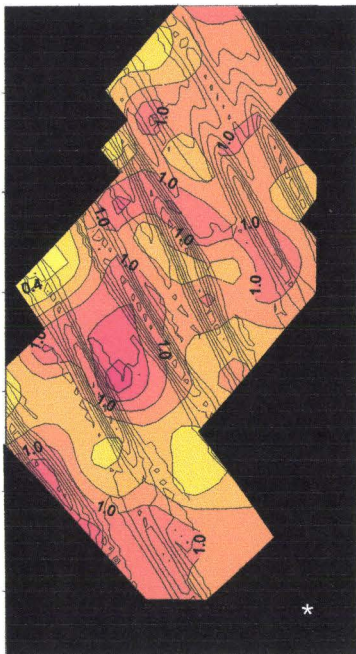
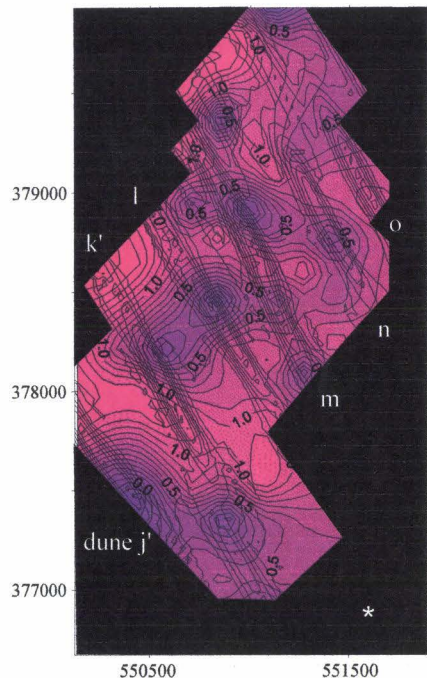
Figure II-17 : Cartes de répartition des paramètres granulaires calculés sur différentes populations de taille du sédiment superficiel de la dune i.

Distribution maps of the grain size parameters calculated on various size fractions of the surficial sediment of dune i.

Grain moyen (phi)

Classement (phi)

Asymétrie (phi)



fréquence des isocourbes :
 * 0.1 phi / □ 0.05 phi / # 0.2 phi

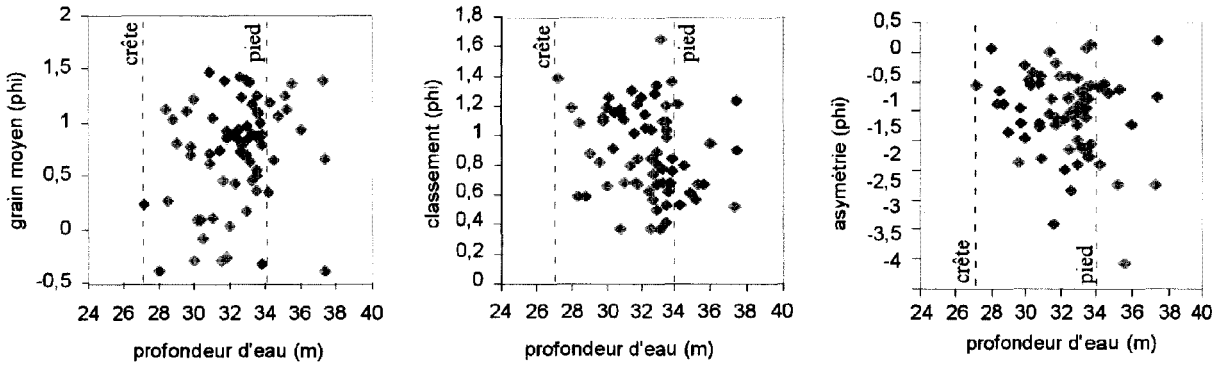


Figure II-19 : Variations du grain moyen (a), du classement (b) et de l'asymétrie (c) du sédiment du secteur nord en fonction de la profondeur d'eau. Les crêtes de dunes se situent en moyenne à 27 m de profondeur et les pieds des dunes à 34 m.

Variations of the mean grain size (a), sorting (b) and skewness (c) from the northern sector sediment versus water depth. On average, dune crests are located at 27 m water depth and dune feet at 34 m.

Depuis le pied des dunes jusqu'à leurs crêtes, on observe une tendance à l'augmentation de la taille moyenne du sédiment et à la diminution de la dispersion de l'asymétrie vers des valeurs plus positives, évolution conforme aux processus dynamiques opérant le long d'une dune. Le classement du sédiment ne montre aucune tendance évolutive. Les très grandes dunes de ce secteur sont largement couvertes de corps surimposés (voir fig. II-15, § 2-2-2-1) qui, selon Terwindt (1971), perturbent fréquemment l'évolution du tri hydraulique du sédiment à l'échelle du flanc dunaire.

2-3 : Synthèse

Les sédiments présents sur la zone d'étude s'étendent des sables fins (0,125 mm) aux cailloutis (quelques dizaines de centimètres). La nature des particules sédimentaires est homogène et constante pour une fraction granulométrique donnée (lithoclastes, coquilles, grains de quartz), indiquant un nourrissage de la zone à partir d'un stock sédimentaire commun, constitué d'éléments érodés et mis en place durant le Pléistocène et les phases initiales de la transgression holocène. Par contre, la distribution granulométrique du sédiment est fortement variable à l'échelle de la zone et des dunes. Deux ensembles sédimentaires ont été mis en évidence : l'ensemble NW, à couverture sableuse complète, unimodale, modelée de petites à très grandes dunes, qui englobe les secteurs morphologiques Ma et Mc, est approvisionné par le South Falls ; l'ensemble SE, qui coïncide avec le secteur Mb, à couverture mixte de

Figure II-18 : Cartes de répartition des paramètres granulaires calculés sur différentes populations de taille du sédiment superficiel dans le secteur nord de la zone d'étude.

Distribution maps of the grain size parameters calculated on various size fractions of the superficial sediment from the northern sector of the study area.

cailloutis et de sables, saupoudrée de rubans sableux et de très grandes dunes sablo-graveleuses, ne bénéficie pas de ce nourrissage par le banc sableux et présente une tendance à l'appauvrissement sédimentaire.

Sur les dunes, la distribution des paramètres granulaires du sédiment (grain moyen, classement et asymétrie) fournit des indications sur la mobilité du sédiment. La population de lithoclastes (supérieurs à 4 mm) constitue une fraction résiduelle qui n'est pas mobilisée par les courants. Seules les populations de coquilles (entre 0,8 et 3,15 mm) et de grains de quartz (inférieurs à 0,8 mm) sont transportées et participent à la construction des dunes. Sur les plus grandes d'entre elles, la forte augmentation de l'intensité des courants vers la crête permet vraisemblablement l'entraînement en suspension des particules quartzeuses. Les paramètres granulaires des populations mobiles montrent une distribution qui témoigne de processus de transport par charriage : depuis le pied du flanc doux jusqu'à la crête de la dune, le sédiment devient plus grossier, mieux trié et d'asymétrie plus positive.

3 - Modélisation numérique de formation et évolution des dunes : relations morphologie/sédiment

3-1 : Formulation des mécanismes physiques dans les modèles numériques

3-1-1 : Processus physiques de formation et de croissance des formes de fond

Ils ont été décrits par Yalin (1977 ; voir chap. I, § 2-1). Ils impliquent, sur le fond marin, la présence d'une perturbation initiale de la taille d'une ride au moins qui perturbe le courant et conduit à générer en aval de nouvelles perturbations selon une longueur d'onde fonction de la vitesse du courant.

Les mécanismes physiques de croissance des bancs tidaux ont été décrits par Hutnance (1982), puis étudiés par de Vriend (1990), Hulscher et *al.* (1993) et Hulscher (1996). Selon ces auteurs, les bancs se développent à partir d'une irrégularité du fond marin sous l'effet de la force de friction qui est à l'origine d'une vorticité pouvant s'ajouter, ou contrarier, l'effet de la force de Coriolis.

Selon Hulscher et *al.* (1993) et Hulscher (1996) l'apparition de dunes ne peut être simulée que dans le cas où la structure verticale des courants serait décrite permettant la prise en compte des effets des courants secondaires, faute de quoi seuls des bancs sableux pourront être prédits. L'orientation de la crête des dunes par rapport au courant tidal est de plus en plus oblique à mesure que les contraintes de frottement sur le fond diminuent.

3-1-2 : Les modèles numériques en milieu tidal :

D'après Allen (1980b) les dunes, ainsi que les bancs sableux, sont des structures rythmiques qui s'élèvent comme des « instabilités libres » d'un système décrivant les interactions entre le fond marin meuble et les mouvements de l'eau induits par la propagation des ondes de marée. Des progrès significatifs ont été réalisés pour la prédiction de l'apparition de ces corps et de leurs caractéristiques par les modèles mathématiques numériques (Hulscher et *al.*, 1993 ; Hulscher, 1996 ; Blondeaux et *al.*, 1999 et 2000). Ces modèles simulent l'évolution (croissance ou décroissance) dans le temps de petites perturbations morphologiques injectées sur un fond marin plat et prédisent les caractéristiques morphologiques (espacement et orientation) des corps sédimentaires susceptibles de s'y développer.

Selon Hulscher (1996) la nature et les caractéristiques des corps sédimentaires prédits dépendent fortement des valeurs du paramètre de résistance (S) et du nombre de Stokes (E_v) (fig. II-20). van den Brink et Hulscher (1999) ont développé une méthode permettant de relier ces paramètres, dont l'estimation et la mesure sont difficiles, à la viscosité (ν) et à la rugosité du fond (z_s), cette dernière (qui dépend directement de la taille du sédiment)   tant la plus sensible.

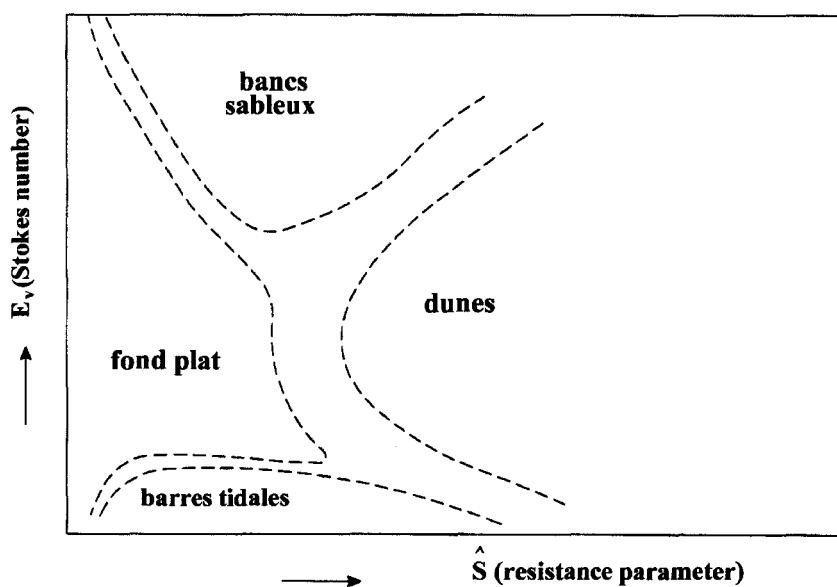


Figure II-20 : Corps sédimentaires prédits par le modèle tridimensionnel en fonction du paramètre de résistance et du nombre de Stokes (Hulscher, 1996).

Bed forms predicted by the three-dimensional shallow water model as a function of the resistance parameter and the Stokes number (Hulscher, 1996).

3-1-3 : Le modèle de Blondeaux et al. (1999, 2000 et soumis) :

Dans le modèle de Blondeaux et al. (1999, 2000 et soumis) utilisé dans la présente étude, la formulation de certains processus est améliorée par rapport aux précédents modèles. Le modèle est tridimensionnel : un courant de base, incluant les effets de la force de Coriolis et forcé par le climat local (marées, courants résiduels et houles), est considéré dans les deux dimensions horizontales et résolu dans la direction verticale, depuis la surface libre jusqu'au fond. La houle et ses interactions avec le courant de marée, ainsi que le transport par suspension, sont désormais pris en compte : l'agitation que la houle induit sur le fond peut autoriser la mise en suspension de grandes quantités de sédiment (van Rijn, 1991), dont le transport influence la formation et la croissance des dunes. Au total trois composantes décrivent le transport sédimentaire : le charriage (dépendant de la contrainte de frottement sur le fond) et la suspension (dépendante de la vitesse du courant) générés par le courant tidal, ainsi que le transport (charriage et suspension) induit par la houle. Les effets des pendages transversal et longitudinal de la dune sont pris en compte étant donnée leur forte influence sur le transport par charriage : les forces de gravité favorisent le transport d'une particule vers le bas de la pente. Les courants résiduels, indispensables pour la prédiction de la migration des dunes, sont intégrés. La description du courant près du fond est améliorée : la turbulence et les forts gradients de vitesse présents sur le fond constituent les principaux processus contrôlant l'évolution des perturbations.

Les données environnementales nécessaires au calcul des paramètres du modèle sont les suivants :

- (1) La latitude. Les caractéristiques de la force de Coriolis en dépendent. Ce paramètre est donc primordial pour la prédiction de l'apparition de bancs sableux.
- (2) Les caractéristiques de la composante de marée semi-

diurne (excentricité de l'ellipse tidale « e », direction et valeur maximale du courant). Elles permettent de définir les caractéristiques de l'hydrodynamisme tidal local dans les deux dimensions horizontales et dans le temps. Dans le modèle, la vitesse du fluide est décrite sur la profondeur d'eau et sur un cycle semi-diurne flot-jusant. Elle est adimensionnalisée par U_0^* . (3) La profondeur d'eau (adimensionnalisée par h_0^*) et la rugosité du fond (adimensionnalisée par z_r^*). Elles sont nécessaires pour déterminer l'intensité du courant sur le fond à partir des caractéristiques de la marée. (4) Les caractéristiques du courant résiduel (direction et intensité), responsable de la migration des dunes. (5) Les caractéristiques de la houle générée par le vent (hauteur, période, direction). (6) La taille et la densité du sédiment non cohésif (d^*).

Le modèle, basé sur une analyse linéaire de stabilité des processus, prédit le taux de croissance $\overline{\gamma}$ de perturbations infinitésimales du fond marin considérées comme la configuration initiale des formes de fond. Cependant, le modèle ne peut fournir aucune indication à long terme sur l'amplitude et la vitesse de migration d'un corps sédimentaire qui a atteint une taille finie, d'autres processus physiques non-linéaires entrant alors en jeu (fig. II-21). Afin de déterminer les conditions d'équilibre du corps une analyse de stabilité non-linéaire doit être réalisée. Pour un environnement donné plusieurs familles de corps sédimentaires, définies par une orientation et une longueur d'onde, peuvent se développer et coexister. Chacune correspond à un maximum relatif de $\overline{\gamma}$. La prédominance d'un mode par rapport à un autre ne peut être hiérarchisée sur la base de la valeur, plus ou moins forte, du taux de croissance.

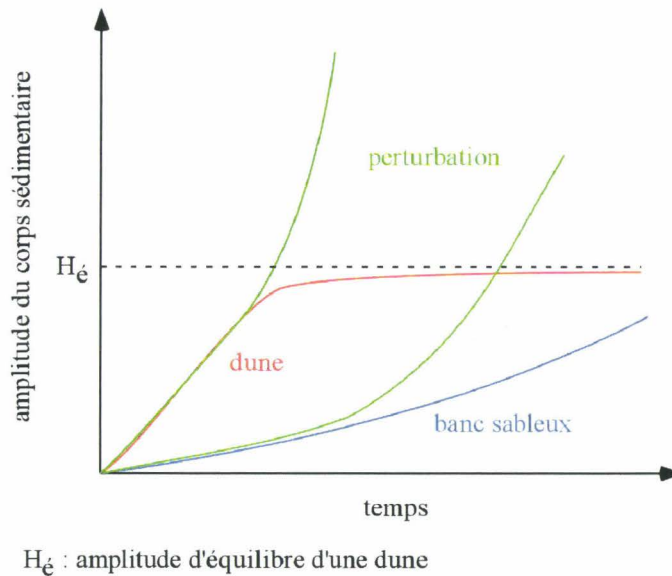


Figure II-21 : Evolution de la croissance d'une dune ou d'un banc sableux prédite par le modèle (en vert) ou observée en nature.

Growth evolution of a dune or a sand bank predicted by the model (in green) or observed in nature.

3-2 : Simulations sur la zone d'étude

Dans le cadre d'une collaboration avec le laboratoire d'Ingénierie de l'Environnement de Gênes, des simulations ont été réalisées grâce au modèle de Blondeaux et al. (1999, 2000 et soumis) à partir des données hydro-sédimentaires disponibles sur la zone d'étude.

Il s'agissait de valider l'aptitude du modèle à reproduire, et donc à prédire, le développement des corps sédimentaires d'un environnement tidal d'une part, et de tester la sensibilité de leur morphologie aux variations de divers paramètres d'autre part. Afin de déterminer l'influence relative de ces paramètres les simulations ont été réalisées sur les deux secteurs Ma et Mb à morphologie, caractéristiques sédimentaires, profondeur d'eau et hydrodynamisme distincts et sur le secteur Mc à caractéristiques intermédiaires.

3-2-1 : Paramétrisation des données ; le problème du sédiment

Sur la zone d'étude, la densité des données est parfois insuffisante dans l'espace et/ou dans le temps pour qu'elles soient considérées comme représentatives et bien contraintes. Dans ce cas, la sensibilité des paramètres qui en découlent dans le modèle ne peut être objectivement testée.

Les données hydrodynamiques sont peu denses. Nous disposons de séries de mesures ponctuelles, dans l'espace et dans le temps : la mesure réalisée dans le secteur Ma (voir fig. I-42c) et deux mesures effectuées à proximité de la zone d'étude (voir fig. I-33) qui concernent des périodes différentes et courtes (un cycle morte eau-vive eau au maximum). Bien que ces mesures hydrodynamiques confirment certaines distinctions morpho-sédimentaires établies entre les deux secteurs, elles ne peuvent être considérées comme représentatives du signal tidal moyen dans chacun des deux secteurs. Aussi les paramètres tidaux ont-ils été considérés comme constants pour l'ensemble des simulations. Leurs valeurs estimées à partir de la combinaison des mesures de courant sont les suivantes : $U_0^* = 112$ cm/s et $e = 0,05$.

La **rugosité du fond** déterminée par la taille et la forme des particules situées à l'interface eau-sédiment est fortement variable sur chacun des deux secteurs. La vidéo met en évidence une variabilité rapide (métrique) de la couverture sédimentaire au sein de chacun des deux secteurs. La définition d'une valeur de rugosité représentative pour chacun des deux secteurs paraît donc illusoire : ce paramètre a été maintenu constant pour l'ensemble des simulations.

A l'inverse, la **profondeur d'eau** (profondeur de la semelle de cailloutis résiduels) est facilement quantifiable pour chacun des trois secteurs. Deux simulations ont permis de tester la sensibilité de ce paramètre sur la morphologie des dunes : la profondeur d'eau utilisée correspond à celle du secteur Ma ($h_0^* = 32$ m, voir annexe 3), et à celle du secteur Mb ($h_0^* = 36$ m, voir annexe 3).

Les caractéristiques du **sédiment** sont bien cernées grâce à un échantillonnage dense et à une analyse détaillée. Cependant, sa paramétrisation est délicate : le modèle permet l'intégration d'une taille unique de grain, ce qui n'est pas le cas du sédiment couvrant la zone d'étude. Il comprend des particules de granulométrie variée, comprise entre 0,1 mm et quelques dizaines de centimètres.

* Dans les secteurs Ma et Mc à couverture sédimentaire sableuse, le sédiment est unimodal et homogène, et d_0^* peut être assimilé à son mode sableux de 0,35 mm.

* Dans le secteur SE (Mb), le sédiment est hétérogène et présente un ou deux modes de granularité variable. Le fond y est constitué d'un sédiment comprenant un mode largement dominant de cailloutis et un mode de sable de 0,35 mm. Les dunes sont composées d'un sédiment unimodal (granules de mode variable entre 2,5 et 10 mm) ou bimodal (sable de 0,35 mm + cailloutis ou granules à mode variable). Les cailloutis ne sont pas mobilisés par les courants, les granules essentiellement constituées de débris de coquilles le sont. D'un point de vue dynamique, il convient donc de prendre en compte les modes de sables et de granules pour définir le paramètre de taille de grain du modèle. Trois limitations granulométriques empêchent la quantification précise de ce paramètre :

1) Les cailloutis entraînent une augmentation de la rugosité du fond et jouent un rôle non négligeable de protection des particules sableuses minoritaires, coincées entre les cailloutis, face à l'action mobilisatrice des courants. D'un point de vue dynamique, tout se passe comme si les particules sableuses étaient de plus gros diamètre. A partir d'expérimentations en canal, Blom et *al.* (2000) observent que, dans le cas d'un sédiment constitué d'un mélange équitable de 3 tailles de particules (0,68 mm, 2,1 mm et 5,7 mm) et soumis à un courant permettant l'entraînement des deux modes les plus fins, la fraction moyenne est transportée en plus grandes quantités que la fraction la plus fine, dont la mobilité est limitée par les particules grossières (fig. II-22). Avec l'augmentation de l'intensité du courant, l'ensemble des fractions est mobilisé et ce phénomène disparaît.

2) Des résultats d'expérimentation en canal et numériques obtenus par Foti et Blondeaux (1995) montrent que la valeur de grain moyen ne peut être considérée comme représentative d'un sédiment bimodal lorsque l'on s'attache à en prédire la mobilité et donc les caractéristiques morphologiques des corps qui peuvent s'y développer : dans un sédiment unimodal, les rides sont moins espacées que dans un sédiment bimodal, dont le grain moyen est cependant identique à celui du sédiment homogène (voir fig. II-14).

3) La mobilité différentielle, à granularité équivalente, des grains de quartz et des coquilles composant respectivement les modes de sables et de granules, induit un biais pour le calcul du transport sédimentaire dans le modèle. Cependant ce problème peut être aisément contourné. Komar et Reimers (1978) ont déterminé empiriquement les vitesses de mise en mouvement de grains de la densité du quartz en fonction de leur taille (diamètre nominal) et de leur facteur de forme de Corey (voir fig. II-7). Dans le cas de notre étude la population de coquilles (dominante entre 0,8 et 4 mm) est hydrodynamiquement équivalente à des grains de quartz sphériques de 0,45 à 1,5 mm. Par intégration des informations de granulométrie et de composition du sédiment une « courbe granulométrique dynamique » peut être obtenue.

En conclusion, la paramétrisation du sédiment est aisée et possible lorsque le sédiment est unimodal et homogène. Dans les secteurs Ma et Mc le sédiment peut être assimilé à un sédiment de 0,35 mm. Cependant, en l'état actuel des connaissances et des modèles, aucune valeur ne peut être fixée pour

paramétrer précisément le sédiment du secteur Mb. Nous pouvons seulement dire que cette valeur est nécessairement plus forte que 0,35 mm.

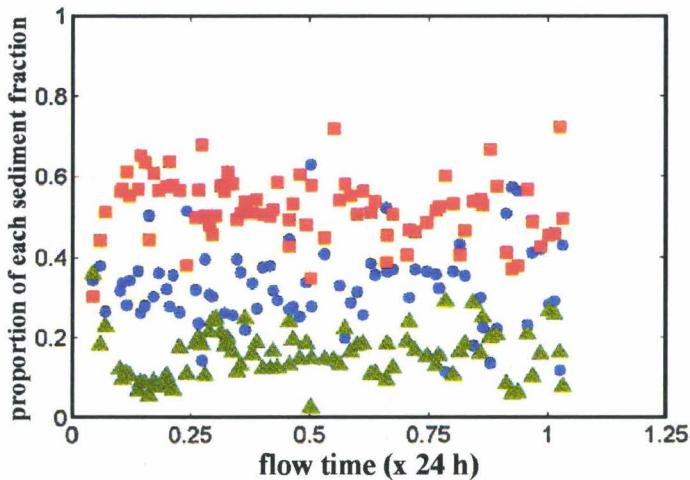
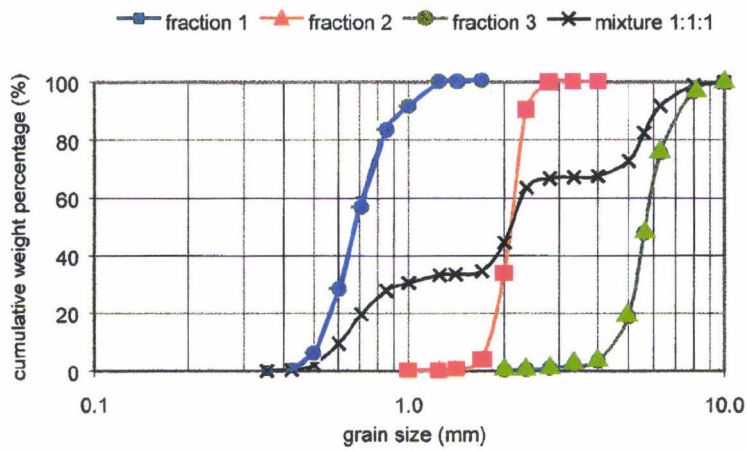


Figure II-22 : Effet d'inhibition des particules grossières résiduelles sur la mobilité des particules fines dans le cas d'un sédiment hétérogène. En haut, à gauche : distribution granulométrique des trois fractions sédimentaires mélangées en proportions égales pour former le sédiment initial. En bas : composition du sédiment après transport. A droite : formes de fond générées dans le canal lors de l'expérience (en blanc : particules grossières). (Blom et al., 2000).

'Hiding behaviour' of residual coarse particles on fine particles mobility in the case of heterogeneous sediment. Top, left: grain size distribution of three sediment size fractions mixed in equal proportions to create the initial sediment. Below: sediment composition after transport. Right: bed form patterns generated in the flume (in white: coarse particles) (Blom et al., 2000).

3-2-2 : Résultats

Les résultats du modèle sont présentés sous la forme d'une carte d'isovaleurs du taux de croissance $\bar{\gamma}_R$ des perturbations dans le plan ($\alpha_x ; \alpha_y$). α_x et α_y correspondent aux nombres d'onde relatifs aux deux

dimensions spatiales horizontales, l'axe des x pointant dans la direction d'allongement de l'ellipse tidale. Les composantes horizontales de longueur d'onde des corps sédimentaires sont obtenues à partir des nombres d'onde selon les équations suivantes :

$$l(x, y) = \frac{2\pi}{\alpha(x, y)} \times h_0^*, \text{ et}$$

$\beta = \text{arc tan}(l_y/l_x)$, où β correspond à l'angle entre le grand axe de l'ellipse tidale et la crête des corps sédimentaires (fig. II-23).

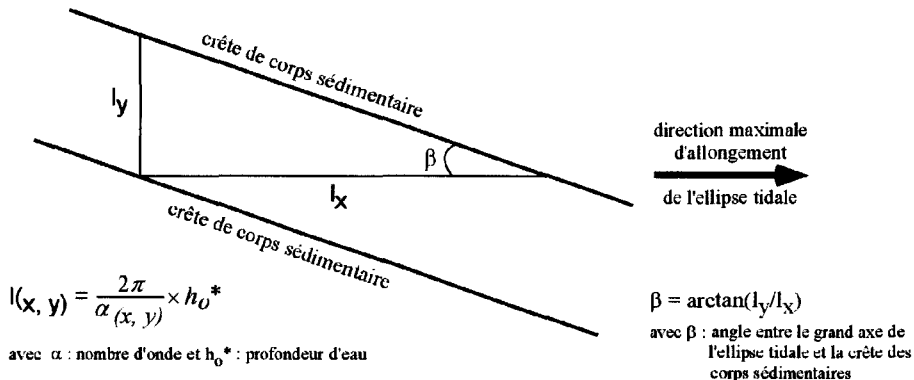


Figure II-23 : Schéma expliquant le calcul de l'orientation β (par rapport à l'ellipse des courants tidaux) et de la longueur d'onde l des corps sédimentaires à partir des nombres d'ondes α_x et α_y .
Scheme explaining calculation of the orientation β (relative to the tidal current ellipse) and of the wavelength l of the sedimentary bodies from wave numbers α_x and α_y .

3-2-2-1 : Validité du modèle

Des tests ont été réalisés à partir de données de terrain provenant d'un champ de dunes situé au large de la Hollande (Blondeaux et al., 1999). Les résultats montrent la capacité du modèle à prédire les caractéristiques morphologiques (longueur d'onde et orientation) des corps sédimentaires (bancs sableux ou dunes) qui se développent dans un environnement tidal.

Sur notre zone, une première simulation a été réalisée à partir des données relatives au secteur NW, pour lequel des valeurs objectives et précises des paramètres ont pu être fournies. Les résultats sont résumés sur la fig. II-24.

Deux maxima de croissance des perturbations sont prédits. La croissance la plus rapide est observée pour $(\alpha_x ; \alpha_y) = (0,516 ; -0,137)$, indiquant que les figures sédimentaires les plus susceptibles d'apparaître sont de très grandes dunes espacées de 377 m et orientées N142°. Le deuxième maximum de croissance matérialise le développement de dunes relativement similaires avec 330 m de longueur d'onde et une orientation N147°.

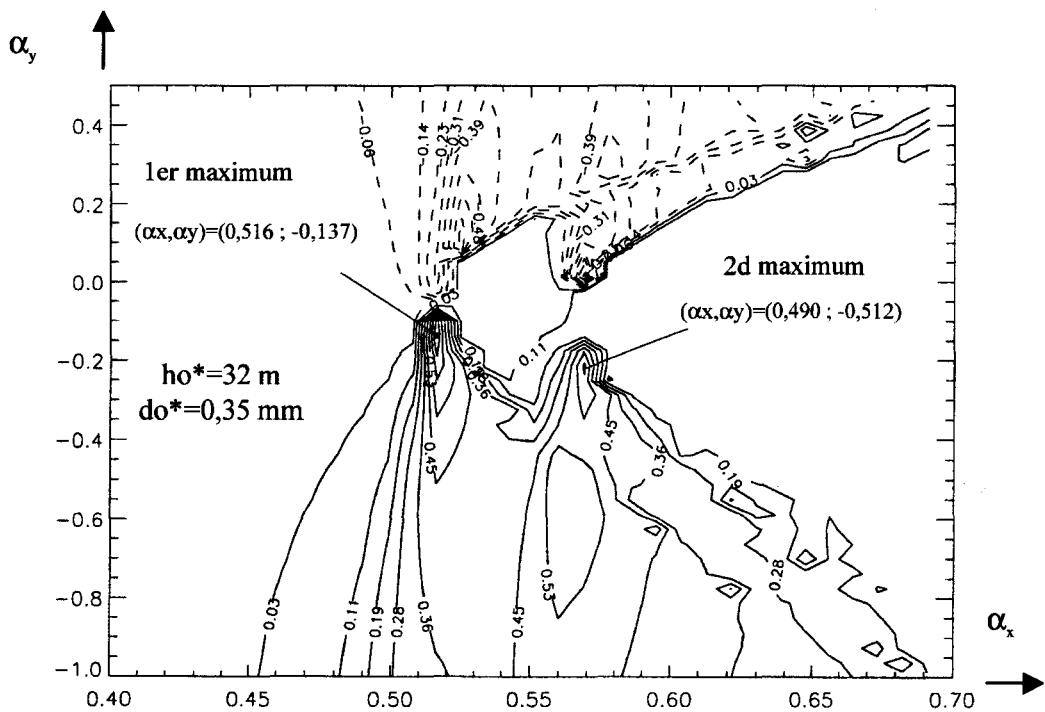


Figure II-24 : Test 1. Formation des dunes dans le secteur NW. Carte d'isovaleurs de $\bar{\gamma}_R$ dans le plan $(\alpha_x ; \alpha_y)$ pour $do^*=0,35$ mm, $ho^*=32$ m, $Uo^*=112$ cm/s, $e=0,05$, vitesse de courant résiduel : 4,5 cm/s.

Test 1. Dune generation in sector NW. Contour map of $\bar{\gamma}_R$ in the $(\alpha_x ; \alpha_y)$ -plane for $do^=0.35$ mm, $ho^*=32$ m, $Uo^*=112$ cm/s, $e=0.05$, residual current speed: 4,5 cm/s.*

Les résultats de la modélisation sont cohérents avec les mesures de terrain. Les longueurs d'onde et orientations prédites se situent dans la gamme des valeurs mesurées dans le secteur NW (tab. II-3). La corrélation entre les valeurs mesurées et prédites décroît vers le SW où la proximité et l'imbrication des dunes avec celles du secteur Mb altèrent probablement leur identité propre.

	Longueur d'onde (m)		Orientation (°N)	
	Gamme	Moyenne	Gamme	Moyenne
mesure : secteur NW	222-635	410	145-168	152
prédiction : $ho^*=32$ m, $do^*=0,35$ mm	330 ² et 377 ¹		142 ¹ et 147 ²	

Tableau II-3: Longueur d'onde et orientation mesurées et prédites par le modèle dans le secteur NW pour une profondeur d'eau de 32 m et un sédiment de 0,35 mm de diamètre. Les valeurs suivies de ¹ et ² concernent respectivement les premier et second maxima de $\bar{\gamma}_R$.

Measured and predicted wavelength and orientation in sector NW for a 32-m water depth and 0.35-mm particles. Values followed by ¹ and ² concern respectively the first and second maxima of $\bar{\gamma}_R$.

3-2-2-2 : Sensibilité du paramètre « profondeur d'eau »

Pour la deuxième simulation la profondeur d'eau a été fixée à 36 m afin de simuler les conditions moyennes de courant de fond relatives au secteur SE. Les valeurs des autres paramètres ont été maintenues constantes, ce qui permet d'appréhender la sensibilité des résultats au paramètre profondeur d'eau.

Le maximum de $\bar{\gamma}_R$ est atteint pour $(\alpha_x ; \alpha_y) = (0,516 ; -0,212)$ (fig. II-25), indiquant la présence de dunes espacées de 405 m et orientées N149°. Ces corps sédimentaires présentent une orientation similaire et une longueur d'onde légèrement supérieure (+ 28 à +75 m) à celle des dunes prédites pour une profondeur de 32 m. L'augmentation, quoique faible, des longueurs d'onde des dunes sous l'effet de l'accroissement de la profondeur d'eau est cohérente avec les observations de Yalin (1964), Allen (1984b) et Flemming (1994). Globalement il résulte que, sur la zone d'étude, la profondeur d'eau joue un rôle mineur sur l'espacement des dunes et nul sur leur orientation.

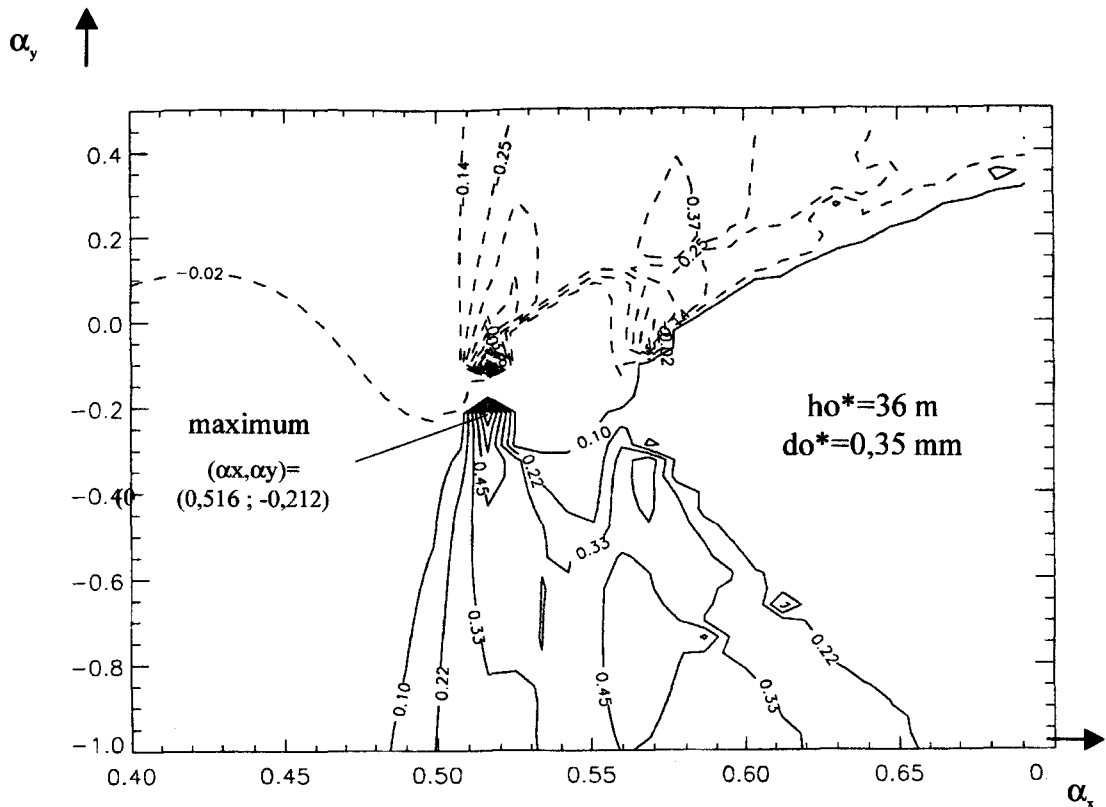


Figure II-25 : Test 2 : profondeur d'eau du secteur SE. Carte d'isovaleurs de $\bar{\gamma}_R$ dans le plan $(\alpha_x ; \alpha_y)$ pour $do^*=0,35$ mm, $ho^*=36$ m, $Uo^*=112$ cm/s, $e=0,05$, vitesse de courant résiduel : 4,5 cm/s.

Test 2: water depth of sector SE. Contour map of $\bar{\gamma}_R$ in the $(\alpha_x ; \alpha_y)$ -plane for $do^=0.35$ mm, $ho^*=36$ m, $Uo^*=112$ cm/s, $e=0.05$, residual current speed: 4.5 cm/s.*

Comparées aux observations de terrain relatives au secteur SE, la longueur d'onde et l'orientation prédites ne sont pas dans les gammes de mesures (tab. II-4) : la longueur d'onde prédite est sous-estimée de 295 m en moyenne (entre 185 et 675 m) et l'orientation prédite est 26° plus au Sud en moyenne (entre 19° et 36°). Dans le secteur Mc, la profondeur d'eau de 35 m est proche de la valeur utilisée pour ce deuxième test. Les orientations, prédite et observée, sont identiques (N149°). Par contre, les longueurs d'onde prédites (405 m) sont supérieures à celles observées (227 à 350 m).

Il résulte que la différence de profondeur d'eau existant entre les secteurs NW, Mc et SE n'explique pas le contraste de morphologie et la morphologie des dunes elles-mêmes.

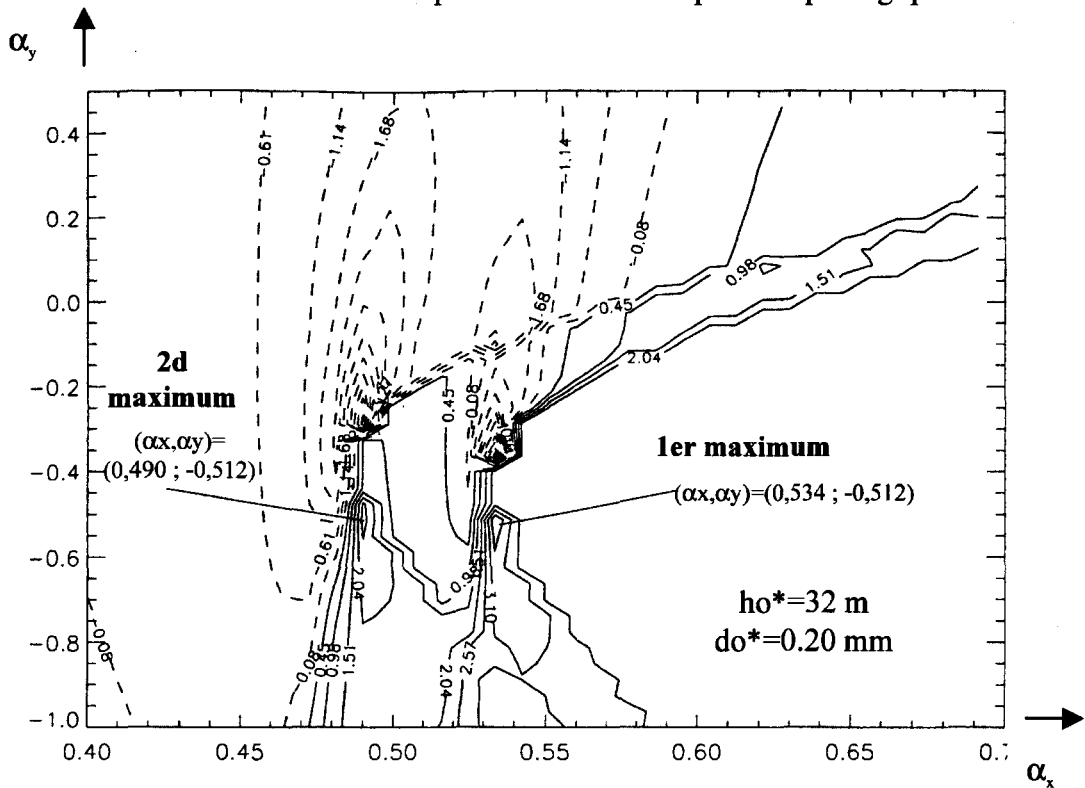
	Longueur d'onde (m)		Orientation (°N)	
	Gamme	Moyenne	Gamme	Moyenne
mesure				
secteur SE	589-1081	740	113-130	123
secteur Mc	227-350	290	145-155	149
prédiction :				
ho*=36 m, do*=0,35 mm	405		149	

Tableau II-4 : Longueur d'onde et orientation mesurées et prédites par le modèle dans les secteurs Mb et Mc, pour une profondeur d'eau de 36 m et un sédiment de 0,35 mm de diamètre.
Measured and predicted wavelength and orientation in sectors Mb and Mc for a 36-m water depth and 0.35-mm particles.

3-2-2-3 : Sensibilité du paramètre « taille du sédiment »

Une troisième simulation a consisté à tester la sensibilité des résultats au paramètre « taille du sédiment ». La valeur de 0,2 mm a été choisie de manière relativement arbitraire : elle ne constitue pas une valeur représentative ou synthétique d'un secteur sédimentaire de la zone d'étude, mais correspond à un diamètre de grain présent sur l'ensemble de la zone et mobile. Les valeurs des autres paramètres sont identiques à celles de la première simulation (rappel : ho*=32 m).

Les résultats (fig. II-26) indiquent deux maxima de croissance, l'un pour $(\alpha_x ; \alpha_y) = (0,534 ; -0,512)$ et l'autre pour $(\alpha_x ; \alpha_y) = (0,490 ; -0,512)$, respectivement caractéristiques de dunes de 275 et 285 m de longueurs d'onde, orientées N171° et N173°.



	longueur d'onde (m)	orientation (°N)
do*=0,35 mm	330 ² et 377 ¹	142 ¹ et 147 ²
do*=0,20 mm	275 ¹ et 285 ²	171 ¹ et 173 ²
différence :	55 à 98 m	24 à 31 °

Tableau II-5 : Comparaison entre les longueurs d'onde et les orientations prédites par le modèle pour des sédiments de 0,35 et 0,20 mm. Les valeurs suivies de ¹ et ² concernent respectivement le premier et le second maximum de croissance de la perturbation.

Comparison between predicted wavelengths and orientations for 0.35 and 0.20-mm. Values followed by ¹ and ² concern respectively the first and second perturbation growth maximum.

3-3 : Discussion et perspectives

Bien que le modèle soit adapté à prédire la croissance de perturbations infinitésimales du fond (rapport amplitude/profondeur faible) et non de structures de taille finie comme les dunes de notre zone d'étude les simulations réalisées mettent en évidence sa capacité à prédire la morphologie des corps sédimentaires qui se développent dans un environnement tidal. Les résultats indiquent un contrôle prépondérant de la taille du grain sur la morphologie des dunes, conclusion en accord avec les travaux de Bokuniewicz et al. (1977) qui indiquent que l'apparition des dunes est bien plus contrôlée par la granularité du sédiment que par les conditions hydrodynamiques. La profondeur d'eau semble n'avoir qu'une influence mineure sur les caractéristiques morphologiques des dunes. L'adoption d'une valeur de profondeur d'eau moyenne semble suffisante pour prédire la morphologie des dunes dans la zone d'étude.

Ces résultats soulignent l'importance de la paramétrisation du sédiment dans ce type de modèle numérique. Des améliorations pourraient être obtenues grâce à : 1) la définition d'une « courbe granulométrique dynamique » basée sur l'association des données de la granulométrie et de la forme et la nature des particules mobiles, ainsi que sur l'intégration des effets que chaque population de grains peut générer sur la mobilité des autres afin d'annuler le problème de la mobilité différentielle ; 2) l'intégration de la notion de déficit sédimentaire ou d'appauvrissement en sédiment mobile qui conduit à l'inhibition du développement des dunes passant par une diminution de leurs longueurs d'onde. Les expérimentations en canaux, à mi-chemin entre modèle et terrain, pourraient constituer une voie intéressante pour l'amélioration de la définition et de la description du paramètre « taille de sédiment ».

Au sein de la zone d'étude, une variabilité spatiale de la direction, de l'asymétrie et de l'intensité du courant de marée a été mise en évidence grâce à l'analyse des données morfo-sédimentaires (voir § 1-3-2). Une perspective serait de simuler l'influence des caractéristiques du courant de marée sur la morphologie des dunes et de la comparer avec celle du sédiment.

Conclusions :

Les données acquises et utilisées nous ont permis de réaliser une cartographie morpho-sédimentaire détaillée de la zone d'étude.

La zone d'étude correspond à un champ de très grandes dunes (Berné *et al.*, 1989b ; Ashley, 1990) dont les amplitudes sont comprises entre 4 et 12,5 m et les longueurs d'onde entre 200 à 1100 m. Les dimensions de ces dunes suivent la relation $H=0,3569.L^{0,4739}$, relation intermédiaire entre celles établies par Flemming (1988a) et par Dalrymple (1984), qui témoigne d'une limitation de l'amplitude des dunes sous l'effet de fluctuations importantes et rapides de la profondeur d'eau (marnage macrotidal de 6,5 m en vive-eau). Les sédiments présents s'étendent des sables fins aux cailloutis. La nature du sédiment est homogène et constante (lithoclastes, débris coquilliers et grains de quartz), indiquant un nourrissage de la zone à partir d'un stock sédimentaire régional commun, mais la granularité du sédiment est fortement variable à l'échelle de la zone d'étude et des dunes.

Sur la zone d'étude, une frontière orientée N35° sépare deux ensembles morpho-sédimentaires contrastés. Le secteur SE présente des caractéristiques régionales. Les très grandes dunes sablo-gaveleuses reposent sur une semelle de cailloutis résiduels et sont associées à des rubans sableux épars. Les dunes sont isolées, de forme généralement tri-dimensionnelle, présentent des longueurs d'onde anormalement grandes et sont quasiment dépourvues de dunes surimposées. Ces caractéristiques sont propres aux environnements de haute énergie et pauvres en sédiment sableux. Dans le secteur NW, la semelle de cailloutis est intégralement recouverte de sables moyens homogènes, modelés de petites à très grandes dunes. Ces dernières sont agencées en un champ compact et présentent des formes bi-dimensionnelles et des morphologies d'équilibre. Ces caractéristiques sont typiques des environnements de plus faible énergie et riches en sables. Ce secteur constitue l'extrême prolongation SW du banc du South Falls et ces caractéristiques, locales, indiquent une dépendance vis-à-vis de ce banc et un nourrissage sédimentaire par ce banc.

A l'échelle des dunes, les paramètres granulaires du sédiment (grain moyen, classement et asymétrie) montrent une distribution qui témoigne de processus de transport par charriage des populations de coquilles et de grains de quartz : du pied au sommet des dunes, le sédiment devient plus grossier, mieux trié et d'asymétrie plus positive. Au sommet des plus grandes dunes, les grains de quartz semblent être fréquemment transportés par suspension (e.g. dune i).

Le modèle tri-dimensionnel de Blondeaux *et al.* (1999, 2000 et soumis) prédit le type et les caractéristiques morphologiques des corps sédimentaires qui se développent dans un environnement hydro-sédimentaire paramétré. Les simulations réalisées montrent la capacité du modèle à prédire la morphologie des dunes sur notre zone d'étude. Les résultats indiquent un contrôle prépondérant de la taille du sédiment sur la longueur d'onde et l'orientation des dunes, alors que la profondeur d'eau joue un rôle mineur sur l'espacement des dunes et nul sur leur orientation. Dans ce type de modèle, il apparaît donc que la

paramétrisation du sédiment est cruciale. Actuellement, le sédiment est paramétrisé par une taille. Foti et Blondeaux (1995) et Blom et *al.* (2000) ont montré l'influence de la polymodalité du sédiment sur la morphologie des dunes et sur la mobilité relative des populations de particules. Dans les environnements sédimentaires hétérogènes (cas du secteur SE), le sédiment ne peut être assimilé à une taille unique comme le grain moyen par exemple. Il paraît donc indispensable d'améliorer la paramétrisation du sédiment dans le modèle par l'intégration de la distribution granulométrique du sédiment ou de celle de plusieurs tailles de particules.

Chapitre III :

**Hydrodynamisme
et
transport sédimentaire**

Dans les secteurs peu profonds de la plate-forme continentale du Nord-Ouest de l'Europe les courants de marée sont les principaux agents responsables de la dynamique sédimentaire. Toutefois les courants non-tidaux irréguliers sont une source additionnelle d'agitation sur le fond et peuvent temporairement modifier les caractéristiques du transport sédimentaire (voir chap. I, § 2). Salomon et al. (1993) et Prandle (1993) montrent qu'environ la moitié voire les deux tiers du flux d'eau résiduel passant au travers du détroit du Pas-de-Calais sont imputables à l'effet des vents. A partir de calculs du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente du vent sur la colonne d'eau, McKenzie et Legget (1993) concluent à une action dominante du vent ($6 < \text{vitesse} < 7 \text{ m.s}^{-1}$) comme source de turbulence sur des sites d'une trentaine de mètres de profondeur. Selon Grochowsky et al. (1993b), les vents sont en mesure de modifier et même d'inverser le transport sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais contrairement aux houles moyennes dont l'effet est négligeable.

Dans ce chapitre nous tenterons de déterminer les agents hydrodynamiques responsables de la mobilité du sédiment et de quantifier leur impact sur la dynamique sédimentaire. Une classification de ces agents est recherchée, en fonction de leur capacité à mobiliser le sédiment et de l'échelle de temps concernée par les processus.

1 : Rappels : quelques paramètres importants pour la dynamique sédimentaire

La mobilité du sédiment dépend de la vitesse de frottement exercée par l'écoulement sur le fond (U_*). Lorsque cette vitesse dépasse la vitesse critique d'entraînement des particules ($U_{* \text{ crit}}$), le sédiment commence à bouger.

Il est communément admis que le profil de vitesse du courant sur la tranche d'eau est logarithmique et suit la loi de von Karman-Prandtl :

$$U_z = \frac{U_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1)$$

avec U_z : la vitesse du courant à la cote z au-dessus du fond

κ : la constante de Karman, égale à 0,4

z_0 : le paramètre de rugosité du fond lié à la hauteur de rugosité de Nikuradse k_s par $z_0 = k_s/30$; k_s est estimée à $3 \cdot d_{90}$ (expression de van Rijn), soit 0,24 cm et 2,1 cm respectivement dans les secteurs NW et Mc à couverture homogène de sables moyens, et dans le secteur SE essentiellement constitué de cailloutis (voir chap. II, § 2-1-2-2).

2 : Les données hydrodynamiques : les mesures et les modèles

La connaissance des conditions hydrodynamiques peut être obtenue par la mesure in situ et la modélisation numérique. Les mesures in situ constitue une donnée brute qui renseigne sur les caractéristiques réelles des courants résultant de la combinaison des différents agents hydrodynamiques (marée, vent, houle). La modélisation permet de simuler les courants par le calcul en intégrant séparément ou non les multiples processus.

2-1 : Les mesures

2-1-1 : Les courants tidaux aux alentours de la zone d'étude : les données bibliographiques

2-1-1-1 : La prédominance du courant de jusant : une caractéristique régionale

Dans la majeure partie du détroit, le courant de jusant dirigé vers le SW est dominant en durée et en intensité sur le courant de flot portant au NE (voir fig. I-33). Localement la morphologie du fond marin génère des particularités hydrodynamiques. Du fait du resserrement du bassin, les courants présentent un caractère alternatif marqué. Les bancs du South Falls et du Sandettié, dont les sommets culminent à moins de 7 m de profondeur, constituent des barrières contrariant la progression de l'onde de marée. Respectivement allongés en direction N15° et N65°, ces bancs forment un vaste entonnoir qui canalise au NE le courant de jusant (van Veen, 1936). Il en résulte une accélération du jusant qui est maximum à l'extrémité SW des bancs. Smith (1988a et b) décrit l'exacerbation des courants de jusant à partir de mesures réalisées sur les champs de dunes localisés entre les deux bancs, vers leurs extrémités (fig. III-1).

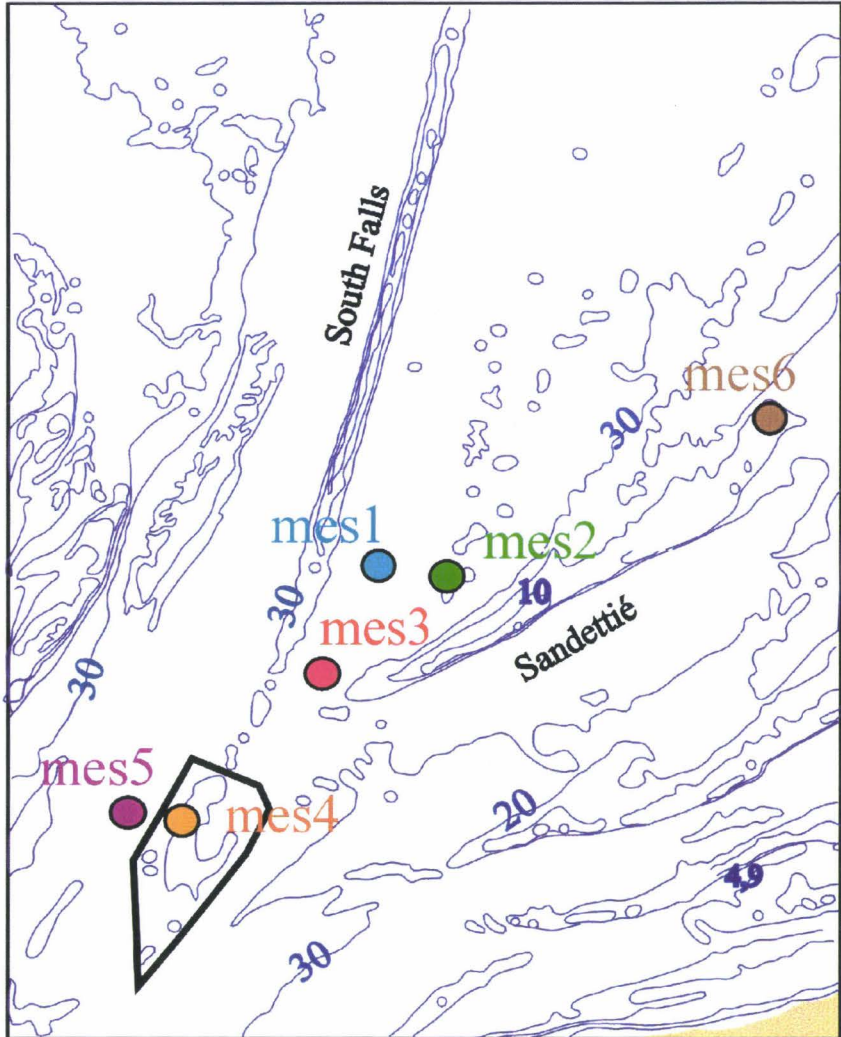


Figure III-1 : Localisation de mesures de courant utilisées dans la présente étude. Les mesures sont issues de la bibliographie et situées alentour de la zone d'étude (polygone noir). mes1 : Anonyme (1975), mes2 : Anonyme (1976), mes3 : Burton (1977), mes4 : mesure SHOM/MHA (1987), mes5 : mesure MAFF (1973), mes6 : mesure SHOM/MHA (1995).

Location of current measurements used in the present study. Measurements are extracted from literature and located in the vicinity of the study area (black polygon). mes1: Anonymous (1975), mes2: Anonymous (1976), mes3: Burton (1977), mes4: SHOM/MHA measurement (1987), mes5: MAFF measurement (1973), mes6: SHOM/MHA measurement (1995).

Les données courantométriques utilisées dans le présent mémoire sont résumées dans le tableau III-1-a. Le profil de vitesse logarithmique (Eq. 1) permet d'estimer les vitesses correspondantes à 1 m du fond (tab.

III-1-b). A l'exutoire de l'entonnoir (point mes3), l'asymétrie des pointes de courant à 9 m de profondeur et à 1 m du fond est respectivement de 86 et 74 cm/s en faveur du jusant.

a)	Profondeur de mesure	Pointe de flot (cm/s)		Pointe de jusant (cm/s)	
		Direction : N41°		Direction : N212°	
		VE	ME	VE	ME
Point mes1 (Anonyme, 1975)	surface	122	55	148	85
Point mes2 (Anonyme, 1976)	surface	190	100	230	120
Point mes3 (Burton, 1977)	9 m	98	84	184	102

b)	Cote de calcul	Pointe de flot (cm/s)		Pointe de jusant (cm/s)	
		Direction : N41°		Direction : N212°	
		VE	ME	VE	ME
Point mes1	1 m du fond	100	45	121	69
Point mes2	1 m du fond	155	82	188	98
Point mes3	1 m du fond	84	72	158	87

Tableau III-1 : Pointes des courants de flot et de jusant mesurées en morte eau et vive eau moyennes aux points mes1, mes2 et mes3 (localisation fig. III-1). (a) vitesses en surface ou à 9 m de profondeur, (b) vitesses estimées à 1 m au-dessus du fond.

Flood and ebb current peaks measured during mean neap and mean spring tides at the sites mes1, mes2 and mes3 (location on fig. III-1). (a) velocities at sea surface or at 9 m water depth, (b) velocities estimated 1 m above the sea bed.

2-1-1-2 : La prédominance du courant de flot : une caractéristique locale

Dans le secteur NW (Ma/S1) de la zone d'étude, les courants de marée ont des caractéristiques différentes.

* Une mesure de courant a été effectuée (SHOM/MHA) du 12 au 14 février 1987 à 5 m de profondeur au niveau de la bouée MPC en conditions de marée moyenne (fig. III-2).

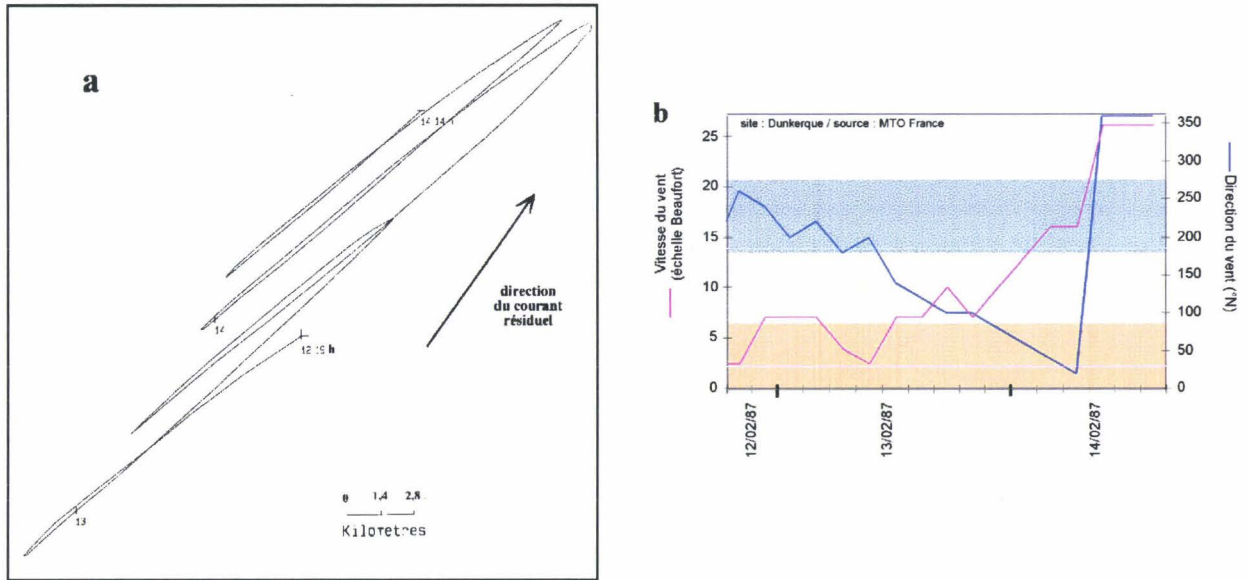


Figure III-2 : Mesure de courant au site mes4. (a) vecteurs cumulés de courant, et (b) caractéristiques des vents.

Current measurement at the site mes 4. (a) cumulated vectors of the current, and (b) wind characteristics.

Le flot dirigé N50° dure une demi-heure de plus que le jusant orienté N230°. La pointe de flot atteint 163 cm/s contre 153 cm/s pour la pointe de jusant. Les vitesses estimées à 1 m du fond sont respectivement de 119 (flot) et 111 cm/s (jusant) (tab. III-2).

Profondeur	Pointe de flot (cm/s) Direction : N50°	Pointe de jusant (cm/s) Direction : N230°
5 m	163	153
1 m au-dessus du fond	119	111

Tableau III-2 : Pointes de courant de flot et de jusant mesurées à 5 m de profondeur en conditions de marée moyenne au point mes4 (localisation fig. III-1), et estimées à 1 m du fond.

Flood and ebb current peaks measured at 5-m water depth in mean tide conditions at the site mes4 (location fig. III-1), and estimated 1-m above the sea bed.

Au cours de la période de mesure, les vents ont soufflé depuis le secteur SW à des vitesses de 2 à 4 m/s le 12 septembre, et depuis le secteur nord à des vitesses de 7 à 10 m/s le 14. Etant donnée la faiblesse des vents de SW, les courants mesurés les 12 et 13 septembre peuvent être considérés comme représentatifs de conditions

purement tidales. Il en résulte que le secteur NW est soumis à un hydrodynamisme de marée dominé par le flot, avec un courant résiduel orienté N40° environ. L'asymétrie des courants est faible (8 cm/s à 1 m au-dessus du fond) par rapport à celle qui a été estimée pour le secteur SE.

* Immédiatement à l'Ouest du point du site mes4, une mesure réalisée les 15 et 16 septembre 1973 indique une symétrie des courants de flot et de jusant (Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, G.B) (fig. III-3).

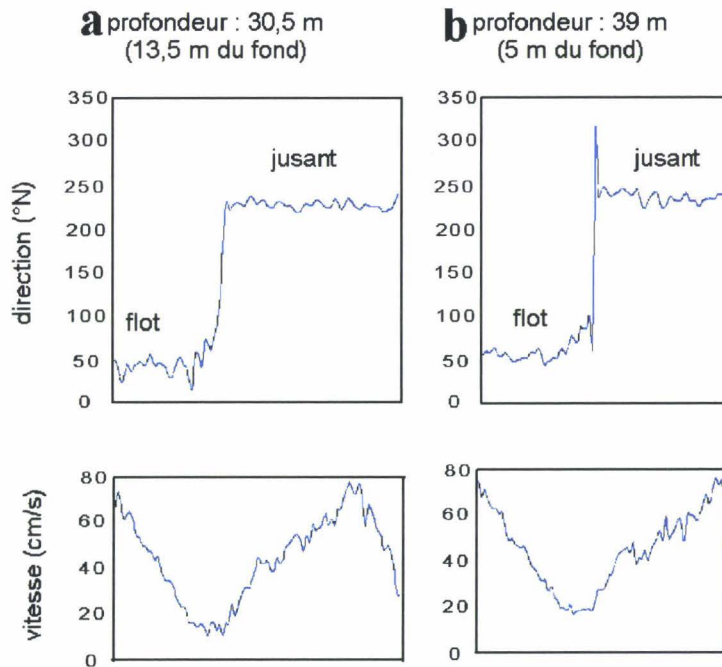


Figure III-3 : Mesure de courant mes5 (localisation fig. III-1). Direction et vitesse du courant à 13,5 m (a) et 5 m (b) au-dessus du fond.

Current measurement at site mes5 (location fig. III-1). Current direction and velocity at 13.5 m (a) and 5 m (b) above the sea bed.

Encore plus à l'Ouest, les données de courant du SHOM (1968, voir fig. I-33) indiquent un hydrodynamisme à nouveau dominé par le jusant avec 20cm/s d'asymétrie de vitesse en surface.

2-1-1-3 : Synthèse : hydrodynamisme tidal sur la zone d'étude

Dans les environnements tidaux, le caractère fortement alternatif des courants et leur asymétrie sont indispensables au développement de dunes (McCave, 1971). Selon Johnson et al. (1982), une asymétrie de vitesse de 5 cm/s entre flot et jusant suffit à déterminer une direction de transport résiduel à long terme. Sur la zone d'étude, ces conditions sont remplies et expliquent la présence de dunes. Les courants présentent un caractère alternatif marqué et des vitesses élevées (jusqu'à 230 cm/s environ en surface et 190 cm/s près du

fond), dues à la morphologie du bassin (détroit, bancs sableux). L'asymétrie minimale des vitesses de courant est de 8 cm/s (secteur NW). A partir des mesures de courant reportées dans la littérature et présentées précédemment, un schéma de l'hydrodynamisme tidal a pu être proposé pour la zone d'étude (fig. III-4).

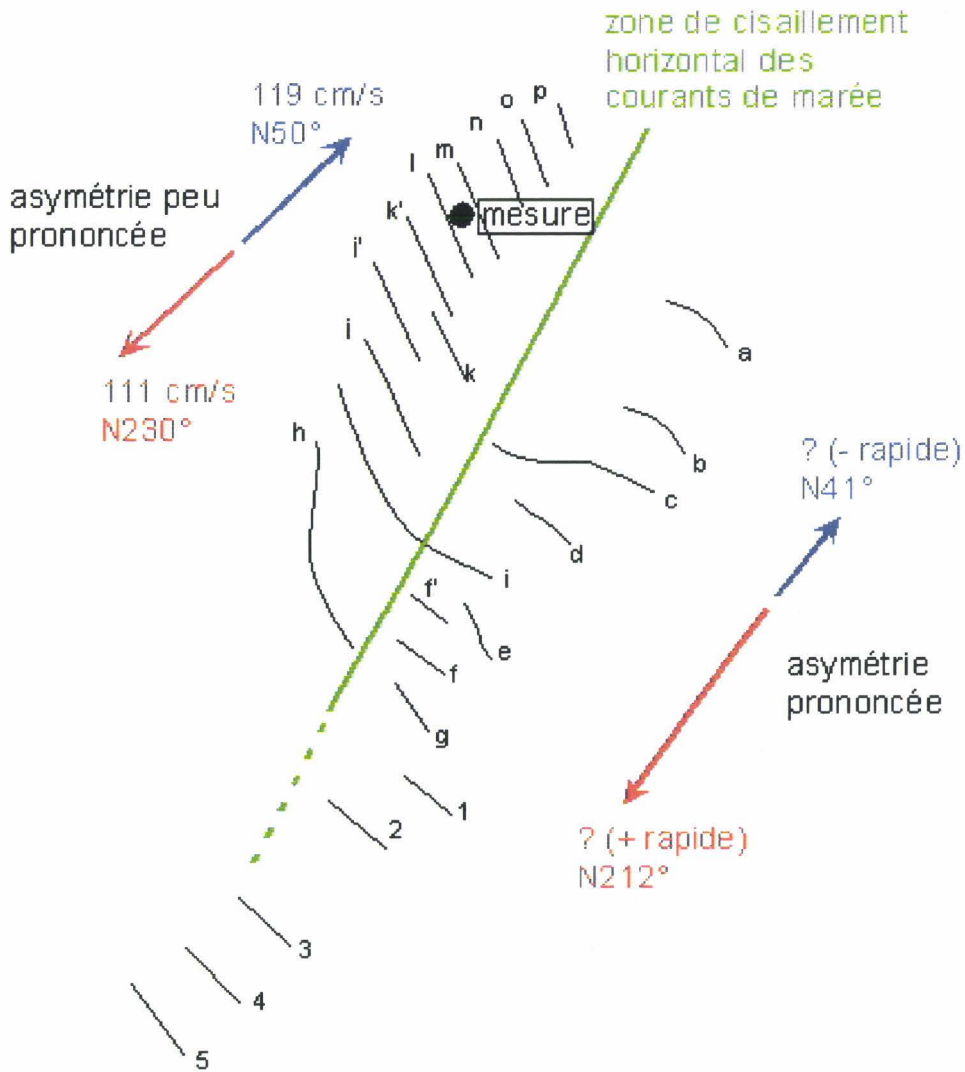


Figure III-4 : Schéma de l'hydrodynamisme tidal sur la zone d'étude. Flèches bleues et rouges : points de courant de flot et de jusant.

Tidal hydrodynamism scheme relative to the study area. Blue and red arrows : flood and ebb current peaks.

Dans le secteur SE, les courants présentent des caractéristiques à valeur régionale. Ce secteur bénéficie vraisemblablement de la forte accélération du jusant observée à l'extrémité des bancs sableux

du South Falls et du Sandettié, quelques 8 km en amont. L'asymétrie flot-jusant est probablement moins marquée sur la zone d'étude. **Dans le secteur NW**, l'hydrodynamisme présente des particularités locales. L'asymétrie des courants y est moins prononcée et inversée : le flot qui s'écoule à 119 cm/s près du fond domine le jusant de 8 cm/s. Le South Falls, dont le secteur NW de la zone d'étude constitue l'extrême prolongement méridional, joue vraisemblablement le rôle d'une barrière morphologique qui protège ce secteur de l'action du jusant, permettant ainsi au flot d'être légèrement dominant.

La différence de compétence des courants de marée, ainsi que leur cisaillement horizontal à la frontière entre les secteurs NW et SE, confirment le contraste morpho-sédimentaire établi entre les dunes des deux secteurs (voir chap. II). Sous l'effet des courants tidaux le transport sédimentaire à long terme s'effectue donc vraisemblablement vers le NE dans le secteur NW, et vers le SW, de manière plus intense, dans le secteur SE.

2-1-2 : Les courants résultant de la combinaison de la marée et des vents

2-1-2-1 : Influence des tempêtes sur l'hydrodynamisme : exemple de mesures effectuées en septembre 1995

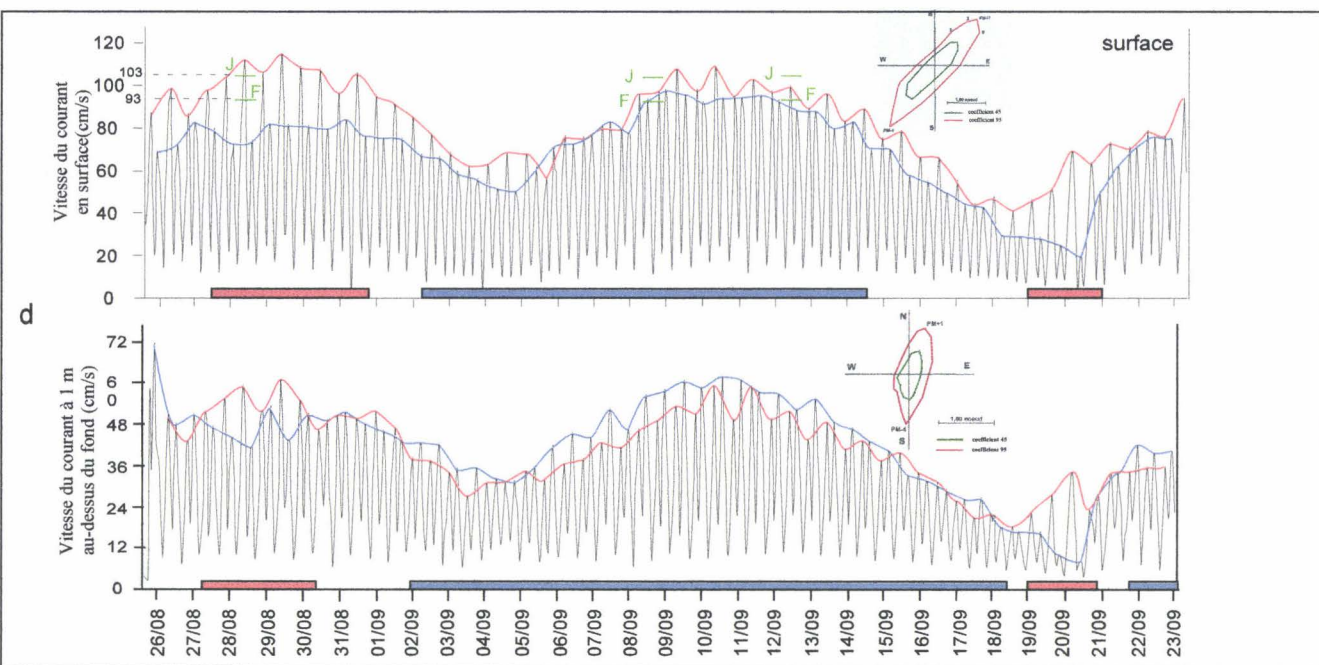
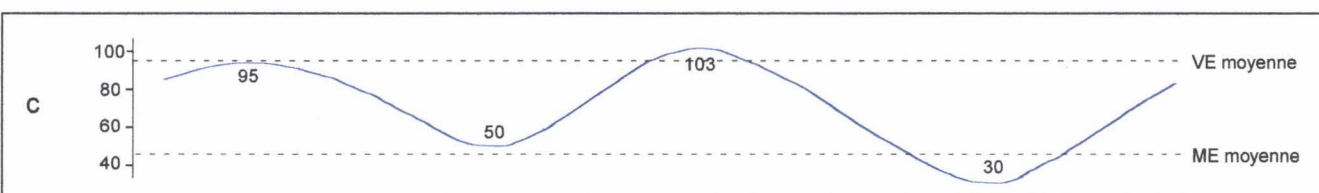
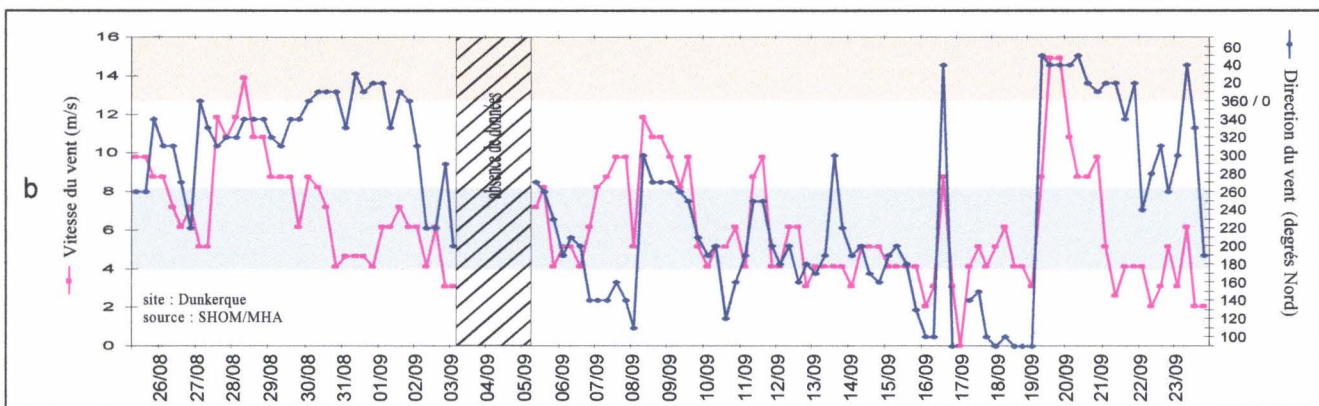
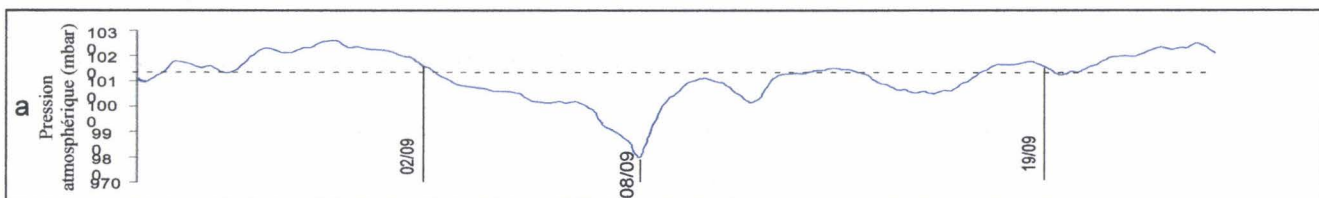
Herman (1996) a analysé et mis en évidence l'influence d'une tempête sur l'hydrodynamisme de la colonne d'eau en comparant des données courantométriques et météorologiques.

En septembre 1995 une tempête d'origine cyclonique (cyclone Isis) traverse le sud de la mer du Nord. Des mesures de courant ont été réalisées par la Mission Hydrographique de l'Atlantique (SHOM) entre le 25 août et le 23 septembre 1995 au point mes6, situé à l'extrémité NE du banc du Sandettié, à une trentaine de kilomètres de notre zone d'étude vers 28,5 m de profondeur (voir localisation fig. III-1). Les courants ont été mesurés depuis la surface jusqu'à 3,5 m du fond grâce à un profileur de courant à effet Doppler, et à un mètre au-dessus du fond au moyen d'un courantomètre à rotor (fig. III-5).

* Phénomènes météorologiques

La dépression à l'origine de la tempête s'est amorcée le 1er septembre pour atteindre son paroxysme le 8 septembre (980 mbar) et se résorber le 18 septembre (fig. III-5a).

Au cours de cette période les vents sont violents et montrent d'importantes variations de direction (fig. III-5b). Du 25 août au 2 septembre, les vents soufflent du secteur NW passant à N-NE avec des vitesses molissant de 14 à 6 m/s. Le 2 septembre l'installation de la dépression est soulignée par un rapide changement de la direction des vents : en 12 heures, ils tournent du secteur N-NE au secteur S-SW. Du 2 au 9 septembre leur vitesse s'intensifie de 4 jusqu'à 11 m/s lors du passage du centre dépressionnaire les 7 et 8 septembre. Du 9 au 16 les vents sont modérés et soufflent entre 2 et 5 m/s. Du 16 au 18 septembre le comblement de la dépression s'accompagne de faibles vents (3 m/s) qui tournent depuis le secteur S jusqu'au secteur E.

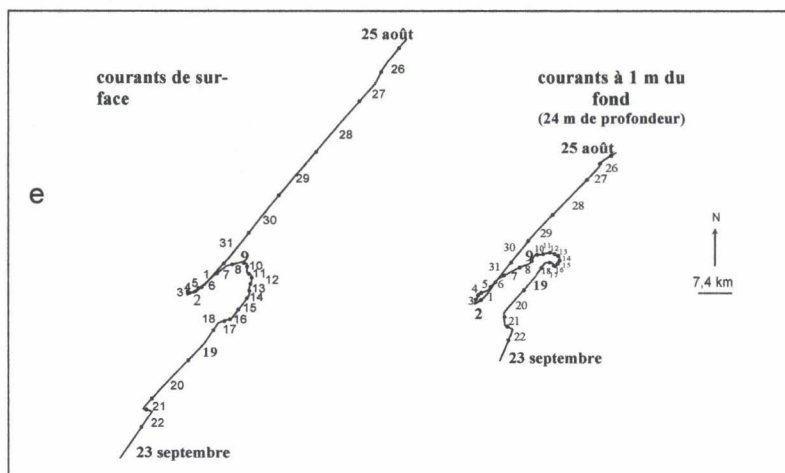


légendes de b :

- vent de secteur NE soufflant dans la direction du jusant
- vent de secteur SW soufflant dans la direction du flot

légendes de c et d :

- pointes de jusant
- pointes de flot
- période de jusant renforcé
- période de flot renforcé
- J — pointe de jusant de VE moyenne
- F — pointe de flot de VE moyenne



Du 19 au 23 septembre, les vents s'établissent depuis les secteurs NE à N-NE, excepté durant quelques heures les 21 et 22 septembre où ils proviennent de l'W-NW. Particulièrement puissants le 19 (15 m/s), ils faiblissent ensuite rapidement de 5 à 2 m/s.

* Courants

Au point de mesure, la marée présente des caractéristiques similaires à celles de notre zone d'étude à un facteur de temps près. Le jusant orienté vers le SW est également la phase de courant dominante. Toutefois les courants y sont moins rapides et leur asymétrie moins marquée : en surface, les pointes de jusant et de flot y sont inférieures de plus de 10 cm/s et atteignent respectivement 103 et 93 cm/s en vive eau moyenne (coefficient 95) témoignant d'une asymétrie de 10 % environ.

La période de mesure couvre deux cycles de morte eau-vive eau (fig. III-5c) dont le signal est directement lisible sur les variations globales de l'intensité des courants (fig. III-5d). Cependant, les caractéristiques des courants instantanés sont sujettes à de fortes variations à l'échelle d'un cycle semi-diurne (fig. III-5d) et le courant résiduel intégré sur la journée ne montre pas une signature tidale exclusive dominée par le jusant (fig. III-5e).

- Du 28 août au 1er septembre, le courant résiduel est dirigé vers le S-SW sous l'effet dominant du courant de jusant et induit un déplacement important de la masse d'eau dans cette direction (10 km/j en moyenne). L'asymétrie des pointes de courant est anormalement élevée. Elle atteint jusqu'à 35 % en surface et 30 % sur le fond le 28 août, sous les effets conjugués d'une accélération du jusant et d'un ralentissement du flot. Les vents de secteur NW à N-NE renforcent l'action du jusant et amoindrissent celle du flot d'autant plus qu'ils sont puissants et parallèles aux courants. En particulier, le 28 août, les vents de N-NW (14 m.s-1) accélèrent le jusant de 9 cm/s et ralentissent le flot de 20 cm/s bien que l'on soit en période de vive eau moyenne.

- Entre le 2 et le 9 septembre le phénomène inverse est observé. En surface, l'asymétrie des courants diminue et s'inverse en faveur du flot du 5 au 8 septembre. Sur le fond, l'inversion a lieu sur l'ensemble de cette période selon une asymétrie atteignant jusqu'à 31 %.

Figure III-5 : Paramètre hydrodynamiques et météorologiques enregistrés lors de la tempête de septembre 1995. (a) pression atmosphérique ; (b) caractéristiques des vents au sémaphore de Dunkerque ; (c) coefficients de marée ; (d) vitesses des courants en surface et à 1 m au-dessus du fond ; (e) vecteurs cumulés des courants résiduels journaliers (représentation lagrangienne).

Hydrodynamic and meteorological parameters recorded during the storm of september 1995. (a) atmospheric pressure ; (b) wind characteristics at Dunkerque signal station ; (c) tidal coefficients (proportional to tidal range) ; (d) current velocities at sea surface and 1-m above the sea bed ; (e) cumulated vectors of the daily residual currents (lagrangian representation).

L'inversion du courant résiduel en direction NE est radicale et plus marquée sur le fond qu'en surface : le déplacement cumulé de la masse d'eau vers le NE est de 22 km sur le fond contre 15 km seulement en surface. En cette période de morte eau moyenne les courants de marée sont faibles et les vents de SW, quoique modérés (5 m/s en moyenne), suffisent à renforcer le flot jusqu'à le rendre supérieur au jusant. Par exemple le 8 septembre (coefficient de 95) le flot est accéléré de 6 cm/s et le jusant ralenti de 9 cm/s.

- Du 9 au 19 septembre, le courant résiduel retrouve progressivement une direction S-SW en surface mais le déplacement de la masse d'eau est faible (quelques kilomètres par jour) et les courants instantanés reprennent des caractéristiques tidales. Sur le fond l'inversion, bien que faiblement marquée, perdure. Cela s'accorde avec les observations de Heathershaw (1982) qui note une modification persistante de l'inversion du courant résiduel 20 jours après un événement de tempête.

- Du 19 au 23 septembre le courant résiduel orienté vers le S-SW est important, en particulier les 19 et 20 septembre (20 km de déplacement cumulé de la masse d'eau), où la combinaison de forts vents de N-NE (15 m/s) et de conditions de faible morte eau entraîne une asymétrie des pointes de courant de 70 % en surface et 74% sur le fond. Les 21 et 22 septembre les vents d'W-NW dévient légèrement les courants vers l'E-SE.

* Interprétation :

Lors de la tempête de 1995 l'influence du vent permet d'expliquer les perturbations de courant observées sur l'ensemble de la tranche d'eau. Le vent entraîne un courant de dérive qui se transmet sur le fond en subissant une rotation sous l'effet de la force de Coriolis, de sens anti-horaire dans l'hémisphère nord. Ce phénomène est clairement exprimé par le mouvement hélicoïdal anti-horaire décrit par la direction des vitesses maximales de courant de la surface vers le fond : la direction du jusant varie de N217° à N180° et celle du flot de N42° à N19° (voir ellipses de courant, fig. III-5d). Les vents de NE renforcent le jusant. Ceux de SW, au contraire, le ralentissent et peuvent conduire à une inversion de la prédominance des phases de courant. Une telle inversion est favorisée par la combinaison de forts vents de SW et de conditions de morte eau. La corrélation entre les caractéristiques du vent et celles du courant marin est directe et quasiment synchrone. Toutefois l'inversion persiste plus longtemps sur le fond, traduisant une atténuation plus faible, lors du trajet dans la colonne d'eau, de la force transmise par le vent que par les marées.

Ainsi dans les milieux peu profonds les vents, et en particulier ceux de tempête, sont en mesure de modifier fortement la circulation d'eau sur l'intégralité de la colonne d'eau. Sur notre zone d'étude, plus profonde que le secteur de mesure de 5 à 10 m, mais de caractéristiques tidales similaires, ces phénomènes doivent se produire.

2-1-2-2 : Influence de vents modérés sur les courants de la zone d'étude : exemple de mesures effectuées en 1999

Dans le cadre de notre étude, nous avons effectué des mesures de courant sur une période de 13,3 jours en septembre et octobre 1999 (SHOM/MHA, n/o BORDA) dans le secteur NW, à 1 m au-dessus du fond entre les dunes m et l. Le site de mesure est localisé sur la figure I-42c. Il est situé 200 m à l'Ouest de la mesure mes4 présentée au paragraphe 2-1-1. Toutes les 10 mn, une moyenne des caractéristiques des courants acquis pendant 1 mn à la fréquence de 1 Hz a été enregistrée.

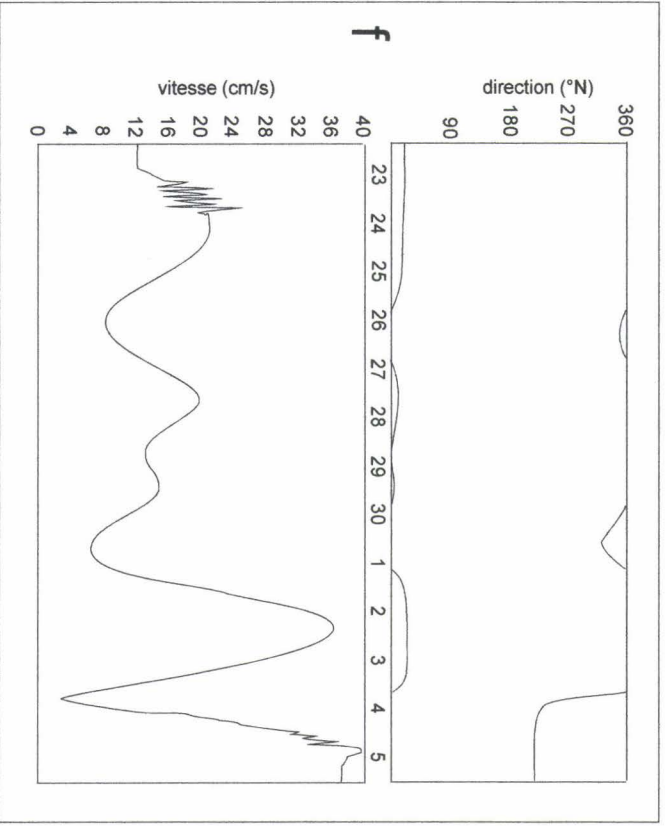
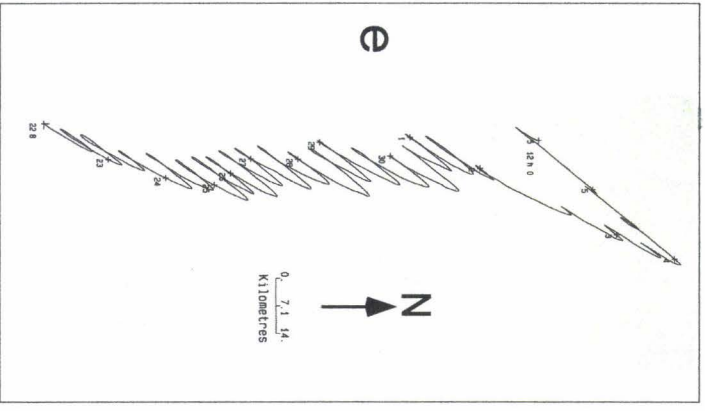
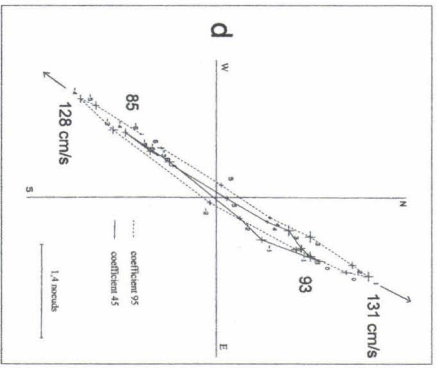
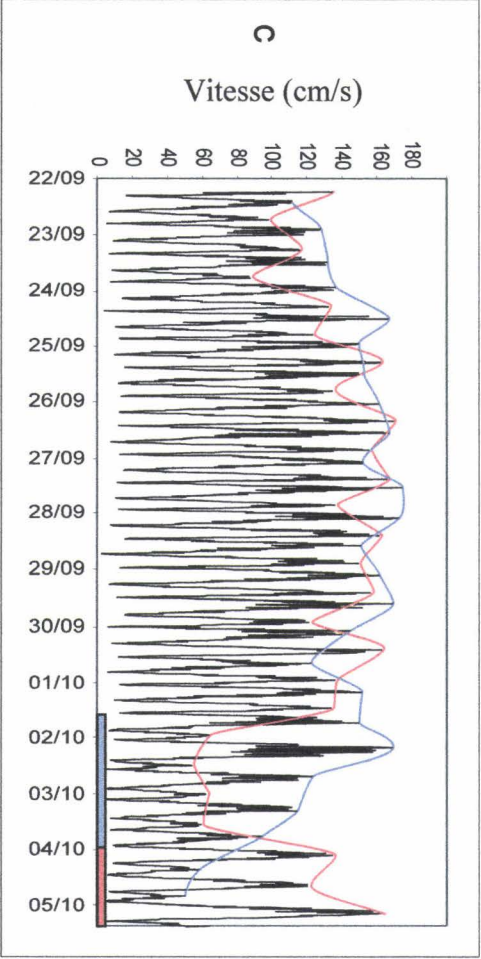
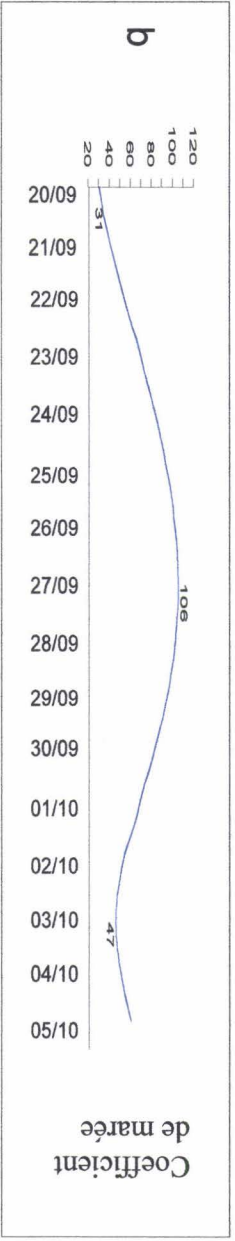
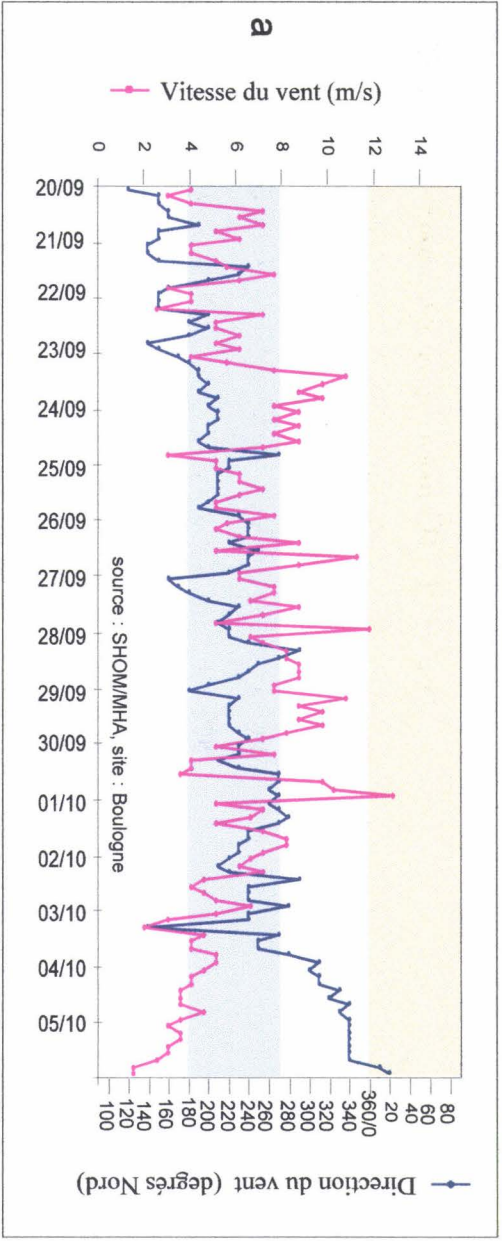
Les mesures couvrent un cycle de faible morte eau - forte vive eau (fig. III-6b). Les ellipses de courant établies à partir des mesures pour une vive eau et une morte eau moyennes mettent en évidence un caractère alternatif marqué et une quasi-symétrie des courants (fig. III-6c). En vive eau et morte eau moyennes, les vitesses de courant de flot, orienté N29°, atteignent respectivement 131 et 93 cm/s, et sont plus rapides de 3 et 8 cm/s que celles du courant de jusant dirigé N216°. Ces vitesses sont similaires à celles obtenues au point mes4 (voir tab. III-2). Globalement, la signature du cycle semi-lunaire se traduit dans les vitesses des courants instantanés, toutefois de fortes variations de la compétence relative du flot et du jusant sont enregistrées. Nous avons distingué quatre périodes durant lesquelles les caractéristiques des courants instantanés (fig. III-6d) et du courant résiduel (fig. III-6e et f) varient nettement :

- *Période 1 (du 22 au 25 septembre)*. Le flot présente des vitesses de pointes supérieures de 30 cm/s à celles du jusant. Le courant résiduel de 20 cm/s est dirigé en direction N20°.
- *Période 2 (du 25 au 30 septembre)*. L'asymétrie des phases de courant s'abaisse à 5 cm/s en moyenne. Le déplacement résiduel de la masse d'eau s'effectue à la vitesse moyenne de 16 cm/s en direction du Nord.
- *Période 3 (du 1er au 4 octobre)*. L'asymétrie augmente fortement jusqu'à atteindre 114 cm/s. Le courant résiduel est de 36 cm/s en direction N20°.
- *Période 4 (les 4 et 5 octobre)*. L'asymétrie des phases de courant s'inverse à la faveur du jusant, qui est plus rapide que le flot de 75 cm/s. Le déplacement de la masse d'eau s'effectue en direction N220° à la vitesse de 38 cm/s.

La marée étant un phénomène cyclique régulier de telles variations de l'asymétrie des phases de courant et du courant résiduel ne peuvent s'expliquer par sa seule intervention.

Le vent a soufflé durant l'ensemble de la période depuis le secteur S-SW entre les 22 septembre et 4 octobre, et depuis le secteur Nord les 4 et 5 octobre, avec des vitesses modérées comprises entre 3 et 12 m/s (fig. III-6a).

L'analyse de l'ensemble de ces données suggère que les vents modifient considérablement les caractéristiques des courants en conditions de marée moyenne ou de morte eau moyenne (périodes 1, 3 et 4) : les vents de SW (périodes 1 et 3) renforcent considérablement le flot, ceux de NE (période 4) le jusant. En vive eau (période 2, coefficients de 80 - 85 et plus) l'influence des vents est faible à nulle et la direction



N20° du courant résiduel témoigne d'une quasi-symétrie du flot et du jusant : cela indique qu'en vive eau les vents moyens ne modifient pas les caractéristiques des courants tidaux. Par exemple, pour un coefficient de marée de 100, des vents de SW de 8-10 m/s ne suffisent pas à modifier les caractéristiques du courant tidal près du fond (26/09), alors que de tels vents combinés à des coefficients de 70 à 85 renforcent le flot jusqu'à engendrer une asymétrie de 40 à 114 cm/s (23-24/09 et 01/10). Pour un coefficient de marée de 55, des vents de SW de 5 m/s suffisent à induire une asymétrie de 55 cm/s en faveur du flot (03/10). L'enregistrement des caractéristiques des vents a été effectué à Boulogne-sur-Mer, secteur protégée des vents de NE par les reliefs du Boulonnais (jusqu'à 200 m environ). Aussi les vents de NE des 4 et 5 octobre soufflant à des vitesses inférieures à 5 m/s à Boulogne s'expriment-t'ils vraisemblablement plus violemment dans le détroit du Pas-de-Calais et donc sur la zone d'étude, et pourraient expliquer l'accélération observée du jusant conduisant à une asymétrie de 75 cm/s en faveur de cette phase de courant. Selon Prandle (1978), dans le détroit, un vent de NE de 8 m/s suffit à annuler le courant résiduel moyen dirigé vers le N.

2-1-2-3 : Synthèse

Dans les milieux peu profonds les épisodes de tempête sont en mesure de modifier l'hydrodynamisme de l'ensemble de la tranche d'eau. Sur notre zone d'étude, des vents de force moyenne peuvent également exercer ce type d'influence.

La faible asymétrie des courants tidaux dans le secteur NW autorise des fluctuations rapides et prononcées des caractéristiques des courants instantanés et résiduels en période de marée moyenne ou de morte eau moyenne sous l'effet des vents de SW et NE, même s'ils soufflent à des vitesses modérées (5 m/s et davantage en morte eau moyenne). Les vents présentant de telles caractéristiques de secteur et de vitesses sont les plus fréquents sur la zone d'étude (voir fig. I-34). Leur influence sur la dynamique sédimentaire s'exerce donc fréquemment et de manière importante, surtout en période de marée moyenne ou de morte eau moyenne. Dans le secteur SE, l'influence des vents sur les courants n'est vraisemblablement pas aussi marquée : les courants tidaux étant plus asymétriques et plus compétents, les vents détermineront moins fréquemment une telle asymétrie que dans le secteur NW, et peut-être uniquement lors d'épisodes de tempête. Des mesures de courant seraient utiles dans ce secteur pour tester ces hypothèses.

Figure III-6 : Paramètres hydrodynamiques et météorologiques enregistrés en septembre et octobre 1999. (a) caractéristiques des vents à Boulogne ; (b) coefficients de marée ; (c) vitesse du courant à 1 m au-dessus du fond ; (d) ellipse des courants pour des conditions de morte eau et de vive eau moyennes ; (e) vecteurs cumulés de courant ; (f) direction et vitesse du courant résiduel.

Hydrodynamic and meteorological parameters recorded in september and october 1999. (a) wind characteristics at Boulogne ; (b) tidal coefficients (proportional to tidal range) ; (c) current velocity 1-m above the sea bed ; (d) current ellipse for mean neap and mean spring tides ; (e) cumulated current vectors ; (f) direction and velocity of the residual current.

2-2 : Les modèles et leurs limites

Les mesures courantométriques étant ponctuelles dans l'espace et limitées dans le temps, l'utilisation de modèles hydrodynamiques est indispensable. Elle doit s'effectuer avec précaution et les résultats nécessitent une validation par les mesures. Une analyse critique de la résolution des modèles et de leurs conditions aux limites doit être pratiquée.

2-2-1 : Le modèle NPDC 3

Les simulations ont été réalisées par Benoît Hitier (IFREMER, Boulogne-sur-Mer).

Le modèle NPDC 3 utilisé consiste en une adaptation du code Salomon (Salomon et Breton, 1991) à la simulation de la dispersion des particules. C'est un modèle bidimensionnel horizontal couvrant la zone géographique allant du Tréport à Ostende (angle SW : $49^{\circ}59,58'$ N - $1^{\circ}15,06'$ E ; angle NE : $51^{\circ}12,18'$ N - $2^{\circ}48'$ E). La maille du modèle est de 200 m et autorise de ce fait la simulation de phénomènes fins. Les conditions aux limites du modèle NPDC 3 proviennent d'un modèle à maille de 800 m couvrant le secteur allant du Cap d'Antifer à Rotterdam. La bathymétrie correspond à celle des cartes marines (fig. III-7). Autrement dit les bancs sableux sont représentés, mais pas les dunes, ni les corps sédimentaires de plus petites tailles.

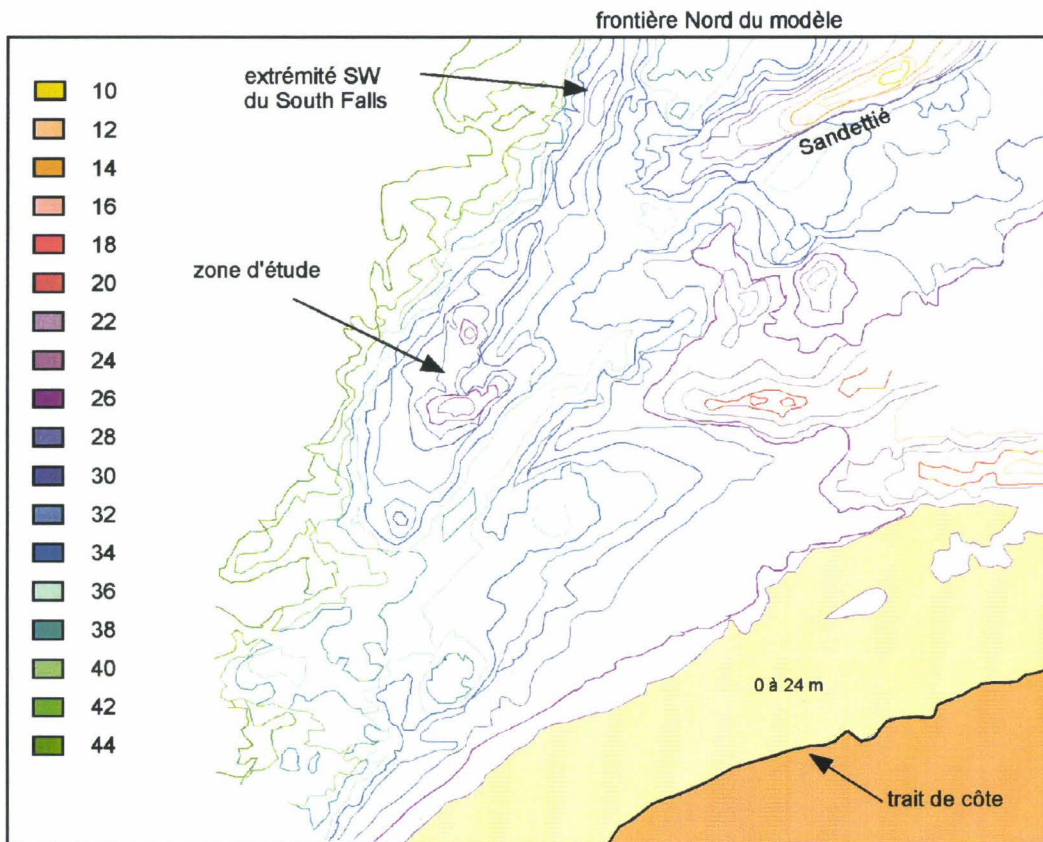
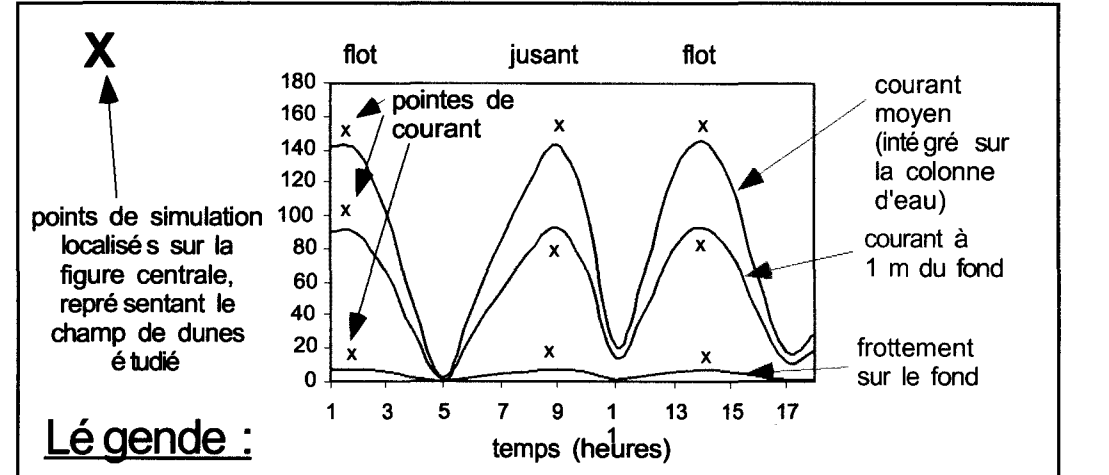
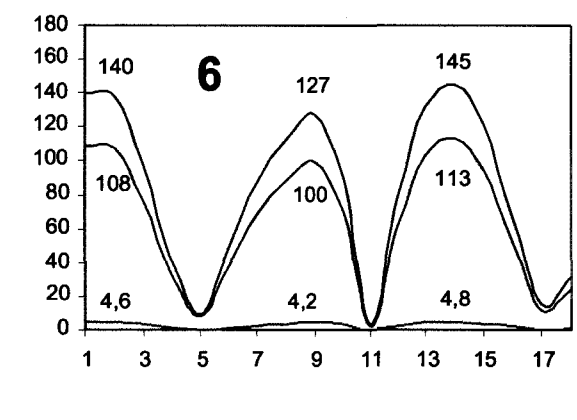
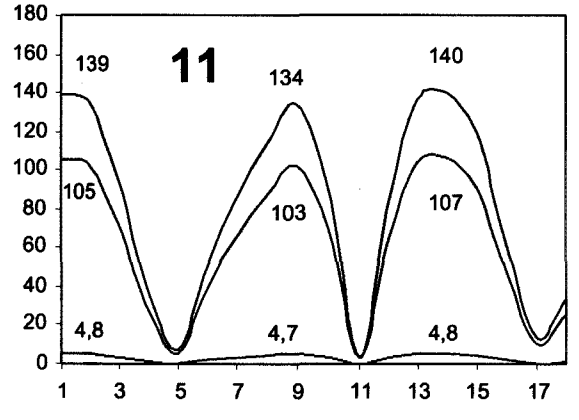
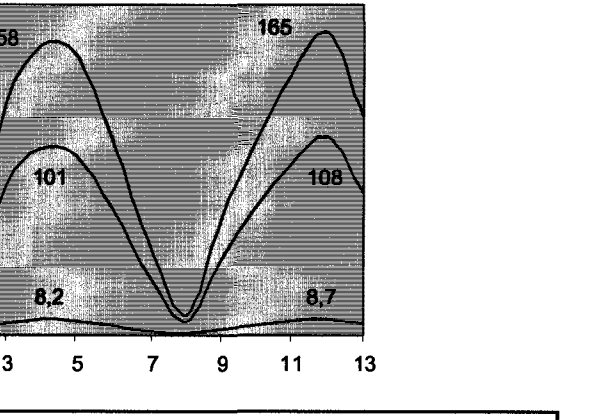
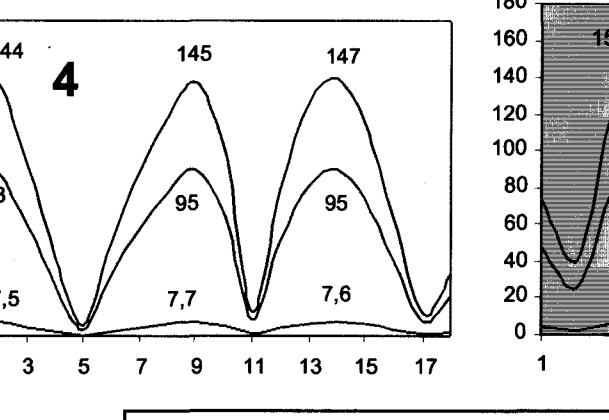
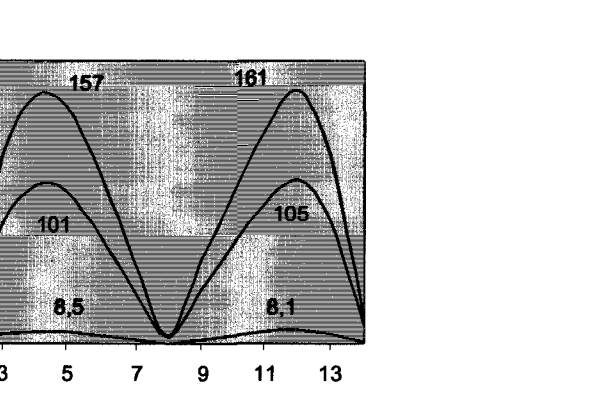
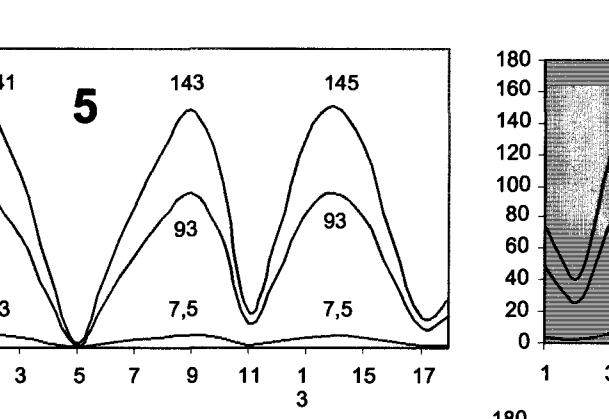
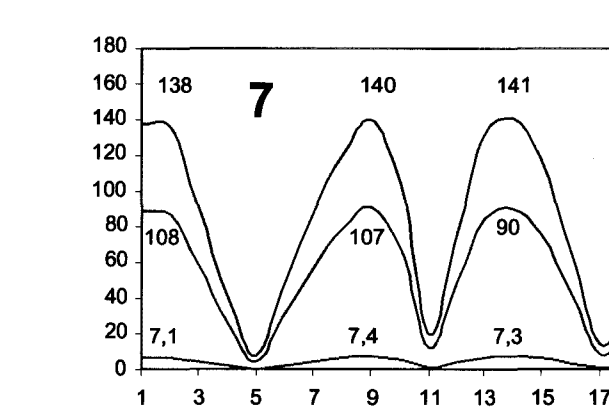
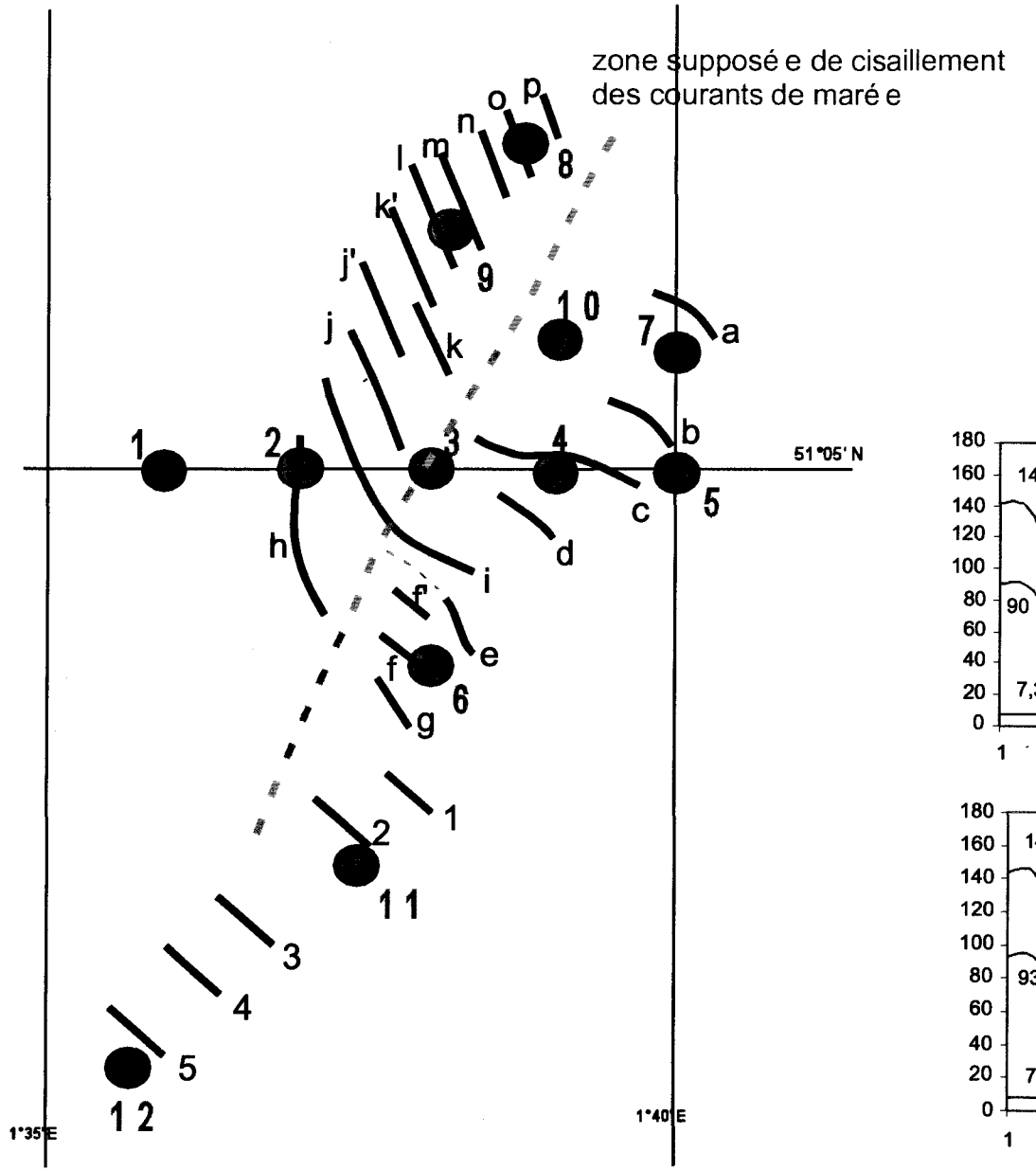
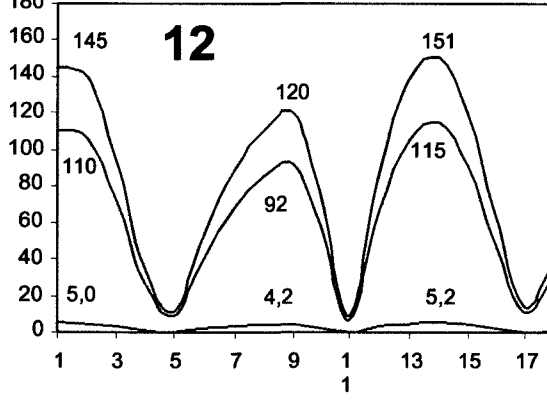
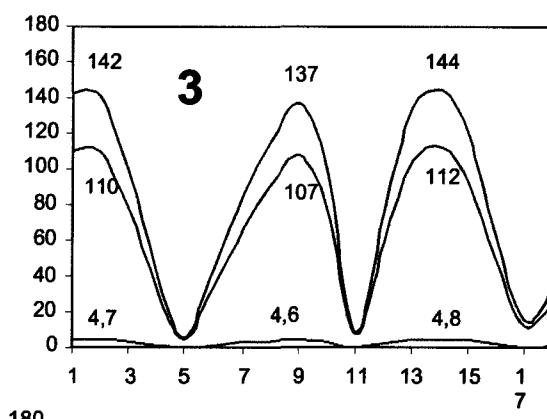
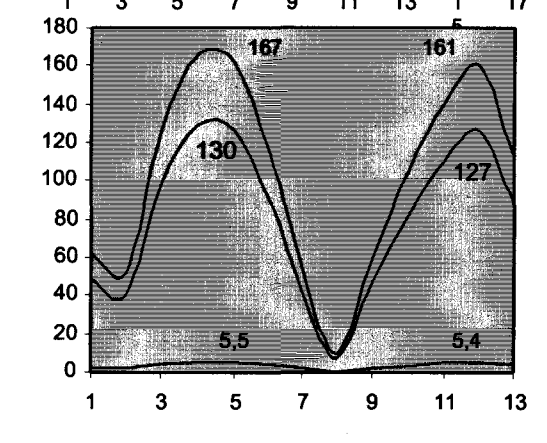
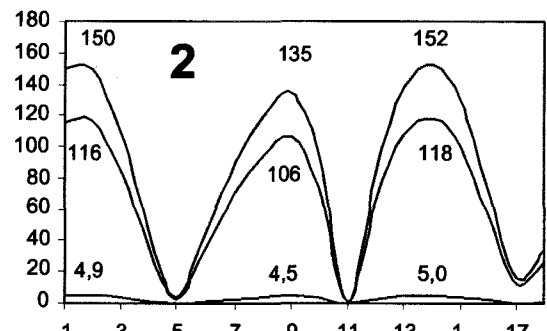
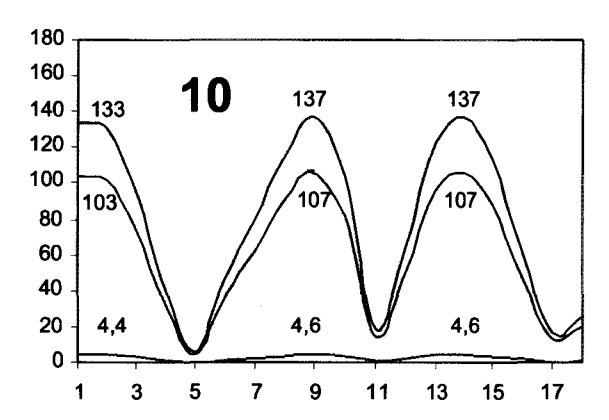
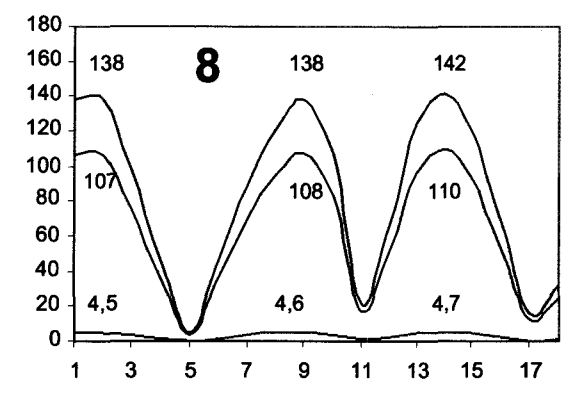
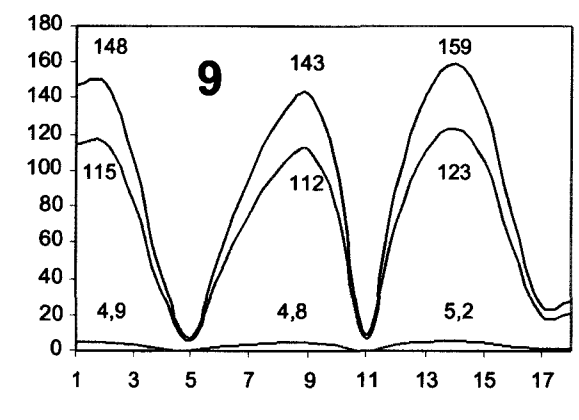
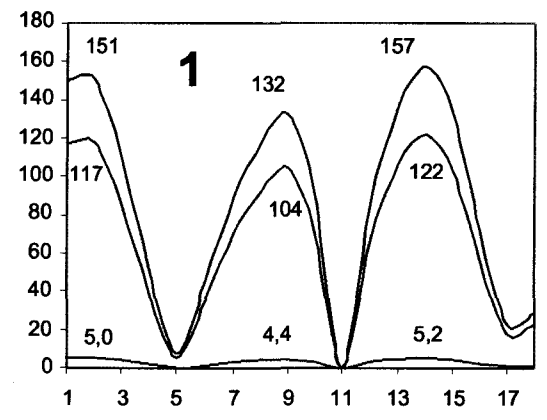


Figure III-7 : Bathymétrie intégrée dans le modèle NPDC 3. Détail de la zone d'étude et de la frontière Nord du modèle.

Integrated bathymetry in the NPDC 3 model. Detail of the study area and the model northern boundary.



* Objectif

L'objectif de la modélisation était de calculer les courants tidaux sur l'ensemble de la zone d'étude, et plus particulièrement de vérifier l'existence d'un cisaillement horizontal des courants de marée observé sur les mesures et d'en définir la frontière. Etant donnée la taille de la maille ne permettant pas une bonne représentation de la morphologie des dunes, ce modèle n'a pas pu servir pour prédire les variations des courants à l'échelle de ces corps sédimentaires.

* Protocole

Les simulations concernent douze points répartis sur les secteurs NW, SE et Mc. Pour chacun de ces points, le modèle fournit les composantes horaires N-S et E-W du courant moyen (i.e. intégré sur la colonne d'eau, \bar{U}) pour des coefficients de 95 et 120, sur une période de 13 à 17 heures. Les composantes aux points souhaités sont obtenues par interpolation des valeurs calculées aux noeuds des mailles les plus proches. La vitesse des courants à 1 m au-dessus du fond (U_{100}) et la vitesse de frottement sur le fond (U_*) sont calculés en utilisant la loi de von Karman-Prandtl (Eq. 1) :

$$U_{100} = \frac{\bar{U}}{\ln\left(\frac{h}{e.z_0}\right)} \cdot \ln\left(\frac{100}{z_0}\right) \quad (2)$$

z_0 étant petit comparé à h , le rapport $\frac{z_0}{h}$ est négligeable par rapport à -1. L'équation (2) devient :

$$U_{100} = \frac{\bar{U}}{\frac{z_0}{h} - 1 + \ln\left(\frac{h}{z_0}\right)} \cdot \ln\left(\frac{100}{z_0}\right) \quad (3)$$

$$\text{et : } \bar{U} = \frac{U_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{h}{e.z_0}\right) \quad (4)$$

L'ensemble des résultats est présenté sur la figure III-8 sous la forme de graphes de la vitesse du courant moyen, du courant à 1 m du fond et du frottement sur le fond, en fonction du temps.

Figure III-8 : Vitesses des courants prédits par le modèle hydrodynamique NPDC 3 sur une période de 13 à 17 heures et localisation des points de simulation. Graphes sur fond blanc : coefficient 95 ; graphes sur fond gris : coefficient : 120.

Current velocities predicted by the hydrodynamic NPDC 3 model during 13 to 17 hours at selected locations. White graphs: mean spring tide (tidal coefficient: 95) ; grey graphs: equinox spring tide (tidal coefficient: 120).

* Résultats

Le flot et le jusant s'écoulent respectivement en direction N46° et N231° dans le secteur SE, N45° et N225° dans le secteur NW. Sur l'ensemble de la zone d'étude, les simulations indiquent des courants rectilinéaires, présentant une faible asymétrie avec des vitesses à 1 m au-dessus du fond comprises entre 90 et 123 cm/s pour un coefficient de 95, pouvant atteindre 130 cm/s pour un coefficient de 120.

- Le secteur NW et la validation par la mesure de courant de février 1987 (point mes4) :

Dans le secteur NW, les vitesses des courants sont comprises entre 92 et 123 cm/s à 1 m au-dessus du fond et leur asymétrie est en faveur du flot. Elle diminue progressivement du SW vers le NE : pour un coefficient de 95, les pointes de flot sont supérieures de 31 cm/s à celles du jusant au point 12, de 18 cm/s au point 1, de 12 cm/s au point 2, de 11 cm/s au point 9 et de 2 cm/s au point 8. Les vitesses de frottement sur le fond sont comprises entre 4,2 et 5,2 cm/s. Pour un coefficient de 120, le flot s'écoule à 130 cm/s en pointe et le jusant à 127 cm/s, induisant une vitesse de frottement sur le fond de 5,5 et 5,4 cm/s respectivement.

Afin de tester la validité du modèle une simulation (point 9) a été effectuée à la localisation du site mes4 de mesure de courants, qui présentent une signature de marée moyenne sans influence des vents (voir tab. III-2). Le calcul indique que le flot est orienté N45° et s'écoule à 115-123 cm/s et le jusant, de direction N227°, à 112 cm/s. Au point mes 4, les courants sont similaires : à 1 m au-dessus du fond, le flot atteint 119 cm/s en direction N50° et le jusant 111 cm/s en direction N230°.

Les résultats fournis par le modèle hydrodynamique sont donc validés, tout au moins à proximité du point 9.

- Le secteur Mc :

Les dunes y présentent des caractéristiques morpho-sédimentaires complexes, intermédiaires entre celles des secteurs NW et SE (Mb) (voir chap. II).

Le point 6 est situé dans le secteur Mc/S1. Les courants y ont des caractéristiques similaires à ceux du secteur NW. Près du fond, le flot s'écoule à 113 cm/s, soit 13 cm/s plus rapidement que le jusant. Nous pouvons en déduire que les conditions hydrodynamiques sont vraisemblablement identiques dans les secteurs NW et Mc.

- Le secteur SE et le problème des conditions aux limites :

Les simulations indiquent que les courants y sont plus faibles : à 1 m du fond, les pointes de flot et de jusant présentent des vitesses respectivement autour de 90 et 95 cm/s pour un coefficient 95, 101 et 108 cm/s pour un coefficient 120. Les courants sont symétriques : leur asymétrie est au maximum de 4 cm/s en faveur du flot (point 11), mais généralement inférieure au cm/s pour un coefficient de 95, et de 6-7 cm/s pour un

coefficient de 120 (points 4 et 5). Les vitesses de frottement sur le fond relatives aux deux phases de courant sont sensiblement similaires, comprises entre 7,4 et 7,7 cm/s (coefficient 95), 8,1 et 8,7 cm/s (coefficient 120).

Dans ce secteur les résultats des simulations ne sont pas cohérents avec le schéma hydrodynamique déduit des mesures de courant (§ 2-1-1) : les mesures indiquent des courants plus compétents et plus asymétriques que dans le secteur NW, le modèle prédit des courants plus faibles et symétriques.

La frontière Nord du modèle NPDC 3 se situe à la latitude 51°12' N qui passe par l'extrémité des bancs du South Falls et du Sandettié, à 8 km au Nord de la zone d'étude. Les résultats du modèle sur notre zone dépendent donc fortement de la validité des conditions intégrées le long de cette limite. En particulier, l'hydrodynamisme du secteur SE ne peut être correctement prédit par le modèle que si la morphologie en entonnoir des bancs du South Falls et du Sandettié, qui permet l'accélération du courant de jusant, est suffisamment bien représentée. Afin de vérifier ce point une simulation a été réalisée sur la frontière Nord du modèle, entre les deux bancs (voir fig. III-8), pour un coefficient de 95. Le modèle prédit des courants de faible compétence et de faible asymétrie en faveur du flot : à 1 m au-dessus du fond le flot orienté N52° atteint 56 cm/s, soit 6 cm/s de plus que le jusant dirigé N235° (voir fig. III-8).

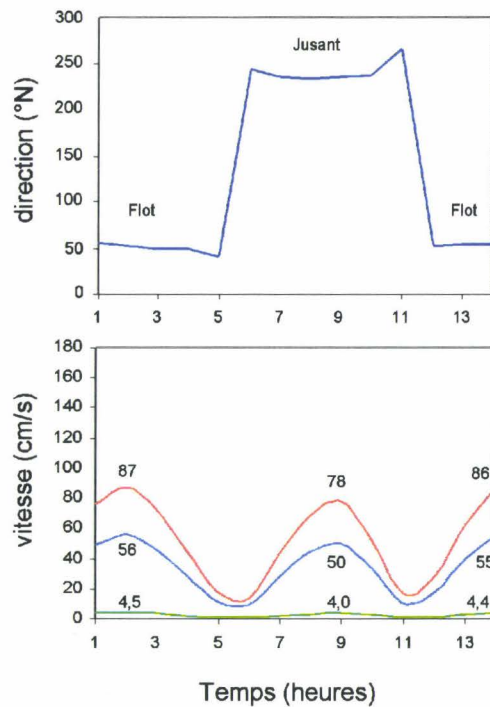
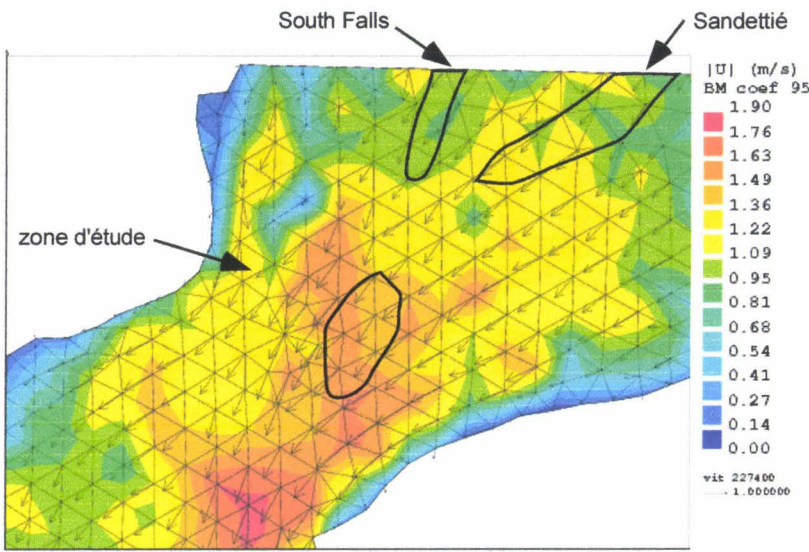


Figure III-9 : Vitesse et direction des courants sur la frontière Nord du modèle NPDC 3, entre les bancs du Sandettié et du South Falls (51°12' N - 1°46' E). Voir légende sur la figure III-8.

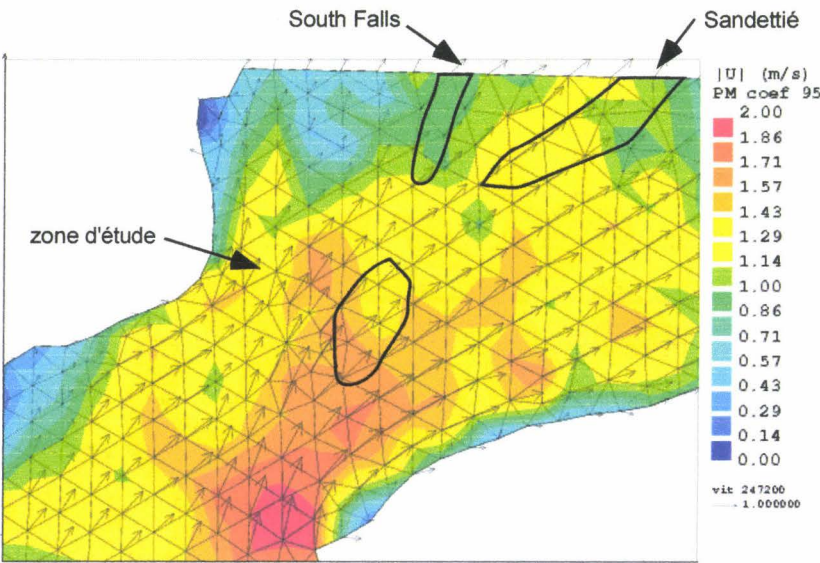
Current velocity and direction on the northern boundary of the NPDC 3 model between Sandettié and South Falls sandbanks (51°12' N - 1°46' E). See caption on figure III-8.

Ces résultats sont incohérents avec les mesures mes1, mes2 et mes3 réalisées dans ce secteur qui indiquent des vitesses de 121 à 188 cm/s pour le jusant et de 84 à 155 cm/s pour le flot (voir tab. III-1b). Les conditions aux



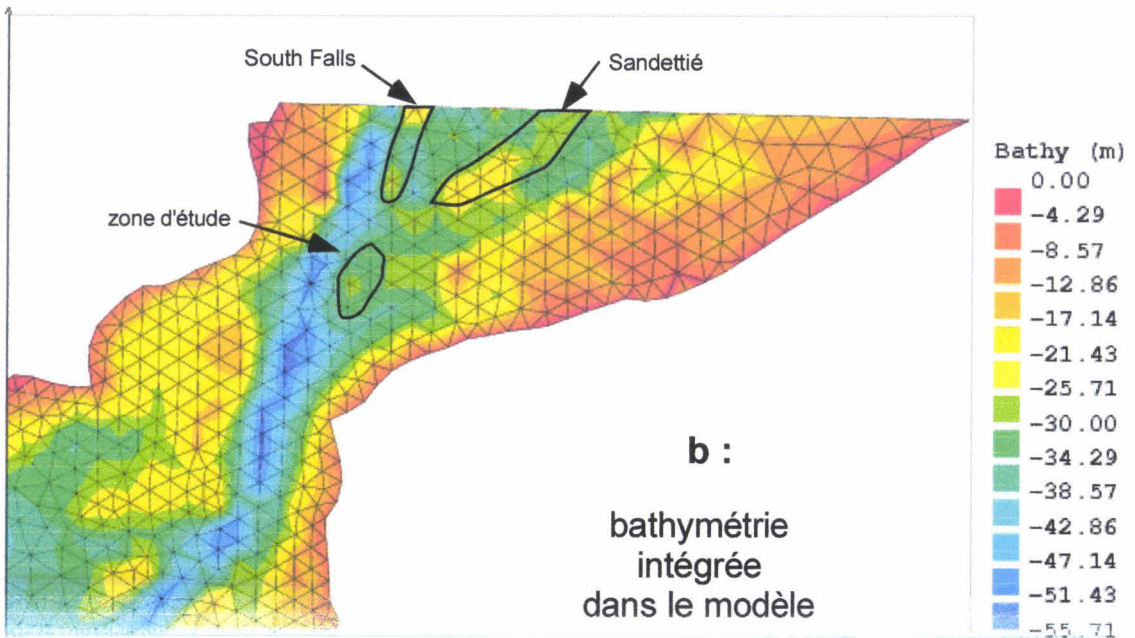
a :

vecteurs de courant
à la basse mer
de vive eau moyenne
(1h30 avant la pointe de jusant)



b :

vecteurs de courant
à la pleine mer
de vive eau moyenne
(1h15 avant la pointe de flot)



b :

bathymétrie
intégrée
dans le modèle

limites du modèle NPDC 3 proviennent d'un modèle de plus grande emprise à maille de 800 m dans lequel la morphologie des bancs du South Falls et du Sandettié, larges de 1,5 km environ, ne peut être bien représentée et ne permet pas de prédire l'accélération locale du jusant. Il y a donc incompatibilité entre l'emprise géographique du modèle NPDC 3, qui n'inclue pas les deux bancs sableux, et la possibilité de prédire les phénomènes hydrodynamiques qu'induisent ces bancs.

* Conclusions

Le modèle NPDC 3 se révèle inadéquat pour prédire la complexité de l'hydrodynamisme dans la zone d'étude. La résolution du modèle utilisé pour générer les conditions aux limites n'autorise pas une description suffisante de la morphologie des bancs situés au nord de la zone d'étude. Les phénomènes hydrodynamiques locaux qu'ils induisent et qui influencent directement les conditions dans la zone d'étude ne sont pas pris en compte, ce qui interdit d'effectuer une bonne prédiction des courants.

2-2-2 : Le modèle Telemac

Ce code hydrodynamique bidimensionnel horizontal a été développé par le Laboratoire National d'Hydraulique (EDF) et est actuellement utilisé au SHOM pour calculer les courants de marée en Manche (Pineau, 1998). Entre Calais et Douvres la maille triangulaire est de 3 km. Le modèle prédit sensiblement les mêmes intensités de courant que le modèle NPDC 3 (fig. III-9a et b), cependant l'accélération du jusant canalisé entre les bancs du South Falls et Sandettié n'est pas simulée. La bathymétrie utilisée dans ce modèle est reproduite sur la figure III-10c. Les bancs du South Falls et du Sandettié sont représentés comme des élévations du fond marin de 7 m seulement alors que ces bancs s'élèvent sur la quasi-totalité de la colonne d'eau. L'extrémité du South Falls n'est pas figurée. La connexion représentée à l'extrémité SW des bancs n'est pas réelle, ce qui ajouté aux précédentes remarques explique l'absence de prédiction de l'accélération du jusant à l'extrémité des bancs et dans le secteur SE de la zone d'étude.

2-2-3 : Conclusions

Les deux modèles hydrodynamiques, utilisés ou pressentis, pour prédire les caractéristiques des courants de marée sur la zone d'étude ne sont pas adaptés à la complexité de la morphologie des fonds septentrionaux. Leur résolution est insuffisante pour permettre la simulation de phénomènes locaux comme le cisaillement horizontal des courants.

Figure III-10 : Champ de vecteurs de courants moyens prédits par le modèle Télémac pour une basse mer (a) et une pleine mer (b) de vive eau moyenne. Bathymétrie utilisée dans le modèle (c).

Mean current vector field predicted by the Telemac model concerning a mean spring low tide (a) and high tide (b). Bathymetry used in the model (c).

3 : Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire se produit sous l'influence des courants lorsqu'un seuil de vitesse est dépassé. Dans ce paragraphe, la capacité des divers agents hydrodynamiques à mobiliser le sédiment est analysée sur la zone d'étude, en particulier sur la base de la mesure de courant de septembre et octobre 1999.

3-1 : Les formules de transport

3-1-1 : Généralités

Le « taux de transport solide » (noté q) correspond à un flux de matière par unité de largeur. Son calcul prend en compte différentes catégories de mouvements, du charriage à la suspension. En général on suppose qu'un régime d'équilibre est établi localement et que le flux transporté est égal à la capacité de transport de l'écoulement, indépendamment de la disponibilité des matériaux (Le Hir, 1996). Le transport solide dépend du cisaillement induit par le fluide sur le fond (quantifié par U_*), de la rugosité du fond (quantifiée par z_0), de la quantité de sédiment en suspension : le transport solide est donc une fonction complexe des vitesses du fluide et des caractéristiques des particules.

De nombreuses formules ont été proposées. Dyer (1986) distingue trois groupes de formules : (1) les formules expérimentales basées sur un grand nombre de résultats obtenus en canaux consistent en des relations empiriques reliant le taux de transport sédimentaire et les caractéristiques du fluide ; (2) les formules théoriques s'appuient sur les principes de la physique du mouvement des grains ; (3) les formules d'analyse dimensionnelle reposent sur des variables du fluide et du sédiment exprimées en nombres adimensionnels. Diverses formules contiennent des paramètres et des constantes nécessitant un calibrage par la mesure. Les formules développées pour des courants unidirectionnels ont été appliquées au domaine marin moyennant quelques modifications. Elles sont généralement adaptées à la description d'une partie des processus sédimentaires (certaines décrivent le charriage, d'autres la suspension, d'autres encore le transport total), et leur domaine d'application est fréquemment spécifique car limité à une gamme de taille de sédiment ou encore à un environnement donné. Aussi leur utilisation nécessite-t-elle des précautions d'emploi. Dans un examen comparatif des formules de transport, Heathershaw (1981) et Camenen et Larroudé (2000) montrent que les résultats obtenus varient d'un rapport de 1 à 10 selon la formule employée.

3-1-2 : Formules utilisées pour l'étude

Dans le cadre de la présente étude, la capacité de transport a été quantifiée grâce à l'utilisation de deux formules, celle de Bagnold modifiée par Yang (1986) et celles de van Rijn (1985, 1986). La première a été utilisée avec succès par Berné (1991) dans le secteur des dunes géantes de Surtainville, situé au large du

Cotentin. Dans la zone côtière du Pas-de-Calais, Grochowsky *et al.* (1993a, 1993b) ont comparé le transport prédit par quatre formules de charriage et le transport mesuré par traçage radioactif (Dewez *et al.*, 1989 ; Augris *et al.*, 1990 ; Beck *et al.*, 1991). Selon ces auteurs, la formule de van Rijn (1986) fournit les meilleurs résultats.

3-1-2-1 : La formule de Bagnold modifiée par Yang (1986)

La formule de Bagnold (1966) est largement utilisée par les sédimentologues et les géologues marins du fait de sa grande flexibilité. Elle est basée sur une approche théorique énergétique et permet de quantifier le transport total (charriage + suspension) selon l'équation :

$$q_{sb} = K \cdot \rho U_*^3 \cdot \rho_s / g \cdot (\rho_s - \rho) \quad (5)$$

avec q_{sb} : le transport sédimentaire total

U_* : la vitesse de frottement sur le fond, déterminé grâce à l'équation (1)

ρ : la densité de l'eau (1000 kg/m³)

ρ_s : la densité du sédiment (2650 kg/m³ pour le quartz)

g : l'accélération de la pesanteur (9,81 m/s²)

K : le coefficient de transport de Bagnold

A partir de données expérimentales, Yang (1986) montre que K varie selon une fonction non-linéaire de l'excès de frottement adimensionnel sur le fond selon l'équation :

$$K = A \cdot \left(\frac{\tau_o}{\tau_{crit}} - 1 \right)^B$$

avec τ_o : la tension de frottement donnée par $\tau_o = \rho \cdot U_*^2$

τ_{crit} : la tension critique de mise en mouvement du sédiment donnée par $\tau_{crit} = \rho \cdot U_{crit}^2$

A et B : des coefficients dépendant de la granularité du sédiment. Pour un sable de 0,45 mm, d'après Yang (1986) on a :

$$A = 0,0972 \text{ et } B = 1,665$$

3-1-2-2 : La formulation de van Rijn (1985, 1986)

Elle est intéressante car elle décompose le rôle du cisaillement au fond en deux parties, le cisaillement relatif au grain et le frottement global, qui déterminent respectivement le transport en charriage (1) et en suspension (2). Le paramétrage des formules, empiriques, résulte d'une compilation importante de données.

(1) Le transport par charriage est donnée par la formule suivante :

$$q_b = E \cdot \lambda ; \tau_o > \tau_{crit} \quad (6)$$

avec q_b : le transport par charriage

E : une fonction semi-empirique décrivant la mise en mouvement des particules (pick-up function) selon l'équation :

$$E = 0,00033 \cdot \rho_s \cdot \left[\left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right) \cdot g \cdot d_{50} \right]^{0,5} \cdot D_*^{0,3} \cdot T_*^{1,5}$$

où $D_* = d_{50} \cdot \left[\left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right) \cdot \frac{g}{\nu^2} \right]^{1/3}$ est le paramètre adimensionnel des particules

avec ν : la viscosité cinématique de l'eau ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$),

et où $T_* = \frac{\tau_o}{\tau_{crit}} - 1$ est l'excès de frottement normalisé par τ_{crit}

λ : la longueur de saltation des particules donnée par l'expression :

$$\lambda = 3 \cdot d_{50} \cdot D_*^{0,6} \cdot T_*^{0,9}$$

(2) Le transport par suspension est exprimé par :

$$q_s = \bar{U} \cdot h \cdot C_a \cdot \frac{(a/h)^z - (a/h)^{1,2}}{(1 - a/h)^z \cdot (1,2 - z)} \quad (7)$$

avec \bar{U} : la vitesse moyenne du courant (vitesse intégrée sur la colonne d'eau), calculée à partir de l'équation (3)

h : la profondeur d'eau

a : le niveau de référence, égal à $\max(0,01 \cdot h \text{ ou } k_s \text{ ou } H_r/2)$ où H_r correspond à l'amplitude des formes de fond.

Dans le secteur NW où sera appliquée cette formule, $k_s = 0,08 \text{ cm}$ et $33 < 0,01 \cdot h < 37 \text{ cm}$. Des petites et moyennes dunes de 2 à 25 m de longueur d'onde tapissent le fond marin entre les très grandes dunes (voir fig. II-8). D'après la relation de Flemming (1988a), on peut estimer leurs hauteurs entre 4 et 38 cm, d'où $H_r/2 = 2$ à 19 cm. Ainsi dans ce secteur : $a = 37 \text{ cm}$.

C_a : la concentration de référence proportionnelle au débit charrié, dont un ajustement donne

$$C_a = 0,015 \cdot \frac{D}{a} \cdot \frac{T_*^{1,5}}{D_*^{0,3}} \quad (8)$$

et :

$$z = \frac{w_s}{\left[1 + 2 \cdot \left(\frac{w_s}{U_*} \right)^2 \right]^{0,5} \cdot k \cdot U_*} + 2,5 \cdot \left(\frac{w_s}{U_*} \right)^{0,8} \cdot \left(\frac{C_a}{0,65} \right)^{0,4}$$

avec w_s : la vitesse de chute des particules. Une particule est mue en suspension lorsque le critère de Bagnold, $U_* \geq w_s / 1,25$ est satisfait.

3-2 : Capacité de transport

3-2-1 : Populations de particules et critères de mobilité

* Dans le secteur NW, le sédiment est homogène, unimodal et consiste en un sable moyen de grains sphériques de quartz de 0,35 mm de diamètre (voir fig. II-13). Ces grains sont mobilisés par charriage dès que la vitesse de frottement sur le fond atteint la valeur critique de mise en mouvement $U_{*crit} = 1,5$ cm/s (Miller *et al.*, 1977) ; fig. III-11).

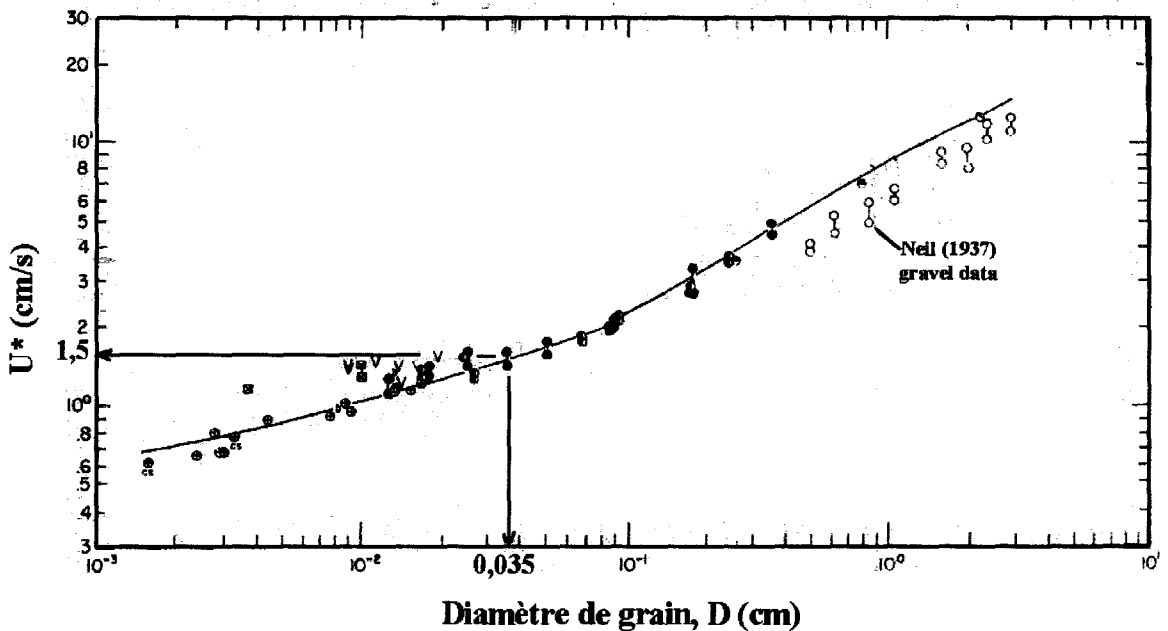


Figure III-11 : Vitesse de frottement sur le fond u_* nécessaire pour la mise en mouvement de grains de la densité du quartz de diamètre D , dans de l'eau à 20°C (Miller *et al.*, 1977).

Friction velocity u_ necessary for the movement of quartz density grains with diameter D , in water at 20°C (Miller *et al.*, 1977).*

Le sédiment est mis en suspension dès lors que la vitesse de frottement satisfait le critère de Bagnold : $U_* \geq W_s / 1,25$. La vitesse de chute de particules quartzieuses de 0,35 mm étant égale à 5,1 cm/s (Baba et Komar, 1981) ; fig. III-12), la mise en suspension apparaît donc lorsque $U_* \geq 4,08$ cm/s.

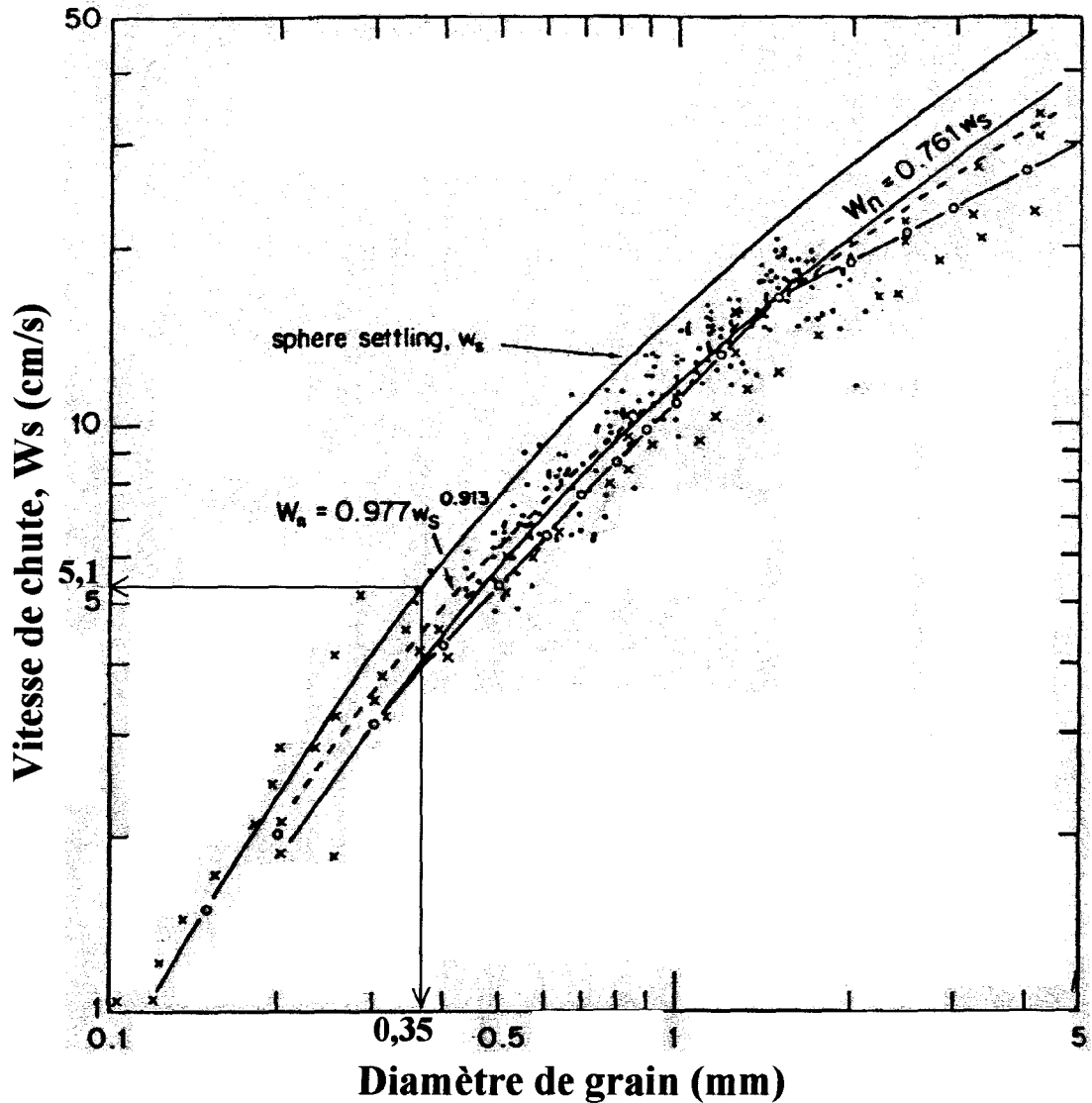


Figure III-12 : Vitesse de chute W_s des particules de la densité du quartz en fonction de leur diamètre (d'après Baba et Komar, 1981).

Settling velocity W_s of quartz density grains versus grain diameter (from Baba and Komar, 1981).

Durant les mesures de septembre et octobre 1999 (voir § 2-1-2-2), le critère de transport par charriage est atteint à chaque phase de courant, en forte vive eau comme en faible morte eau, exception faite d'une heure environ à chaque période de renverse des courants (fig. III-13). Le critère de suspension est satisfait pendant plusieurs heures des phases de flot et de jusant en période de vive eau moyenne, et durant les pointes de l'une de ces phases en période de morte eau lorsque celle-ci est renforcée par les vents (le flot en périodes 1 et 3, le jusant en période 4).

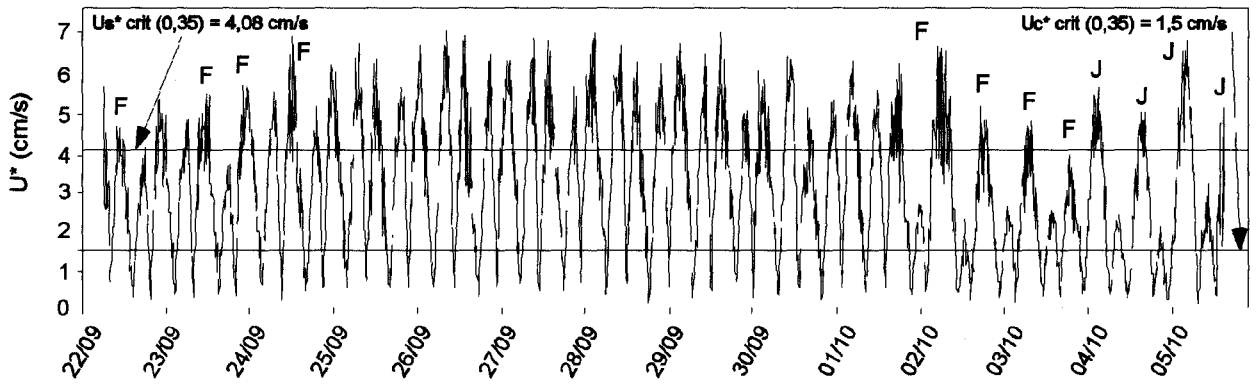


Figure III-13 : Vitesse de frottement sur le fond u_* calculée à partir des courants enregistrés en septembre et octobre 1999 (voir fig. III-6d). u_{*crit} : seuil de mise en mouvement par charriage, $u_{*s crit}$: seuil de mise en mouvement par suspension ; F et J : pointes de flot et de jusant.
Friction velocity u_ calculated from currents recorded in september and october 1999 (see fig. III-6d). u_{*crit} : threshold for movement as bed load, $u_{*s crit}$: threshold for movement as suspended load. F and J : flood and ebb peaks.*

* Dans le secteur SE, les dunes sont principalement composées de graviers coquilliers, dont le mode varie de 2,5 à 10 mm, et qui reposent sur une semelle de cailloutis de plusieurs centimètres de diamètre (d_{90} autour de 70 mm). Etant donnée leur forme anisotrope, les coquilles de 2,5 et 10 mm (diamètre obtenu par tamisage) ont une mobilité comparable à celle de grains de quartz sphériques de 1 et 2,2 mm respectivement (Komar et Reimers, 1978) dont les vitesses critiques de mise en charriage et en suspension sont résumées dans le tableau III-3.

taille de grain de quartz sphérique (mm)	U_{*crit} (cm/s)		$U_{100crit}$ (cm/s)	
	charriage (d'après Miller et al., 1977)	suspension (d'après Baba et Komar, 1981)	charriage	suspension
1,0	2,2	13	27	161
2,2	3,5	24	43	298
70	20	-	248	-

Tableau III-3 : Vitesses critiques de mise en mouvement par charriage et par suspension sur le fond (u_{*crit}) et à 1 m au-dessus du fond ($U_{100crit}$) en fonction du diamètre des grains typiques du secteur SE.
*Threshold velocities for the movement as bedload and suspended load on the sea bed (u_{*crit}) and 1 m above the sea bed ($U_{100crit}$) versus diameter of the SE sector typical grains.*

Dans le secteur SE, d'après les mesures (voir tab. III-1 et III-2), les courants tidaux sont capables de transporter par charriage l'ensemble des graviers coquilliers et sables composant les dunes. Le transport par

suspension, s'il existe, doit apparaître uniquement durant de courtes périodes en conditions de fort hydrodynamisme (fortes marées + forts vents) ou sur les sommets de dunes les moins profonds. La vitesse des courants nécessaires au transport des cailloutis par charriage n'est vraisemblablement jamais atteinte sur la zone. La semelle de cailloutis est donc résiduelle comme l'indique Smith (1988a) pour le secteur situé entre les bancs sableux du South Falls et du Sandettié.

3-2-2 : Le transport total

Nous avons quantifié le transport sédimentaire à partir des mesures de courant réalisées en septembre 1999 dans le secteur NW, entre les dunes m et l (voir § 2-1-2-2 et fig. III-6). Les caractéristiques du transport sédimentaire ont été calculées pour chaque mesure de courant à partir de la formule de Bagnold modifiée par Yang (1986) d'une part et de celles de van Rijn (1985, 1986) d'autre part.

Les débits totaux instantanés sont reportés sur la fig. III-14a.

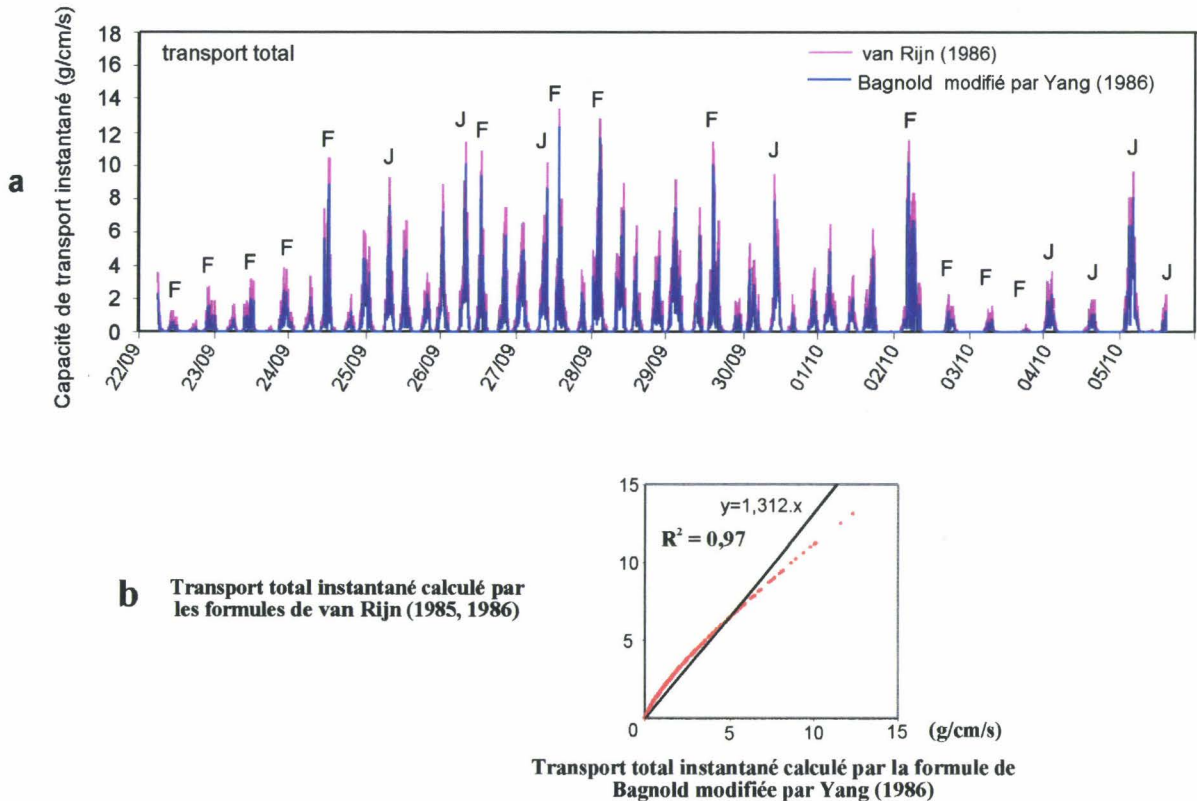


Figure III-14 : Capacités de transport total calculées à partir des courants enregistrés en septembre et octobre 1999. (a) capacités de transport total calculées avec les formules de Bagnold et de van Rijn ; (b) comparaison des débits totaux obtenus par les deux formules.

Total transport capacities calculated from currents recorded in september and october 1999. (a) Transport capacities calculated with Bagnold's and van Rijn's formulae. (b) Comparison between total discharges obtained with both formulae.

Les formules de van Rijn (1985, 1986) donnent des débits totaux supérieurs d'un rapport de 1,3 à ceux calculés par la formule de Bagnold modifiée par Yang (1986) (fig. III-13b). Pour une marée moyenne (le 23/09) les débits totaux instantanés atteignent 1,94 g/cm/s selon la formule de Bagnold et 3,22 g/cm/s selon la formule de van Rijn en pointe de flot, et respectivement 0,83 et 1,64 g/cm/s en pointe de jusant. Pour le coefficient maximum (106, le 27/09) ils atteignent respectivement 12,38 et 13,46 g/cm/s en point de flot et 8,64 et 10,21 g/cm/s en pointe de jusant. Du 2 au 5 octobre les vents de SW et de NE, qui perturbent fortement l'asymétrie des courants, permettent le transport du sédiment uniquement durant la phase de flot pour les premiers et durant la phase de jusant pour les seconds.

Chaque débit instantané a ensuite été intégré sur 10 mn, durée correspondant à l'intervalle de mesure. Nous avons calculé la masse et la direction résiduelle du flux de sédiment transporté, pour différentes périodes des mesures de courant. L'ensemble des mesures couvre quasiment un cycle morte eau - vive eau au cours duquel d'une part des vents de secteur SW ont soufflé durant 84% du temps (seuls 47% ont effectivement modifié l'hydrodynamisme tidal), et d'autre part des vents de secteur NE se sont établis durant 16% du temps. Un découpage en fonction des conditions de marée et de vent a été proposé (voir § 1-2-1-2-2). On distingue une période de faible morte eau - forte vive eau associée à des vents de SW de 4 m/s influençant l'hydrodynamisme durant les mortes-eaux, soit durant 27% du temps (phases 1 et 2), une période de morte eau associée à des vents de SW de 7 m/s (phase 3), et une période de morte eau associée à des vents de NE (phase 4). Les caractéristiques des débits résiduels sont reportés dans le tableau III-4.

Période	Débit résiduel total (kg/cm/durée de la période)	Débit résiduel journalier (kg/cm/jour)	Direction
Période totale	114,6 * / 178,0 •	8,6 * / 13,4 •	N12°
Phases 1 et 2 : morte eau avec vents de SW, puis forte vive eau	113,7 * / 175,3 •	12,0 * / 18,5 •	N16°
Phase 3 : morte eau moyenne avec vents de SW	49,0 * / 79,4 •	24,5 * / 39,7 •	N31°
Phase 4 : morte eau moyenne avec vents de NE	51,8 * / 83,2 •	27,7 * / 44,5 •	N222°

Tableau III-4 : Intensité et direction du transport résiduel calculé grâce aux formules de Bagnold (*) et de van Rijn (•) à partir des courants mesurés en septembre et octobre 1999.

Strength and direction of the residual transport calculated using Bagnold's () and van Rijn's (•) formulae from the currents measured in september and october 1999.*

Ces calculs mettent en évidence la capacité de transport des courants liés aux vents. Les courants résultant de la combinaison de vents de SW ou de NE de vitesse moyenne avec des courants tidaux de morte eau moyenne (périodes 3 et 4) empêchent le transport durant la phase de courant ralentie par ces vents. Ils permettent de transporter plus de deux fois plus de sédiment durant la phase de courant renforcée que ne peuvent les courants tidaux de forte vive eau dont les caractéristiques (i.e. asymétrie) sont peu modifiées par de tels vents.

3-2-3 : Modes de transport. Importance relative du charriage et de la suspension

Dans le secteur NW, les vitesses des courants permettent au sédiment sableux d’être transporté par charriage ou par suspension durant plusieurs heures de chacune des phases de courant tidal, en vive eau comme en morte eau. Dans le secteur SE, les vitesses estimées permettent le charriage mais vraisemblablement pas, ou rarement, la suspension (voir § 3-2-1).

3-2-3-1 : Quantification du charriage et de la suspension par les formules de van Rijn (1985, 1986)

Les valeurs de transport instantané calculées à partir de ces formules pour le secteur NW sont reportées sur la fig. III-15a.

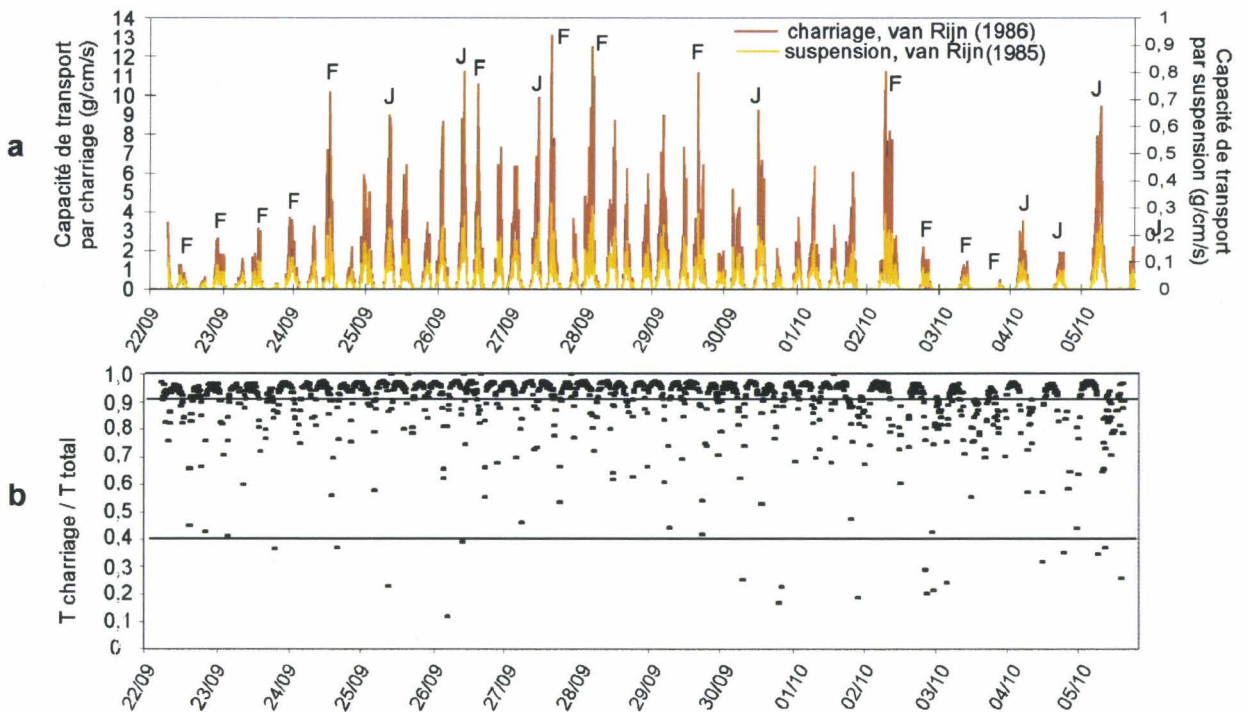


Figure III-15 : Capacités de transport par charriage et par suspension calculées grâce aux formules de van Rijn à partir des courants enregistrés en septembre et octobre 1999 (a) et taux de transport par charriage (b). *Bed load and suspended load transport capacities calculated using van Rijn’s formulae from currents recorded in september and october 1999 (a) and bed load transport rate (b).*

Pour une marée moyenne (23/09/99) le débit particulaire en suspension est de 0,1 g/cm/s en pointe de flot et de 0,06 g/cm/s en pointe de jusant, alors que le charriage représente respectivement 3,11 et 1,58 g/cm/s. Globalement la suspension représente 6 à 8 % de la totalité du transport (fig. III-15b), et ne dépasse que ponctuellement 30%.

3-2-3-2 : Comparaison avec la mesure

Des mesures de concentration de matière en suspension ont été réalisées à quatre niveaux au-dessus du fond ($z = 0,3 - 0,6 - 0,9$ et $1,4$ m) toutes les heures durant 13 heures le 26 octobre 1999 (coefficient 108), au cours de la mission Ridens III (octobre 1999). Le site de mesure est localisé dans une zone plate, à la frontière entre les secteurs à couverture sableuse (NW) et à cailloutis (Mb au SE) (localisation fig. I-42c) (Chapalain, 2000). Les échantillons d'eau prélevés ont ensuite été filtrés et le résidu pesé.

Selon van Rijn (1985), pour de faibles concentrations particulières ($C_a < 0,001$) le profil de concentration du sédiment est décrit par l'équation suivante:

$$C_z = C_a \cdot \rho_s \left[\frac{a \cdot (h - z)}{z \cdot (h - a)} \right]^z, \text{ pour } \frac{z}{h} < 0,5$$

avec : C_z : la concentration à la cote z au-dessus du fond

C_a : la concentration de référence déterminée par l'équation 8

On peut estimer les concentrations particulières aux différentes cotes au-dessus du fond en utilisant les mesures de courant recueillies le 27 septembre 1999 par un coefficient de marée identique à celui régnant au moment des mesures de concentrations de matières en suspension. Les valeurs obtenues sont reportées et comparées avec les mesures dans le tableau III-5.

Les concentrations de sédiment en suspension prédites sont supérieures d'un rapport de 4 à 83 à celles mesurées. Ces écarts entre observation et prédiction sont similaires à ceux couramment rencontrés dans la littérature. Ils se justifient par : (1) les simplifications adoptées dans les formules ; (2) les formules ne tiennent pas compte de la disponibilité en sédiment ; elles surestiment donc, généralement, le transport effectif ; (3) les problèmes de mesure liés, dans le cas présent, à l'intensité des courants de marée et à l'hétérogénéité sédimentaire du substrat. Etant donnée la faible précision du positionnement liée à la mise en oeuvre du système, l'échantillonnage a pu s'effectuer tantôt sur un fond sableux, tantôt sur un fond de cailloutis. Dans le dernier cas, il est évident que la suspension est faible à nulle.

	z (m)	C calculé (g/m ³)	C mesuré (g/m ³)	calc./mes.
flot	0,3	1 877,50	283,9	7
jusant	0,3	1 306,10	369,6	4
flot	0,6	1 351,38	22,7	60
jusant	0,6	906,01	40,7	22
flot	0,9	827,63	10	83
jusant	0,9	534,43	22,7	29
flot	1,4	292,38	11,9	37
jusant	1,4	177,11	7,8	15

Tableau III-5 : Comparaison des concentrations de matières en suspension calculées par la formule de van Rijn (1985) et mesurées (Chapalain, 2000).

Comparison between suspended matter concentrations calculated from van Rijn's formula (1985) and measured (Chapalain, 2000).

3-2-3-3 : Implications pour le développement des dunes

Le transport par charriage est le principal moteur du développement et de la migration des dunes. Dans le sud de la mer du Nord, McCave (1971) observe que l'amplitude des dunes au sein d'un champ diminue sous l'effet de la diminution de la taille du sédiment, conduisant à une augmentation du transport par suspension. Selon cet auteur, le développement des dunes est total et leur amplitude est à l'équilibre lorsque le rapport $\beta = \text{charriage} / \text{transport total}$ est supérieur à 0,9 ; il est ralenti lorsque $0,4 < \beta < 0,9$ et inhibé pour $\beta < 0,4$. Dans le secteur NW, ce rapport est généralement supérieur à 0,9. Il en résulte que le développement des dunes de ce secteur n'est pas gêné par l'apparition de la suspension. Il en va de même dans le secteur SE où la suspension ne se produit que rarement, si elle existe.

Conclusions

Dans la zone d'étude, les courants de marée présentent un cisaillement horizontal qui semble s'effectuer au niveau de la frontière morpho-sédimentaire (voir chap. II), partageant la zone en deux. Dans le secteur SE, l'hydrodynamisme tidal présente des caractéristiques régionales. L'asymétrie des courants y est prononcée et en faveur du courant de jusant, accéléré par un effet de canalisation entre les bancs du South Falls et du Sandettié situés quelques kilomètres au NE. Dans le secteur NW, les courants de marée sont moins compétents et possèdent une asymétrie de quelques cm/s seulement en faveur du flot. Le banc du South Falls joue le rôle d'une barrière morphologique qui protège le secteur NW de l'effet des courants de jusant.

Le sédiment dunaire, constitué de sable et de graviers coquilliers, est mobilisé par charriage à chaque phase de courant de marée, en vive-eau comme en morte-eau. Les cailloutis, qui recouvrent largement le fond marin dans le secteur SE, ne participent pas au transport sédimentaire. La suspension apparaît durant quelques heures lors des phases de courants de vive eau dans le secteur sableux NW, et vraisemblablement pas ou rarement dans le secteur SE. Ce mode de transport ne constitue qu'une faible proportion du transport total (généralement autour de 5%) et, par conséquent, n'inhibe pas le développement des dunes. Dans le secteur NW, pour des conditions de marée moyenne, le transport total instantané avoisine 2,6 g/cm/s en pointe de flot et 1,2 g/cm/s en pointe de jusant.

Les mesures de courant ont montré que les épisodes de tempête étaient en mesure de modifier, voire d'inverser, les caractéristiques de l'hydrodynamisme et du transport sédimentaire dans les secteurs peu profonds du Sud de la mer du Nord. Sur notre zone d'étude, les vents moyens peuvent également exercer ce type d'influence. Dans le secteur NW, en morte-eau, des vents de SW et de NE de 5 m/s, qui sont les vents les plus fréquents dans le détroit, suffisent à annuler le transport sédimentaire durant la phase de courant ralentie et à doubler ce transport au cours de la phase renforcée. Dans le secteur SE, les vents ne modifient vraisemblablement pas aussi fréquemment et profondément les caractéristiques du transport sédimentaire, l'asymétrie et la compétence des courants tidaux étant plus prononcée.

Les modèles numériques de courant utilisés (NPDC 3 et Télémac) ne sont pas adaptés à la prédiction des caractéristiques hydrodynamiques à l'échelle du champ de dunes étudié. La frontière Nord des deux modèles passe par les extrémités SW des bancs du South Falls et du Sandettié. La morphologie de ces bancs n'est pas reproduite suffisamment précisément pour permettre une prédiction correcte des phénomènes hydrodynamiques locaux induits par cette morphologie et répercutés sur la zone d'étude. De plus, dans le cas du modèle Télémac, la maille de 3 km est insuffisante. Un modèle numérique hydrodynamique adapté devra

avoir une maille de la largeur des dunes (autour de 200 m) et une emprise géographique étendue vers le nord pour permettre une description fine de la morphologie des bancs sableux du South Falls et du Sandettié. Un tel modèle permettrait de tester l'hypothèse du cisaillement des courants tidaux, principalement fondée sur des mesures ponctuelles dans le temps et dans l'espace. Couplé à un module de transport sédimentaire, il permettrait de prédire le transport sur le champ de dunes.

Chapitre IV :

Mobilité des dunes

Les modalités de la migration des dunes sous-marines sont variables et dépendent fortement des caractéristiques de l'environnement dans lequel elles évoluent et de leur morphologie. En particulier, celles qui migrent sous l'effet du transport par charriage sont sensibles aux modifications du régime hydrodynamique.

La migration résiduelle peut être observée et quantifiée grâce aux données bathymétriques, cependant que les processus responsables de la migration sont approchés grâce aux enregistrements de sismique à très haute résolution. Dans ce chapitre nous nous attachons à définir les facteurs responsables de la migration des dunes.

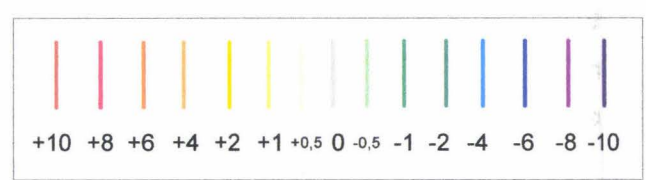
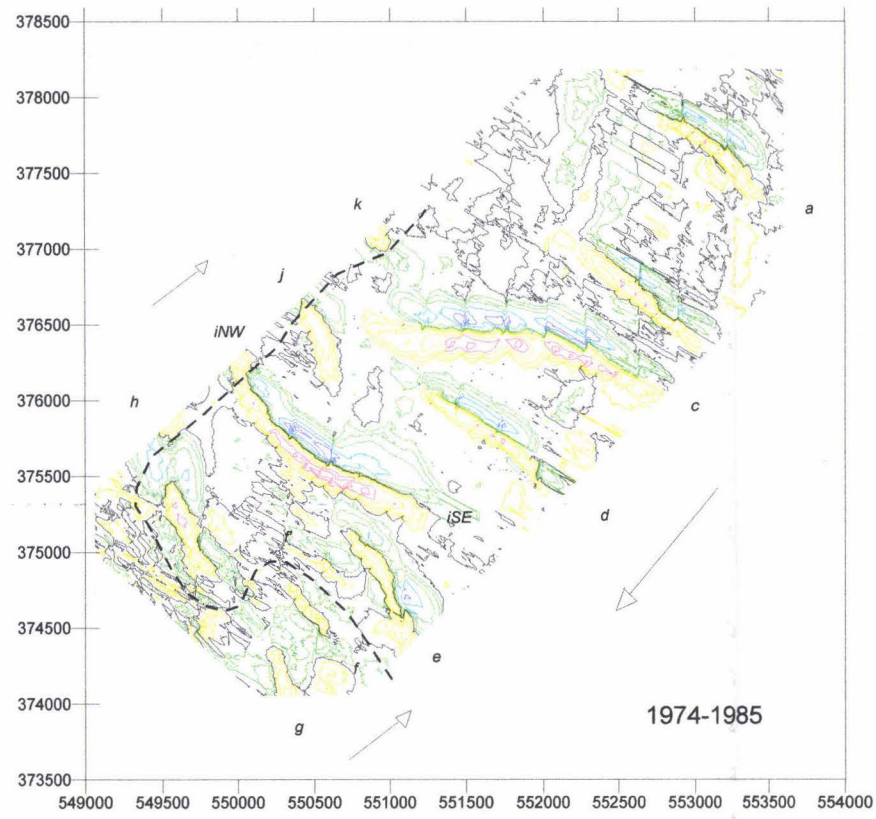
1 : les dunes sont-elles actives ?

Certaines dunes sous-marines formées lors des premiers stades de la transgression flandrienne sont moribondes, c'est-à-dire inactives, tout comme certains bancs sableux (mer Celtique, Reynaud, 1996). Elles ne sont plus en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Elles présentent des caractéristiques morphologiques stables, quoiqu'elles soient fréquemment soumises à l'érosion sous l'effet de l'activité oscillatoire des houles ou de la bioturbation (Johnson et al., 1982). Aussi, les variations temporelles des paramètres morphologiques ⁽¹⁾ constituent-elles de bons indicateurs de la stabilité ou de l'activité des dunes.

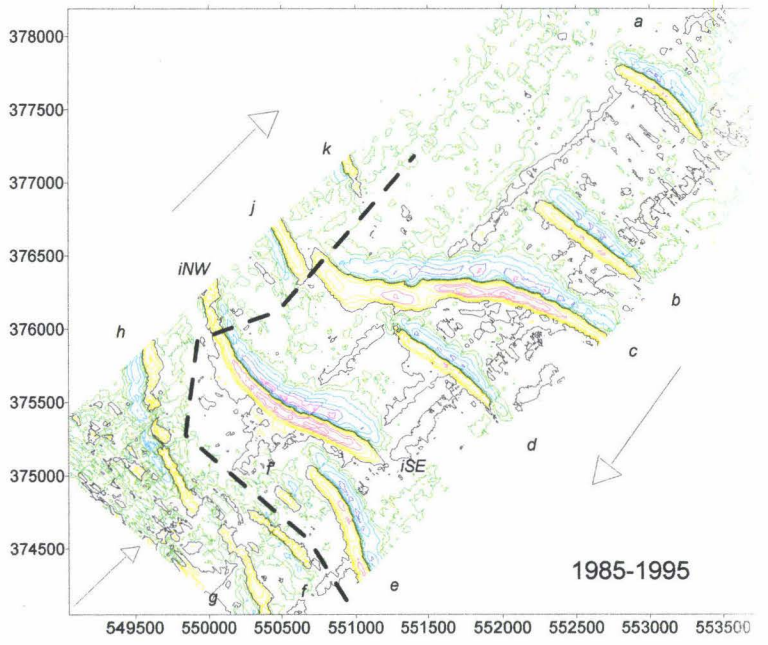
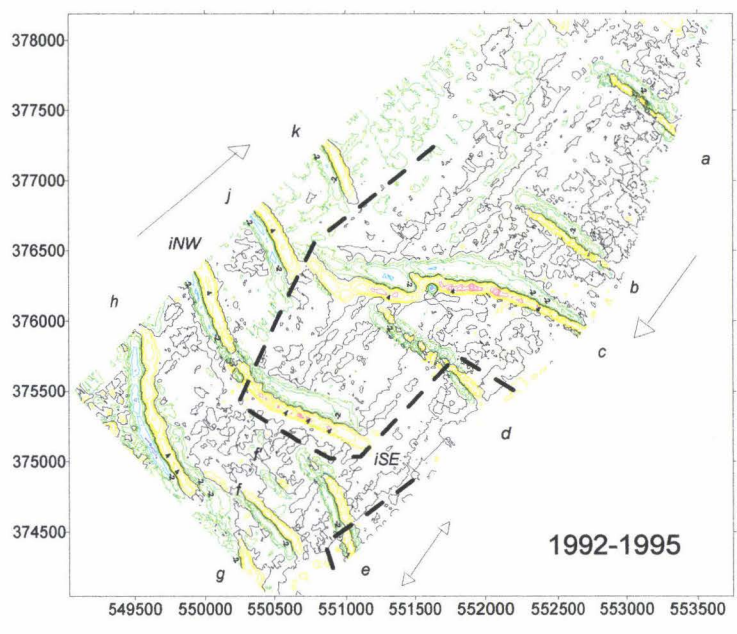
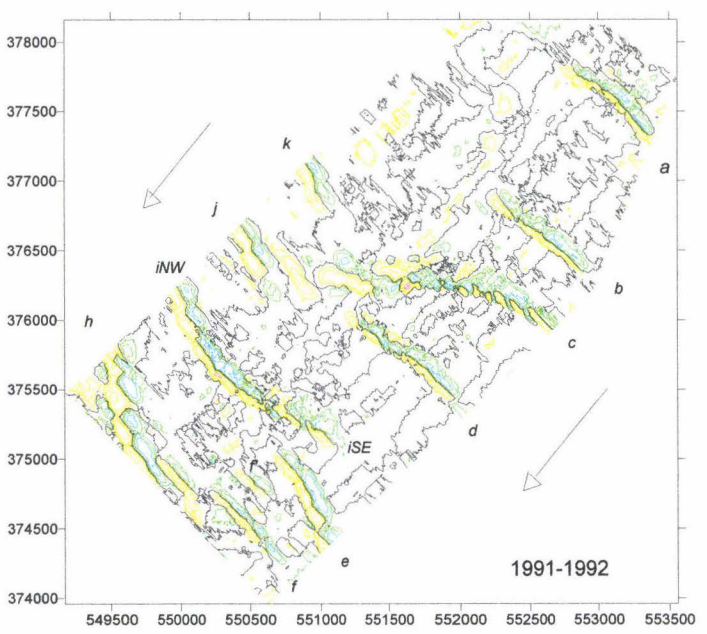
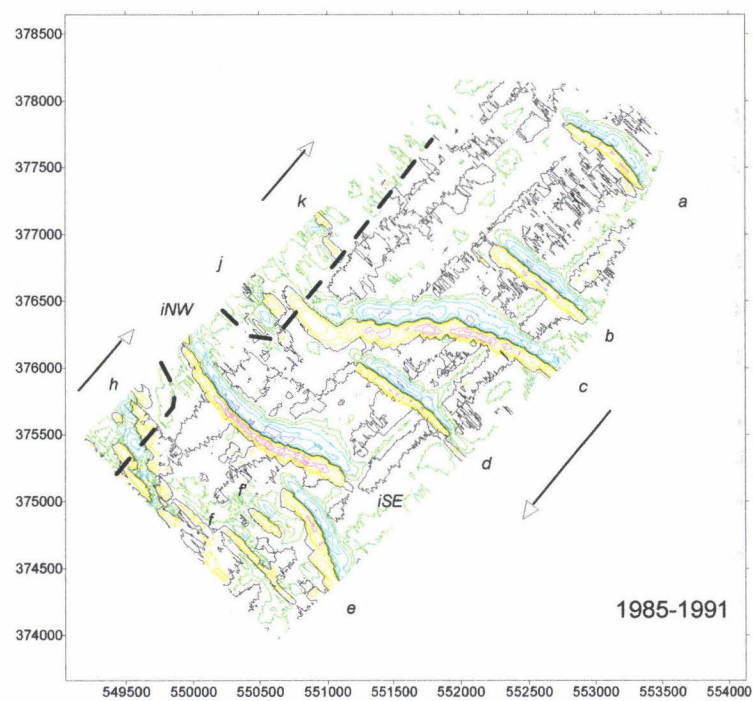
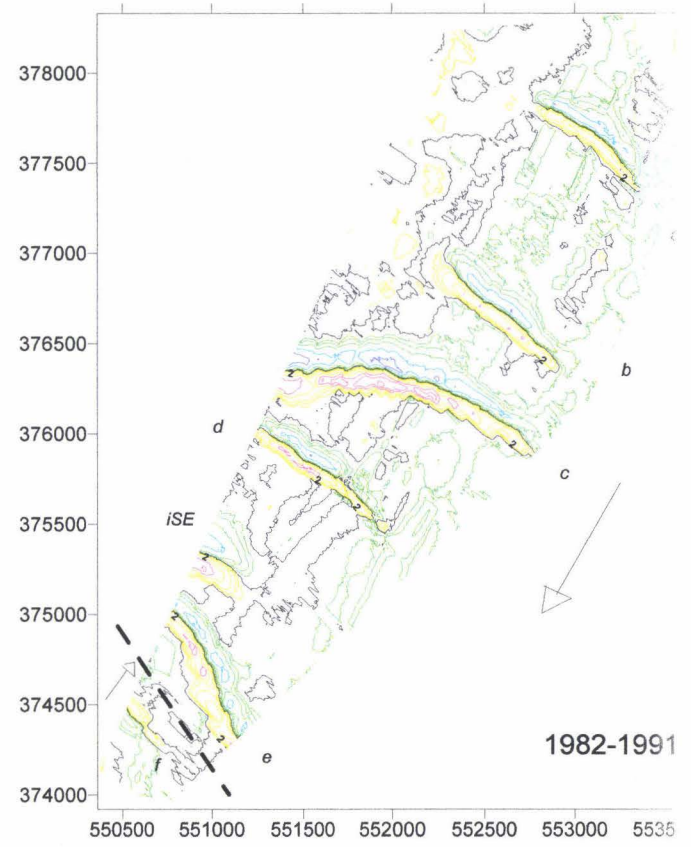
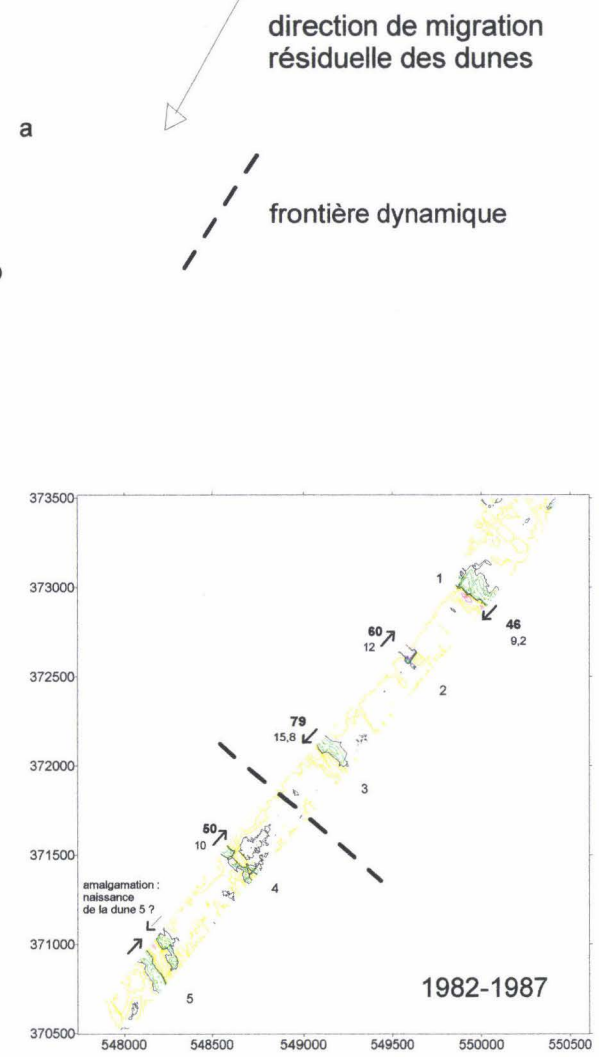
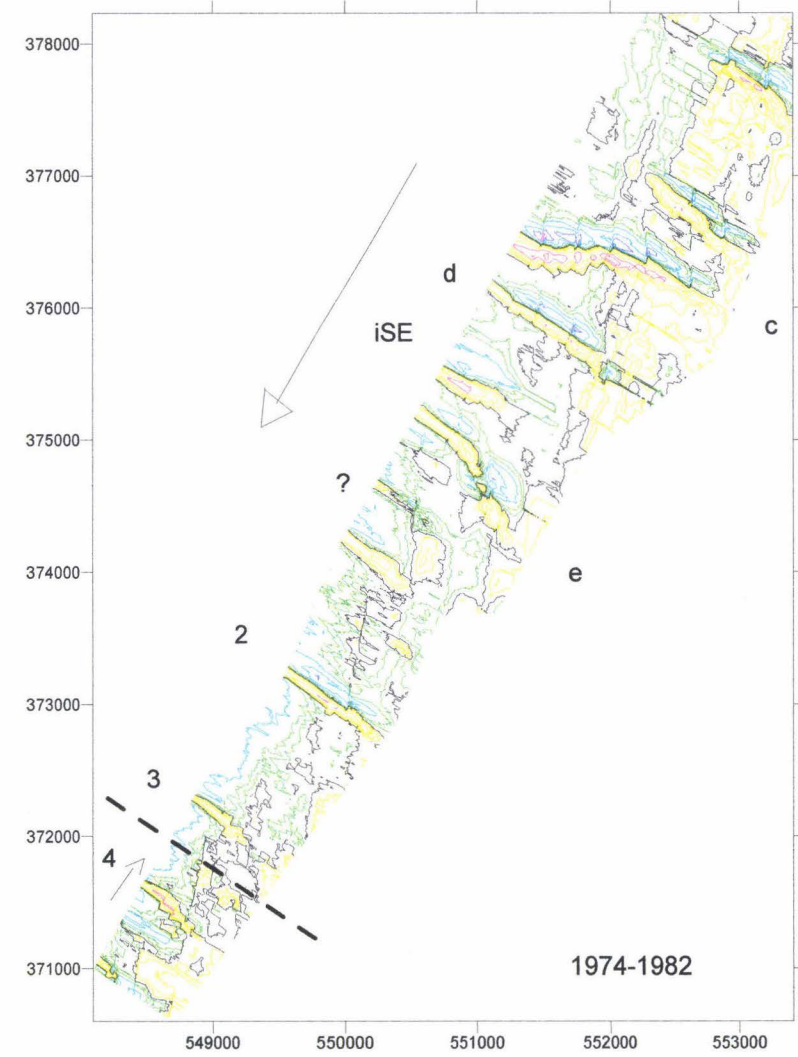
L'**amplitude** des dunes étudiées dans le présent travail (voir localisation fig. II-2) augmente et diminue de manière variable d'une période d'observation à l'autre. Seules les dunes b, j, k, k' présentent une amplitude stable ($\pm 0,5$ m). Les plus fortes variations d'amplitude (3,5 m) concernent les dunes c et l. Les dunes de la zone MPC Sud B, dont fait partie la dune 1, montrent une croissance continue, signe d'une forte activité. La dune c, à l'image de la plupart des dunes de la zone F, témoigne d'une activité de régénérescence après des périodes d'érosion : elle s'élève de 1 m (entre 1985 et 1991), se stabilise entre 1991 et 1992, croît de 2,5 m entre 1992 et 1995, diminue de 2 m entre 1995 et 1996 puis s'élève à nouveau de 0,5 m entre 1996 et 1998. La **longueur d'onde** fluctue de 5 à 285 m, la valeur maximum étant observée pour la dune 2. Les variations de longueur d'onde impliquent des migrations relatives des dunes. La **polarité** des dunes a, b, c, d, iSE, 1, 2 et 5 reste inchangée. Celle des autres dunes varie au moins une fois entre deux mesures et témoigne de directions de migration opposées. L'**orientation** des dunes c, d, e, f, f', g, h, i, j et k pivote de 5 à 20°, contrairement à celle des dunes a, b et iSE qui reste inchangée. L'**asymétrie** des dunes et le **pendage** de leurs flancs sont d'autres indices d'activité. Les formes actives ont des pentes raides relativement fortes (supérieures à 15°), alors que les formes moribondes subissent plutôt un lissage de leurs crêtes et de leurs flancs. Les dunes c, d, f, g, o, p, 2, 4, et 5 remplissent les conditions d'activité. La dune c dont le flanc raide est incliné de 35° indique même une activité d'avalanche sableuse impliquant une migration. Les dunes à tendance symétrique présentent des variations fréquentes d'asymétrie et de pendage impliquant également une activité.

En résumé, chacune des dunes de la zone d'étude possède au moins une caractéristique morphologique indicatrice d'activité et de migration.

¹ La morphologie des dunes de notre zone d'étude est présentée au chapitre II (voir § 1). Elle a été quantifiée à partir des données bathymétriques qui sont précises à $\pm 0,1$ m verticalement (en relatif) et ± 1 m horizontalement. Les mesures d'orientation des dunes sont précises à $\pm 1^\circ$. Les différents paramètres morphologiques sont reportés dans les annexes 2 et 3.



échelle de variation de la bathymétrie (m)



2 : Migration résiduelle

2-1 : Polarité des corps sédimentaires et transport résiduel

La polarité des corps sédimentaires est fréquemment utilisée pour déterminer la direction et le sens du transport résiduel (Stride, 1963 ; Kenyon et al., 1981 ; Johnson et al., 1982). L'allongement des rubans sableux, N44°-N124° sur notre zone, met en évidence la direction du transport sédimentaire sans que le sens puisse en être déterminé. La direction de pendage du flanc raide d'une dune asymétrique indique le sens du transport résiduel à long terme.

Sur notre zone d'étude, les dunes de grandes tailles ne sont pas sujettes aux inversions de polarité d'une phase de courant à l'autre, marquées par des modifications morphologiques cantonnées uniquement à la crête (Langhorne, 1982). En effet, lors des missions à la mer, les profils bathymétriques sont réalisés sur les dunes à des phases différentes de la marée et ne montrent pas d'inversion de polarité. En revanche, elles constituent de bons indicateurs de transport sédimentaire résiduel à long terme. Sur la vingtaine d'années d'observation dont nous disposons, les dunes du secteur morphologique SE (a, b, c, d, iSE, 1 et 2) montrent une polarité pérenne vers le SW (voir annexe 3) qui témoigne d'un transport sédimentaire dans cette direction, sous l'effet du courant de jusant dominant. Les dunes des secteurs NW et Mc présentent des polarités fluctuantes. Certaines d'entre elles (f, g, iNW, j, j' et k) évoluent d'une forme symétrique à asymétrique vers le NE ou le SW, d'autres sont symétriques à asymétriques vers le SW (f', h et k'), d'autres encore sont symétriques à asymétriques vers le NE (l, m, n, o et p). Dans ces secteurs, les courants de marée, dont la composante résiduelle quoique faible est constante, ne peuvent donc pas être invoqués comme les seuls agents responsables de la dynamique sédimentaire.

Etant donnée la variabilité de la polarité de certaines dunes, ce critère ne peut pas être systématiquement utilisé comme indicateur de sens de transport résiduel à long terme

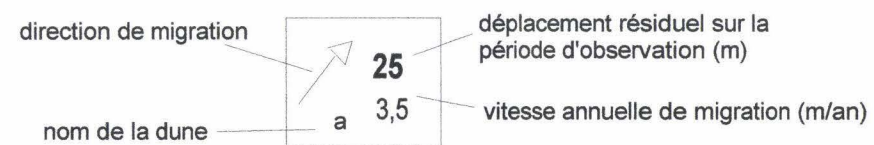
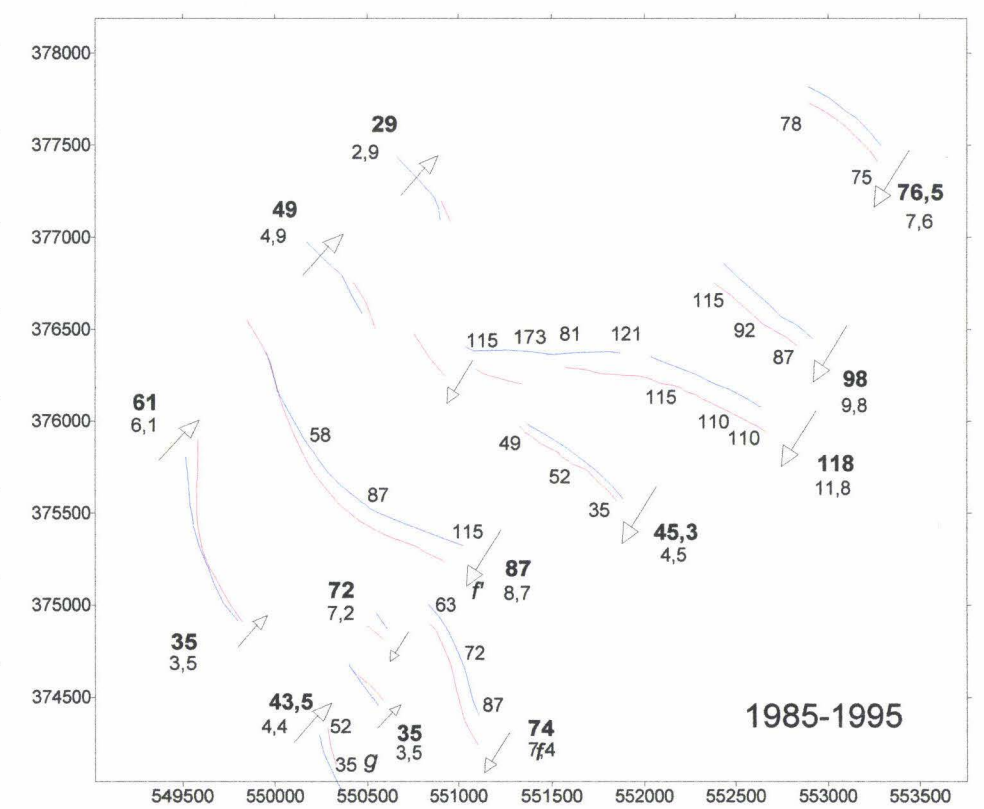
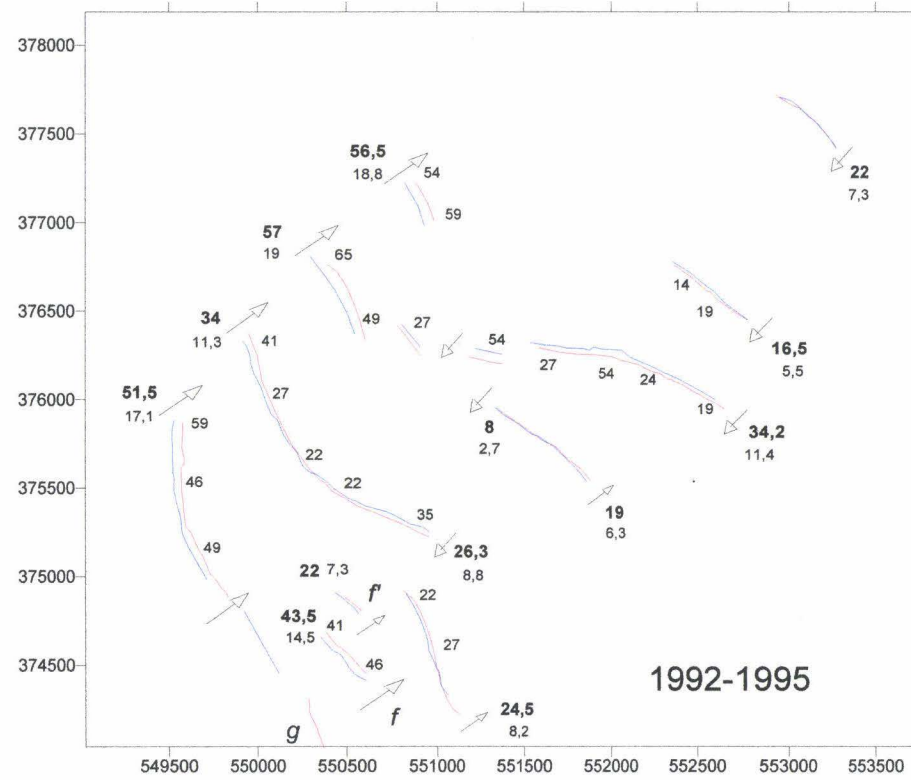
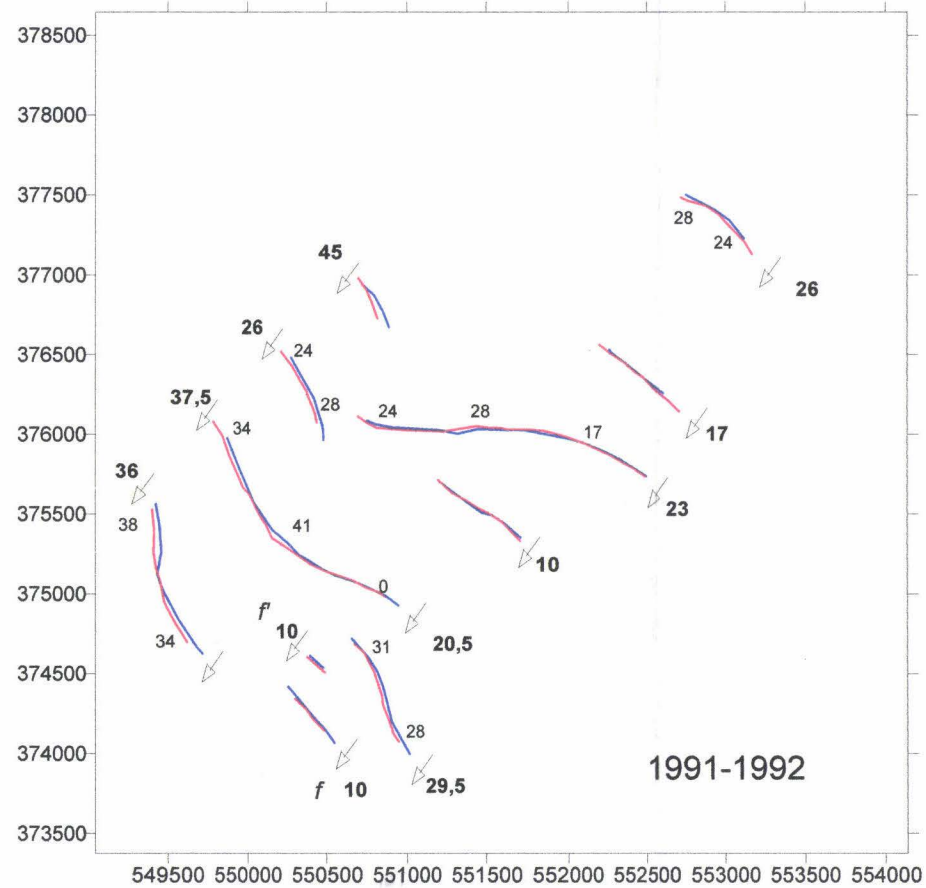
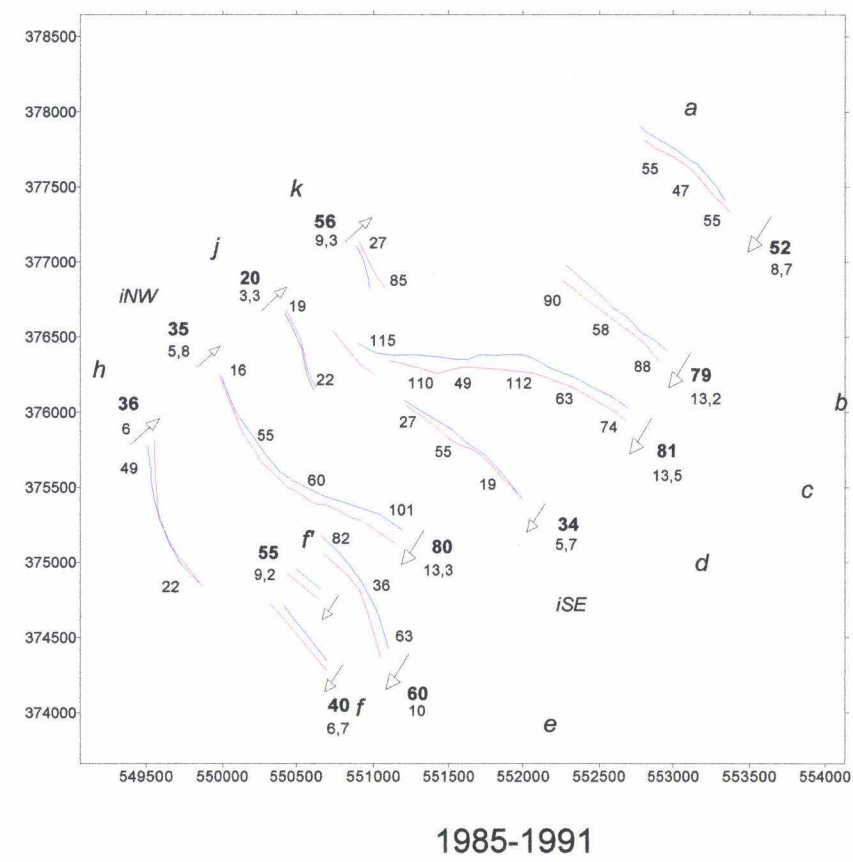
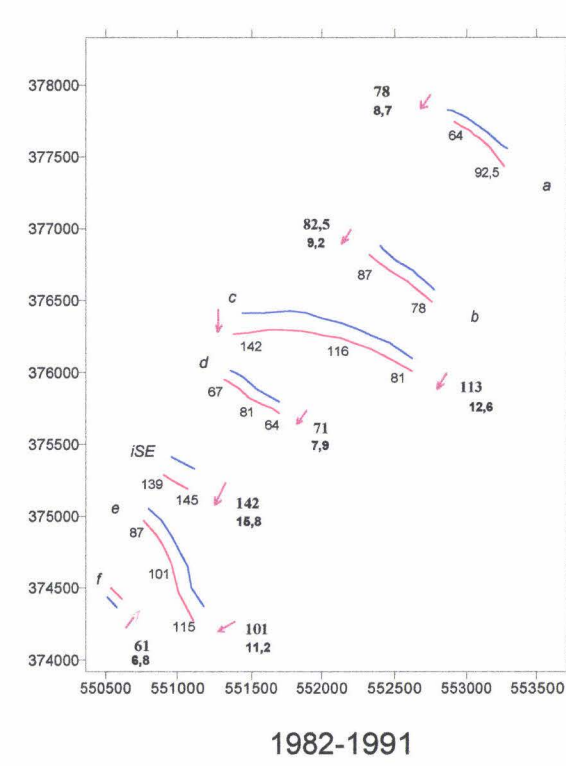
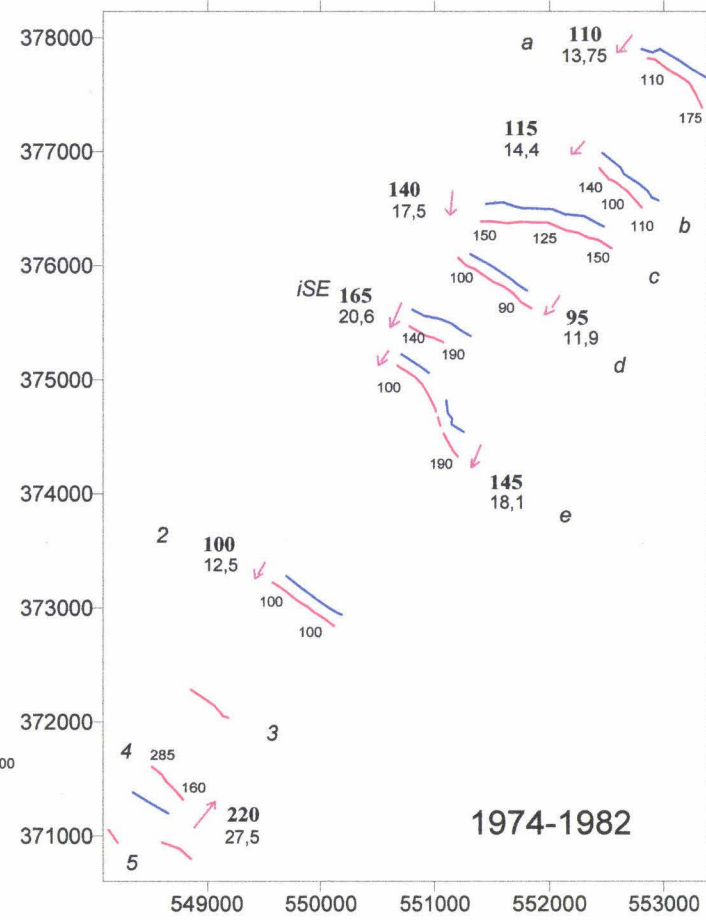
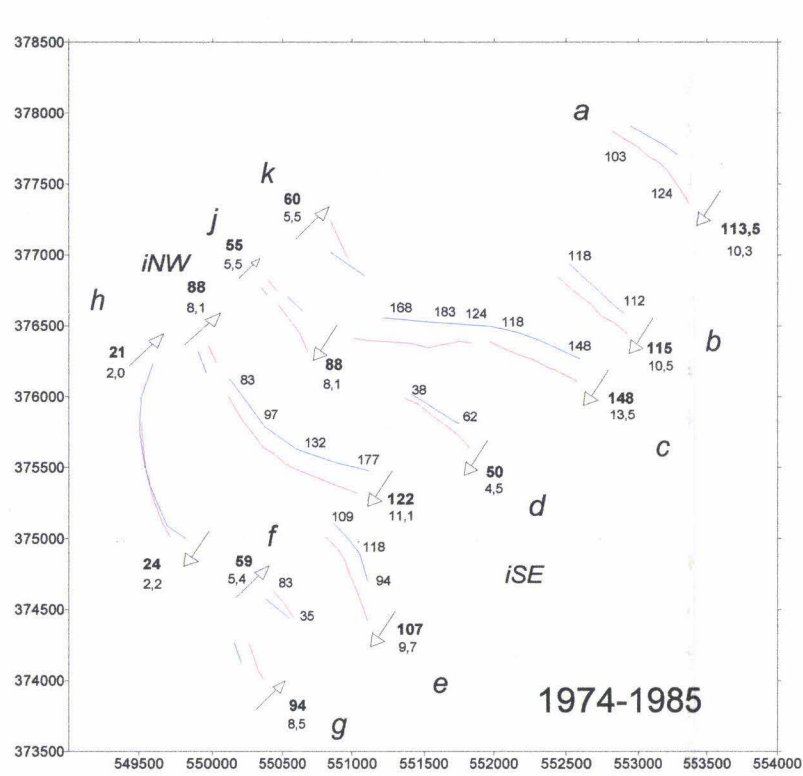
2-2 : Quantification de la migration

L'outil le plus adapté pour l'analyse et la quantification des déplacements des figures sédimentaires de grande taille est le sondeur bathymétrique combiné à un GPS différentiel dont les modèles récents permettent d'accéder à une précision horizontale de 1 m.

La comparaison de levés bathymétriques renseigne sur les caractéristiques de l'évolution morphologique du fond marin et de la migration résiduelle des dunes, pour une période donnée. Les cartes de la figure IV-1 correspondent à des différentiels bathymétriques.

Figure IV-1 : Cartes différentielles de bathymétrie sur plusieurs périodes, de 1974 à 1995 (Lambert Nord). Les teintes chaudes et froides correspondent respectivement aux secteurs en engraissement et en érosion. Les principales modifications sont induites par la migration des dunes.

Bathymetric differential maps concerning several periods, from 1974 to 1995 (coordinates in North Lambert). The yellow-red and green-blue colors correspond respectively to sectors in accretion and erosion. The major modifications are induced by dune migration.



Sur ces cartes, la bathymétrie de la période la plus ancienne a été soustraite à celle de la plus récente dégageant des zones en érosion sédimentaire (teintes vert bleu) et des zones en accrétion (teintes orange rouge), et permettant une visualisation du déplacement des dunes.

2-2-1 : Mobilité de la crête

La crête constitue le secteur le plus mobile d'une dune. Les modalités de la migration résiduelle des crêtes ont été appréhendées par la quantification de leur direction et distance de déplacement à différentes échelles de temps (fig. IV-2). Les mesures sont reportées en annexe 4-a.

2-2-1-1 : Sens de migration

D'une façon générale, les dunes migrent perpendiculairement à leur allongement. Sur notre zone d'étude, elles se déplacent donc soit vers le SW, soit vers le NE (fig. IV-3).

De 1974 à 1995, les dunes a, b, c, d, et iSE migrent constamment vers le SW. Les dunes e et f se déplacent préférentiellement vers le SW, f, g, h, iNW, j et k généralement vers le NE. Cependant, ces deux groupes de dunes montrent des déplacements épisodiques en sens inverse sur les courtes périodes de temps, respectivement entre 1992 et 1995 et 1991 et 1992. Les déplacements des dunes 1 à 5 du secteur MPC Sud B fluctuent en permanence entre ces deux directions.

Figure IV-2 : Migration résiduelle et annuelle des crêtes des très grandes dunes entre 1974 et 1995. Cartes de position des crêtes (Lambert Nord). Pour une période d'observation donnée, la position la plus ancienne est reportée en bleu et la plus récente en rouge.

Residual and annual migration rate of the very large dune crests between 1974 and 1995. Maps of crest location (coordinates in North Lambert). For a given observation period the oldest position is reported in blue and the most recent one in red.

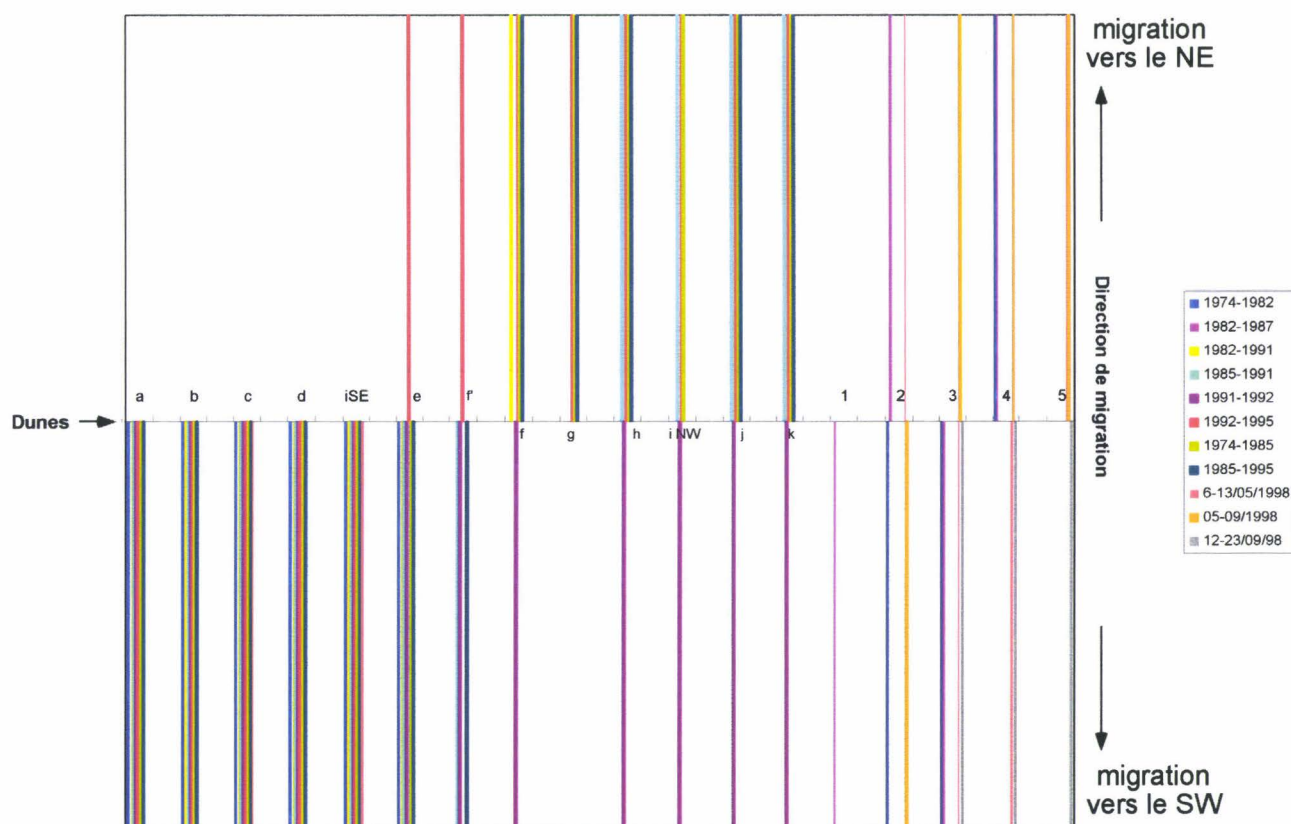


Figure IV-3 : Comparaison de la direction de migration des crêtes de dunes sur différentes périodes d'observation.

Comparison of dune crest migration direction on various observation periods.

Dans un environnement tidal, Langhorne (1982) remarque que la crête de très grandes dunes, de 4 m d'amplitude, peut osciller durant un cycle flot/jusant de vive eau. Le courant de marée résiduel pour une période de plusieurs cycles de marée présente une direction constante en un site donné. Sur les périodes d'observation dont nous disposons, variant de la semaine à plusieurs années, le sens de déplacement des dunes varie et la marée ne peut donc être seule invoquée comme moteur de leur migration. Seules les dunes a, b, c, d et iSE du secteur SE, qui se déplacent en permanence dans la direction du courant résiduel de marée à jusant dominant, peuvent en résulter. Les dunes à sens de migration alternatif sont localisées dans des secteurs où l'asymétrie des deux phases de courant tidal est faible (NW et Mc). Les courants non-tidaux sont donc susceptibles d'y modifier plus facilement le schéma des courants tidaux que dans le secteur SE où leur asymétrie est forte.

Notons que les dunes e, h et i présentent fréquemment une composante rotationnelle horaire de migration.

2-2-1-2 : Intensité de migration

Le taux de migration annuel varie selon la période de temps considérée et d'une dune à l'autre (fig. IV-4). La migration moyenne varie entre 4,5 et 21 m/an, vitesses situées dans la gamme des valeurs fournies par la bibliographie. A partir d'observations sur les dunes tidales, Berné (2000) indique que les grandes dunes (6 à

8 m) migrent de 0 à 70 m/an. A Surtainville, où les caractéristiques hydro-sédimentaires sont similaires à celles de notre zone d'étude, Berné et al. (1989a) enregistrent des déplacements de 10 à 20 m/an.

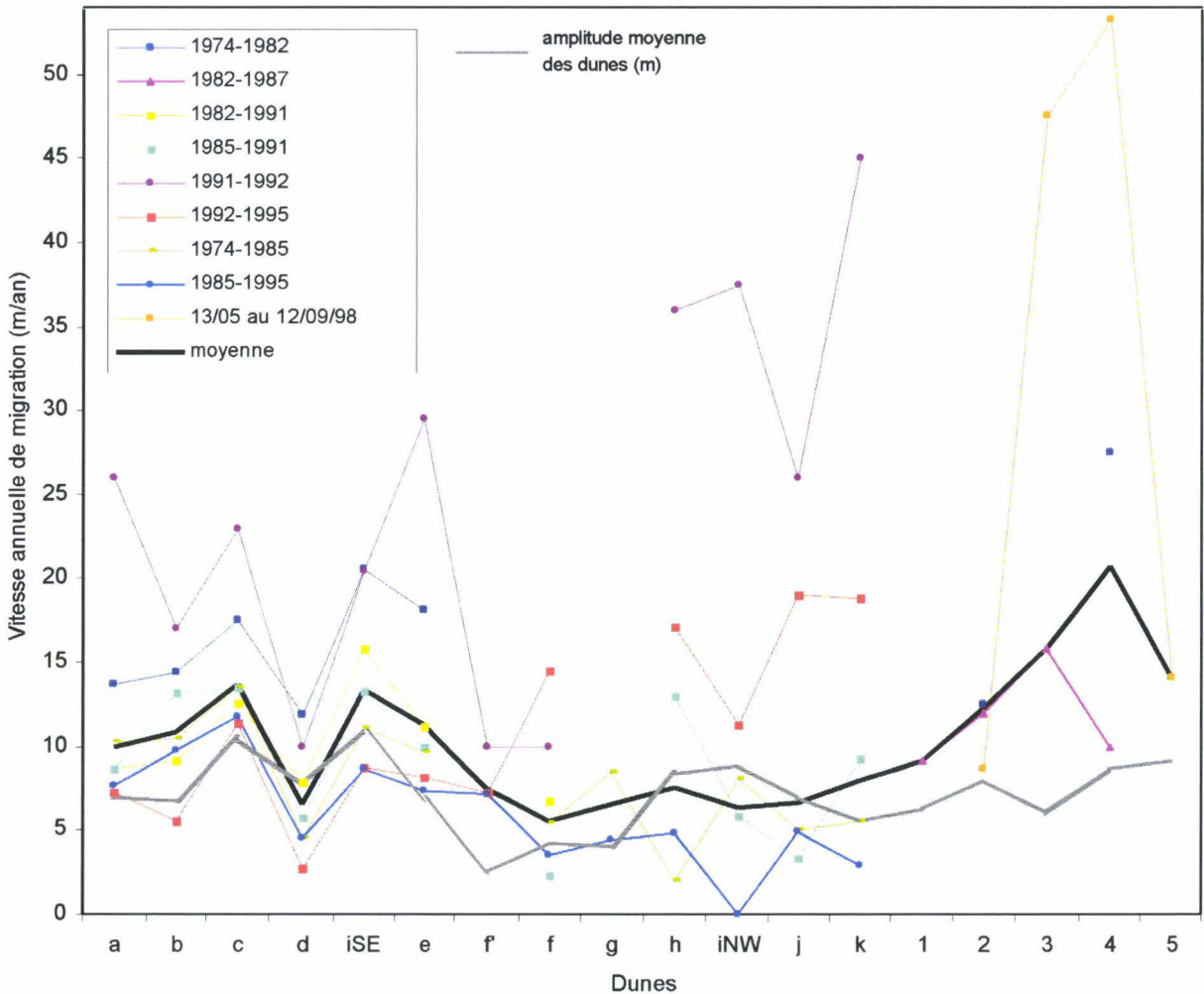


Figure IV-4 : Vitesses annuelles de déplacement des crêtes des dunes sur différentes périodes d'observation. L'amplitude moyenne de chacune des dunes est figurée en gris clair.
Dune crest annual migration rates on various observation periods. Mean amplitude of each dune is drawn in light grey.

2-2-1-2-1 : Variations temporelles

Sur les intervalles proches de la décennie (1974-1985, 1985-1995, 1982-1991) les vitesses de migration sont comprises entre 2 et 15 m/an selon la dune considérée, et varient tout au plus de 8 m/an. Ces vitesses sont comparables aux valeurs moyennes. Plus la période considérée est courte (1992-1995, 1991-1992, mai-septembre 1998), et plus les valeurs s'en écartent et sont généralement plus importantes. On mesure l'équivalent de 53,3 m/an de migration pour la dune 4 sur la période mai-septembre 1998, 45 m/an et 29,5 m/an respectivement pour les dunes k et e entre 1991 et 1992. A l'échelle hebdomadaire les migrations enregistrées sont environ 10 à 50 fois supérieures à la moyenne (fig. IV-5) : la dune iSE a migré de 12,8 m

entre le 6 et le 13 mai 1998, ce qui correspond à un taux de migration de 667,4 m/an, alors que son taux moyen est de 14,1 m/an. Ces observations indiquent que les très grandes dunes de la zone d'étude ont un temps d'adaptation rapide aux conditions hydrodynamiques, de l'ordre de la semaine voire moins.

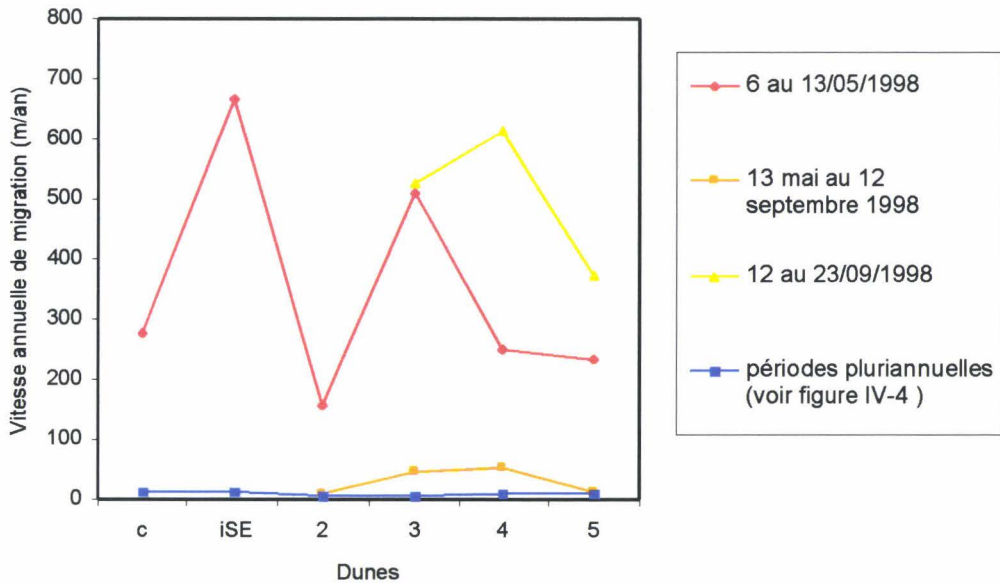
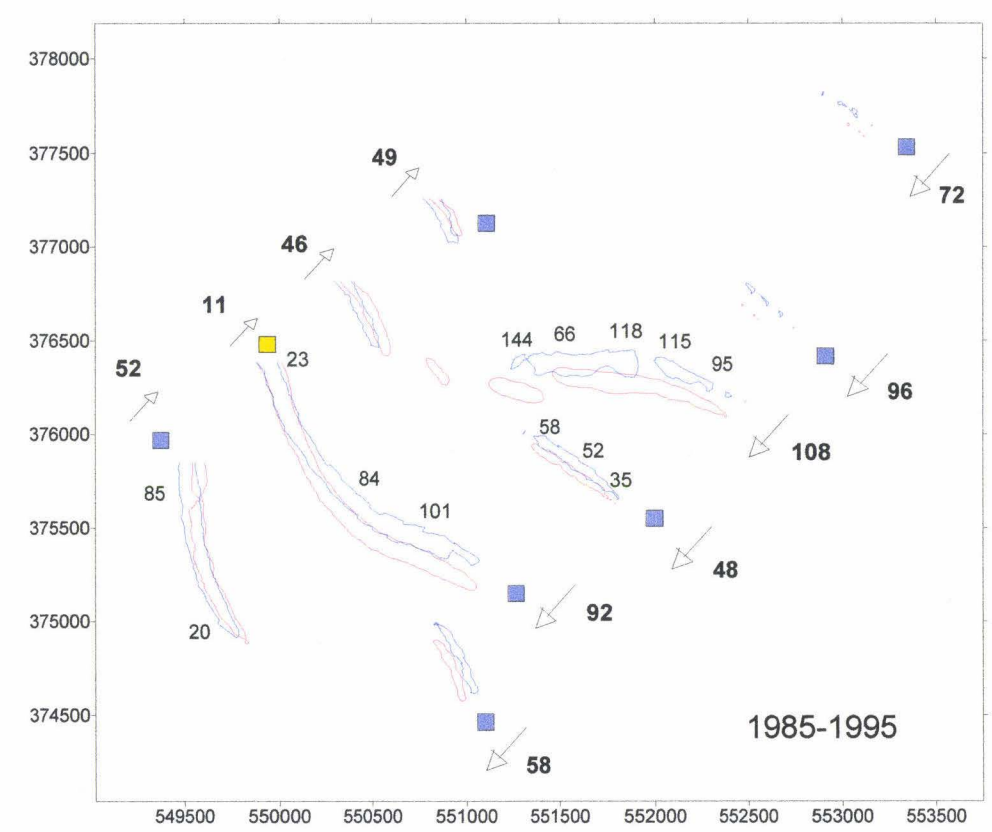
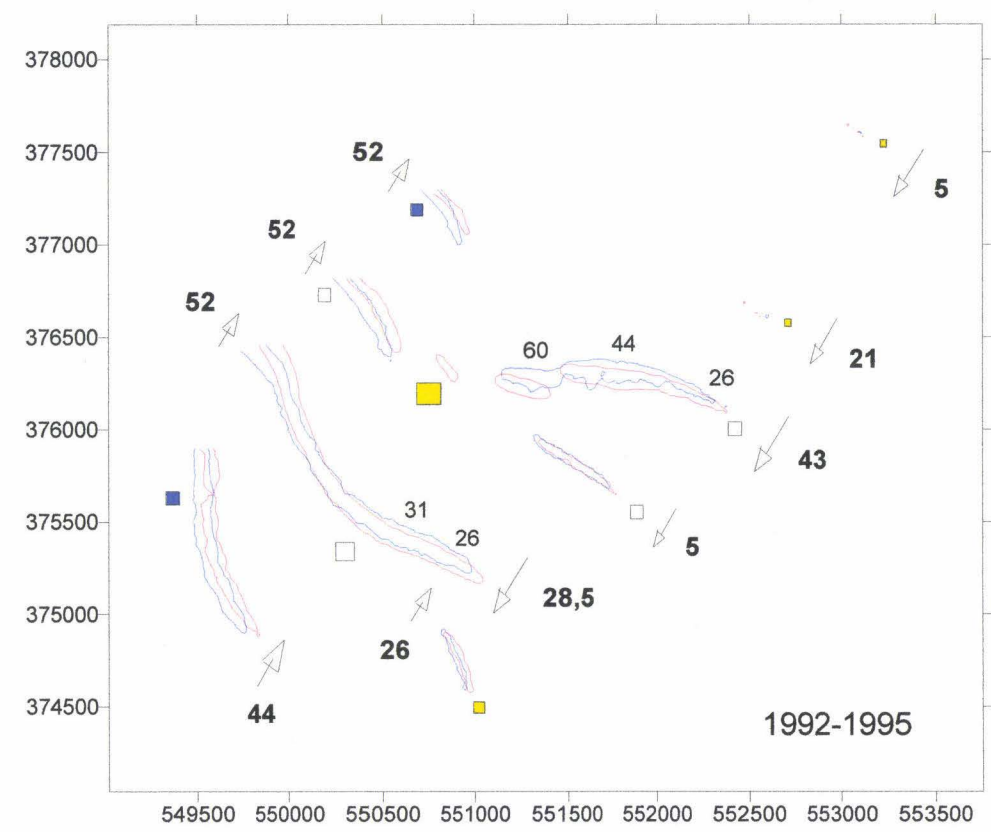
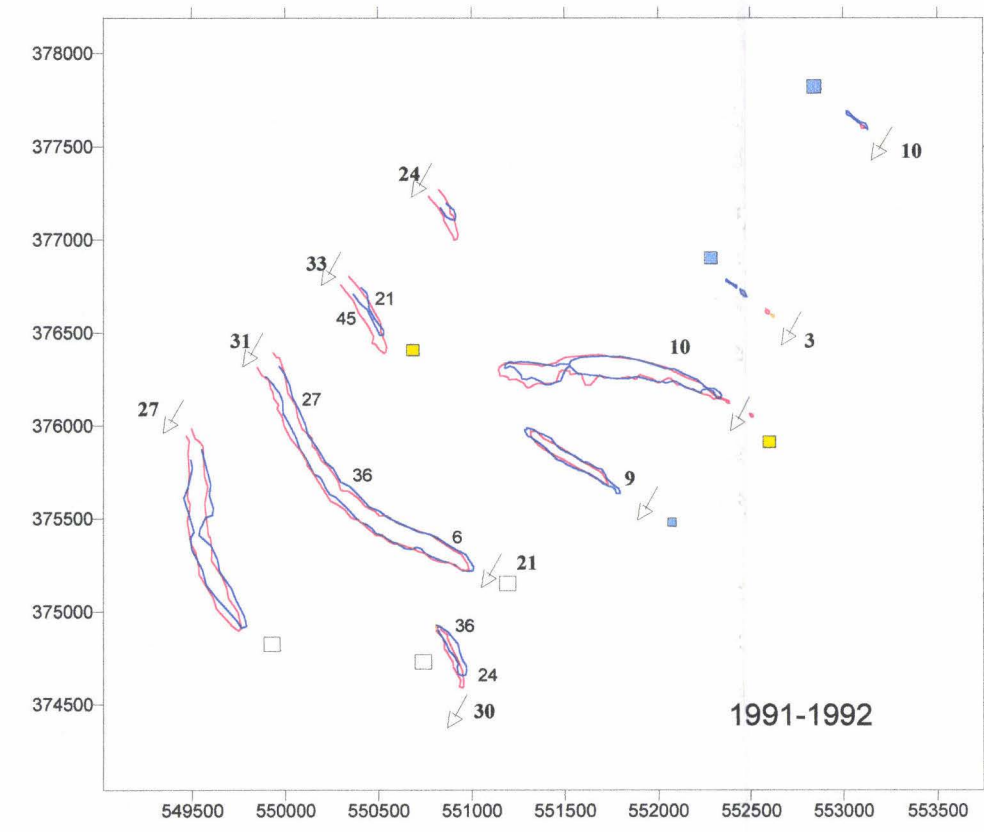
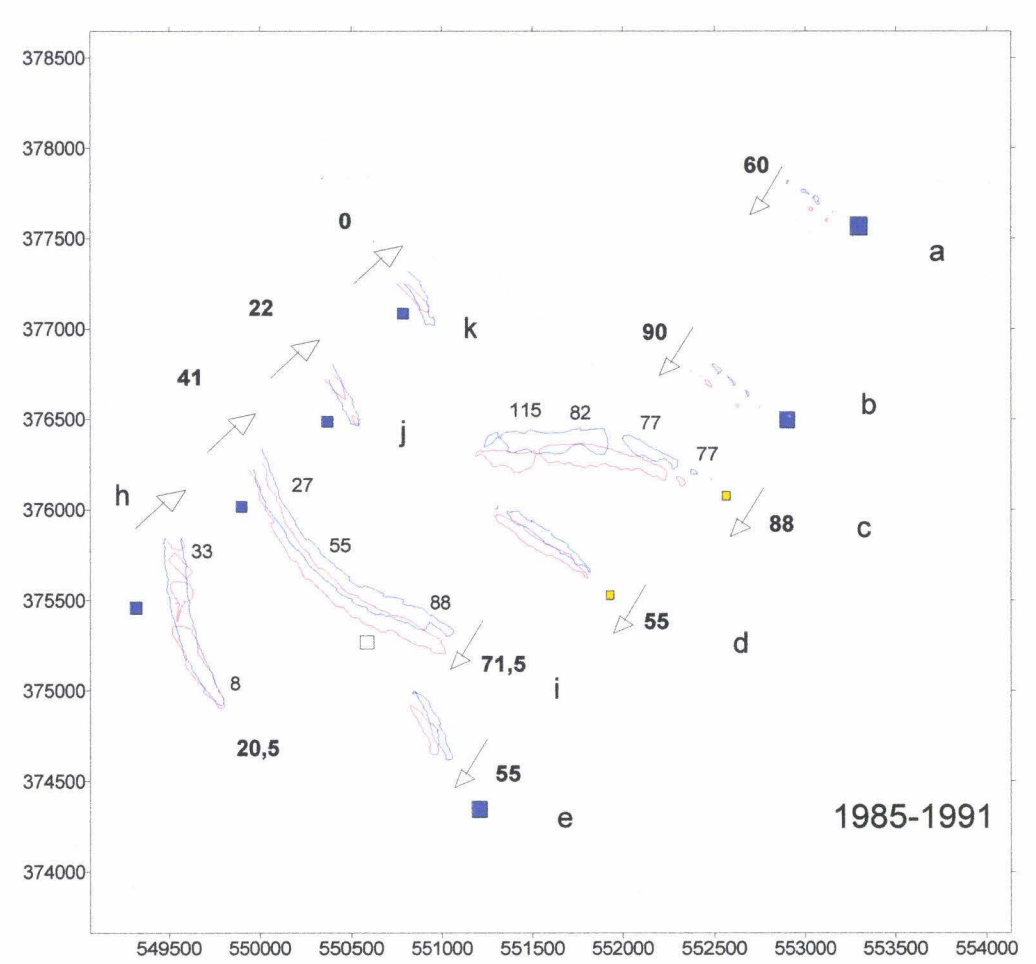
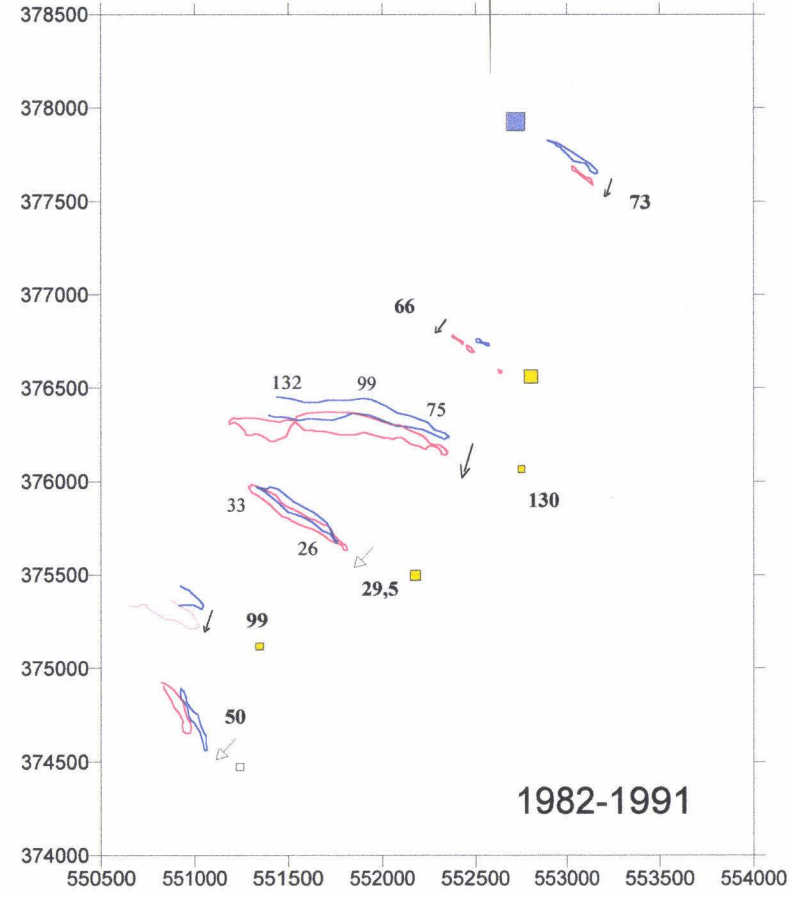
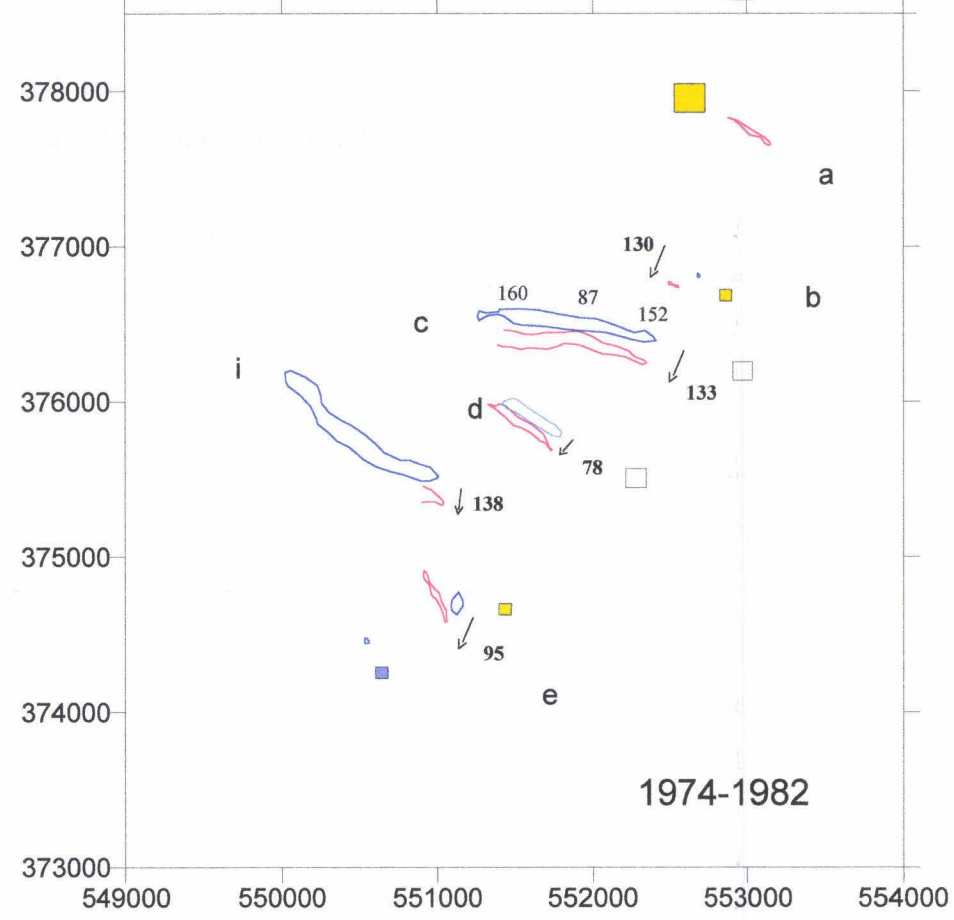


Figure IV-5 : Vitesses annuelles de migration des crêtes de dunes extrapolées à partir de mesures réalisées à l'échelle hebdomadaire.

Dune crest annual migration rates extrapolated from measurements realised on a weekly time-scale.

L'intensité du transport résiduel tidal est quasiment identique d'un cycle solstice - équinoxe à un autre (182,6 jours). Pour des périodes d'observation de durées supérieures, comportant un nombre entier de ces cycles, le taux de migration annuelle calculé pour chaque dune devrait être sensiblement identique, ce qui n'est pas le cas. Par ailleurs, sur les périodes hebdomadaires, l'effet des cycles mortes eaux - vives eaux n'est pas visible : du 6 au 13/05/98 et du 12 au 23/09/98, bien que les gammes de coefficients de marée soient similaires, l'intensité de migration des dunes du secteur MPC Sud B varie d'un rapport de 1,5 à 4 (fig. IV-5), et le sens de migration de certaines dunes est inversé (fig. IV-3).

Il en résulte que la marée ne constitue pas l'unique agent responsable de la dynamique des dunes. Toutefois les fluctuations des vitesses de migration tendent à se résorber pour les périodes d'observation de 8 à 11 ans. Les inversions, décélérations ou arrêts de migration des dunes sous l'effet des courants non-tidaux semblent filtrés. Cela tend à indiquer qu'une **variabilité décennale de la migration des dunes pourrait exister**.



évolution de l'isobathe - 30 m :

- érosion
- stabilité
- engraissement

direction de migration ↗
25
a

déplacement résiduel sur la période d'observation (m)

nom de la dune

2-2-1-2-2 : Variations spatiales

D'une dune à l'autre l'intensité de déplacement est variable. Pour les dunes dont la direction de migration est changeante (voir § 2-2-1-1) les fluctuations sont importantes. Les variations de vitesse de migration des dunes 4 et iNW sont respectivement de 43,3 m/an et 37,5 m/an. Les dunes a, b, c, d et iSE dont la direction de déplacement est constante migrent à vitesse plus régulière. Par exemple la dune d migre selon des vitesses qui diffèrent au plus de 9,2 m/an.

D'après la littérature il est admis que la vitesse de migration et l'amplitude d'une dune sont anticorrélées (Fenster *et al.*, 1990 ; Carling, 2000a). Les grandes dunes sont relativement stables à l'échelle de plusieurs mois ou années, alors que les plus petites sont dynamiques et répondent facilement aux fluctuations rapides des courants. Dans notre étude nous observons le résultat inverse : globalement les courbes de vitesse moyenne de migration et d'amplitude des dunes se corrélaient de manière positive (fig. IV-4). Les plus petites dunes (f, f' et g) sont les moins mobiles avec 4,4 à 8,2 m de migration annuelle ; les plus hautes (c, iSE, h, iNW et 4) présentent les migrations les plus rapides, comprises entre 13,7 et 18,8 m/an. Il semble donc que **la mesure des déplacements résiduels ne rende pas compte de la réelle mobilité des dunes. Les plus petites dunes sont susceptibles d'osciller plus facilement et de subir une inversion de leur sens de déplacement. Leur migration résiduelle est alors plus faible que celles des grandes dunes à migration unidirectionnelle.** Par ailleurs, Berné *et al.* (1989b) concluent à une mobilité plus forte des dunes de forme tridimensionnelle. Sur notre zone d'étude nous n'observons pas cette relation. Il semble que **l'amplitude des dunes, dans sa capacité à " autoriser " ou non l'inversion de la direction de migration, ait bien plus d'influence que leur forme horizontale sur la vitesse de migration résiduelle.**

Latéralement la migration des dunes n'est pas homogène. Certaines dunes témoignent de l'existence des phénomènes de flexuration et bifurcation. La dune c en constitue un bon exemple (voir fig. II-3). La partie NW de cette dune migre plus rapidement et entraîne la scission de la crête en plusieurs endroits : en 1985, deux crêtes sont distinguables ; la plus orientale se développe vers l'ouest et la plus occidentale se scinde en deux morceaux en 1991 sous l'effet de l'augmentation du gradient latéral de vitesse de migration ; en 1995 trois portions de dunes sont parfaitement individualisées.

2-2-2 : Mobilité des corps dunaires. Comparaison avec la mobilité de leur crête

Dans notre secteur d'étude la crête des dunes est mobile même à l'échelle de la semaine. Qu'en est-il de l'ensemble du corps dunaire ?

Pour la plupart des dunes de la zone F l'isobathe -30 m apparaît représentative de l'enveloppe dunaire. Les valeurs de migration résiduelle de cette isobathe ont été calculées pour chaque période d'observation de la migration des crêtes (fig. IV-6) et sont consignées en annexe 4-b.

Figure IV-6 : Migration des très grandes dunes entre 1974 et 1995. Cartes de l'isobathe -30 m (Lambert Nord). Pour une période donnée, la position la plus ancienne est reportée en bleu et la plus récente en rouge.

Migration of the very large dunes between 1974 and 1995. Maps of -30-m isobath (coordinates in North Lambert). For a given period the oldest position is reported in blue and the most recent one in red.

Les directions de migration de la crête d'une part et de l'isobathe -30 m d'autre part sont identiques à quelques exceptions près (fig. IV-7). Entre 1985-1991 la crête de la dune iNW présente une migration résiduelle vers le NE alors que le déplacement de l'ensemble de la dune s'est effectué vers le SW. Cette dune est soumise à des fluctuations directionnelles de migration ; il est possible que sa crête, partie la plus mobile, ait pu enregistrer les inversions récentes de courant de courtes périodes contrairement à l'ensemble de la dune dont la grande taille lui confère une plus grande inertie. Sur la période du 6 au 13 mai 1998, les dunes 2 et 5 montrent le même phénomène.

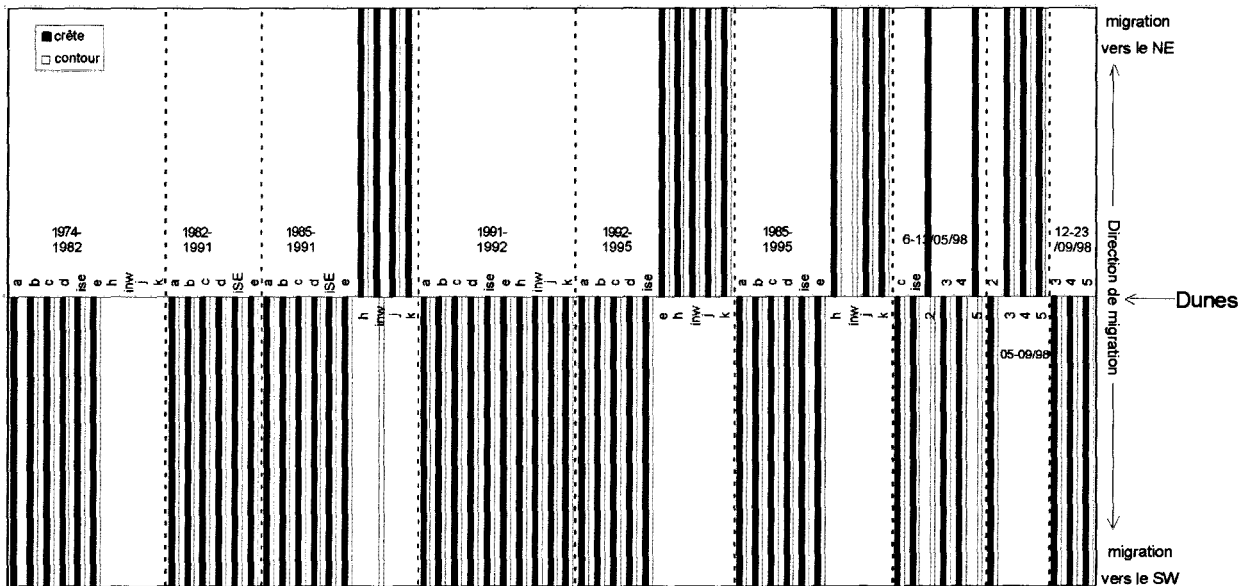


Figure IV-7 : Comparaison dune à dune et période à période de la direction de migration de la crête et du corps dunaire.

Comparison dune to dune and period to period of dune crest and body migration direction.

La figure IV-8 permet de visualiser la corrélation entre l'intensité de déplacement d'une crête et l'ensemble de la dune. Ces deux entités morphologiques migrent sensiblement à la même vitesse. Il apparaît que la migration d'un corps dunaire correspond à 0,85 fois celle de sa crête (coefficient de corrélation : 0,80), la mobilité de la crête étant globalement légèrement plus grande que celle de l'ensemble du corps dunaire. Pour les plus longues périodes d'observation, les vitesses deviennent similaires. Cela confirme que les crêtes oscillent plus fréquemment que le corps dunaire dans son ensemble.

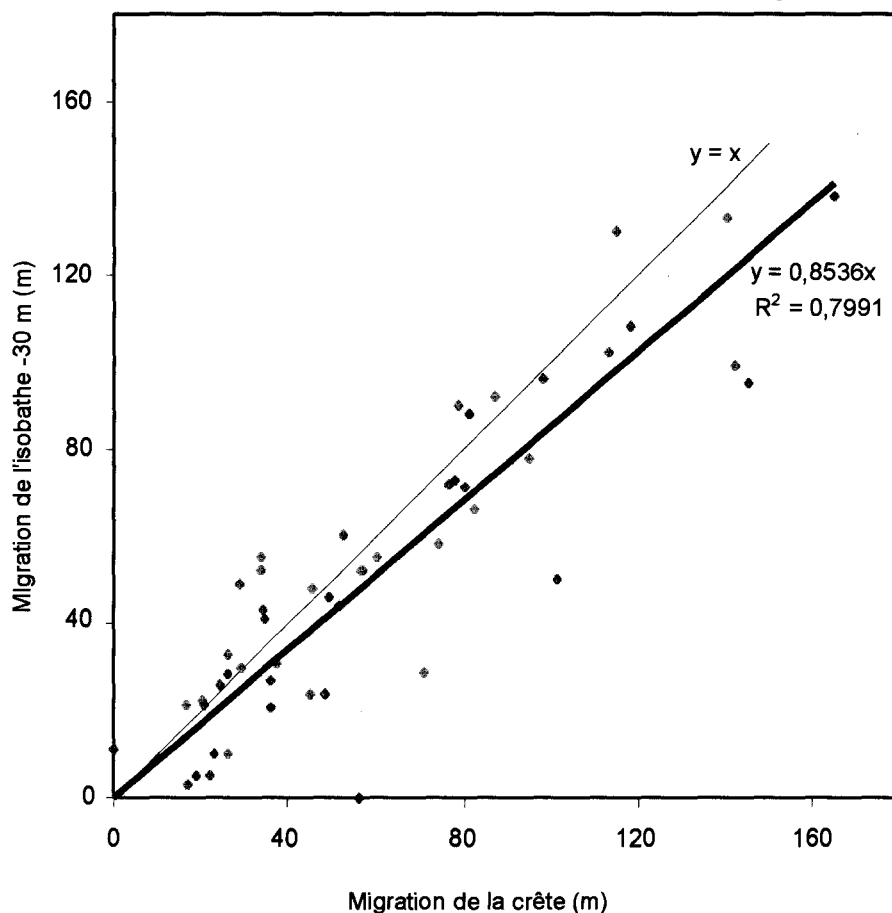


Figure IV-8 : Comparaison dune à dune et période à période des vitesses de migration résiduelle des crêtes et des corps dunaires.

Comparison dune to dune and period to period between dune crest and body residual migration rates.

Les profils bathymétriques de 1998 reportés sur la figure IV-10 mettent en évidence la mobilité simultanée de la crête et de l'ensemble du corps des dunes à l'échelle de la semaine.

Ces observations indiquent que l'ensemble des corps dunaires migre selon les mêmes modalités de direction et d'intensité que la crête. La dynamique des dunes de notre secteur d'étude n'est pas uniquement cantonnée à la crête, bien que celle-ci en constitue la partie la plus mobile et la plus sujette à l'oscillation.

2-2-3 : Comparaison des migrations mesurée et calculée

Il est possible d'estimer la migration des dunes à partir du calcul du transport sédimentaire. Dans notre cas ces deux paramètres ont pu être déterminés séparément et il est intéressant de comparer les résultats fournis par les deux méthodes. Le transport sédimentaire a été calculé à partir de la mesure de courant de septembre 1999, réalisée entre les dunes m et n (voir chap. III, § 3-2-2). La migration de la dune m a été déterminée à partir des profils bathymétriques effectués en 1996 et 1998. Durant cette période, la crête de la dune et ses pieds se sont respectivement déplacés à la vitesse de 42 et 27 m/an en direction NE.

Rubin et Hunter (1982) ont proposé une expression de la vitesse de migration des formes transverses en fonction du transport par charriage :

$$V_x = i_b/k.H$$

avec V_x : la composante horizontale de la vitesse de migration de la dune

i_b : le “taux de transport du corps sédimentaire” (*bedform transport rate*) définie comme la part du transport sédimentaire intervenant dans la migration de la dune tel que : $i_b = q_b/g$, avec g , le poids volumique du sédiment égal à $1,6 \text{ g/cm}^3$ et q_b , le débit de transport sédimentaire

H : l’amplitude de la dune

k : le rapport égal à A_c/LH , où A_c est la surface de la dune dans un plan vertical, et L , sa longueur d’onde ou largeur

L’amplitude et la largeur de la dune m sont de 7 m et 177 m. Cette dune étant symétrique on peut assimiler la

forme de sa section transversale à un triangle isocèle dont la surface A_c équivaut à $A_c = \frac{L}{2} \cdot H$. Les

différentes valeurs du débit charrié utilisées sont celles calculées à partir des formules de Bagnold modifié par Yang (1986) et van Rijn (1985,1986), pour des conditions moyennes de marée et de vent (période totale de mesure de courant), et pour des conditions de morte eau combinées à des vents de SW ou de NE (périodes 3 et 4, voir tab. III-4). Les estimations de vitesse de migration de la dune m sont consignées dans le tableau IV-1.

	Bagnold modifié par Yang (1986)	van Rijn (1985)
totalité de la période	56 m/an, N12° - 47 m/an, NE	87 m/an, N12° / 73 m/an, NE
période 3	160 m/an, N31° - 155 m/an, NE	259 m/an, N31° / 251 m/an, NE
période 4	181 m/an, N222° - 181 m/an, SW	290 m/an, N222° / 290 m/an, NE

Tableau IV-1 : Estimation de la vitesse de migration de la dune m à partir de la formule de Rubin et Hunter (1982).

Les valeurs de capacité de transport ont été calculées par les formules de Bagnold (Yang, 1986) et de van Rijn (1985).

Migration rate estimation for dune m using Rubin and Hunter’s formula (1982). Transport capacities have been calculated using Bagnold’s (Yang, 1986) and van Rijn’s (1985) formulae.

La vitesse de migration estimée à partir du transport calculé par la formule de Bagnold modifiée par Yang (47 m/an en direction NE) est deux fois plus élevée que celle de l’ensemble de la dune m , plus forte de 6 m/an seulement si l’on considère uniquement la crête. Elle devient deux à quatre fois plus forte lorsque la formule de van Rijn est utilisée (73 m/an). Plusieurs raisons peuvent expliquer les différences observées comme l’empirisme des formules de transport et le fait qu’elles donnent une estimation de la capacité de transport et non du transport réel fortement dépendant de la disponibilité en sédiment. Carling (2000a) précise que, dans le cas de dunes composées (cas de la dune m), le taux de migration de la dune hôte ne peut être

directement relié au transport par charriage qui, bien que participant à sa progradation, nourrit également les petites dunes surimposées.

Entre 1996 et 1998, les vents de secteur SW ont soufflé pendant 43 % du temps, ceux de secteur NE durant 24 % du temps. Ce régime des vents, similaire au régime régional moyen (voir fig. I-34), présente une plus grande proportion de vents de NE que le régime enregistré sur la totalité de la période de mesure de courant (84 % de vents de secteur SW dont 47 % ont effectivement modifié l'hydrodynamisme tidal et 16 % de vents de secteur NE). Ceci peut expliquer que la vitesse de migration vers le NE de la dune m est plus faible que celles calculées.

Les vitesses de migration calculées pour des périodes où les conditions de vent sont prédominantes (morte eau associée à des vents de secteur SW ou NE, périodes 3 et 4) sont trois fois plus élevées que lors de conditions moyennes de marée et de vent (période totale). Ce résultat appuie l'importance du régime des vents sur la dynamique des très grandes dunes dans notre zone d'étude.

2-2-4 : Conclusion

Les très grandes dunes de la zone d'étude sont **fortement dynamiques** : l'ensemble des corps dunaires migre à l'échelle de la semaine au minimum selon deux directions opposées, conformes au grand axe de l'ellipse tidale.

Les **fluctuations d'intensité et de direction de déplacement** des dunes indiquent que leur progradation s'effectue de manière discontinue. La marée, phénomène cyclique régulier, ne peut être l'unique moteur de la mobilité des dunes.

Les **courants induits par les tempêtes** peuvent considérablement modifier les caractéristiques du transport sédimentaire dans la zone d'étude (chap. III, § 2-1-2-1). Dans le secteur NW, où l'asymétrie des courants tidaux est faible, **les vents, mêmes modérés, peuvent engendrer le même phénomène** (chap. III, § 2-1-2-2). Les dunes situées dans ce secteur sont facilement sujettes à de fréquentes fluctuations d'intensité et oscillations de direction de leur migration. Leur déplacement résiduel s'en trouve donc amoindri d'autant plus que la période d'observation est grande (exemple : dune iNW). Dans le secteur SE, les courants non-tidaux ont une influence moins prononcée : ils permettent d'accélérer ou de ralentir la vitesse de l'une ou l'autre phase de courants tidaux, mais l'inversion de leur asymétrie prononcée est plus difficile à réaliser. Sous l'effet des vents, ces dunes sont vraisemblablement marquées par des périodes de ralentissement, voire d'arrêt de leur migration quand celle des dunes du secteur NW s'inverse. **Sur les périodes de 8 à 11 ans, l'effet des courants non-tidaux à l'origine des fluctuations de la migration des dunes semble lissé.**

L'impact des courants non-tidaux sur la mobilité des dunes n'est pas le même selon la taille des corps. Sur les longues périodes de temps, les plus fortes migrations résiduelles sont observées pour les plus grandes dunes : leur temps d'adaptation aux fluctuations des courants étant plus long, elles sont moins sensibles aux courtes périodes de perturbation des courants sous l'effet des vents et s'inversent donc plus rarement. Leur migration généralement unidirectionnelle est plus importante, même si leurs déplacements à courte échelle de temps sont plus faibles. Dans le secteur Mc, les dunes, de petite taille, semblent réagir

rapidement aux fluctuations des courants et présentent un comportement migratoire similaire à celui des dunes du secteur NW, alors que l'asymétrie des courants y est vraisemblablement identique à celle du secteur SE.

2-3 : Schémas de migration - Implications en termes de processus et d'échelle de temps

A l'échelle de la zone d'étude, différents schémas de migration des très grandes dunes peuvent être identifiés selon la période de temps considérée et en fonction des processus qui entrent en jeu.

2-3-1 : Migration à l'échelle de la décennie : influence de la marée

Pour les périodes de plus de 8 ans étudiées (e.g. 1974-1985, 1982-1991, 1985-1995), les dunes présente des caractéristiques migratoires régulières, schématisées sur la figure IV-9. Les dunes du secteur SE se déplacent vers le SW à la vitesse moyenne de 9,4 m/an, les plus fortes valeurs étant enregistrées pour les plus grandes dunes. (e.g. 12,6 m/an pour la dune c). Dans les secteurs NW et Mc, les dunes migrent dans la direction opposée, vers le NE, selon des vitesses plus faibles, comprises entre 3,5 et 6,5 m/an (moyenne : 5,0 m/an).

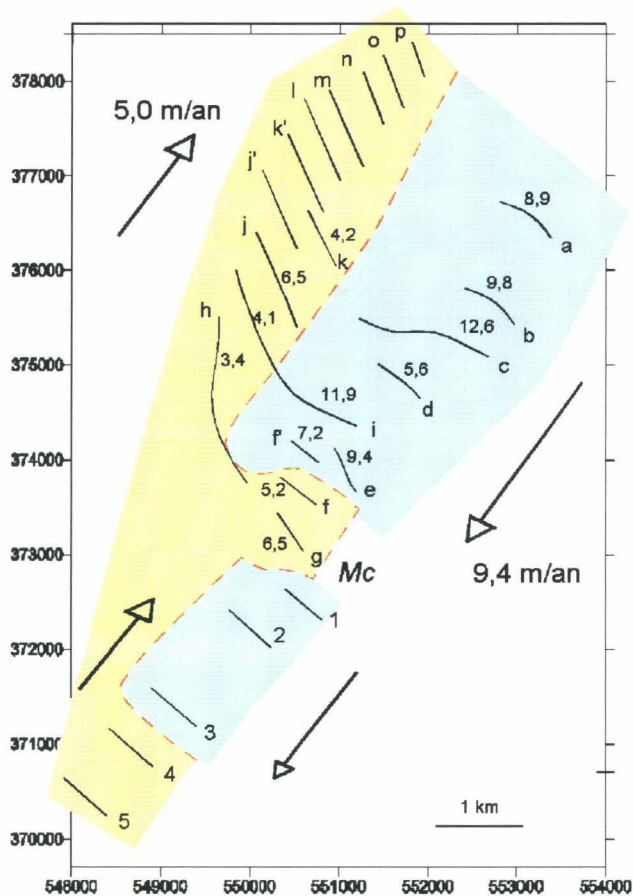


Figure IV-9 : Schéma de la migration des dunes à l'échelle décennale (Lambert Nord). Déplacements moyens annuels. Dans les secteurs en bleu et en jaune, les dunes migrent respectivement vers le SW et le NE.

Dune migration scheme at a decennial time-scale (Lambert North). Annual mean displacements. In the blue and yellow sectors dunes respectively migrate toward the SW and the NE.

Ce schéma de migration mime le schéma hydrodynamique tidal : les dunes migrent dans la direction de la phase de courant dominante, c'est-à-dire le courant de flot orienté vers le NE dans les secteurs NW et Mc et le courant de jusant orienté vers le SW dans le secteur SE. Les vitesses de migration dépendent de la compétence et de l'asymétrie des courants tidaux : dans le secteur SE, les dunes migrent presque deux fois plus vite que dans les secteurs NW et Mc, sous l'influence de courants tidaux de plus forte compétence et d'asymétrie plus marquée. **Le cisaillement de la migration coïncide avec le découpage morpho-sédimentaire établi au chapitre II et le cisaillement supposé des courants tidaux mentionné au chapitre III.**

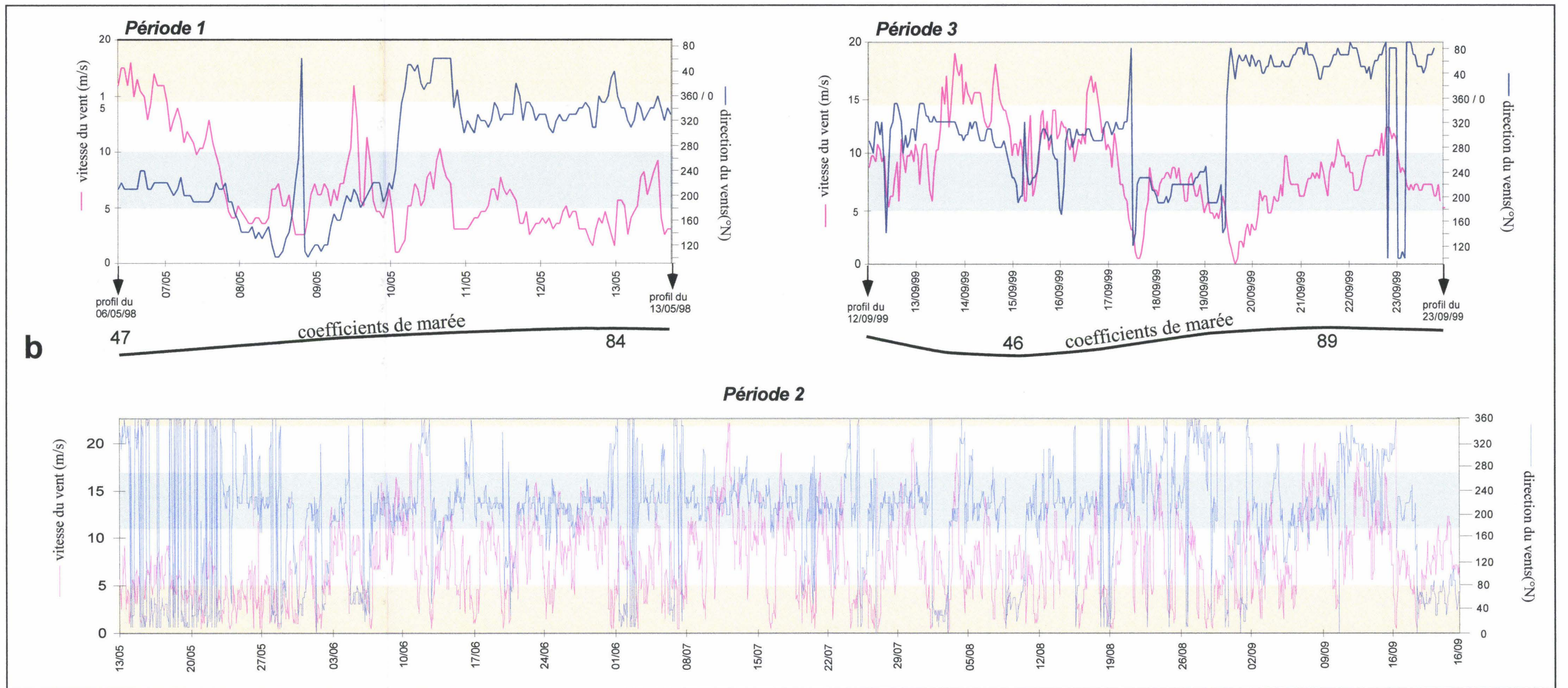
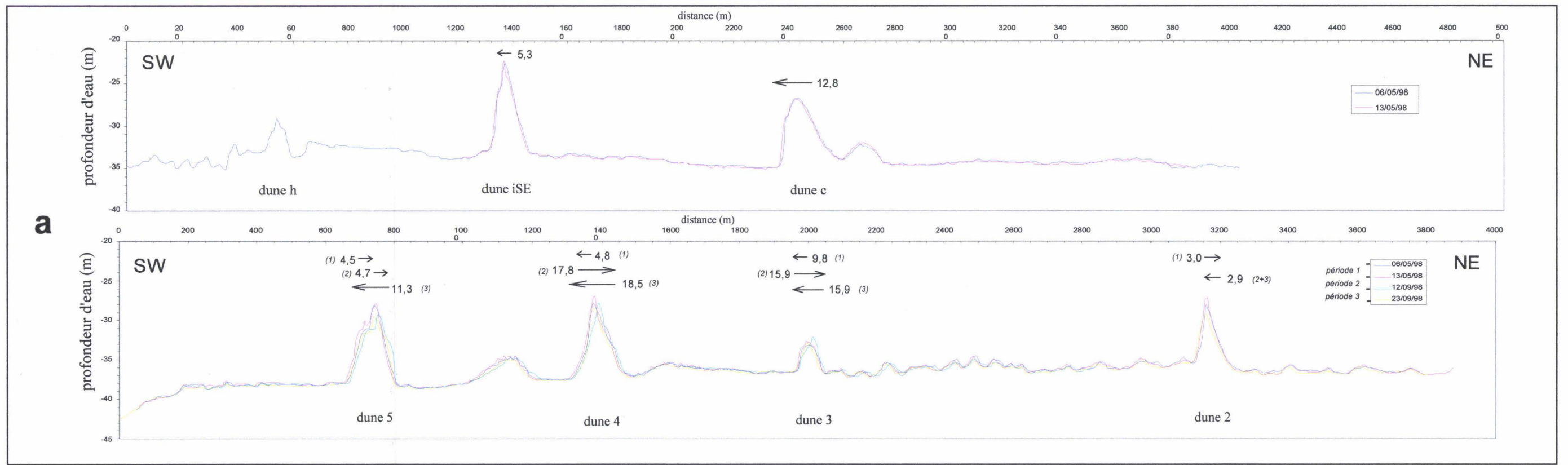
Les variations du régime des vents ne permettent pas de présager de la dynamique des dunes. Les vents qui ont le maximum d'influence sur l'hydrodynamisme, le transport sédimentaire et donc sur la migration des dunes sont ceux dont la direction est proche de celle des courants tidaux. Il s'agit des vents de secteurs N20-40° et N200-220°, ou plus largement de secteurs respectifs NE et SW. Leur vitesse doit au moins être égale à 5 m/s, seuil d'influence des vents sur les courants de morte-eau mesurés en septembre 1999 dans le secteur NW (voir chap. III, § 2-1-2-2). Le régime des vents influents, établis à Dunkerque durant les périodes 1974-1985 et 1985-1995, est consigné dans le tableau IV-2.

		Secteur NE / jusant		Secteur SW / flot	
		N20°-N40°	N350-80°	N200-220°	N170-260°
fréquences (%)	1974-1985	9,4	17,9	13,5	30,4
	1985-1995	5,8	14,3	11	30,7
variations (%)	1974-1985	+62,1	+25,2	+22,7	-1,0
	1985-1995	référence	référence	référence	référence

Tableau IV-2 : Comparaison du régime des vents à l'échelle décennale. Fréquences des vents de secteurs NE et SW qui renforcent respectivement les phases de courant de jusant et de flot. Variations de la fréquence de ces vents par rapport à la période 1985-1995.

Comparison of wind regimes at a decennial time-scale.. Frequencies of NE and SW winds that strengthen respectively the ebb and flood tidal current phases. Frequency variations of these winds compared to the 1985-1995 period.

Durant la période 1974-1985, comparativement à la période 1985-1995, la fréquence relative des vents de NE est plus élevée de 30 à 40 %, alors que la migration des dunes est légèrement accélérée en direction NE et que la différence de vitesse est faible (tab. IV-3).



	Migration				Vents		
	secteur NW	secteur SE	secteur Mc	moyenne	NE	SW	moyenne
1974-1985	(+) NE	(+) SW	(+)NE	(+) NE	++++ NE	+ SW	+++ NE
1985-1995	référence	référence	référence	référence	référence	référence	référence
+ : augmentation de vitesse de 2 à 4 m/an				+ : augmentation de fréquence de 10%			

Tableau IV-3 : Variations décennales de la migration des dunes et du régime des vents. Comparaison entre les périodes 1974-1985 et 1985-1995, utilisée comme référence. Les indications de migration des dunes correspondent à la variation d'intensité et de direction du déplacement des dunes dans les secteurs NW, SE, Mc de la zone d'étude par rapport à la période 1985-1995. Les indications de régime des vents correspondent à la variation de fréquence des vents de NE et de SW par rapport à la période 1985-1995.

Decennial variations of dune migration and wind regimes. Comparison between the periods 1974-1985 and 1985-1995 used as reference. Migration indications correspond to the variation of dune displacement intensity and direction in the sectors NW, SE and Mc of the study area, compared to the 1985-1995 period. + : velocity increase of 2 to 4 m/year (left) or frequency increase of 10% (right).

A l'échelle décennale, le schéma de migration des dunes est constant (voir fig. IV-9). Le signal migratoire des dunes est tidal et ne dépend pas du régime des vents.

2-3-2 : Migration sur les plus courtes périodes de temps : influence du régime des vents

2-3-2-1 : Migration à l'échelle hebdomadaire à plurimensuelle

Cette échelle de temps est difficile à observer car elle est s'accorde mal avec la disponibilité des bateaux et la durée des missions océanographiques. Les profils réalisés les 6 et 13 mai, 12 et 23 septembre 1998 fournissent donc de précieuses informations.

Au cours de ces diverses périodes, la migration des dunes varie fortement en intensité et en direction (fig. IV-10a).

Figure IV-10 : Comparaison de la migration des dunes et du régime des vents à l'échelle hebdomadaire à plurimensuelle. (a) profils bathymétriques monofaisceau réalisés les 6 et 13/05, 12 et 23/09/1998 ; (b) coefficients de marée et caractéristiques des vents enregistrés sur les périodes mentionnées précédemment.

Comparison of dune migration and wind regime at a weekly to multi monthly time-scale. (a) single beam bathymetric profiles realised the 6 and 13/05, 12 and 23/09/98 ; (b) tidal coefficients (proportional to tidal range) and wind characteristics recorded during these periods.

Du 6 au 13 mai (période 1) les dunes c, i SE, 3 et 4 migrent de 5 à 13 m vers le SW et les dunes 2 et 5 bougent de 3 et 4,5 m en direction NE. Du 13 mai au 12 septembre (période 2) les différentes dunes migrent de 4,7 à 17,8 m vers le NE. Les dunes 3 et 4 subissent une inversion de leur direction de migration, accompagnée d'une inversion de polarité pour la dune 3, plus petite. Du 12 au 23 septembre (période 3), toutes les dunes présentent une inversion de leur sens de déplacement (vers le SW) d'intensité forte, comprise entre 3 et 18,5 m. Il en résulte qu'un facteur non-tidal a renforcé les courants de flot au cours de la période 2 et ceux de jusant durant la période 3.

Les caractéristiques des vents ont été enregistrées à la bouée Ruytingen située en mer à 24 km à l'est de la zone F (fig. IV-10b). Au cours de la période 1, les vents de SW ont soufflé pendant 3 jours à des vitesses de 4 à 18 m/s en conditions de morte eau à marée moyenne, les vents de NE pendant 4 jours à seulement 5 m/s en conditions de vive eau moyenne. Durant la période 2, les vents ont soufflé depuis le SW pendant plus de 75% du temps à la vitesse moyenne de 10 m/s. Au cours de la période 3, ce sont les vents de NE qui ont dominé : ils sont deux fois plus fréquents que les vents de secteur SW.

Il en résulte que c'est le régime des vents qui a influencé la migration des dunes au cours de cette période de quatre mois. Entre les périodes 1 et 2, l'augmentation de la fréquence des vents de SW a permis l'accélération de la migration de la dune 5 vers le NE et l'inversion de la migration des dunes 3 et 4 dans cette direction. De la période 2 à la période 3, le passage d'un régime de vents dominants de SW à NE a induit l'inversion vers le SW du sens de déplacement de toutes les dunes.

A l'échelle hebdomadaire à pluri-mensuelle, la migration des très grandes dunes de la zone d'étude s'effectue dans la direction SW ou NE des phases de courant tidaux, mais elle ne se superpose pas au schéma des courants tidaux. Elle est principalement contrôlée par le régime des vents.

2-3-2-2 : Migration à l'échelle annuelle à pluri-annuelle

* Caractéristiques du déplacement des dunes :

Pour les périodes 1974-1982, 1985-1991, 1991-1992, 1992-1995, la migration des dunes de la zone d'étude est hétérogène et fortement variable (voir fig. IV-1, IV-2 et IV-6). Pour la période 1974-1982, les données bathymétriques recueillies permettent de visualiser uniquement la migration des dunes du secteur SE. Les dunes migrent vers le SW selon des vitesses de 30 à 50% plus élevées que pour les périodes décennales. Entre 1985 et 1991, les caractéristiques de la migration sont assez proches de celles observées pour les périodes décennales ; toutefois le déplacement des dunes du secteur SE vers le SW s'intensifie de quelques mètres par an et la migration des dunes du secteur Mc s'inverse dans cette direction. Entre 1991 et 1992, l'ensemble des dunes se déplace vers le SW à des vitesses comprises entre 10 et 37,5 m/an. Dans le secteur SE, la migration vers le SW est 2 à 3 fois plus importante que celle enregistrée durant les périodes décennales. Sur la période 1992-1995, la migration vers le SW des dunes du secteur SE est ralentie. La portion SE de la dune d, non protégée des courants par les dunes c et iSE, migre vers le NE contrairement à sa portion NW qui migre vers le SW. La migration vers le NE des dunes des secteurs NW et Mc est rapide, comprise entre 11 et 19 m/an, soit 3 à 6 fois plus élevée qu'au cours des périodes décennales.

Comparativement au schéma de migration décennale, on constate une accélération de la migration des dunes en direction du SW durant la période 1985-1992, accélération faible entre 1985 et 1991 et forte entre 1991 et 1992. A l'inverse, le transport sédimentaire s'est accru en direction NE entre 1992 et 1995, induisant un ralentissement du déplacement de certaines dunes en direction du SW et une accélération en direction du NE pour les autres.

* Régime des vents :

Dans le détroit du Pas-de-Calais, le régime des vents présente une forte variabilité saisonnière : les vents sont plus fréquents en hiver et au printemps (voir chap. I, § 3-3-2). Une variabilité interannuelle se déduit également (annexe 5). La fréquence et les variations de fréquence des vents influents (i.e. de secteurs NE et SW, soufflant à plus de 5 m/s) sont consignées dans le tableau IV-4.

a) Fréquences (%)	Secteur NE / jusant		Secteur SW / flot	
	N20°-N40°	N350-80°	N200-220°	N170-260°
1974-1982	9,3	18,4	13,2	30,3
1985-1991	6,4	15	11,8	32,4
1991-1992	7,6	16,2	13,2	33
1992-1995	4,1	12,5	9,7	27,9
1985-1995	5,8	14,3	11	30,7

b) Variations (%)	Secteur NE / jusant		Secteur SW / flot	
	N20°-N40°	N350-80°	N200-220°	N170-260°
1974-1982	+60,3	+28,7	+20,0	-1,3
1985-1991	+10,3	+4,9	+7,3	+5,5
1991-1992	+31,0	+13,3	+20,0	+7,5
1992-1995	-29,3	-12,6	-11,8	-9,1
1985-1995	référence	référence	référence	référence

Tableau IV-4 : Comparaison du régime des vents à l'échelle annuelle à pluriannuelle. (a) fréquences des vents de secteurs NE et SW qui renforcent respectivement les phases de courant de jusant et de flot ; (b) variations de la fréquence par rapport à la période 1985-1995.

Comparison of wind regimes at a yearly to multi yearly time-scale. (a) frequencies of NE and SW winds that strengthen respectively the ebb and flood tidal current phase. (b) frequency variations compared to the 1985-1995 period.

Les vents de SW de plus de 5 m/s ont une fréquence de 30%, deux fois plus élevée que celle des vents de NE. Comparativement à la période décennale 1985-1995 les variations de fréquence des vents de SW sont de l'ordre de 1 à 10 % et celles des vents de NE de 5 à 30%. Elles peuvent atteindre 60% dans la direction N20-

40°. Sur les périodes 1974-1985, 1974-1982, 1985-1991 et 1991-1992 les vents ont soufflé plus fréquemment, surtout ceux de secteur NE. Sur la période 1992-1995 les vents ont été moins fréquents de 10% dans chacun des secteurs NE et SW.

*** Interprétation :**

Les variations du régime des vents peuvent partiellement expliquer les modifications du schéma de migration des dunes à l'échelle annuelle à pluriannuelle (tab. IV-5).

	Migration				Vents		
	secteur NW	secteur SE	secteur Mc	moyenne	NE	SW	moyenne
1974-1982	-	+ SW	-	-	++++ NE	+ SW	+++ NE
1985-1991	(+) NE	(+) SW	++ SW	+ SW	+ NE	(+) SW	(+) NE
1991-1992	+++ SW	+ SW	++ SW	++ SW	++ NE	+(+)SW	(+) NE
1992-1995	++ NE	= SW	++ NE	+ NE	-- NE	- SW	- NE
+ et ++ : augmentation de vitesse de 100 et 200%					+ et ++ : augmentation de fréquence des vents de 10 et 20%		

Tableau IV-5 : Comparaison de la dynamique des dunes et du régime des vents à l'échelle annuelle à pluriannuelle.

Voir explications dans la légende du tableau IV-3.

Comparison of dune dynamics and wind regime at an annual to multi annual time-scale. For explanation see the caption in table IV-3.

Sur les périodes 1974-1982, 1985-1991 et 1991-1992, l'accélération de la migration des dunes en direction du SW coïncide avec une augmentation relative de la fréquence des vents de secteur NE. Entre 1992 et 1995, les vents de secteur NE montrent une diminution relative de fréquence et la migration des dunes est accélérée en direction du NE. **Il résulte que la migration des dunes est accentuée dans la direction des vents dont la variation de fréquence relative est la plus importante et ralentie dans celle des vents de secteur opposé.** Le déplacement de certaines dunes s'inverse dans la direction des vents dominants, de manière systématique dans le secteur Mc et épisodique dans le secteur NW.

Cependant, l'accélération de la migration des dunes n'est pas proportionnelle à l'importance de la variation relative de la fréquence des vents de secteurs NE et SW. Par exemple, l'augmentation relative de la fréquence des vents de NE est plus forte entre 1974 et 1982 (30 à 40%) qu'entre 1991 et 1992 (inférieure à 10%), alors que l'accélération du déplacement des dunes vers le SW est légèrement plus prononcée pour la seconde période. Durant la période 1992-1995, la migration en direction du NE a augmenté de 200%, alors que la fréquence des vents significatifs a diminué de 10 à 20%. Plusieurs raisons peuvent être invoquées : (1) plus la période d'observation est longue, plus le nombre d'oscillations ou d'arrêts de la migration sont nombreux, et il en résulte une migration résiduelle plus faible ; (2) l'influence des vents sur la migration des dunes est plus ou moins marquée selon qu'ils se combinent à des périodes de morte-eau ou de vive-eau. Par

ailleurs, une étude complète devrait prendre en compte non seulement la fréquence des vents par secteur mais également leur fréquence par vitesse.

2-3-3 : Les tempêtes : variabilité et impact sur la dynamique des dunes

Les vents de tempêtes, plus puissants que les vents moyens, modifient intensément le transport sédimentaire (voir chap. III). Dans ce paragraphe, nous analyserons les caractéristiques des tempêtes ainsi que leur impact sur la dynamique des dunes sous-marines.

2-3-3-1 : Caractérisation et origine de la variabilité temporelle des tempêtes

Les tempêtes se produisent généralement durant l'hiver. Elles correspondent à des épisodes de faible pression atmosphérique durant lesquels de forts vents s'établissent, dont les effets combinés génèrent des marées exceptionnellement hautes, appelées surcotes. La fréquence et la durée annuelles des surcotes enregistrées au cours du siècle passé sont reportées sur la figure IV-11.

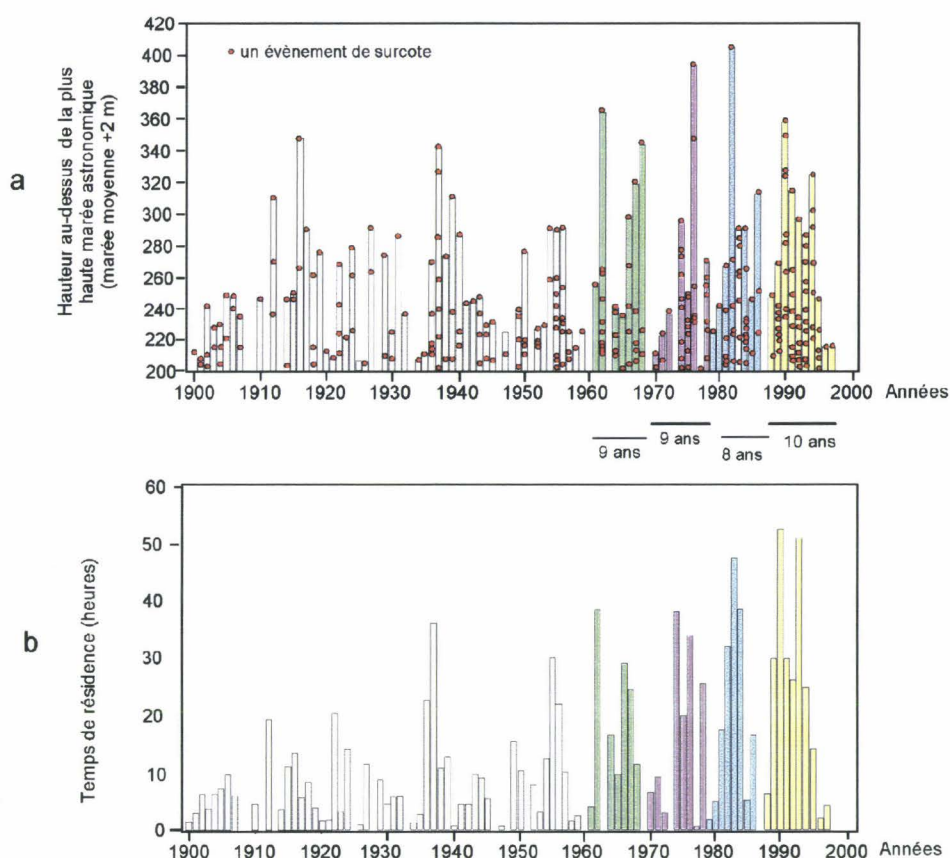


Figure IV-11 : Activité des tempêtes au cours du XXème siècle exprimée par les épisodes de surcotes enregistrés sur l'île de Sylt (Allemagne, mer du Nord ; Dette, 1997). (a) nombre et hauteur annuelles des surcotes ; (b) durée annuelle cumulée des épisodes de surcotes. Les évènements consignés sur la figure correspondent aux périodes durant lesquelles la hauteur d'eau dépasse le niveau moyen des plus hautes mers de 1,2 m et le niveau marin moyen de 2 m. Notez l'augmentation de l'activité des surcotes depuis les années 70 et leur variabilité à l'échelle décennale.

Storm surge activity during the XXth century recorded at Sylt Island (Germany, North Sea ; Dette, 1997). (a) yearly highest high water levels and number of yearly events ; (b) cumulative annual residence time of raised water level. Events mentioned on the figures correspond to periods during which the water level rises above mean high water +1.2 m and mean sea level +2 m. Notice the increase in storm surge activity since the 70's and the variability at a decadal time-scale.

A partir des études récentes menées sur les épisodes de tempêtes ayant affecté l'Europe durant le XXème siècle, un consensus commence à émerger concernant leur caractérisation (Dorland *et al.*, 1999). **La variabilité décennale caractérise clairement l'activité des tempêtes au cours du siècle passé** (e.g. Schmith *et al.*, 1998), bien qu'il n'y ait pas d'évidence concernant leur nombre et leur sévérité (e.g. WASA_group, 1998). Toutefois, l'activité des tempêtes a fortement augmenté depuis 1970 (Lambert, 1996 ; tab. IV-6 et fig. IV-11). Cette augmentation n'est pas identifiée comme le produit du réchauffement global, mais plutôt comme une fonction de la variabilité naturelle décennale (Dorland *et al.*, 1999).

période	nombre de tempête	augmentation
1960-1969	8	-
1970-1979	14	x 1,8
1980-1989	29	x 3,6
1983-1992	31	x 3,9

Tableau IV-6 : Evolution du nombre d'épisodes mondiaux majeurs de tempêtes entre 1960 et 1992 (données : Dorland *et al.*, 1999).

*Evolution of the major world-wide wind storm event number between 1960 and 1992 (data source: Dorland *et al.*, 1999).*

Un éclairage peut être apporté sur l'origine de la variabilité décennale de l'activité de tempête par les processus d'interaction entre l'atmosphère et l'Océan Atlantique Nord (Reverdin, 1998). **L'oscillation Nord-Atlantique**, plus connue sous l'acronyme anglais de NAO (North Atlantic Oscillation), correspond à un gigantesque mouvement de bascule de l'atmosphère défini par des anomalies anticorrélées de pression atmosphérique entre la région des Açores et l'Islande, reconnues depuis la fin du siècle dernier. On caractérise cette oscillation par un indice défini comme la différence de pression entre ces deux régions. Lorsque les pressions sont élevées aux Açores et basses en Islande (indice positif), d'intenses vents d'Ouest soufflent entre 50 et 60° de latitude Nord, et sont associés à des dépressions qui se dirigent ensuite vers l'Europe du Nord. Cette situation, propre à générer des tempêtes, s'est produite au début des années 1990. Lorsque l'indice est négatif les vents, moins puissants, limitent l'influence océanique sur le climat d'Europe du Nord, et les hivers sont froids comme en 1996-1997. **L'oscillation qui implique une bonne part de l'océan Atlantique Nord constitue, de ce fait, la principale cause de fluctuations climatiques dans cette partie du Globe. Depuis la fin des années 40, l'indice de la NAO varie avec une période voisine de 8 à 11 ans.** Cette période correspond au temps que mettent les anomalies de température induites par une période de fort indice de l'oscillation à se propager depuis la Floride jusqu'en Europe du Nord (fig. IV-12).

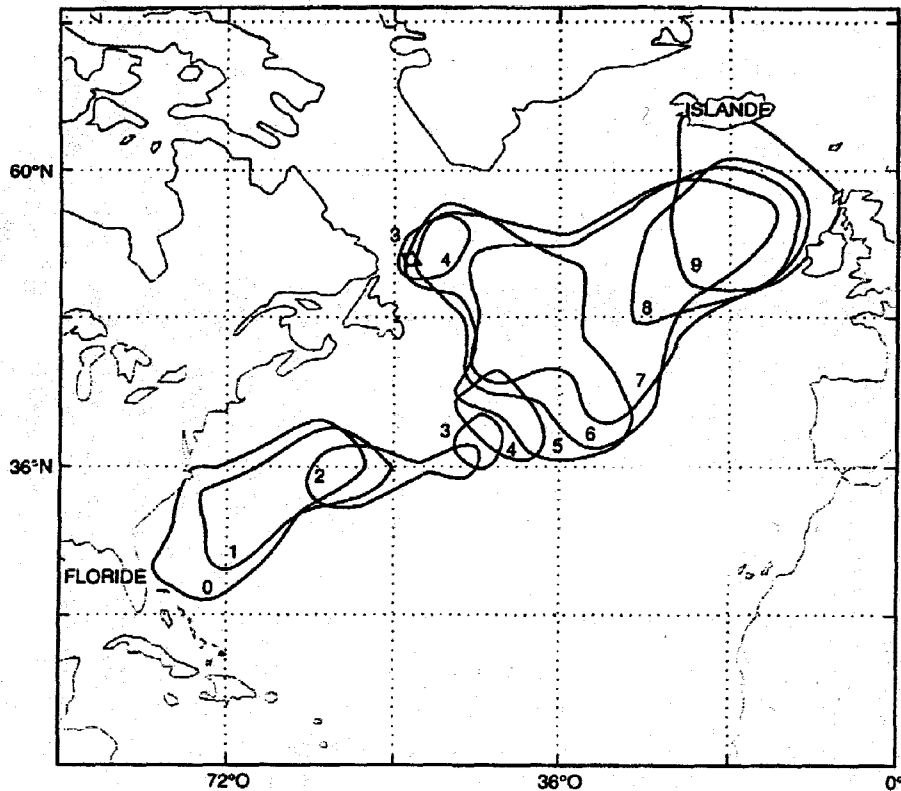


Figure IV-12 : Propagation des anomalies de température entre la Floride et l'Islande. Les chiffres indiquent le nombre d'années écoulées entre l'apparition de l'anomalie (0) et sa détection dans les contours dessinés. La durée totale de la propagation, comprise entre 8 et 11 ans, est égale à la période des fluctuations climatiques (Reverdin, 1998).

Propagation of temperature anomalies from Floride to Iceland. The figures indicate the number of years elapsed between the anomaly appearance (0) and its detection in the drawn outlines. Propagation total duration, comprised between 8 and 11 years, is equal to the climatic fluctuation period (Reverdin, 1998).

2-3-3-2 : Influence des tempêtes sur la dynamique des dunes

Pour les **périodes hebdomadaires à pluriannuelles**, la migration des dunes est principalement contrôlée par les conditions de vent (voir § 2-3-2-1). Elle est fortement sensible au régime des vents, mais semble également résulter de la variabilité interannuelle de l'activité des tempêtes. Les événements de tempêtes, de courte durée (quelques jours) mais hautement énergétiques, modifient considérablement l'hydrodynamisme, le transport sédimentaire (voir chap. III, § 2-1-2-1) et donc la migration des dunes. Durant les périodes 1991-1992 et 1992-1995, **les importantes modifications de la migration et les rapides déplacements observés se corrént avec une activité particulièrement importante des tempêtes** (Fig. IV-11), tant en nombre d'évènements qu'en durée, liée à un fort indice de la NAO. Cette influence est particulièrement marquée entre 1992 et 1995 où la fréquence globale des vents de secteurs NE et SW est cependant faible. Sur les périodes 1974-1982 et 1991-1992, la vitesse de migration des dunes est similaire

alors que la fréquence des vents de NE est 2 fois plus forte entre 1974 et 1982, mais l'activité des tempêtes plus faible en moyenne. **Etant plus puissantes, les tempêtes remodelent les formes du fond et détruisent les effets de moindre ampleur dus aux vents moyens : elles ont un rôle d'oblitération des conséquences morphodynamiques induites par le régime des vents moyens.**

Sur les **périodes décennales**, le schéma de migration des dunes est constant (voir § 2-3-1). La durée de ces périodes (8 à 11 ans) coïncide avec celle de la variabilité de l'indice de l'oscillation Nord-Atlantique dont dépend la variabilité décennale des tempêtes. Sur ces périodes de temps, **l'effet des tempêtes est donc moyenné**. De même que pour les périodes annuelles, l'effet des vents moyens est lissé par les tempêtes. Par exemple, sur les périodes 1974-1985 et 1985-1995, les dunes présentent des caractéristiques dynamiques identiques bien que le régime des vents soit très contrasté (voir Tab. IV-4 et IV-5). **A l'échelle décennale, les déplacements des dunes se calquent sur les caractéristiques des courants de marée.**

2-3-4 : Conclusions

Selon l'échelle de temps considérée, les processus intervenant dans la migration des dunes ont une influence variable et le schéma de migration des dunes est différent.

A l'échelle hebdomadaire à pluri-mensuelle, la migration des dunes s'effectue sous le contrôle direct du régime des vents supérieurs à 5 m/s ou des éventuelles tempêtes.

A l'échelle annuelle à pluriannuelle, le régime des vents influence principalement la direction de migration des dunes (inversion de sens, ralentissement ou accélération dans une direction). Les vitesses de migration résultent plutôt de la variabilité interannuelle de l'activité des tempêtes : lorsque l'activité des tempêtes est intense, les déplacements des dunes sont importants.

Les périodes décennales (8 à 11 ans) correspondent à un " cycle " de l'activité des tempêtes. A cette échelle de temps, l'effet des tempêtes, et des vents moyens, est filtré puisque s'annulant statistiquement ; l'activité des tempêtes et leur impact sur la migration des dunes sont donc similaires. Le schéma de migration des dunes est constant et contrôlé par les caractéristiques de la marée. La direction et l'intensité des déplacements dépendent de la compétence et l'asymétrie des courants tidaux.

3 : Structure interne des dunes et enregistrement de la migration

La compréhension des mécanismes de formation et évolution des corps sédimentaires peut être améliorée par la connaissance de leur architecture interne, dans laquelle les différents épisodes de leur construction sont enregistrés.

3-1 : Méthodologie

La sismique à très haute résolution, traitée et validée par le carottage superficiel, a été utilisée avec succès pour la visualisation de la structure interne des dunes subtidales, notamment par Berné (1991) et Berné et al. (1988, 1989a, 1989b et 1993).

Un sondeur de sédiment de 3,5 kHz a été utilisé durant les missions Ridens I (juin 1996) et Ridens II (novembre 1998) pour la réalisation de profils sur l'ensemble de la zone d'étude (voir localisation fig. I-42b). La résolution verticale des données est de 0,5 m environ.

L'acquisition des profils étant analogique, aucun traitement postérieur à la mission n'a pu être effectué. Il ne nous a donc pas été possible de réaliser :

- le filtrage de la houle. Certains profils réalisés dans des conditions de houle importante lors de la mission Ridens II n'ont pu être interprétés du fait de la forte distorsion des réflecteurs sous l'effet des mouvements verticaux du bateau et du poisson,
- les corrections géométriques qui permettent de restituer la forme véritable des dépôts.

Par ailleurs, nous ne disposons pas de carottage sur les dunes de la zone d'étude, ce qui ne nous permet pas de valider les mesures géophysiques. De fait il n'existe pas de technique de carottage adaptée aux environnements sablo-graveleux peu profonds. Le développement d'une telle technique permettrait de valider et d'affiner les informations fournies par l'imagerie sismique, ainsi que de fournir des renseignements sur la nature des réflecteurs.

L'interprétation des données sismiques acquises a été réalisée et contrôlée à la faveur des travaux préexistants, en particulier sur la base des travaux de Berné précédemment cités.

3-2 : Les discontinuités internes : typologie, nature et origine

3-2-1 : Trois ordres de réflecteurs

L'analyse de la structure interne révélée par la sismique fait apparaître une hiérarchie de discontinuités, similaire à celle observée dans les dunes éoliennes. Nous avons repris la terminologie des surfaces-limites définies par Brookfield (1977, 1992) et utilisée par Berné (1991). Trois types de discontinuités ont été mis en évidence (fig. IV-13).

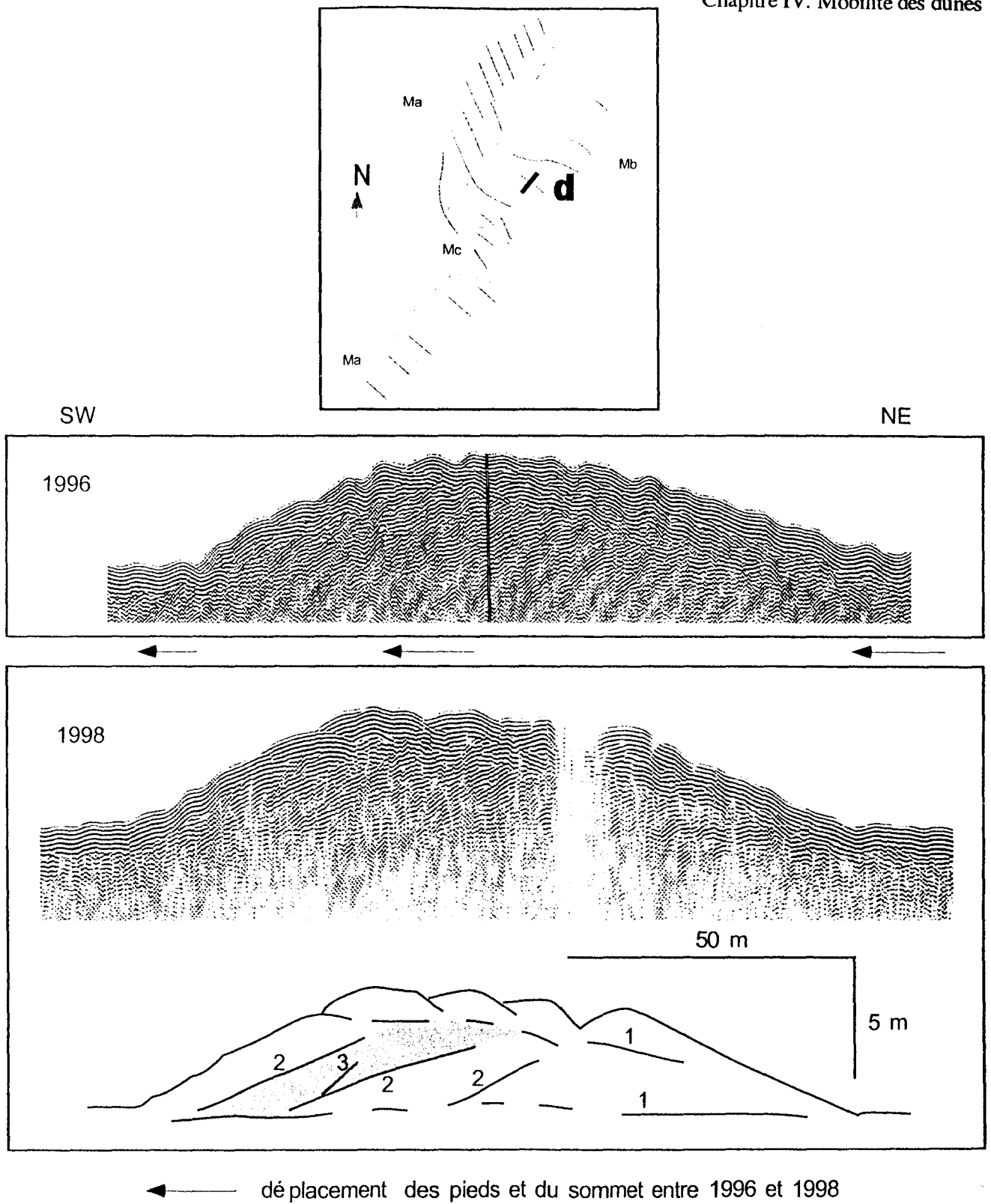


Figure IV-13 : Structure interne de la dune d (profils 12 et V, 1996 et 1998). Coupes sismiques SW-NE perpendiculaires à l'allongement de la dune d, localisées dans le cartouche, et une interprétation. Les chiffres indiquent le type de discontinuité, de 1er, 2d ou 3ème ordre. La zone grisée représente la surface comprise entre les deux réflecteurs de 2ème ordre les plus récents.

Internal structure of dune d (profiles 12 and V, 1996 and 1998). SW-NE seismic sections perpendicular to dune elongation, and interpretation. The section is localised on the top figure. The figures indicate the discontinuity types, of 1st, 2d or 3d order. The grey area indicates the surface comprised between the most recent 2d order reflectors.

- Les **discontinuités de premier ordre** correspondent à des réflecteurs sub-horizontaux. Ils présentent cependant un aspect convexe vers le haut du fait de l'augmentation de la vitesse du son dans le sable par rapport à la vitesse du son dans l'eau. Selon Berné (1991) ces discontinuités peuvent être attribuées à plusieurs phénomènes :

(1) A la base de la dune elles marquent la surface de progradation de la dune. Ces surfaces montrent une forte réflectivité lorsque les dunes progradent sur le toit des dépôts grossiers anté-Holocène. C'est le cas de la dune d (fig. IV-13) située dans le secteur SE, appauvri en sédiment, où les dunes sablo-graveleuses reposent sur une semelle de cailloutis résiduels déposés par les systèmes fluviaux durant les stades glaciaires et interglaciaires du Pléistocène. Ces surfaces de progradation peuvent être érosives lorsque le niveau sous-jacent est suffisamment meuble. Dans le secteur NW, riche en matériel sableux, il n'y a pas d'évidence de ce phénomène. La vidéo sous-marine montre un affouillement de la couverture sableuse au pied des flancs raides des dunes de ce secteur, laissant à penser que l'épaisseur de sable est mince.

(2) Dans la partie sommitale des dunes, ces discontinuités apparaissent comme des niveaux érosifs recoupant les réflecteurs obliques sous-jacents. Elles résultent de l'érosion générée par le chevauchement de dunes surimposées, migrant plus rapidement que la dune hôte. Ce type de réflecteur est nettement visible sur le flanc doux de la dune d surmonté de petites dunes de jusant (Fig. IV-13).

Les **discontinuités de second ordre** constituent le maître-litage des dunes. Elles sont inclinées perpendiculairement à la crête des dunes de 10° environ (tab. IV-7). Ces valeurs sont similaires à celles mesurées par Berné (1991), comprises entre 5 et 15°. Les réflecteurs tronquent les séquences de réflecteurs d'ordre supérieur.

Selon Berné (1991), ces discontinuités érosives ne peuvent être produites par les dunes surimposées, comme cela est observé par Dalrymple (1984) pour les dunes intertidales de la Baie de Fundy (voir chap. I, § 1-2-3-2-2) : l'extension latérale des discontinuités de 2ème ordre occupe toute la largeur de la dune alors que les dunes surimposées ont une extension beaucoup plus limitée. Contrairement au modèle conceptuel d'Allen (1980a, voir paragr. 1-2-3-2-1), la formation de ces surfaces érosives ne peut être attribuée à l'action du courant subordonné, les volumes sableux remaniés étant largement supérieurs aux capacités de transport de ce courant. Le mécanisme général invoqué par Berné (1991) est la combinaison épisodique du courant de marée avec un courant oscillatoire ou unidirectionnel, comme les courants générés par la houle (e.g. Baie de Bourgneuf, Surtainville) ou le débit fluvial (e.g. embouchure de la Gironde).

dunes		réflecteur de 2ème ordre		
nom	orientation	pendage apparent	vrai pendage	direction
b	N130°	5,8°		
c	N113°	4,5°	9°	N180°
d	N128°	5,2°		
iSE	N115°	8,4°		
e	N153°	6,5°		
h	N168°	8,7°	11°	N80°
iNW	N154°	4,3°	9°	N250°
j	N155°	3,7°		
k	N156°	6,0°		
j'	N145°	5,3°		
k'	N150°	4,5°		
l	N145°	4,6°		
m	N150°	5,9°		
n	N150°	3,3°		
o	N150°	5,4°		
p	N145°	4,4°		
moyenne		5,0°	9,8°	
gamme		3,3 à 8,6°		9 à 11°

Tableau IV-7 : Pendages des réflecteurs de 2ème ordre. Les pendages apparents ont été mesurés sur les profils orientés N45° ; les pendages vrais ont été calculés grâce à deux profils sismiques perpendiculaires, orientés N45° et N135°, se recoupant sur les dunes mentionnées.

Second order reflector dips. Apparent dips have been measured along seismic profiles having N45° direction ; true dips have been calculated with two apparent dips on normal seismic profiles having a N45° and a N135° direction.

- Les **discontinuités de troisième ordre**, fortement inclinées (25 à 30° selon Berné, 1991), constituent les litages obliques. Sur nos enregistrements sismiques ces réflecteurs sont difficilement observables du fait de la forte diffraction des ondes et de l'absence de traitement par migration des profils. Les lits obliques sont composés d'un empilement de lits sableux de granularité différente et parfois grano-classés et sont attribués au produit de l'alternance des phases d'avalanche et de pluie sableuses (Berné, 1991).

3-2-2 : Indications sur l'origine des réflecteurs de 2ème ordre

Afin de mieux définir les processus érosifs à l'origine des réflecteurs de 2ème ordre, nous avons tenté de quantifier le temps nécessaire au dépôt du sédiment piégé entre deux réflecteurs de 2d ordre.

3-2-2-1 : Principe du calcul et limites

Le calcul a été réalisé sur les dunes d, iSE, l et o dont les sections sismiques offrent une bonne netteté des réflecteurs.

La masse de sédiment piégé par mètre de dune est calculée à partir de la surface verticale de la séquence de dépôt (e.g. la surface grisée, fig. IV-13) et de la densité du sédiment (2650 kg/m^3). Connaissant le débit du transport sédimentaire, le temps nécessaire au transport, et donc au dépôt, du sédiment fossilisé entre deux réflecteurs de 2ème ordre peut être estimé. Les valeurs de débit utilisées correspondent à celles calculées à partir des mesures de courant réalisées dans le secteur NW, en septembre 1999 (voir chap. III, § 3-2-2). La période de mesure couvre un cycle morte eau - vive eau soumis à des conditions moyennes de vent. Elle peut donc être considérée comme représentative des conditions hydrodynamiques moyennes opérant dans le secteur NW. Le débit de transport a été estimé à 860 et 1340 kg/m/jour avec les formules de Bagnold modifiée par Yang (1986) et de van Rijn (1985, 1986), soit un débit moyen de 1100 kg/m/jour. Les périodes 3 et 4 de la mesure sont représentatives de conditions hydrodynamiques dominées par l'influence de vents de secteur respectifs SW et NE, les débits correspondants atteignent respectivement 3200 et 3600 kg/m/jour.

La méthode utilisée nécessite des précautions et comporte des limites. Le calcul doit être effectué sur la séquence sismique de 2ème ordre la plus récente afin de s'affranchir au maximum de l'érosion post-dépôt qui opère sur la partie sommitale du flanc doux, sous l'effet du transport par charriage, et qui est inhérente à la progradation de la dune. Les réflecteurs de 2ème ordre constituant l'empreinte de processus érosifs, la quantité de sédiment déposé durant la période comprise entre deux de ces événements est nécessairement plus importante que celle qui est finalement archivée entre deux de ces réflecteurs. Il en résulte que la quantité de sédiment piégée au sein de la séquence de 2ème ordre est sous-estimée par notre calcul. Le temps écoulé entre deux réflecteurs de 2d ordre est donc également sous-estimé. Par ailleurs, cette méthode est valable si l'on admet que la résolution de la sismique est suffisante pour permettre de visualiser tous les réflecteurs de second ordre et que l'épais signal d'un tel réflecteur ne masque pas des réflecteurs sous-jacents.

3-2-2-2 : Résultats

Les résultats sont consignés dans le tableau IV-8.

Le temps écoulé entre la formation de deux réflecteurs de second ordre varie selon les dunes et les conditions hydrodynamiques considérées pour le calcul du transport sédimentaire.

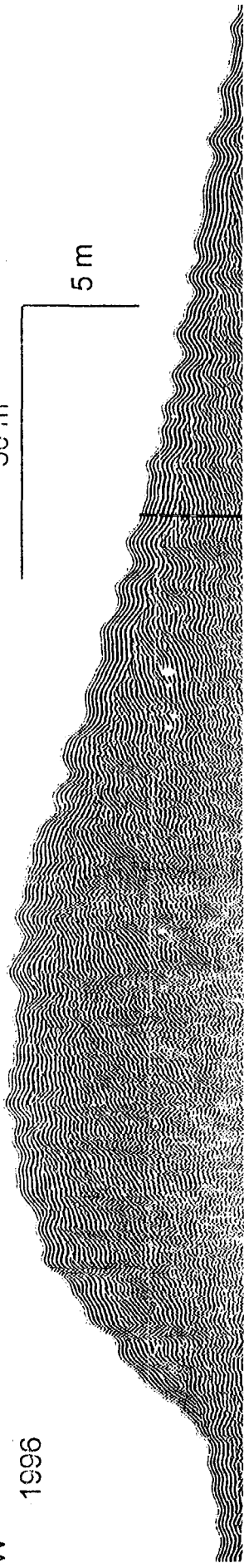
SW

1996

50 m

5 m

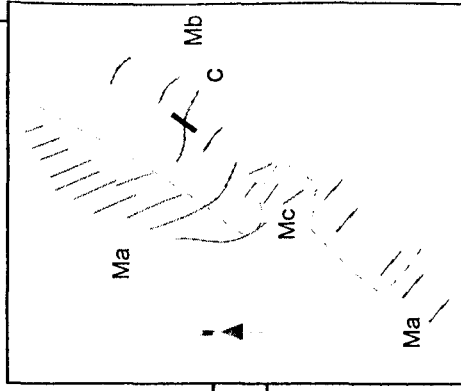
NE



déplacement du pied SW et du sommet entre 1996 et 1998

SW

1998



secteur	dune	amplitude de la dune (m)	Temps (mois)		
NW	l	6,5	6,3	2,2	1,9
	o	5,8	9,0	3,1	2,7
SE	d	7,8	5,9	2,0	1,8
	i NE	11,0	12,1	4,2	3,7

hydrodynamisme hydrodynamisme hydrodynamisme
moyen dominé par des vents dominé par des vents
 permanents de SW permanents de NE

Tableau IV-8 : Temps nécessaire au dépôt du sédiment piégé dans une séquence de 2ème ordre en fonction des conditions hydrodynamiques pour quatre dunes.

Time necessary to the deposition of the sediment trapped within a 2d order sequence according to the hydrodynamical conditions for four dunes.

Pour des conditions hydrodynamiques dominées par des vents permanents de secteurs influents, la durée est de 2 à 4 mois. Or, de telles conditions ne se produisent pas durant une période aussi longue. Les vents moyens ne peuvent donc être seuls invoqués comme moteur de formation des réflecteurs de second ordre.

En conditions d'hydrodynamisme moyen (marée moyenne + vents moyens), la formation de deux réflecteurs de second ordre correspond à une période de 6 à 12 mois. Cette durée permet d'infirmer l'hypothèse d'Allen (1980a) selon laquelle les réflecteurs peu inclinés seraient produits par l'action érosive du courant subordonné. La valeur de 6 à 12 mois prédite pourrait coïncider avec la fréquence des tempêtes. Nous ne disposons pas de données sur les tempêtes de 1998, année de la réalisation des profils sismiques utilisés pour nos calculs. Cependant, étant donnée la variabilité décennale des tempêtes (voir fig. IV-11), nous pouvons supposer que leur activité a été relativement faible en 1998, à l'image des années 1996 et 1997, au cours desquelles seules deux tempêtes importantes se sont produites. **Ainsi les tempêtes, qui sont des évènements de courte durée et de haute énergie, pourraient conduire à la formation des réflecteurs de 2ème ordre d'autant plus qu'elles se produisent durant des périodes où l'intensité des courants tidaux est faible (mortes eaux).** Dans le secteur SE, les réflecteurs de second ordre se forment moins fréquemment que dans le secteur NW. Dans ce dernier, les dunes sont de plus petites dimensions, l'asymétrie des courants et leur compétence sont plus faibles. Les tempêtes ont une influence homogène à l'échelle de la zone d'étude puisque leur impact est régional. Les conditions hydrodynamiques nécessaires à l'inversion temporaire de l'asymétrie des courants et du transport sédimentaire sont plus facilement réunies dans le secteur NW et les dunes y réagissent plus rapidement.

3-3 : Architecture interne

3-3-1 : Définition des différents types d'architecture interne

La variabilité des caractéristiques morphologiques, sédimentaires et dynamiques des dunes se traduit par la diversité de l'agencement de leurs structures internes. Trois grands types d'architecture interne, proposés par Berné (1991) pour les dunes tidales, ont été reconnus sur notre zone d'étude.

3-3-1-1 : Les dunes asymétriques en cosets. Exemples des dunes c et d.

Ces dunes sont composées d'un empilement de séquences de réflecteurs de troisième ordre délimitées par des réflecteurs de second ordre. La mégaséquence repose sur la surface de progradation. Dans la dune d, elle est tronquée à son sommet par la surface de progradation des dunes surimposées (fig. IV-13 et IV-14).

Les réflecteurs de second et troisième ordre sont inclinés vers le SW dans la direction du courant de jusant, dominant dans ce secteur.

- En 1996, le flanc raide de la **dune c**, incliné de 35° vers le SW, est une face d'avalanche qui a permis le développement de coulées sableuses et le dépôt de litages obliques. En 1998, quelques modifications de l'architecture sommitale de la dune sont à noter. La dune présente encore une polarité SW mais moins prononcée qu'en 1996. Une grande quantité de sédiment a été érodée sur son flanc raide, qui ne constitue plus une face d'avalanche. Son flanc raide présente une inclinaison qui se rapproche de celle des réflecteurs de second ordre. Ces modifications sont le fait d'une érosion qui a permis d'alimenter en sédiment les petites dunes surimposées dont le sens de progradation s'est inversé vers le NE.

- Le flanc raide de la **dune d** constitue une face d'avalanche et les modifications de structure interne survenues entre 1996 et 1998 ne concernent également que sa partie sommitale.

Ces dunes ont une architecture pérenne, similaire à celles de la classe IVA d'Allen (1980a, voir fig. I-17) et aux dunes décrites par Berné (1991) dans le secteur de Surtainville, désignées comme dunes asymétriques à cosets (fig. IV- 15). Le pendage des réflecteurs de second et troisième ordre est orienté dans le sens du courant dominant. Tout comme dans le secteur SE l'asymétrie des courants de marée de Surtainville est marquée : en vive-eau, à 1,4 m au-dessus du fond, le flot s'écoule à 90 cm/s et le jusant seulement à 50 cm/s.

Figure IV-14 : Structure interne de la dune c (profils 12 et V, 1996 et 1998). Coupes sismiques SW-NE quasi perpendiculaires à la crête de la dune c, localisées sur le cartouche, et leur interprétation.

Internal structure of dune c (profiles 12 and V, 1996 and 1998). SW-NE seismic sections almost normal to dune c crest, localised on the top figure, and their interpretation.

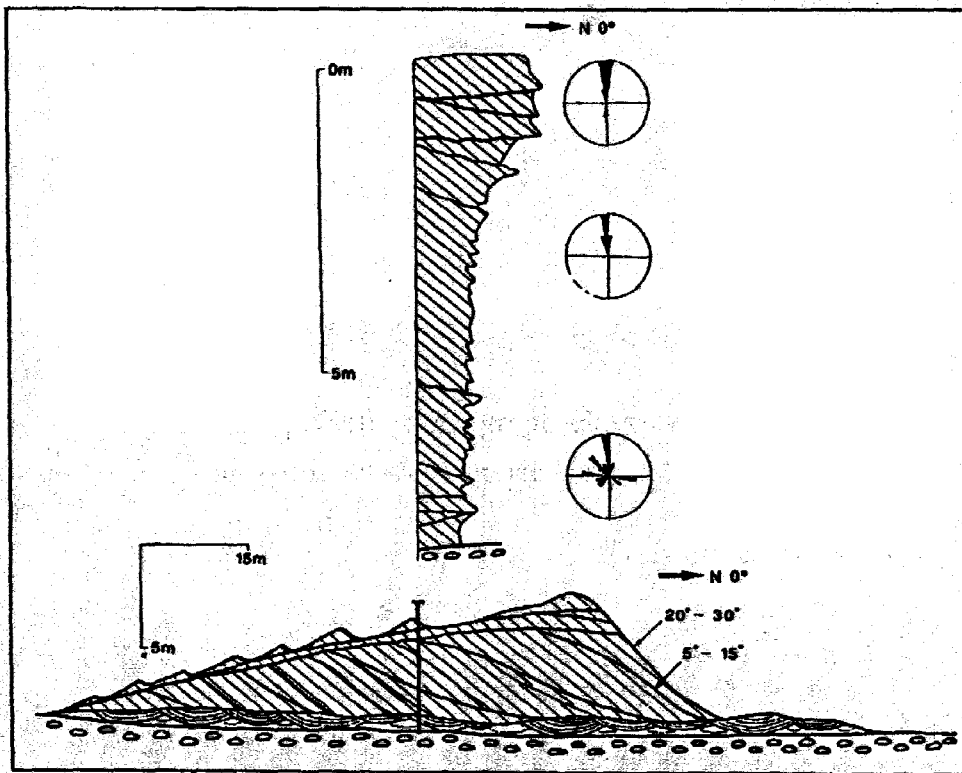


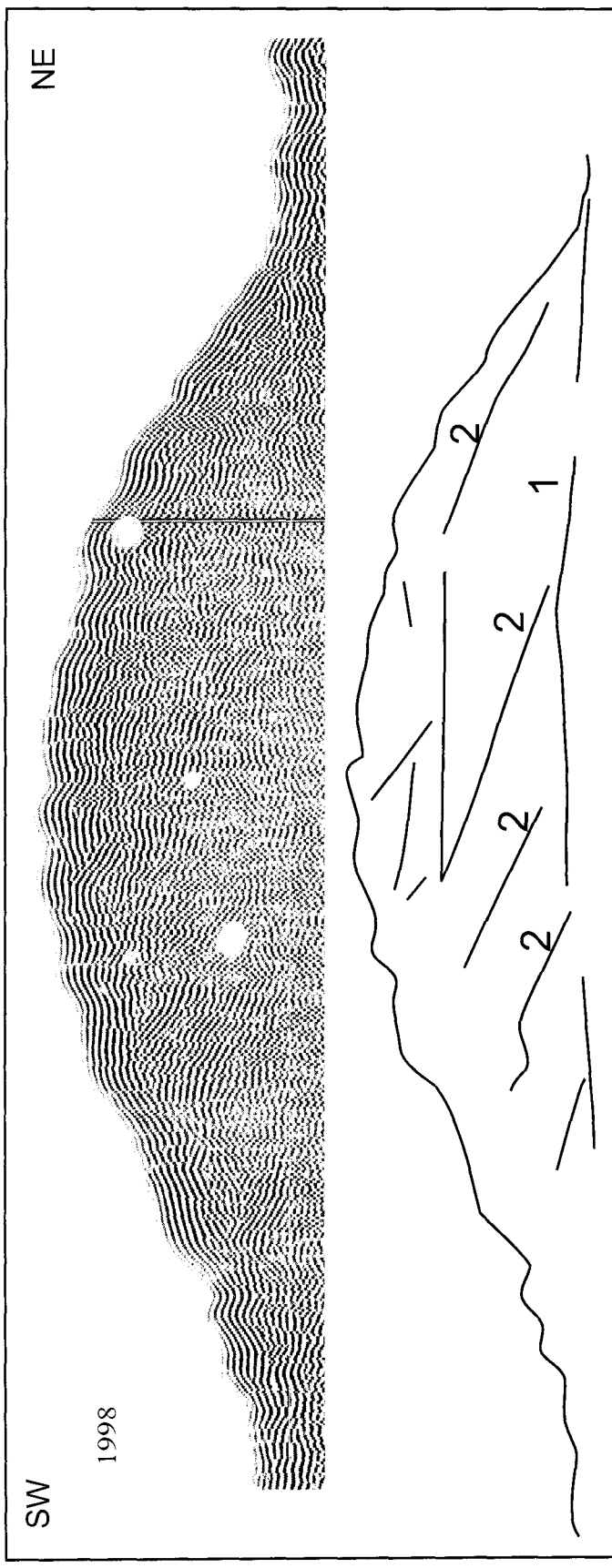
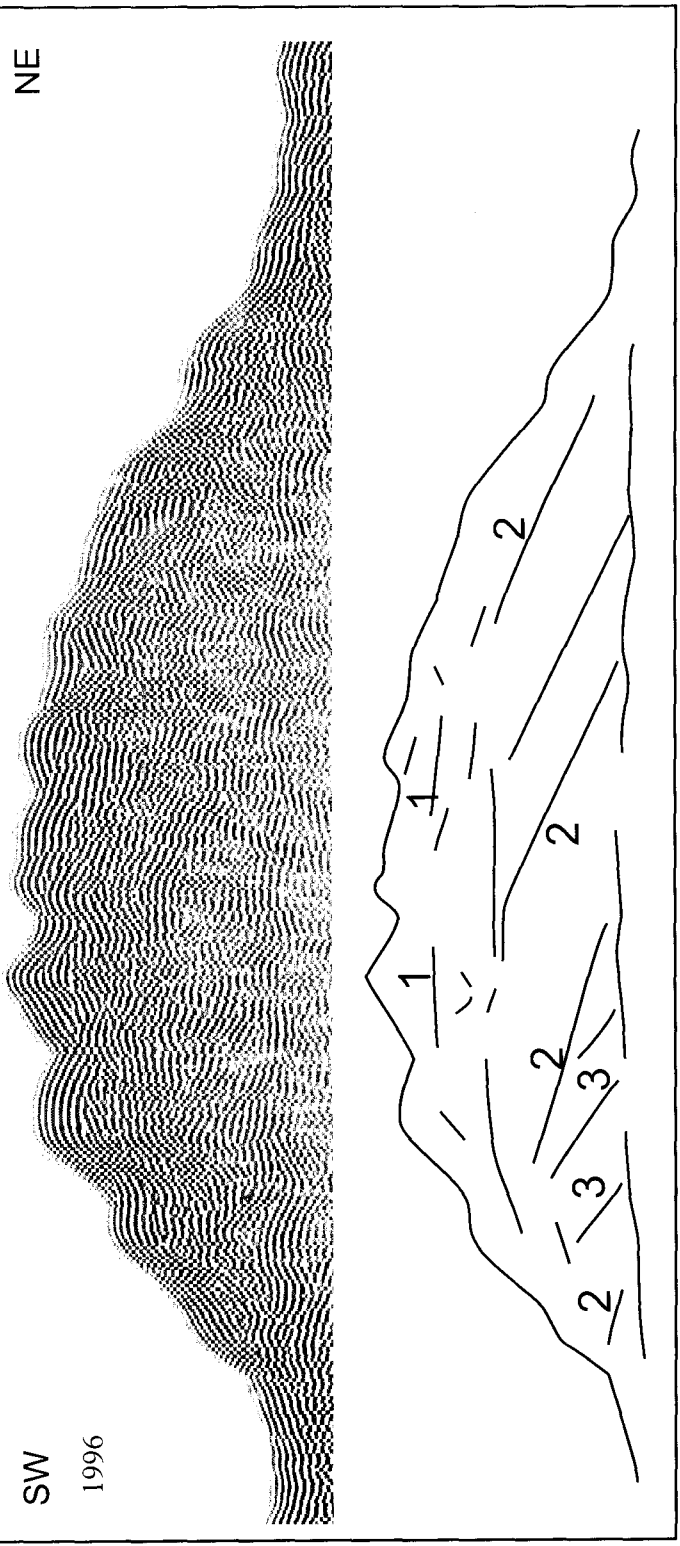
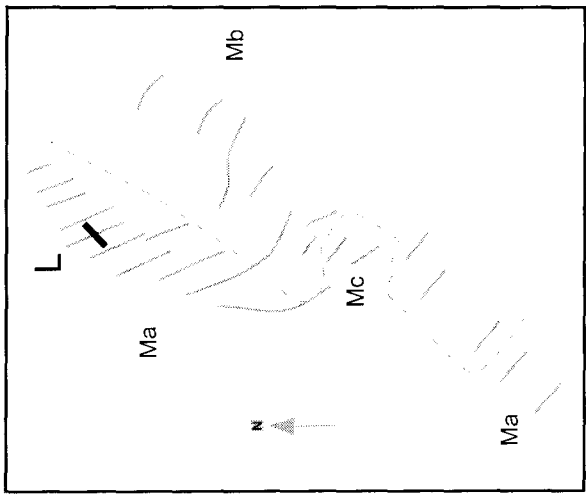
Figure IV-15 : Modèle d'organisation interne d'une dune asymétrique en cosets (Berné, 1991). Les rosaces représentent l'orientation des litages de dune ou de mégaride. Le grand axe de l'ellipse tidal est orienté $N0^\circ$.

Internal organisation model of an asymmetrical dune composed of cosets (Berné, 1991). The rose diagrams represent dune or megaripple bedding orientation. The large tidal ellipse axis is oriented $N0^\circ$.

Les épisodes érosifs se produisent sous l'effet d'une inversion de l'asymétrie des courants de marée, induite par les tempêtes. Ils n'affectent pas la totalité de la structure interne, ce qui témoigne d'un faible impact et/ou d'une courte durée de ces épisodes. Ils modifient les structures de dépôt au sommet et sur le flanc raide des dunes. La polarité de ces dunes n'est pas affectée par ces épisodes. Une fois l'épisode passé les corps surimposés retrouvent leur polarité tidale vers le SW, et participent de nouveau à l'augmentation de l'inclinaison du flanc raide de la dune hôte et à son alimentation par coulées sableuses.

3-3-1-2 : Les dunes à architecture mixte de type asymétrique en cosets ou symétrique à litage de mégarides. Exemples des dunes o et l.

En 1998, les dunes o et l situées dans le secteur NW présentent aussi une architecture asymétrique en cosets (fig. IV-16 et IV-17). Contrairement aux dunes c et d, les réflecteurs de second et troisième ordre sont orientés vers le NE, dans la direction du flot qui est la phase de courant dominante dans ce secteur.



→
déplacement des pieds et
du sommet entre 1996 et 1998

50 m

5 m

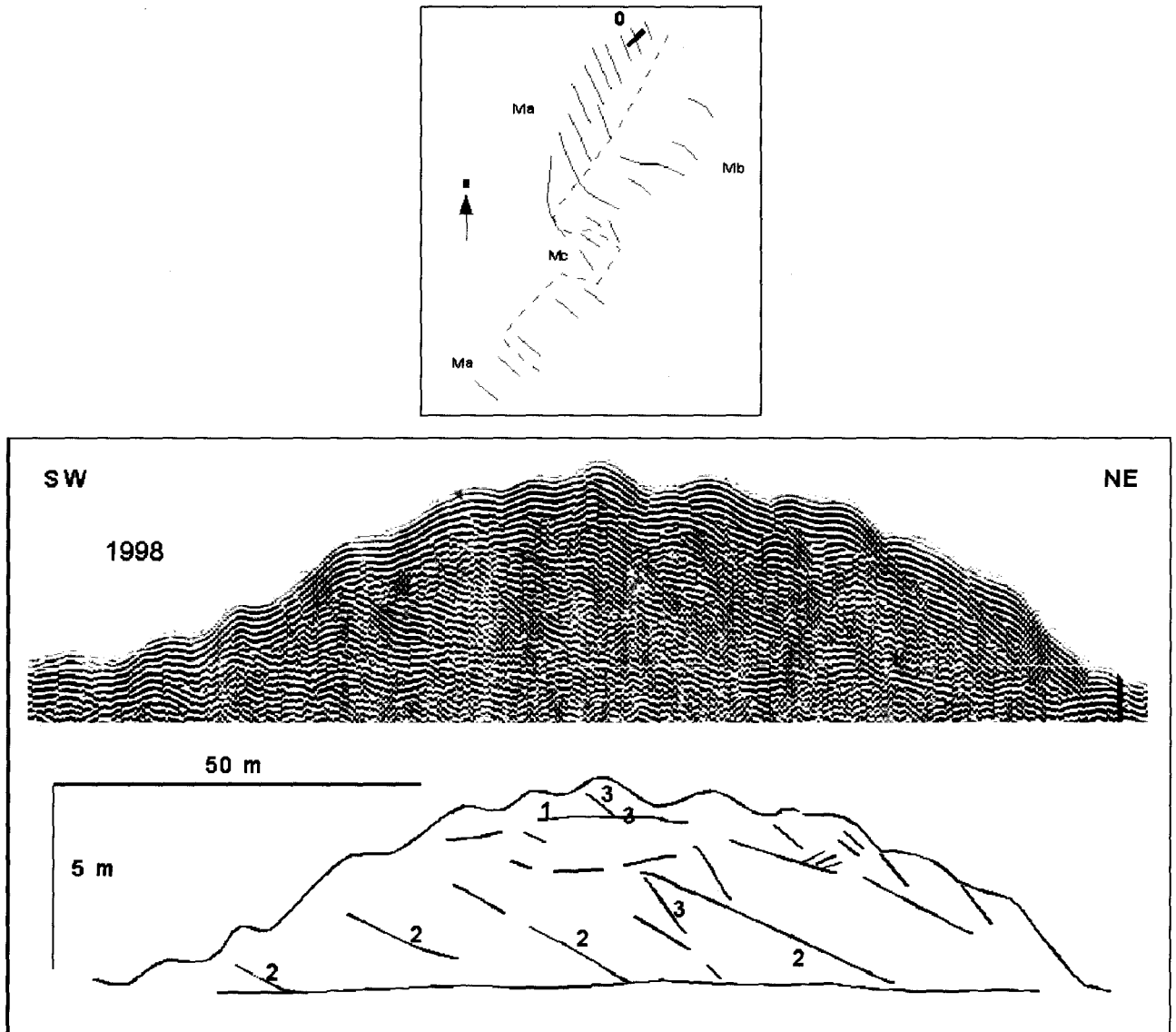


Figure IV-16 : Structure interne de la dune o (profil K, 1998). Coupe sismique SW-NE perpendiculaire à la crête de la dune o, localisée sur le cartouche, et son interprétation.

Internal structure of dune c (profile K, 1998). SW-NE seismic section normal to dune o crest, localised on the top figure, and its interpretation.

Les dunes surimposées, qui couvrent largement les très grandes dunes du secteur NW riche en sédiment sableux, semblent jouer un rôle important dans l'architecture des dunes hôtes. Sur la dune o, le flanc raide est couvert de petites dunes dont la surface érosive de progradation possède une inclinaison identique à celle des réflecteurs de deuxième ordre fossilisés dans le corps de la dune.

Figure IV-17 : Structure interne de la dune l (profils 2 et K, 1996 et 1998). Coupes sismiques SW-NE perpendiculaires à la crête de la dune l, localisées sur le cartouche, et leur interprétation.

Internal structure of dune l (profiles 2 and K, 1996 and 1998). SW-NE seismic sections normal to dune l crest, localised on the top figure, and their interpretation.

En 1996, la partie sommitale de la dune I est constituée d'un assemblage complexe de lits de direction opposée. L'architecture de cette séquence sommitale présente des affinités avec le modèle de dunes symétriques à litage de mégarides décrit par Berné (1991, fig. IV-18) et avec les classes V et VI du modèle conceptuel d'Allen (1980a, voir fig. I-17).

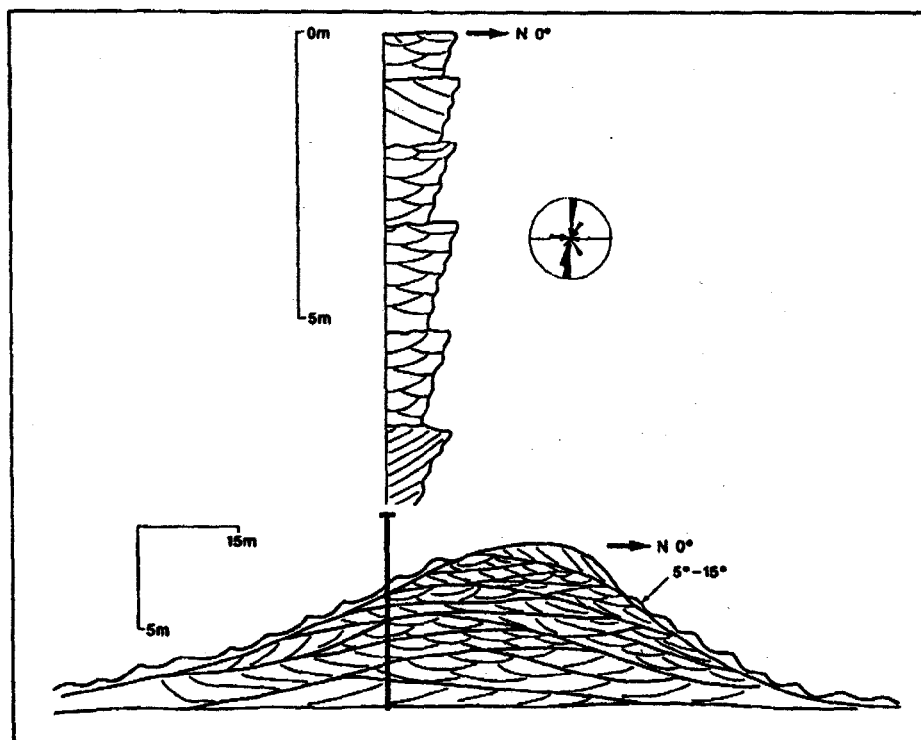


Figure IV-18 : Modèle d'organisation interne d'une dune symétrique à litage de mégarides (Berné, 1991). Le grand axe de l'ellipse tidal est orienté N0°.

Internal organisation model of a symmetrical dune with megaripple bedding (Berné, 1991). The large tidal ellipse axis is oriented N0°.

Les courants de marée montrent une faible asymétrie dans ce secteur : à 1 m au-dessus du fond le flot s'écoule à la vitesse de 131 cm/s soit seulement 3 cm/s plus rapidement que le jusant. L'asymétrie des courants de marée est sujette à des fluctuations sous l'effet de courants générés par les tempêtes et les vents, même si ceux-ci sont de vitesse modérée. Les dunes surimposées qui réagissent rapidement aux fluctuations des courants peuvent donc temporairement migrer en sens inverse et conduire à modifier l'asymétrie de la dune hôte. Il en résulte que la forme externe de ce type de dune est sujette à des modifications épisodiques : la dune I est symétrique en 1996 et asymétrique vers le NE en 1998. Elle présente ces variations de morphologie de 1974 à 1985 (annexe 3).

3-3-1-3 : Les dunes symétriques à " méga-chevrons ". Exemples des dunes k, 2 et 4.

Ces dunes montrent une organisation interne complexe. En 1996, la dune k est constituée de deux séries de réflecteurs inclinés en direction opposée (fig. IV-19). La séquence basale composée de réflecteurs

orientés vers le NE est tronquée dans sa partie sommitale par un large réflecteur érosif, surmonté d'une séquence de réflecteurs orientés vers le SW. En 1998, les deux séquences sont reconnaissables dans la partie basale de la dune k. Elles sont tronquées à leur sommet par une nouvelle série de réflecteurs orientés vers le NE.

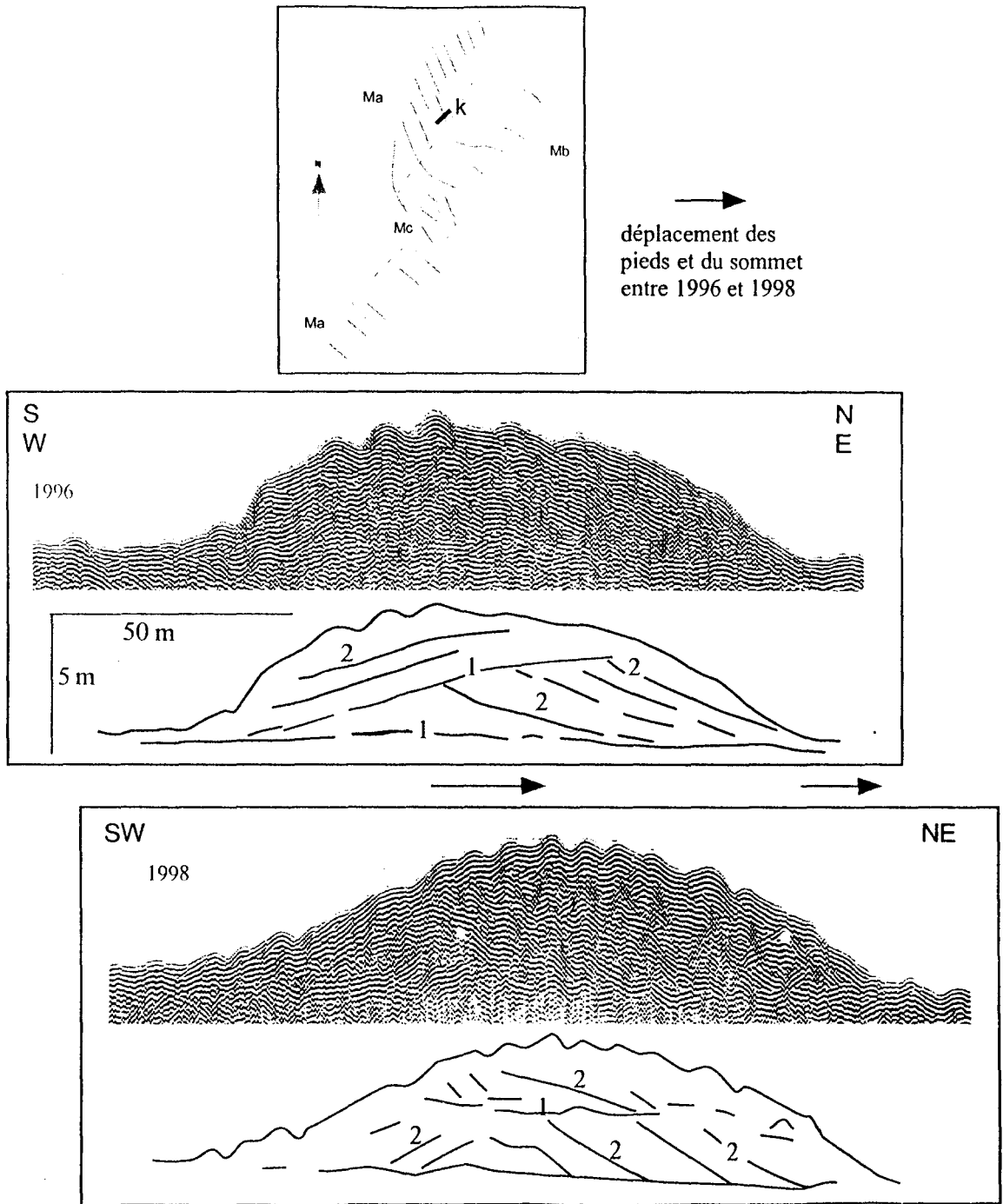


Figure IV-19 : Structure interne de la dune k (profils 6 et O, 1996 et 1998). Coupes sismiques SW-NE perpendiculaires à la crête de la dune k, localisées sur le cartouche, et leur interprétation.

Internal structure of dune k (profiles 6 and O, 1996 and 1998). SW-NE seismic sections normal to dune k crest, localised on the top figure, and their interpretation..

L'architecture des dunes 2 et 4 met également en évidence des inversions de la progradation des dunes. Dans la dune 2, trois séquences s'enchaînent : une séquence basale de réflecteurs inclinés vers le NE est surmontée d'une séquence de réflecteurs SW, coiffée d'une séquence de réflecteurs de nouveau inclinés vers le NE (fig. IV-20). Dans la dune 4, deux séquences à réflecteurs orientés vers le NE coiffent une séquence à progradation opposée (fig. IV-21). La complexité de la structure interne de cette dune se traduit par une morphologie externe très irrégulière, dont il est difficile de définir l'asymétrie.

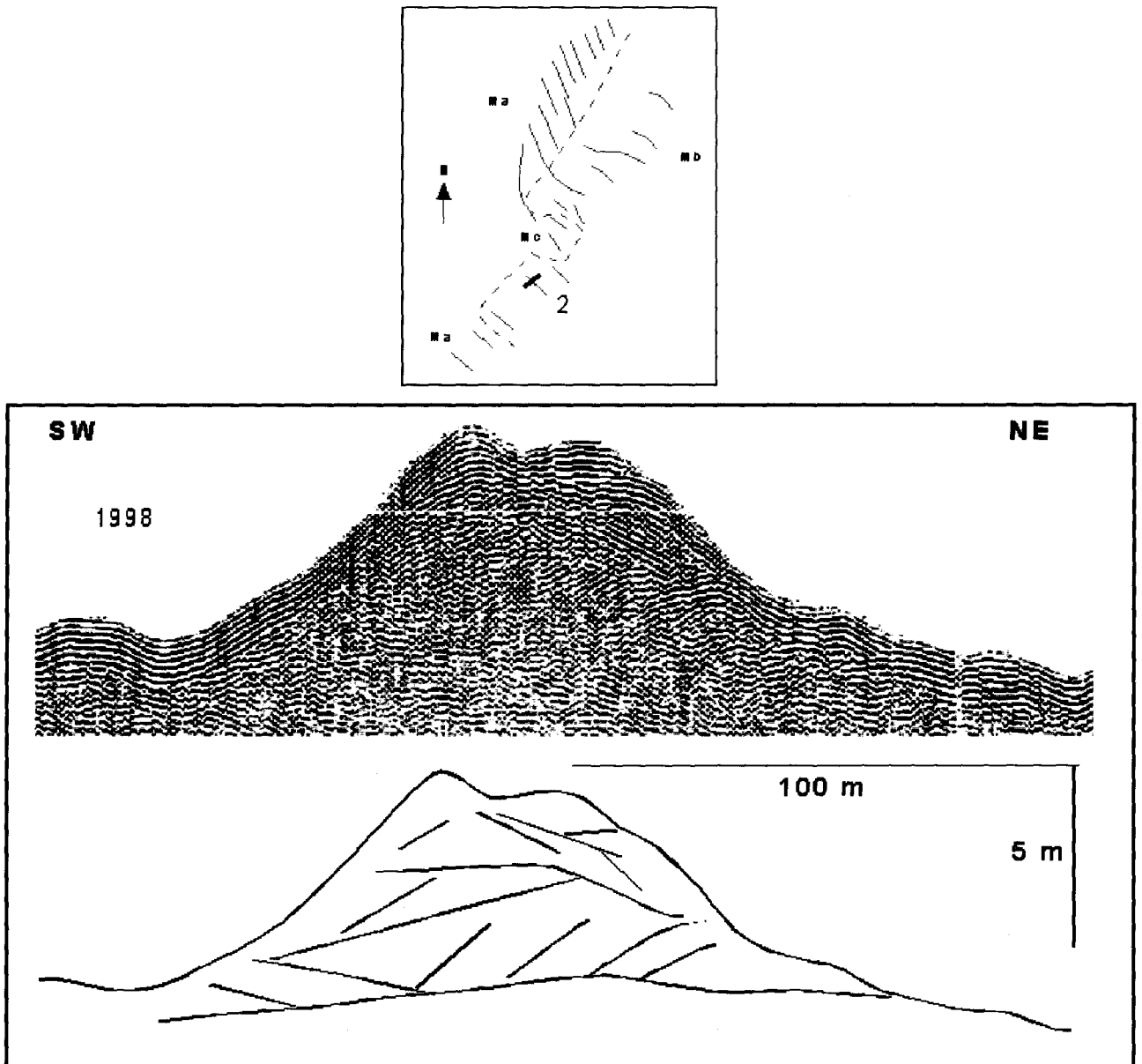


Figure IV-20 : Structure interne de la dune 2 (profil a, 1998). Coupe sismique SW-NE perpendiculaire à la crête de la dune 2, localisée sur le cartouche, et son interprétation.

Internal structure of dune 2 (profil a, 1998). SW-NE seismic section normal to dune 2 crest, localised on the top figure, and its interpretation.

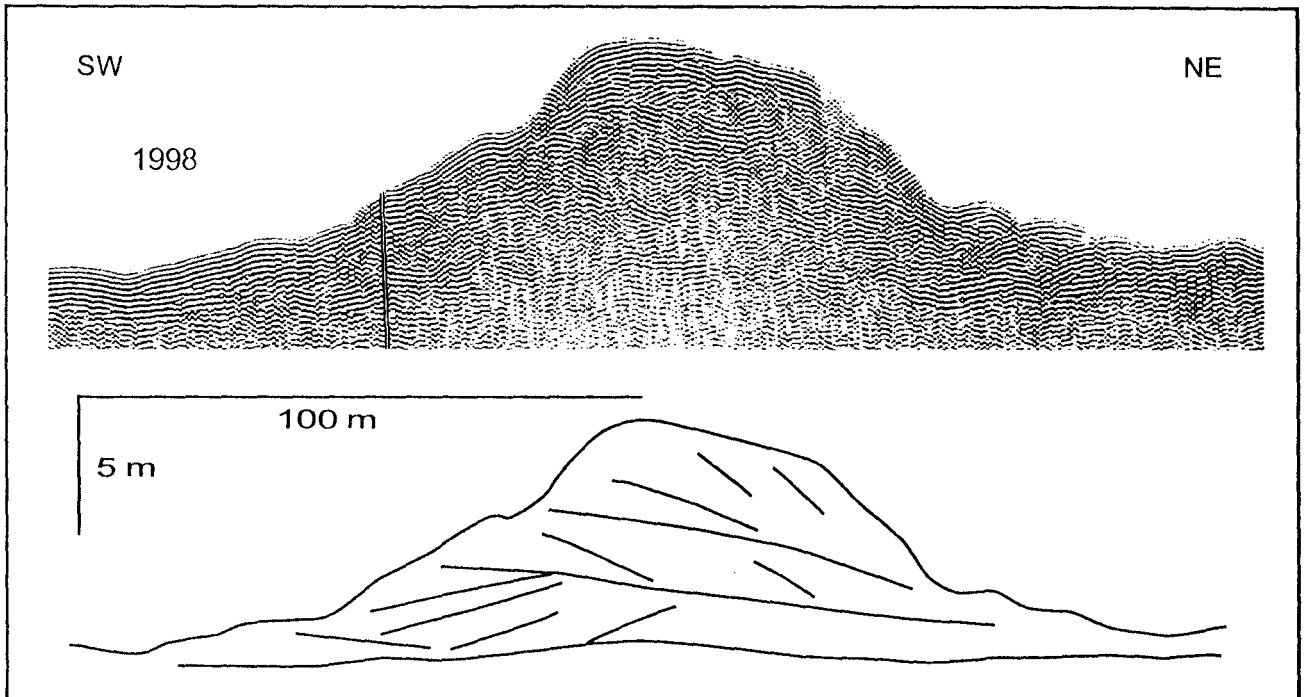
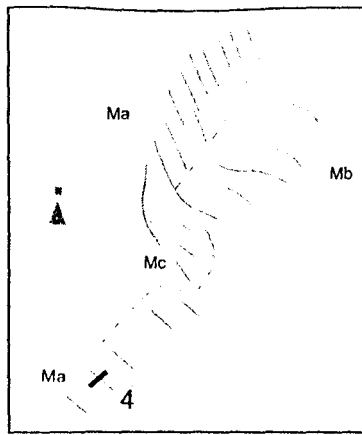
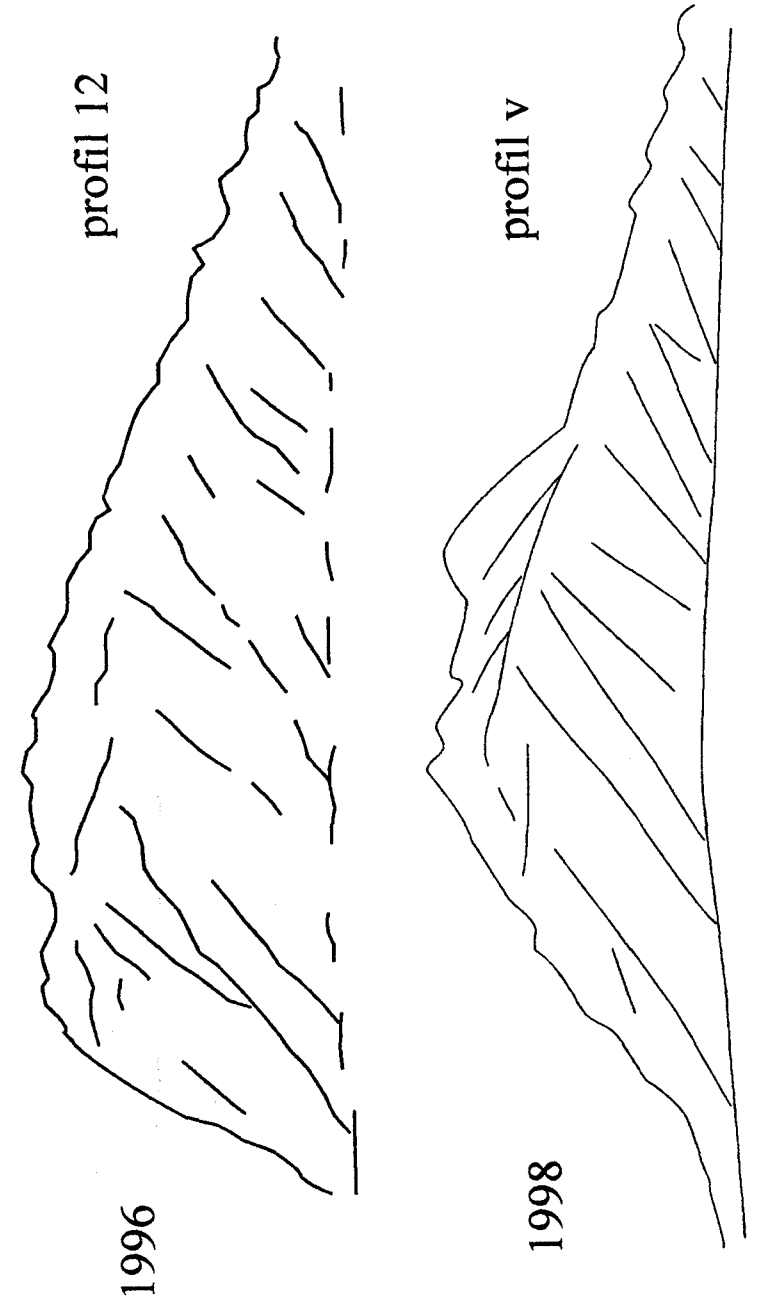
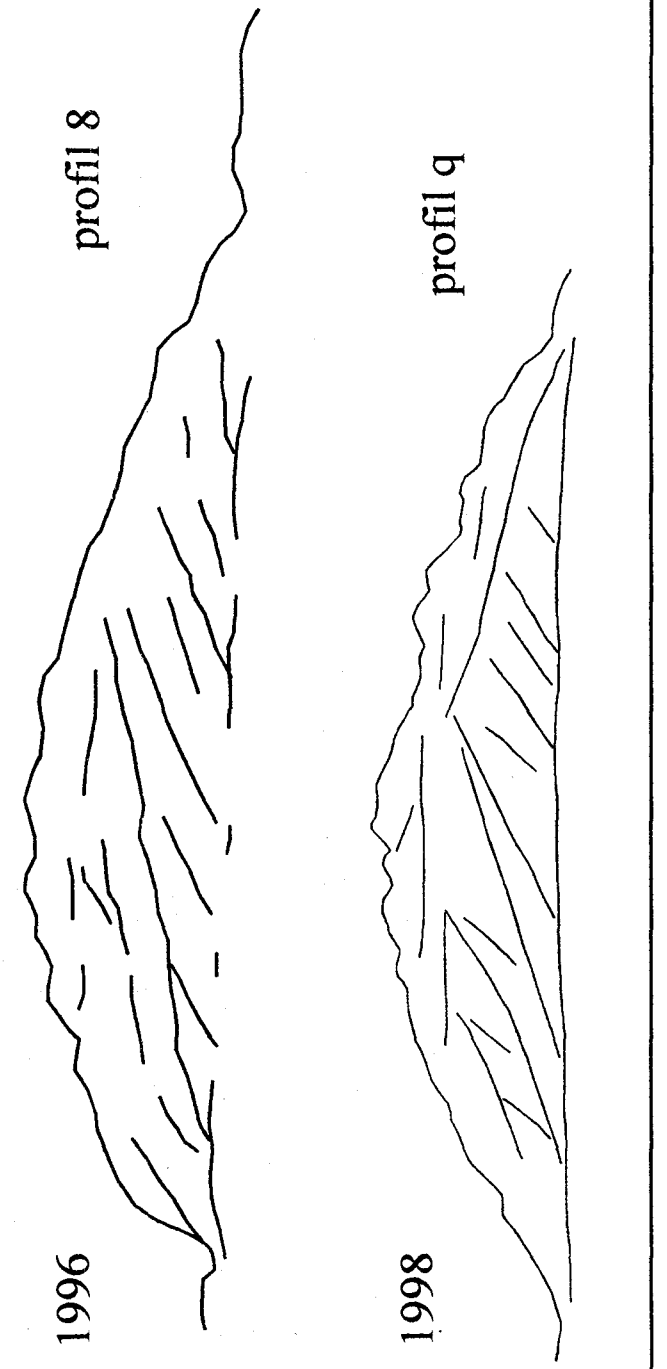
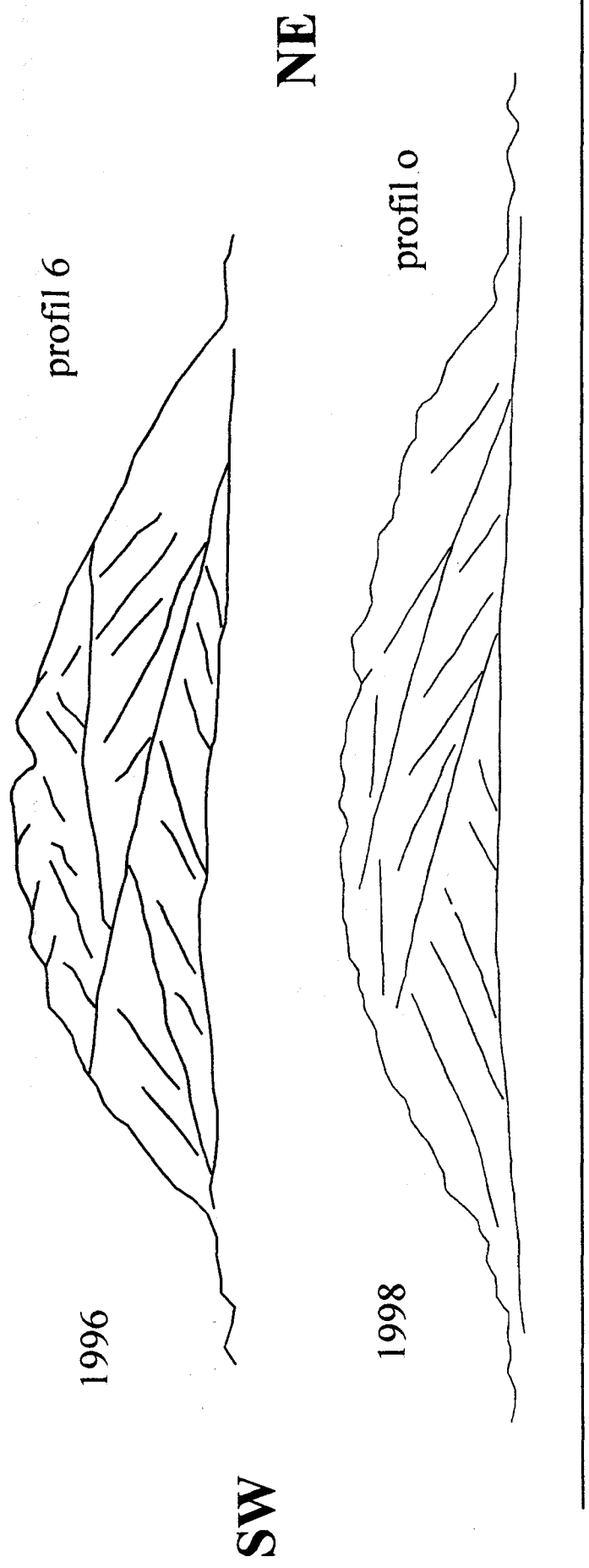
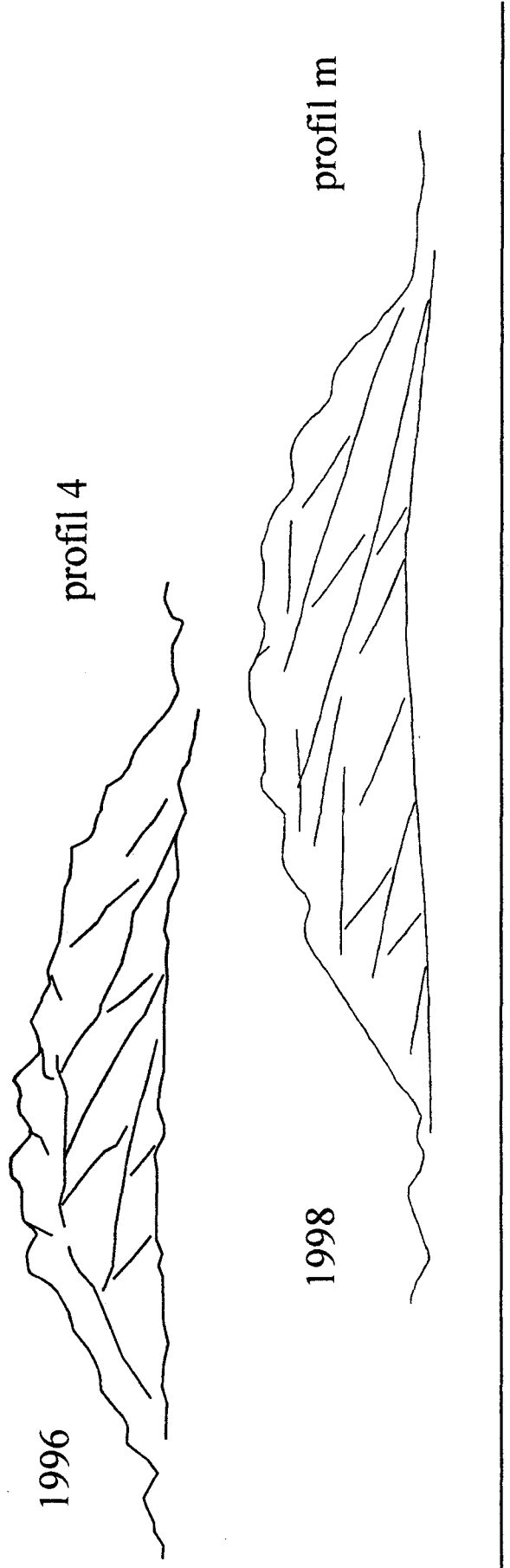


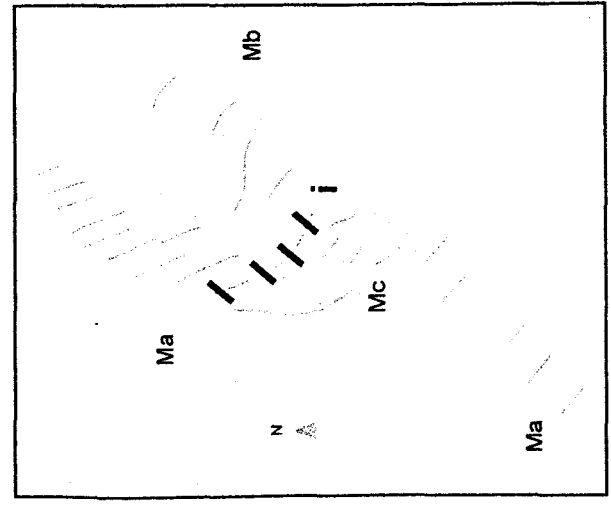
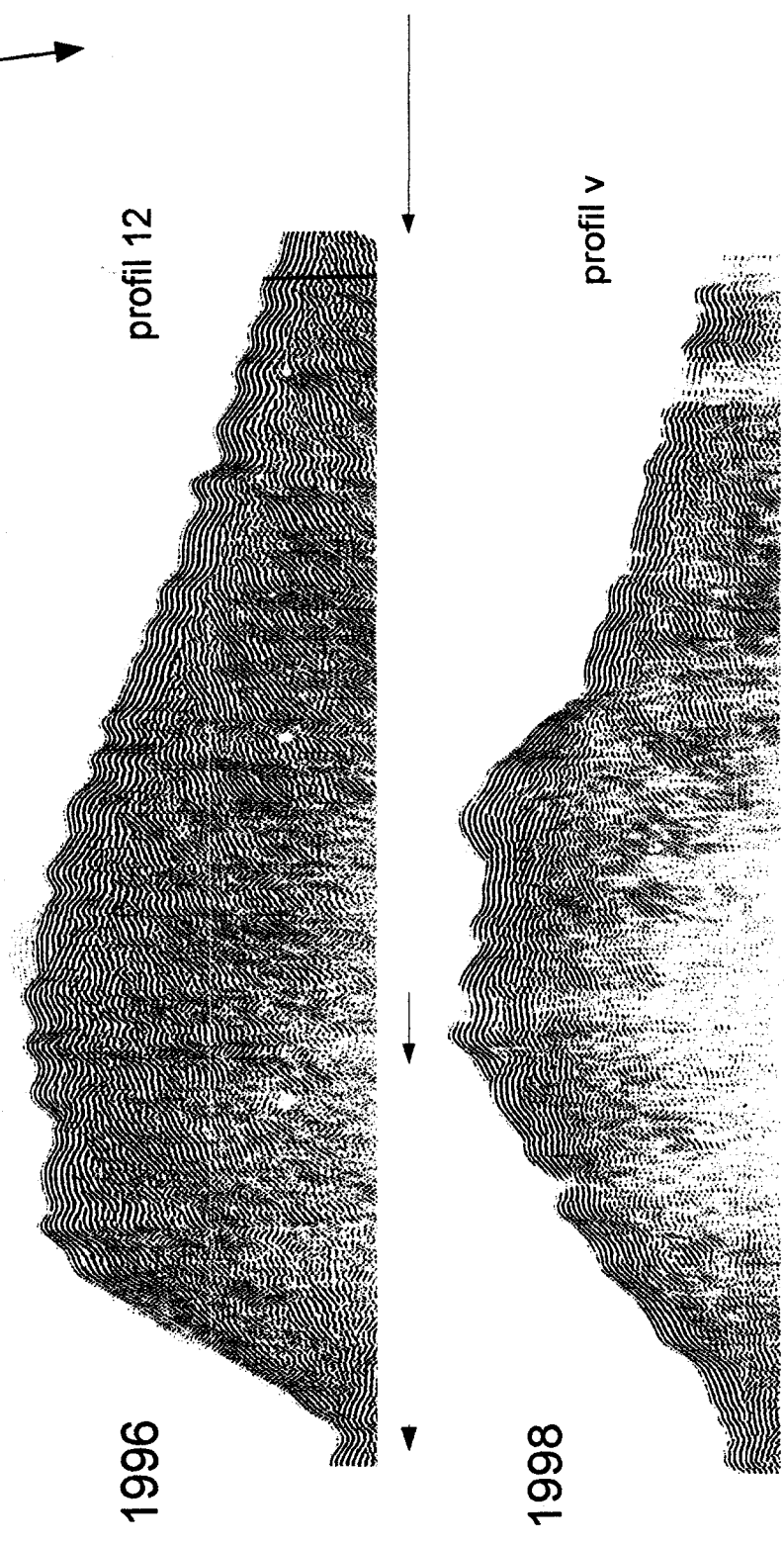
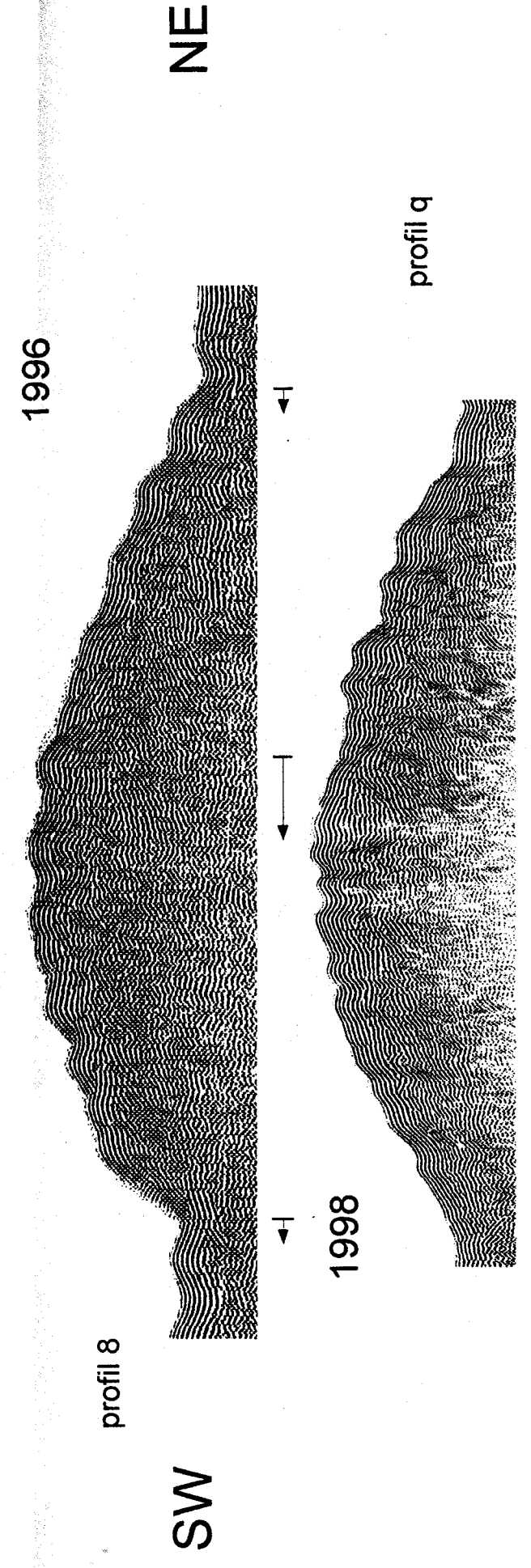
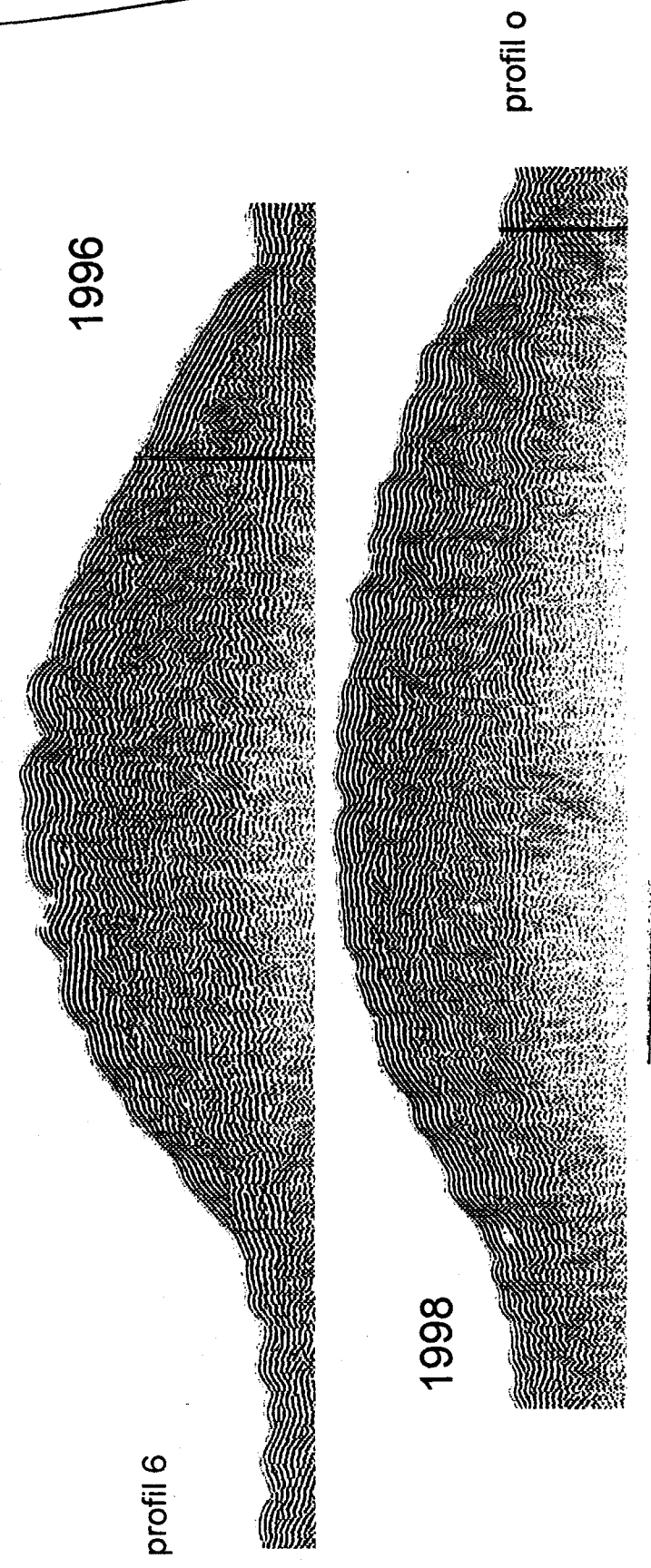
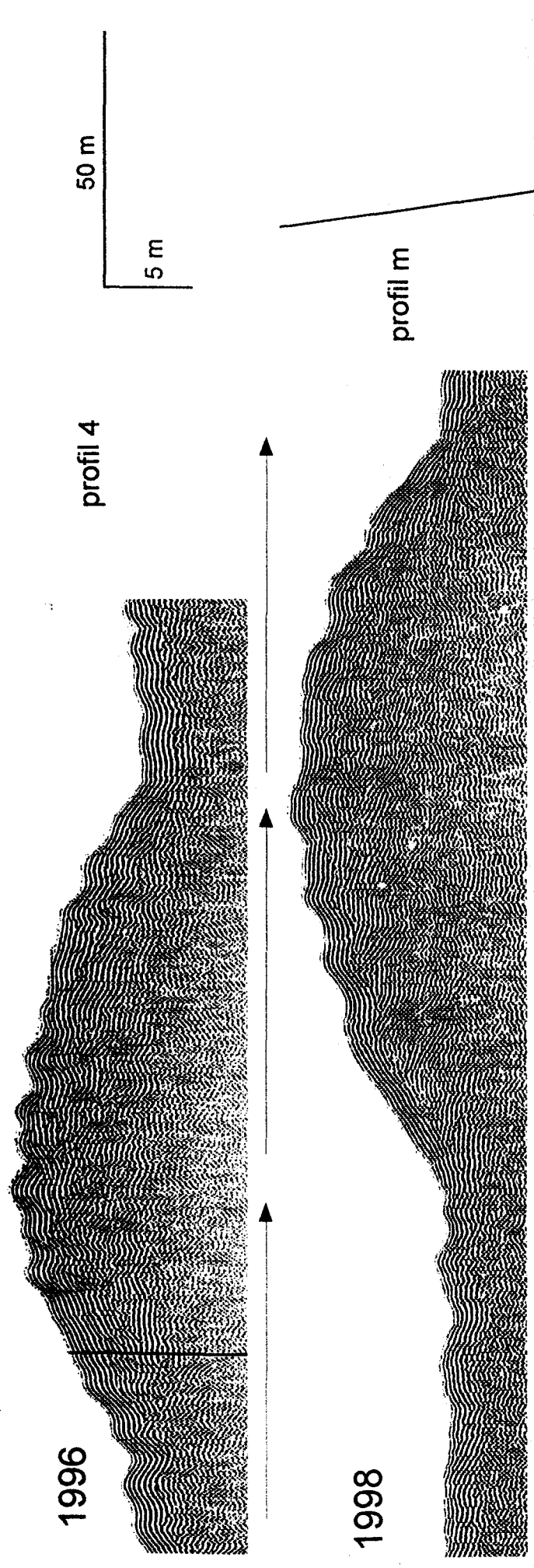
Figure IV-21 : Structure interne de la dune 4 (profil a, 1998). Coupe sismique SW-NE perpendiculaire à la crête de la dune 4, localisée sur le cartouche, et son interprétation.

Internal structure of dune 4 (profil a, 1998). SW-NE seismic section normal to dune 4 crest, localised on the top figure, and its interpretation.

La structure interne de ces dunes est comparable à celle des dunes symétriques en “ méga-chevrons ” décrites par Berné (1991) et Berné et *al.* (1993) dans l’embouchure de la Gironde (fig. IV-22). Dans cet environnement, l’inversion de polarité des lits frontaux et des discontinuités de deuxième ordre est attribuée à l’alternance de phases dominées tantôt par le flot, tantôt par le jusant selon le débit du fleuve, inversion facilitée par une quasi symétrie de l’intensité des courants de flot et de jusant (65 cm/s).



b



du NW vers le SE

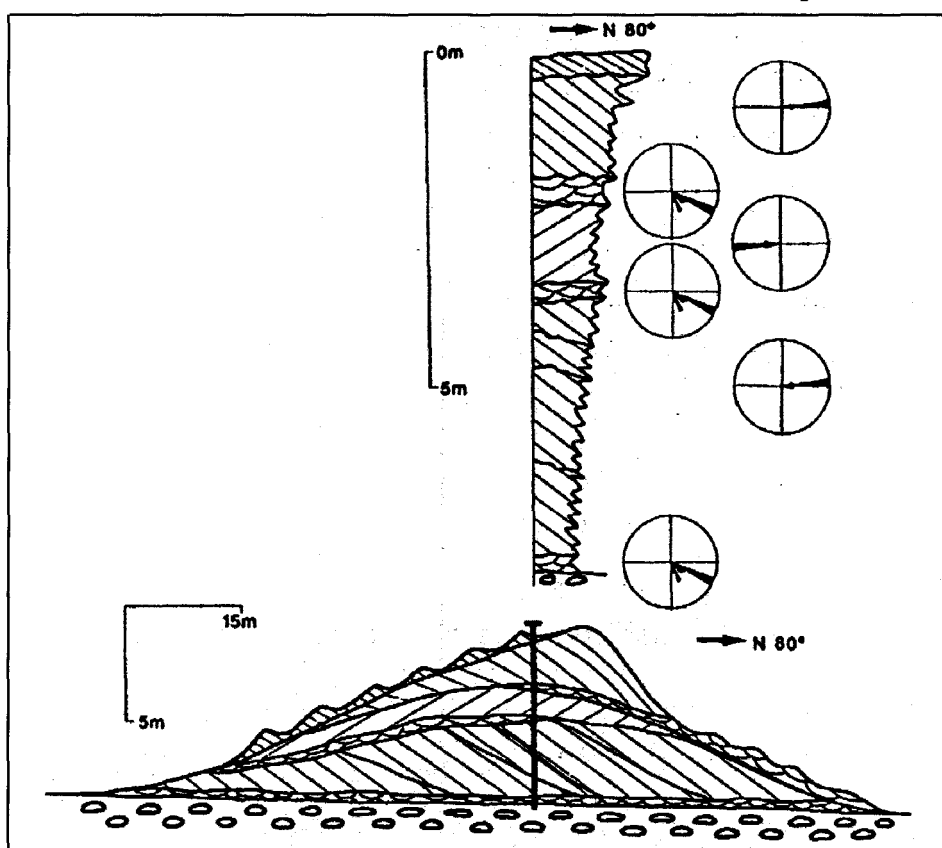


Figure IV-22 : Modèle d'organisation interne d'une dune symétrique à « méga-chevrons » (Berné et al., 1993). La direction N80° est celle du grand axe de l'ellipse des courants de marée.

Internal organisation model for a symmetrical in-« méga chevrons » dune (Berné et al., 1993). The N80° direction corresponds to the large axis of the tidal current ellipse.

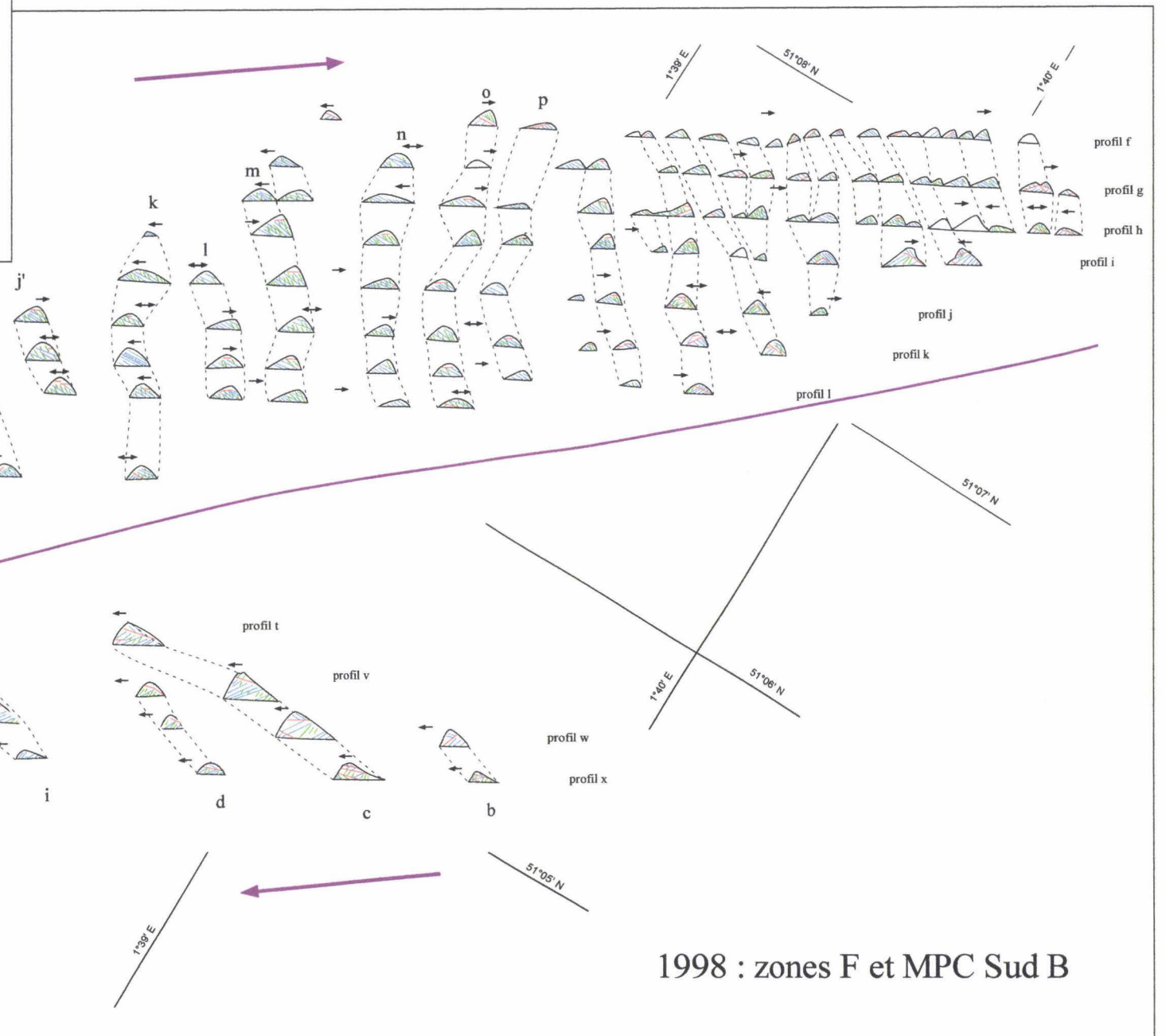
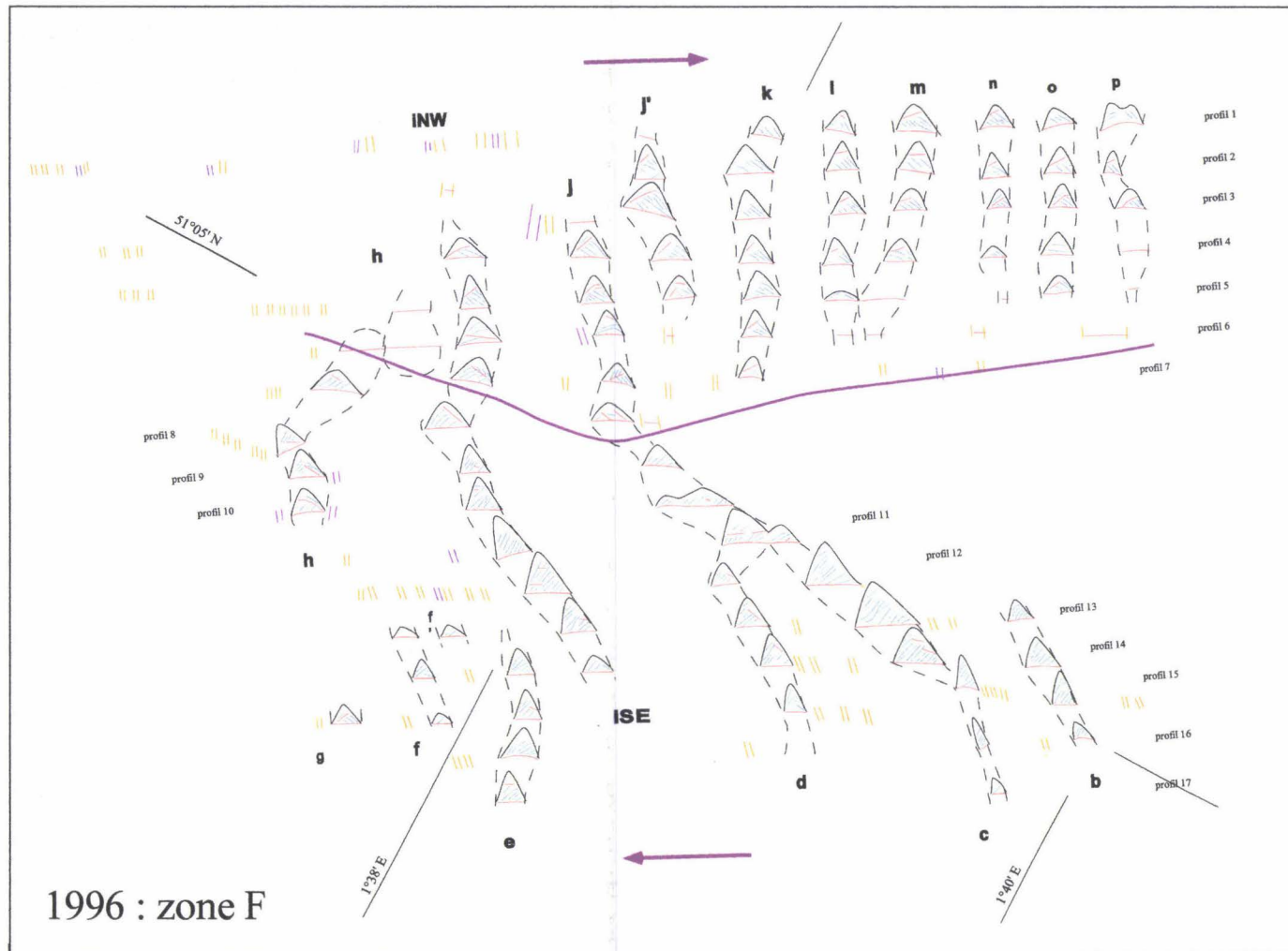
Les dunes k, 2 et 4 sont situées à proximité de la zone de cisaillement des courants de marée. Les courants de marée y sont vraisemblablement symétriques. Lorsque des vents, même moyens, s'établissent une asymétrie temporaire des courants est générée. Elle se traduit par un transport sédimentaire et une progradation de la dune dans la direction de la phase de courant tidal renforcée.

3-3-1-4 : La dune i : une compilation des différentes structures internes (fig. IV-23)

La dune i est située entre les secteurs NW et SE. Sa portion SE, à forte asymétrie vers le SW, possède une structure interne asymétrique en cosets similaire à celle des dunes c et d (voir fig. IV-13, IV-14).

Figure IV-23 : Structure interne de la dune i. (a) paires de profils sismiques SW-NE, réalisés perpendiculairement à la dune i, en 1996 et 1998 (localisation sur le cartouche), (b) interprétation des profils.

Internal structure of dune i. (a) pairs of SW-NE seismic profiles normal to dune i, realised in 1996 and 1998 (location on the little scheme), (b) profile interpretation.



Son corps est constitué d'une unique séquence de réflecteurs orientés vers le SW, dans la direction du jusant dominant ; les processus érosifs induits par les courants non-tidaux n'affectent que son flanc raide et sa partie sommitale, de la même manière que pour la dune c. Sur sa portion NW, symétrique, la structure interne est de même type, mais les réflecteurs sont orientés vers le NE dans la direction du flot dominant. Dans sa partie centrale, la structure interne est de type dune symétrique à " méga-chevrons ". La partie sommitale de la dune a subi un remodelage complet entre 1996 et 1998. Sur les profils 6 et o, une nouvelle série à vergence NE s'est formée après l'érosion de la série de réflecteurs sommitaux inclinés vers le SW et d'une partie de la série sous-jacente à vergence NE.

3-3-2 : Ensembles architecturaux

Dans le secteur d'étude, la variabilité des structures internes des dunes est importante dans l'espace et dans le temps. L'interprétation des profils sismiques de 1996 et 1998 a permis d'établir des cartes synthétiques de l'architecture interne de l'ensemble des dunes de la zone d'étude (fig. IV-24).

Dans le secteur SE, les dunes ont des structures internes typiques de dunes asymétriques en cosets, à l'image des dunes c et d. Elles sont généralement constituées d'une unique séquence de réflecteurs de 2ème et 3ème ordre, limitée à sa base par la surface de progradation. Les discontinuités sont inclinées vers le SW dans la direction du courant de jusant dominant, et témoignent d'une progradation pérenne des dunes dans cette direction. Les épisodes d'érosion n'affectent que superficiellement les dunes : ils déterminent l'érosion du flanc raide des dunes en diminuant son inclinaison ; le sédiment érodé est déposé sur la partie sommitale des dunes, marquée par des réflecteurs à progradation NE. Ces structures sont visibles en 1998. Contrairement aux résultats obtenus par Dalrymple (1984) sur les dunes intertidales de la Baie de Fundy, les réflecteurs de second ordre ne sont pas générés par l'action érosive de la migration plus rapide des dunes surimposées : les très grandes dunes du secteur SE comportent de nombreux réflecteurs de second ordre, mais rarement des dunes surimposées.

Dans le secteur NW, la structure interne dunaire est mixte. Elle est généralement de type asymétrique en cosets. Cependant, certaines dunes (e.g. dune l) présentent des séquences typiques des dunes symétriques à litage de mégarides. Ces séquences témoignent de la densité des dunes surimposées dans ce secteur riche en sables, de même que les nombreuses discontinuités sommitales de 1er ordre marquant la surface de progradation des corps surimposés. Les discontinuités sont inclinées vers le NE dans la direction du courant de flot dominant.

Figure IV-24 : Cartographie sismique de la structure interne des dunes en 1996 (zone F) et en 1998 (zones F et MPC Sud B).

Fence diagram of dune internal structure revealed by seismics in 1996 (area F) and 1998 (areas F and MPC Sud B).

Dans le secteur Mc, les petites dunes présentent une architecture tantôt de type asymétrique en cosets à progradation NE (1998) ou SW (1996), tantôt de type symétrique à “méga-chevrons”. Cette forte variabilité de l’architecture dunaire témoigne d’une migration intense et d’une réponse rapide à des conditions hydrodynamiques fluctuantes.

Sur la zone MPC Sud B et plus généralement à la frontière entre les secteurs précédemment cités, des dunes ou portions de dunes présentent une architecture en “méga-chevrons” indiquant une migration alternative NE-SW (voir fig. IV-19, IV-20 et IV-21). Ces secteurs sont situés sur la zone de cisaillement des courants de marée ; ces derniers y sont vraisemblablement symétriques. Les phases de courant tidal sont systématiquement renforcées ou ralenties lorsque des vents, même modérés, s’établissent. Les courants présentent donc une asymétrie non-tidale dont la direction est fréquemment inversée. Au NE du secteur, les dunes possèdent une prépondérance de réflecteurs orientés vers le SW, indiquant une progradation plus fréquente des dunes dans cette direction. Au SW, elles semblent préférentiellement prograder vers le NE. Il en résulte que la zone MPC Sud B semble être un lieu de convergence du transport sédimentaire.

Les limites entre les différents ensembles architecturaux coïncident avec les frontières morphologique et sédimentaire (voir chap.II), la frontière hydrodynamique (voir chap. III) et la frontière dynamique (voir § 2).

3-4 : Modification des structures internes entre 1996 et 1998

De 1996 à 1998, l’architecture interne des dunes est globalement préservée, mais présente toutefois des modifications d’importance variable (voir fig. IV-24). Les discontinuités apparues durant cette période sont inclinées vers le NE. Dans le secteur Mc, les petites dunes asymétriques en cosets ont été complètement remodelées : leur asymétrie et leur progradation, de direction SW en 1996, sont orientées vers le NE en 1998. Dans le secteur NW, les structures internes de dune symétrique à litage de mégaride ont disparu et les dunes présentent une architecture de dune en cosets à asymétrie vers le NE (e.g. dune l, fig. IV-17). La migration des dunes est intense, de 70 m environ vers le NE (e.g. dunes l et i NW, fig. IV-17 et IV-23). Dans le secteur SE, la structure est toujours en cosets à asymétrie vers le SW. Toutefois, l’asymétrie est moins prononcée et les dunes sont surmontées d’une série de réflecteurs à plongement NE de faible épaisseur. La migration des dunes vers le SW est faible, de 10 à 15 m pour la dune d (voir fig. IV-13) et de quelques mètres pour la dune c (voir fig. IV-14).

Durant ces deux années, les vents de secteur SW présentent une fréquence de 34% (17,1% dans le secteur N200-220°). Ceux de NE ont une fréquence de 17,1% (5,6% dans le secteur N20-40°) (annexe 5). Ce régime de vent met en évidence une augmentation relative des vents de SW par rapport aux différentes périodes étudiées de 1974 à 1995 (voir tab. IV-4). De même que pour les autres périodes pluriannuelles étudiées, les vents peuvent expliquer l’augmentation du transport sédimentaire et l’intensification de la progradation des dunes vers le NE entre 1996 et 1998. Cette période est marquée par ailleurs par une faible activité des tempêtes, liée à un faible indice de la NAO (Reverdin, 1998) : seules deux tempêtes de faible intensité se sont produites en 1996 et 1997 (voir fig. IV-11). Nous ne disposons pas de données pour 1998. Sur la portion NW de la dune i (voir fig. IV-23, profils 4 et M), la bonne qualité des données sismiques permet

de compter les réflecteurs de 2ème ordre apparus entre 1996 et 1998. Ils sont au nombre de trois ou quatre. Ce nombre est similaire à celui des événements de tempête et conforte l'idée selon laquelle ces réflecteurs sont créés par les processus érosifs, hautement énergétiques induits par les tempêtes (voir § 3-2-2).

3-5 : Conclusions

La sismique à très haute résolution a permis d'analyser la structure interne des corps dunaires de notre zone d'étude. On a observé **trois types de discontinuités internes**, de géométries similaires à celles des dunes éoliennes (Brookfield, 1992) et des dunes subtidales des plates-formes océaniques françaises (Berné, 1991 ; Berné et *al.*, 1988, 1989a et b, 1993). L'existence de surfaces de réactivation montre que la migration des dunes ne résulte pas d'un phénomène continu et confirme les résultats de l'analyse bathymétrique (voir § 2). Des précisions ont pu être apportées sur l'origine des **discontinuités de 2ème ordre** à partir de la quantification du volume de sédiment piégé entre deux de ces réflecteurs et le comptage du nombre de réflecteurs formés durant la période 1996-1998. Ces réflecteurs **sont vraisemblablement formés lors des épisodes hautement érosifs de tempêtes.**

L'originalité de la zone d'étude réside dans la diversité des types d'architecture interne. Trois modèles d'organisation interne des corps dunaires, précédemment décrits par Berné (1991), ont été observés. La majorité des dunes présente une architecture **asymétrique en cosets**. Les cosets sont orientés vers le NE dans le secteur NW et vers le SW dans le secteur SE, dans les directions respectives du courant de flot et de jusant dominant. Des dispositifs de **dunes symétriques à « méga-chevrons »** sont observés dans le secteur Mc, MPC Sud B et à la limite entre tous ces secteurs, où les courants sont vraisemblablement symétriques. Dans les secteurs riches en sables, où les dunes surimposées se développent largement, des séquences typiques de **dunes symétriques à litage de mégarides** peuvent être épisodiquement produites. La distribution des ensembles architecturaux se calque sur le schéma des courants tidaux, mais également ceux de la répartition du sédiment et de la dynamique des dunes. **L'architecture des dunes dépend principalement de l'intensité relative de l'asymétrie et de la compétence des courants tidaux comparées à celle des courants non-tidaux** : lorsque l'asymétrie et la compétence sont faibles, les courants non-tidaux ont une influence plus marquée et peuvent plus facilement inverser la direction des courants et donc du transport sédimentaire et de la migration des dunes (dunes en " méga-chevrons ") ; lorsque l'asymétrie et la compétence des courants sont fortes, les courants non-tidaux induisent des périodes d'arrêt de la progradation ou d'érosion du sommet de la dune sans qu'une inversion de progradation ne se produise (dunes en " cosets ").

La taille des dunes intervient de manière secondaire sur la structure interne : les petites dunes qui réagissent plus rapidement aux fluctuations non-tidales des courants présentent plus fréquemment une structure en " méga-chevrons " ; toutefois la structure interne de certaines dunes (e.g. dune i) est modifiée latéralement sans qu'il y ait variation latérale de la taille de la dune. La morphologie externe ne permet pas de prévoir la structure interne des dunes : certaines dunes présentent une polarité inverse de l'inclinaison du litage de la structure interne. Il en résulte que **la polarité et plus globalement la morphologie externe des dunes ne**

constituent pas de bons indicateurs de direction de migration et de transport résiduel à long terme, dans les environnements régulièrement soumis à des courants non-tidaux.

La sismique à très haute résolution est un outil adapté à l'analyse de la structure interne des dunes subtidales des plates-formes peu profondes. Cependant, une acquisition numérique du signal permettant un traitement postérieur paraît indispensable pour une meilleure définition des relations géométriques inter-réflecteurs. En outre, tant qu'un système de carottage adapté aux environnements sablo-graveleux de plate-forme ne sera pas mis au point, l'interprétation des réflecteurs en terme de nature et d'origine sera toujours sujette à caution. Le développement d'un tel appareillage permettrait d'identifier les facteurs responsables de la formation de ces réflecteurs par un comptage précis du nombre de discontinuités entre deux levés de sismique et donc du temps nécessaire au dépôt de sédiment entre deux réflecteurs.

4 : Evaluation semi-quantitative du transport sédimentaire résiduel à l'échelle des dunes : modèle d'analyse spatiale des variations granulométriques (Gao et Collins, 1991 et 1992)

Pour connaître par la mesure les directions résiduelles de transport sédimentaire en domaine subtidal, il faut le plus souvent déployer une instrumentation coûteuse (sonar à balayage latéral, traceurs fluorescents). La méthode de Gao et Collins (1991, 1992) utilise les variations spatiales de paramètres granulométriques combinés pour déterminer les directions de transport. Elle nécessite une analyse granulométrique d'échantillons sédimentaires prélevés selon une ligne ou une grille.

La méthode de Gao et Collins (1991, 1992) a été utilisée dans le cadre de notre étude dans le but de déterminer les directions résiduelles de migration des dunes.

4-1 : Fondements de la méthode

D'abord intuitifs, les principes émis par McLaren (1981) constituent le cœur de la méthode. Selon cet auteur, la distribution granulométrique d'un sédiment varie au cours de son transport en fonction des processus hydro-sédimentaires et des caractéristiques granulaires du sédiment source. Cette variation peut être décrite par l'évolution des paramètres granulométriques que sont le grain moyen, le classement et l'asymétrie du sédiment. Trois cas d'évolution sont possibles (fig. IV-25) : (cas I) le sédiment érodé à partir de la source, transporté puis complètement déposé, est plus fin mieux trié et d'asymétrie plus négative ; (cas II) après érosion, le sédiment source consiste en un sédiment résiduel qui est plus grossier, mieux trié et d'asymétrie plus positive ; (cas III) le sédiment transporté subit un dépôt sélectif dû à la diminution de l'énergie dans la direction du transport : le dépôt est mieux trié, d'asymétrie plus positive et, selon l'énergie globale du processus d'érosion, plus fin (basse énergie, cas IIIa) ou plus grossier (haute énergie, cas IIIb). En comparant deux échantillons, il est ainsi possible d'établir s'ils entretiennent ou non une relation sédiment source - sédiment fils et de définir une direction de transport sédimentaire.

A partir d'expérimentations en canal hydraulique, McLaren et Bowles (1985) montrent empiriquement que l'asymétrie d'un sédiment devenant plus fin est systématiquement négative, éliminant ainsi la possibilité d'apparition du cas IIIa. Il résulte que deux cas seulement sont réellement significatifs d'un transport sédimentaire : le cas où le sédiment devient plus grossier, mieux trié et d'asymétrie plus positive (cas CB+ pour *Coarser, Better sorted, more positively skewed*), celui où le sédiment devient plus fin, mieux trié et d'asymétrie plus négative (FB-). Ces auteurs montrent de plus que la relation entre la vitesse des courants et le départ de particules fines du sédiment source ne constitue pas une fonction continue (fig. IV-26) : les cas CB+ et FB- correspondent respectivement à un contraste de haute énergie (td, tc) et de basse énergie (tb, ta).

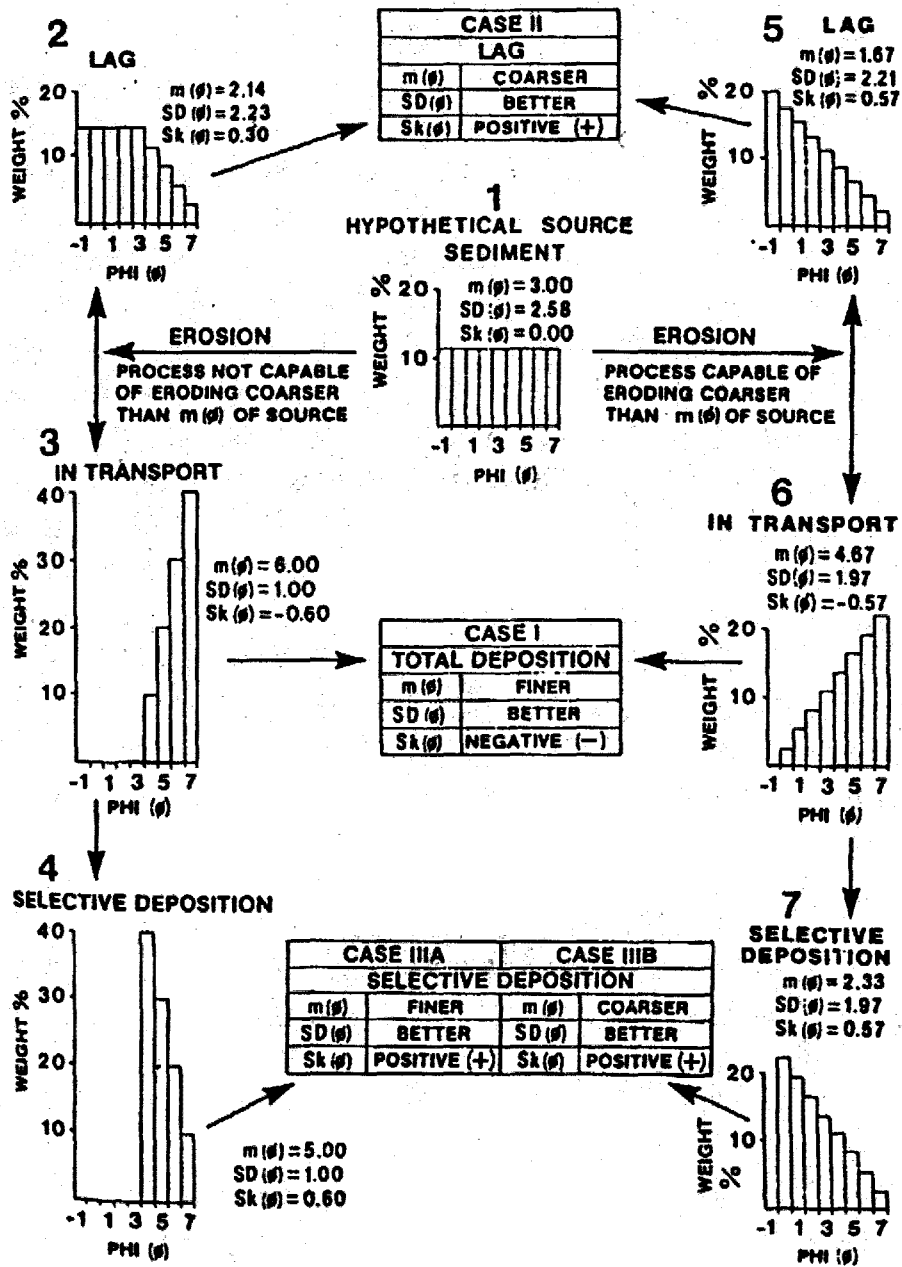


Figure IV-25 : Histogrammes montrant les changements dans la distribution granulométrique d'un sédiment source érodé, transporté puis déposé. Les boîtes montrent les changements du grain moyen (m), du classement (s) et de l'asymétrie (Sk), relatifs au sédiment source, pour chacun des cas (McLaren, 1981).

Histograms showing the changes in grain size distributions when a hypothetical source sediment is eroded, transported and deposited. The boxes show the changes in mean grain size (m), sorting (s) and skewness (Sk) relative to the source sediment for each of the cases (McLaren, 1981).

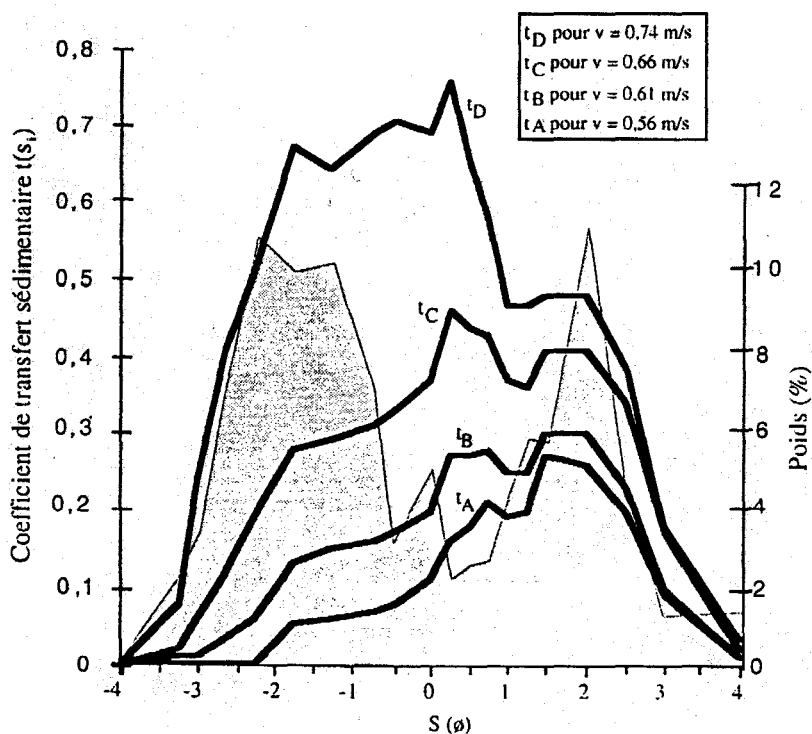


Figure IV-26 : Distributions granulométriques du sédiment source et courbes de fonction de transfert résultantes sous différents régimes hydrauliques (McLaren et Bowles, 1985). Les tendances CB+ et FB- apparaissent lorsque le contraste énergétique est respectivement élevé et faible.

Granulometric distribution of the source sediments and resultant transfer functions curves under different flow regimes (McLaren and Bowles, 1985). The CB+ and FB- trends appear when the energy contrast is respectively high and low.

Gao et Collins (1991, 1992) ont repris la procédure analytique unidimensionnelle de McLaren et l’ont transformée en analyse statistique bi-dimensionnelle. Outre l’intérêt de la couverture spatiale, cette analyse permet de produire des résultats plus significatifs d’un transport réel. En effet, selon ces auteurs, les filiations de type CB+ ou FB- peuvent être observées sans qu’un échange effectif de matériel existe entre les deux sédiments (hasard) et créent alors un “ bruit de fond ”. L’objectif est de mettre en évidence les filiations entre les échantillons prélevés selon une grille à pas régulier et de les exprimer ensuite sous la forme de vecteurs symbolisant le transport sédimentaire. Ils mettent au point la procédure analytique suivante (fig. IV-27) : (a) les paramètres granulométriques de chaque échantillon d’une grille horizontale à pas régulier sont comparés à ceux des voisins immédiats ; chaque fois qu’une filiation de type CB+ ou FB- est mise en évidence, un vecteur unitaire de transport $\vec{r}(x, y)$ est défini ; (b) les vecteurs obtenus à chaque point sont cumulés pour produire un unique vecteur permettant un premier filtrage du “ bruit de fond ” ($\vec{R}(x, y) = \sum_1^n \vec{r}(x, y) i$, où n est le nombre de vecteurs unitaires identifiés ; (c) et (d) ce filtrage est ensuite amélioré en moyennant chaque vecteur avec ceux des points voisins suivant la formule : $\vec{R}_{av}(x, y) = \frac{1}{k+1} \left[\vec{R}(x, y) + \sum_1^k \vec{R}_j \right]$, où k est le nombre de points voisins. Le vecteur $\vec{R}_{av}(x, y)$ peut être défini comme un vecteur indicateur de transport. Les vecteurs ainsi

obtenus sont sans dimension mais leurs normes sont toutes relatives les unes par rapport aux autres et sensées représenter l'intensité du transport.

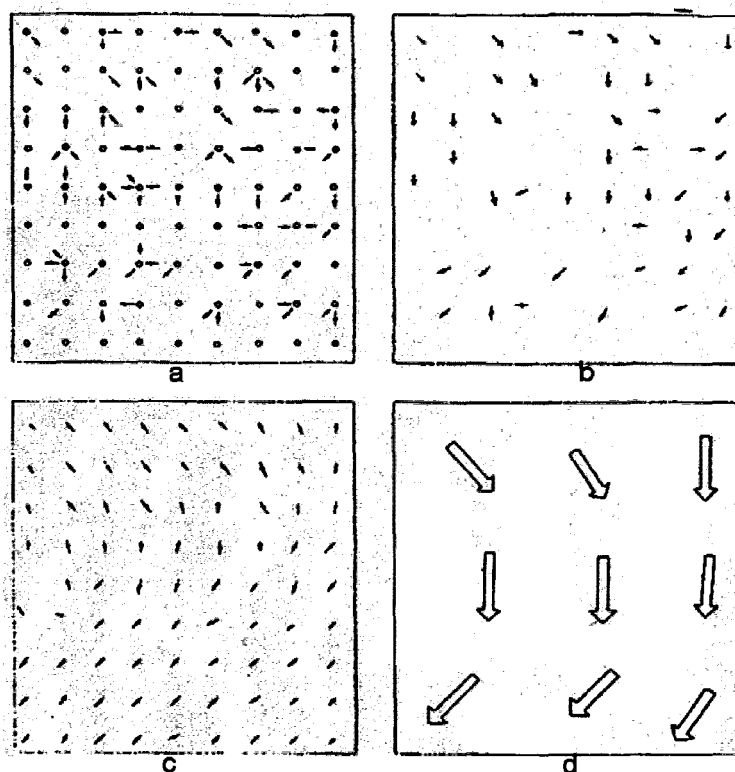


Figure IV-27 : Schéma expliquant la procédure de traitement bidimensionnel des données (les cercles correspondent aux sites d'échantillonnage). a : vecteurs de transport obtenus par comptage statistique, b : sommation des vecteurs, c : opération de filtrage (lissage), et d : vecteurs de transport résiduel (Gao et Collins, 1991).

Scheme explaining the procedure of bidimensional data treatment (the circles correspond to the sampling sites). a : transport vectors obtained from statistical counting, b : summing of the vectors, c : filtering (smoothing) operation, and d : the defined net transport direction (Gao et Collins, 1991).

Gao *et al.* (1994a) ont étendu l'étude des cas de transport en examinant 12 possibilités de combinaisons des trois paramètres granulométriques, en plus des cas CB+ et FB- (tab. IV-9). Pour connaître la validité de chacun des cas, ils comparent l'orientation des vecteurs du modèle et celle des figures sédimentaires observées au sonar à la superficie du Kwinte bank (Sud de la mer du Nord). Ils montrent que seuls les cas associés à une amélioration du classement le long du transport sont valides. Le cas combiné CB+/FB- (cas III-1/III-2) donne les meilleurs résultats, suivi par les cas CB+ (cas III-1) et FB- (cas III-2) seuls.

Groupe	Cas	Définition
I	I-1	$\sigma_a = \sigma_b$
	I-2	$\sigma_a = \sigma_b$
II	II-1	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$
	II-2	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$
	II-3	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$
	II-4	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$
III	III-1 (CB+)	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-2 (FB-)	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-3	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-4	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-5	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-6	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-7	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$
	III-8	$\mu_a = \mu_b$ et $\sigma_a = \sigma_b$ et $S_{k,a} = S_{k,b}$

Tableau IV-9 : Types possibles de tendances granulométriques basées sur l'utilisation des trois paramètres granulaires de grain moyen (μ), classement (σ) et d'asymétrie (S_k) (en unités ϕ). L'indice a concerne le sédiment père, l'indice b le sédiment fils (Gao et al., 1994).

Possible types of grain size trends, using three grain size parameters (i.e. mean grain size, μ , sorting, σ , and skewness, S_b in ϕ units). The subscripts a concerns the source sediment, the subscript b the derived sediment (Gao et al., 1994).

4-2 : Limites de la méthode : environnement, échelle spatio-temporelle des résultats

Dans la bibliographie, la méthode fournit des résultats généralement satisfaisants et non contradictoires avec les informations obtenues par d'autres moyens d'investigation. Toutefois, elle comporte de nombreuses limites qui compliquent l'interprétation des résultats.

4-2-1 : Domaines d'application de la méthode :

De nombreux essais pour tester la technique ont été réalisés avec plus ou moins de succès dans des environnements hydro-sédimentaires très différents.

McLaren et Bowles (1985) obtiennent de bons résultats avec le cas **CB+** pour des sédiments de la rivière de East Fork dans le Wyoming et de la flèche littorale dans le détroit de Juan de Fuca, et avec le cas **FB-** pour le lac Tekapo en Nouvelle Zélande. Dans la zone côtière du delta du Rhône, Masselink (1992) montre que la méthode n'est pas satisfaisante pour déterminer la direction de transport sédimentaire car certains postulats de base ne sont pas respectés dans cet environnement : le sédiment dérive de plusieurs sources (fleuve Rhône, plage, dunes), le transport est bidirectionnel (action des houles) et ne peut être

représenté par une méthode unidirectionnelle. Cependant, dans le même type d'environnement (zone intertidale, Pedreros *et al.*, 1996 ; barre côtière, Balouin et Howa, 2000), l'utilisation de la méthode bidimensionnelle de Gao et Collins (1991, 1992) permet la définition des voies de transport pour le cas combiné CB+/FB-. Dans l'estuaire de la Gironde, le cas combiné corrobore et complète des observations réalisées dans cette embouchure par d'autres auteurs (Mallet, 1998).

La méthode a **fréquemment été appliquée aux bancs sableux**. Le cas combiné fournit les meilleurs résultats sur le Kwinte bank (Gao *et al.*, 1994a) et le Broers bank (Van Lanckner *et al.*, 2000a), situés le long de la côte belge. Sur le Broers bank, ce cas met, en outre en évidence un transport par suspension qui ne peut être déduit de l'asymétrie des dunes surimposées. Avant l'utilisation du cas combiné (Gao *et al.*, 1994a), les résultats obtenus sur le Kwinte bank conduisaient à douter de la validité de la méthode qui permettait uniquement de délimiter les zones de transport résiduel dominées par le flot ou le jusant sans réussir à déterminer les directions réelles de transport (Lanckneus *et al.*, 1992). Sur le Middelkerke bank, le cas CB+ indique un transport de sédiment vers la crête et met en évidence une opposition des directions de transport d'un flanc à l'autre conformément aux travaux de Kenyon *et al.* (1981) (Trentesaux, 1993).

A partir d'une étude sur la Baie du Mont-St-Michel, Ehrhold et Auffret (1996) et Ehrhold (1999) montrent que le "bruit de fond" peut être diminué lorsque seules les **fractions sédimentaires mobiles** sont analysées.

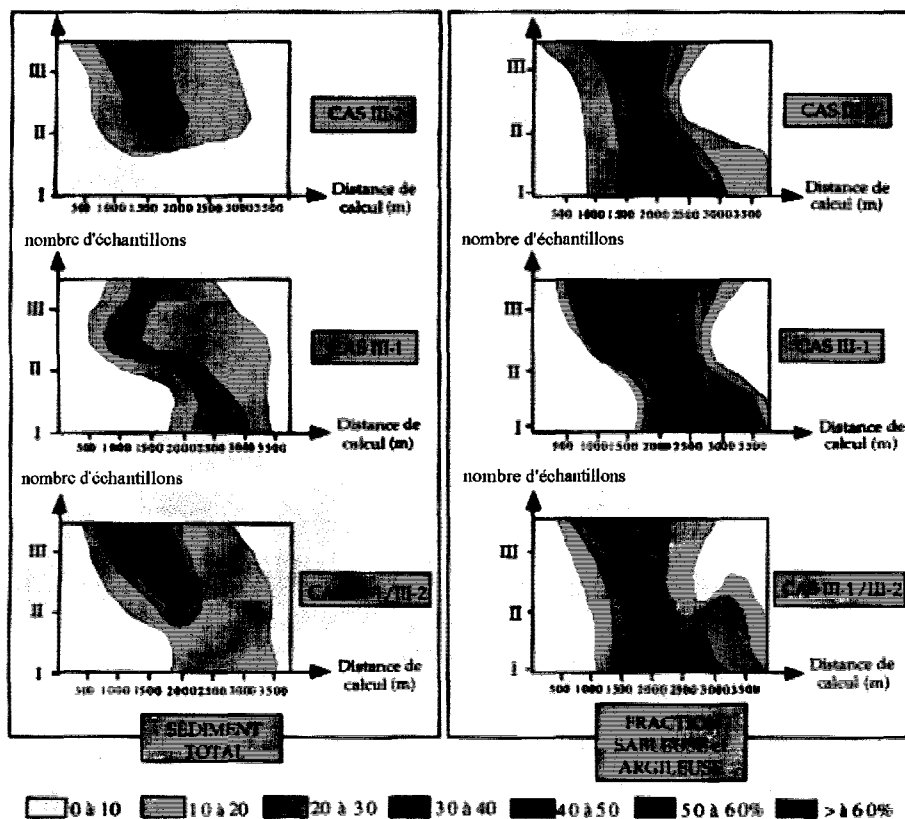


Figure IV-28 : Diagrammes des fréquences de corrélation entre les vecteurs de transport calculés par la méthode de Gao et Collins (1991, 1992) et les vecteurs de transport déduits de l'orientation des figures sédimentaires en Baie du Mont-Saint-Michel (Ehrhold, 1999).

Diagrams of the frequency correlations between the transport vectors calculated by the Gao and Collins's method (1991, 1992) and the transport vectors deduced from the sedimentary body orientation in the Bay of Mont-Saint-Michel (Ehrhold, 1999).

Les directions de transport observées et calculées sont corrélées à plus de 60% sur la fraction sablo-argileuse pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+, ainsi que sur le sédiment total uniquement pour le cas combiné (fig. IV-28). Ceci permet d'**appliquer la méthode pour des milieux sédimentaires hétérogènes**, dont la variabilité s'exprime sur de courtes distances.

En résumé, la plupart des études menées concluent à une bonne applicabilité de la méthode à prédire les directions de transport résiduel dans les environnements marins, et plus particulièrement sur les corps sédimentaires.

4-2-2 : Echelle de temps couverte par la méthode

D'une manière générale, la maîtrise de l'échelle de temps est délicate et ne peut s'obtenir qu'à l'aide de méthodes complémentaires (Ehrhold et Auffret, 1996). Selon Gao et Collins (1992), elle est limitée par la profondeur d'échantillonnage, et les derniers processus de transport peuvent être évalués en échantillonnant dans l'épaisseur de sédiment affecté par le transport. La durée d'échantillonnage est également un élément important de contrôle de l'échelle de temps des résultats : si l'échantillonnage est effectué durant plusieurs jours, les directions de transport fournies par le modèle ne pourront être typiques d'une phase donnée de courant tidal, si toutefois les caractéristiques des sédiments s'inversent à chacune de ces phases.

4-2-3 : Grille d'échantillonnage et résolution spatiale de la méthode

Les caractéristiques de la grille d'échantillonnage influencent fortement les résultats du modèle.

Le nombre de prélèvements utilisés est un paramètre important. Selon McLaren et Bowles (1985) un nombre minimum de 9 échantillons en ligne est requis pour bien évaluer une direction de transport sédimentaire. Dans l'analyse bi-dimensionnelle, les échantillons situés en bordure de la grille de prélèvement ne sont pas comparés dans toutes les directions et les vecteurs de transport déduits sont biaisés. Gao et Collins (1994b) suggèrent de retirer ces vecteurs de l'interprétation. Dans le cas d'une grille carrée, il faut donc analyser 9, 16 et 25 échantillons pour obtenir respectivement 1, 4 et 9 vecteurs de transport réel.

La maille de prélèvement doit être déterminée selon la taille des structures sédimentaires (Gao et Collins, 1992 et 1994b). Elle doit être suffisamment grande pour refléter les tendances granulométriques résultant du transport résiduel. Le bruit de fond sera diminué au bénéfice du transport réel si une maille lâche est associée à un faible gradient des paramètres granulométriques, et inversement. L'orientation de la grille par rapport aux structures joue un rôle significatif. Selon Lanckneus et *al.* (1992), elle permet d'expliquer certaines différences angulaires importantes entre directions observées et calculées. Pour la Baie du Mont-St-Michel, Ehrhold et Auffret (1996) et Ehrhold (1999) ont quantifié l'influence de l'orientation et de la taille de la maille sur la qualité des résultats et montrent que la distance de calcul donnant les meilleurs résultats est de

9 à 49% supérieure à la distance critique d'échantillonnage (taille de la maille), définie par Gao et Collins (1992) et jusqu'alors utilisée pour la comparaison inter-voisins.

4-3 : Résultats sur quelques dunes de la zone d'étude : influence du cas de transport, des populations sédimentaires et de la taille de la grille de prélèvement

Nous avons testé le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) sur quelques dunes situées dans des secteurs de la zone d'étude à caractéristiques sédimentaires et morpho-dynamiques variées : (1) la dune d, localisée dans le secteur SE, (2) les dunes septentrionales j, k, j', k', l, m, n et o, situées dans le secteur NW, et (3) la dune i, située entre ces deux secteurs. Cette analyse avait pour but de tester la capacité de la méthode à représenter la dynamique résiduelle à l'échelle d'une dune hydraulique en comparant les directions de transport calculées et mesurées. A notre connaissance, l'application de la méthode à des dunes sous-marines n'avait pas été réalisée auparavant.

4-3-1 : Précisions sur l'échantillonnage et les analyses

Les caractéristiques de l'échantillonnage utilisé sont consignées dans le tableau IV-10.

dune	durée	nombre de prélèvements	forme et taille de la maille	distance critique (D_{cr})	distance de calcul (D_{cl})
dune d	10/12/98, en 7 h	43	maille irrégulière de 50 à 200 m	200 m	218 à 298 m
dunes du secteur nord	27 et 28/10/99, en 2 et 11 h	76	maille carrée de 275 m	275 m	300 à 410 m
dune i	26 et 27/10/99, en 2 et 4 h	40	maille rectangulaire de 75 (NE-SW) x 250 (NW-SE)	250 m	272 à 372 m

Tableau IV-10 : Caractéristiques de l'échantillonnage sédimentaire utilisé et distance de calcul adoptée pour la modélisation des directions de transport résiduel.

Characteristics of the used sedimentary sampling and calculation distance adopted for residual transport direction modelling.

* Les prélèvements ont été réalisés sur une à deux journées et concernent une épaisseur de sédiment de quelques centimètres à une dizaine de centimètres. **L'échelle de temps de la dynamique résiduelle est donc supérieure à un cycle semi-diurne.**

* **L'échantillonnage a été effectué selon un pas adapté à la taille des structures.** Dans notre cas, la maille est donc suffisamment petite pour permettre une description détaillée des dunes (plusieurs points sur une perpendiculaire aux dunes), mais suffisamment grande pour ne pas descendre au degré de résolution des dunes surimposées (quelques mètres de longueur d'onde). Ces principes ont été suivis pour l'échantillonnage des dunes d et i, respectivement larges de 130 et 180 m, où une maille de 50 à 200 m et de 75x250 m a

respectivement été adoptée (voir fig. II-13b et c). **Dans le secteur nord, la brièveté de la mission à la mer ne nous a pas permis de satisfaire ces principes** : les dunes qui présentent des sections de 180 m ont été échantillonnées selon une maille de 250x250 m (voir fig. II-13a). Etant données les conditions de prélèvement à la benne, l'irrégularité de la grille de prélèvement est forte sur les petites mailles comme celle de la dune d.

* Les directions de transport résiduel sont obtenues grâce au logiciel DERSEDI 2 (DERive SEDimentaire) développé par l'EPSHOM (Pedreros, 1995). Ce logiciel suit la procédure analytique de Gao et Collins (1991, 1992). Les valeurs et la répartition des paramètres granulométriques pris en compte dans cette méthode ont été présentées au chapitre II (voir § 2-2-2-2 et fig. II-16, II-17 et II-18). Pour le secteur nord, l'ensemble de l'analyse a été effectué par Rémy Delecourt (Delecourt, 2000).

Nous avons testé les trois tendances granulométriques (FB-, CB+ et FB-/CB+) ayant donné le plus de résultats dans les environnements de plate-forme peu profonde. Nous avons utilisé les conclusions de Ehrhold et Auffret (1996) et Ehrhold (1999) pour définir la distance de calcul donnant les résultats optimaux : $1,09.D_{\alpha} < D_{cl} < 1,49.D_{\alpha}$ (voir tab. IV-10).

4-3-2 : Direction et sens de transport déduits des données géophysiques

Les caractéristiques hydrodynamiques, sédimentaires et dynamiques utilisées ont été décrites précédemment. Le lecteur est invité à se reporter aux figures II-8 et II-13 du chapitre II pour la couverture sédimentaire, au paragraphe 2-1-1 du chapitre III concernant l'hydrodynamisme et aux figures IV-1, IV-2 et IV-9 pour la dynamique des dunes.

4-3-2-1 : La dune d

Elle est située dans un secteur soumis à un régime hydrodynamique de haute énergie : la compétence des courants y est élevée et leur asymétrie est marquée. La couverture sédimentaire y est hétérogène, riche en cailloutis résiduels et pauvre en sédiment mobilisable (coquilles et grains de quartz). Les caractéristiques dynamiques de la dune d sont typiques du secteur SE. Les données bathymétriques indiquent une migration pérenne en direction N210°-220°, exception faite de la période 1992-1995 où certaines portions de la dune d ont migré vers le NE. Les profils sismiques mettent en évidence une progradation en direction du SW (fig. IV-13). La série de réflecteurs sommitaux indique un transport sédimentaire, vraisemblablement lié à la migration des dunes surimposées, en direction NE en 1996 et SW en 1998. L'imagerie sonar de 1992 indique que les dunes surimposées au flanc doux de la dune d présentent une asymétrie en direction N185°.

4-3-2-2 : Le secteur nord

L'hydrodynamisme y est de plus basse énergie : l'asymétrie des courants est peu prononcée et leur compétence est plus faible que dans le secteur de la dune d. Les dunes s'étendent sur une couverture sableuse relativement homogène mobilisée en permanence par les courants de marée. Sur le long terme, elles migrent vers le NE, direction confirmée par l'analyse de leur structure interne indiquant une progradation prédominante dans cette direction (e.g. dunes o et l, fig. IV-16 et IV-17). Leurs flancs sont couverts de dunes surimposées observables par l'imagerie sonar et la vidéo sous-marine (voir fig. II-15 et photo II-4). Sur les

dunes j et k, ces corps indiquent des directions de transport respectives N20°-N200° et N40°-N220°. Entre ces très grandes dunes, de moyennes dunes témoignent d'un transport N40°-N220°.

4-3-2-3 : La dune i

Elle est située à la transition des secteurs NW et SE. Sa portion SE, composée de sables moyens, présente les caractéristiques sédimentaires de la dune d, sa portion NW, graveleuse, celles du secteur Nord. Les données bathymétriques indiquent une migration pérenne de sa portion SE vers le SW et une migration à long terme de sa portion NW vers le NE ; toutefois, à plus court terme, cette dernière oscille tantôt vers le NE, tantôt vers le SW. Ces caractéristiques dynamiques sont corroborées par les données de sismique (voir fig. IV-23). Des dunes surimposées, observées sur la portion NW, attestent d'un transport sédimentaire dirigé N75°-N255°.

4-3-3 : Directions et sens de transport calculés par le modèle

4-3-3-1 : La dune d

Les résultats sont variables selon le cas et la fraction sédimentaire utilisée (fig. IV-29).

Le cas FB- indique un transport sédimentaire orienté vers le SW lorsque la totalité du sédiment est considérée, mais une orientation NE sur les fractions mobiles. Le cas combiné FB-/CB+ prédit également un transport vers le SW sur le sédiment total, alors qu'aucune organisation n'apparaît lorsque les fractions mobiles sont seules utilisées. Le transport prédit par le cas CB+ ne montre pas de direction franche sur le sédiment total ; toutefois, une tendance de transport SW se manifeste. Sur les fractions mobiles, inférieures à 4 mm (populations de coquilles et de grains de quartz) et à 0,8 mm (grains de quartz seuls), le transport SW est intense et orienté N190° dans la direction de migration des dunes surimposées. Pour les trois cas, le modèle indique du transport depuis les extrémités de la dune vers sa partie centrale. Toutefois ces directions sont biaisées car elles correspondent à la bordure de la maille, et sont à écarter des résultats.

Le cas CB+ offre les résultats les plus conformes aux observations in-situ. Le signal, bruité par l'intégration des particules résiduelles de cailloutis qui ne participent pas au transport, s'exprime nettement lorsque seules les fractions mobiles de coquilles et de grains de quartz sont prises en compte. Ce cas reproduit alors la direction de migration à long terme de la dune d, et plus particulièrement la direction de migration des dunes surimposées. Cela renforce l'idée que les dunes surimposées sont les moteurs de la migration de la dune hôte, à moins que ce résultat ne soit lié à l'échantillonnage effectué dans les dunes surimposées. Les bons résultats obtenus avec le cas CB+ sont cohérents avec l'intensité de l'hydrodynamisme dans ce secteur. Selon McLaren (1985), le cas CB+ correspond à un transport de haute énergie (voir fig. IV-26). Pour Gao et Collins (1992), il est indicateur de zones de forts contrastes énergétiques où les courants balayent les fonds et ne laissent en place qu'une couverture sédimentaire pauvre en sable. Il semble que les cas FB- et FB-/CB+ soient sensibles aux directions récentes de transport sédimentaire enregistrées par les populations de particules fines, mobilisées à chaque phase de courant de marée.

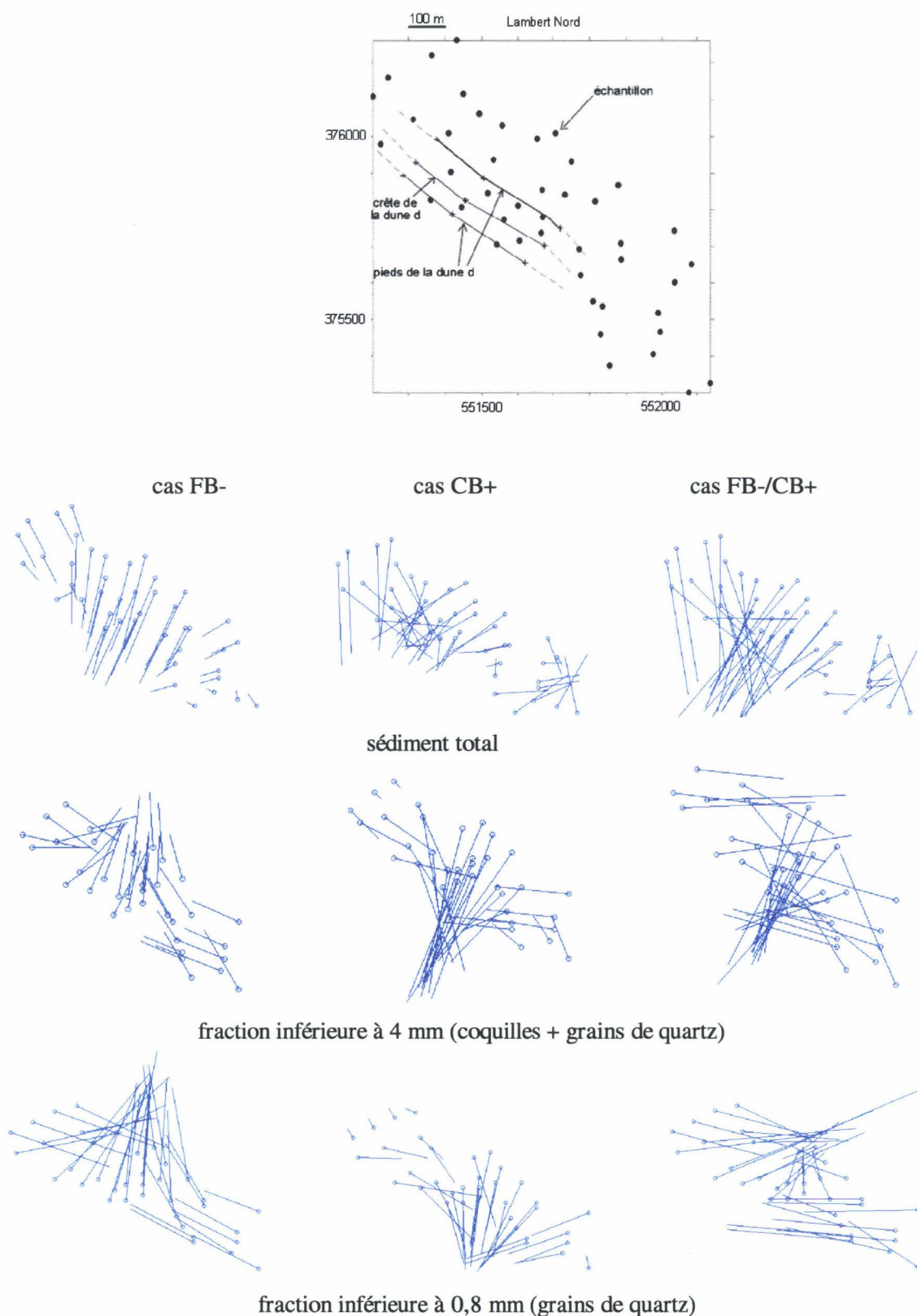


Figure IV-29 : Vecteurs de transport résiduel calculés sur la dune d par le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+ appliqués au sédiment total et aux fractions mobiles, inférieures à 4 mm (coquilles+grains de quartz) et à 0,8 mm (grains de quartz). La distance prise pour le calcul est de 250 m. La localisation de la dune d par rapport à la grille de prélèvements de sédiment est reportée sur le

cartouche situé en haut. La norme des vecteurs est fonction de l'intensité du transport, mais l'échelle est arbitraire.

Residual transport vectors calculated on dune d from Gao and Collins's model (1991, 1992) considering the FB-, CB+ and FB-/CB+ cases applied to the total sediment and the mobile fractions, less than 4 mm (shells+quartz grains) and less than 0,8 mm (quartz grains). The calculation distance is 250 m. The location of dune d according to the sediment sampling grid is reported on the top map. The vector length depends on the transport intensity, but the scale is arbitrary.

4-3-3-2 : La dune i

La corrélation entre les directions de transport calculées par le modèle et le déplacement à long terme de la dune i est optimale lorsque le **cas combiné FB-/CB+** est **utilisé sur la fraction coquillière seule**, comprise entre 0,8 et 4 mm (fig. IV-30).

Dans ce cas, le transport est orienté vers l'E sur la portion NW de la dune, dans la direction de migration des dunes surimposées, et vers le SW sur sa portion SE. Sur le sédiment total, les mêmes résultats sont obtenus mais les intensités de transport (longueur relative des vecteurs) sont plus faibles indiquant un bruitage du signal par les particules résiduelles de cailloutis. Les courants subissent une accélération plus forte le long du flanc doux de la dune i que sur la dune d, plus profonde et moins haute, et sont susceptibles de transporter des particules plus grossières en charriage. Sur la fraction sableuse (inférieure à 0,8 mm), le transport prédit n'est pas en adéquation avec la migration observée. **L'intensité du courant autorise vraisemblablement le transport de ces particules fines par suspension et facilite leur vannage** (voir chap. III, § 3-2-1 et tab. III-3).

Lorsque les cas FB- et CB+ sont utilisés, les prédictions du transport sédimentaire sont partiellement cohérentes avec les observations. Le cas FB- indique un transport vers l'E sur la portion NW de la dune conformément à la direction de migration des dunes surimposées, mais ne prédit aucun transport (sédiment total) ou des directions de transport incohérentes (fractions inférieures à 4 mm) sur la portion SE. Inversement, le cas CB+ prédit un transport SW sur la portion SE, dans la direction du déplacement de la dune, mais pas de transport N-NE sur la portion NW. Le cas FB- semble adapté à la prédiction du transport sur la portion NW de la dune i appartenant au secteur NW, le cas CB+ à celle du transport sur sa portion SE qui dépend du secteur SE.

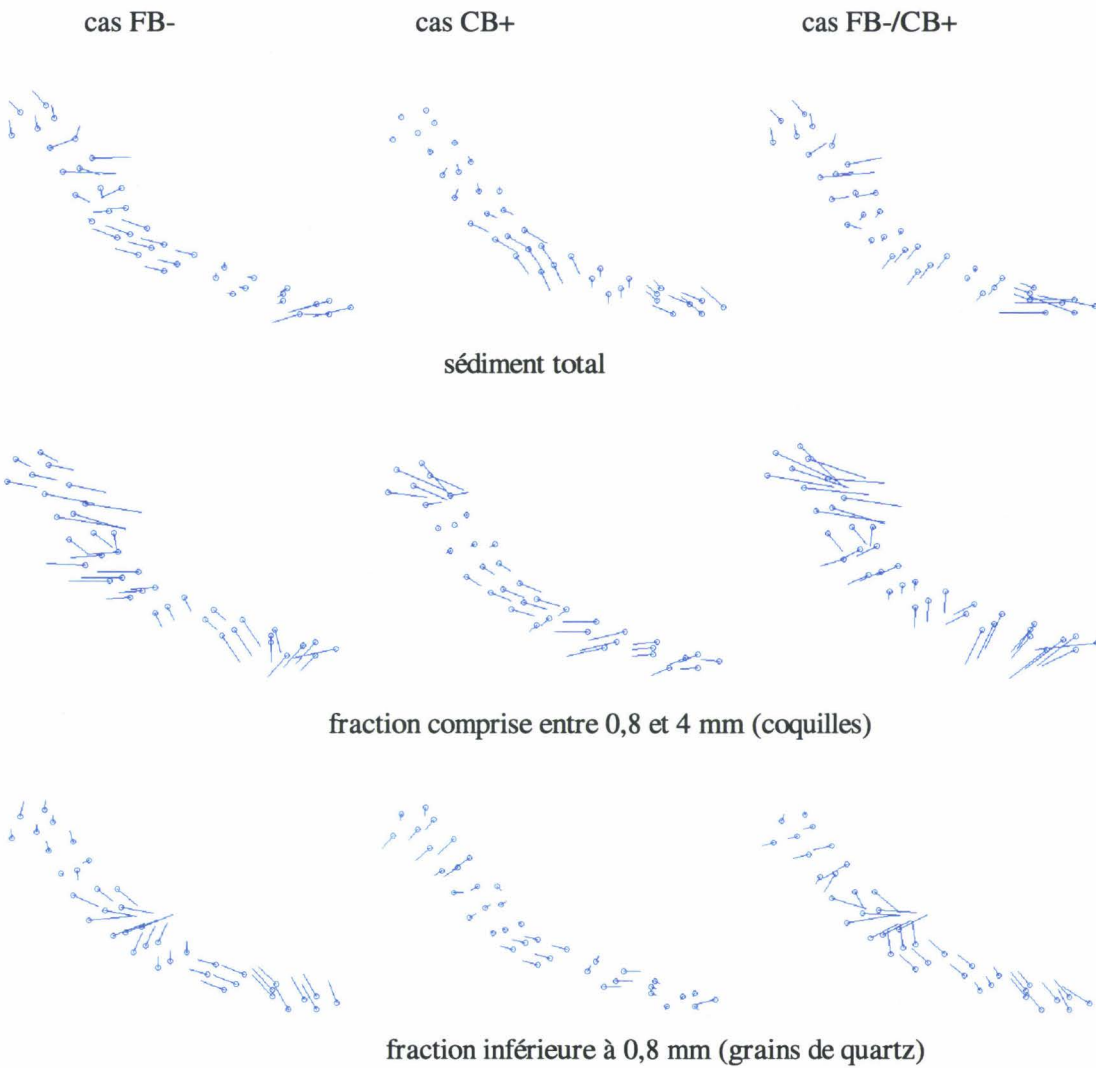
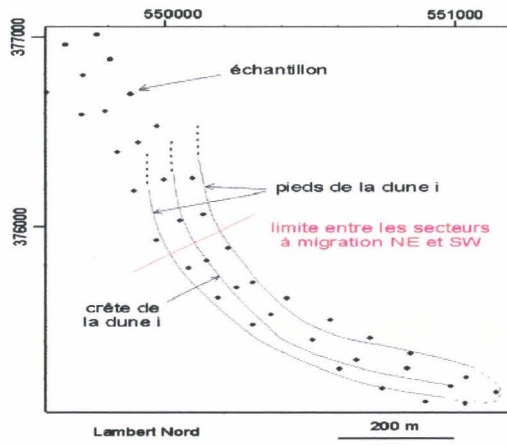


Figure IV-30 : Vecteurs de transport résiduel calculés sur la dune i par le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+ appliqués au sédiment total et aux fractions mobiles, comprises entre 0,8 et 4 mm (coquilles) et inférieure à 0,8 mm (grains de quartz). La distance prise pour le calcul est de 300 m.

La localisation de la dune i par rapport à la grille de prélèvements de sédiment est reportée sur le cartouche situé en haut.

Residual transport vectors calculated on dune i from Gao and Collins's model (1991, 1992) considering the FB-, CB+ and FB-/CB+ cases applied to the total sediment and the mobile fractions, comprised between 0,8 and 4 mm (shells) and less than 0,8 mm (quartz grains). The calculation distance is 300 m. The location of dune d according to the sediment sampling grid is reported on the top map.

4-3-3-3 : Le secteur nord

Les vecteurs de transport prédits par la méthode sont reportés sur la figure IV-31. Aucun des trois cas ne reproduit la direction de migration des dunes dans ce secteur, que l'analyse soit effectuée sur le sédiment total ou bien sur la fraction mobile de grains de quartz seule.

Peu de vecteurs de transport sont mis en évidence par le cas CB+. Les cas FB- et FB-/CB+ indiquent un transport vers l'E-NE au Sud de la zone et vers l'W au Nord. Seules les directions de transport E-NE observées sur la dune j', au sud, reproduisent la direction de migration de cette dune ; les autres ne reproduisent pas les observations. Nous pouvons en déduire que **la maille de prélèvements présente une dimension insuffisante pour décrire correctement les processus de tri granulométrique induit par le transport sur les dunes, d'autant plus que les gradients granulométriques observés dans ce secteur de sables moyens sont faibles** (voir fig. II-13a). Par ailleurs, les mesures de courant effectuées entre les dunes l et m ont permis de montrer que le transport par suspension se produisait durant quelques heures lors de chacune des phases de courant de vive-eau. La prédiction des voies de transport sédimentaire résiduel pourrait donc être également compliquée par des processus de vannage du sédiment.

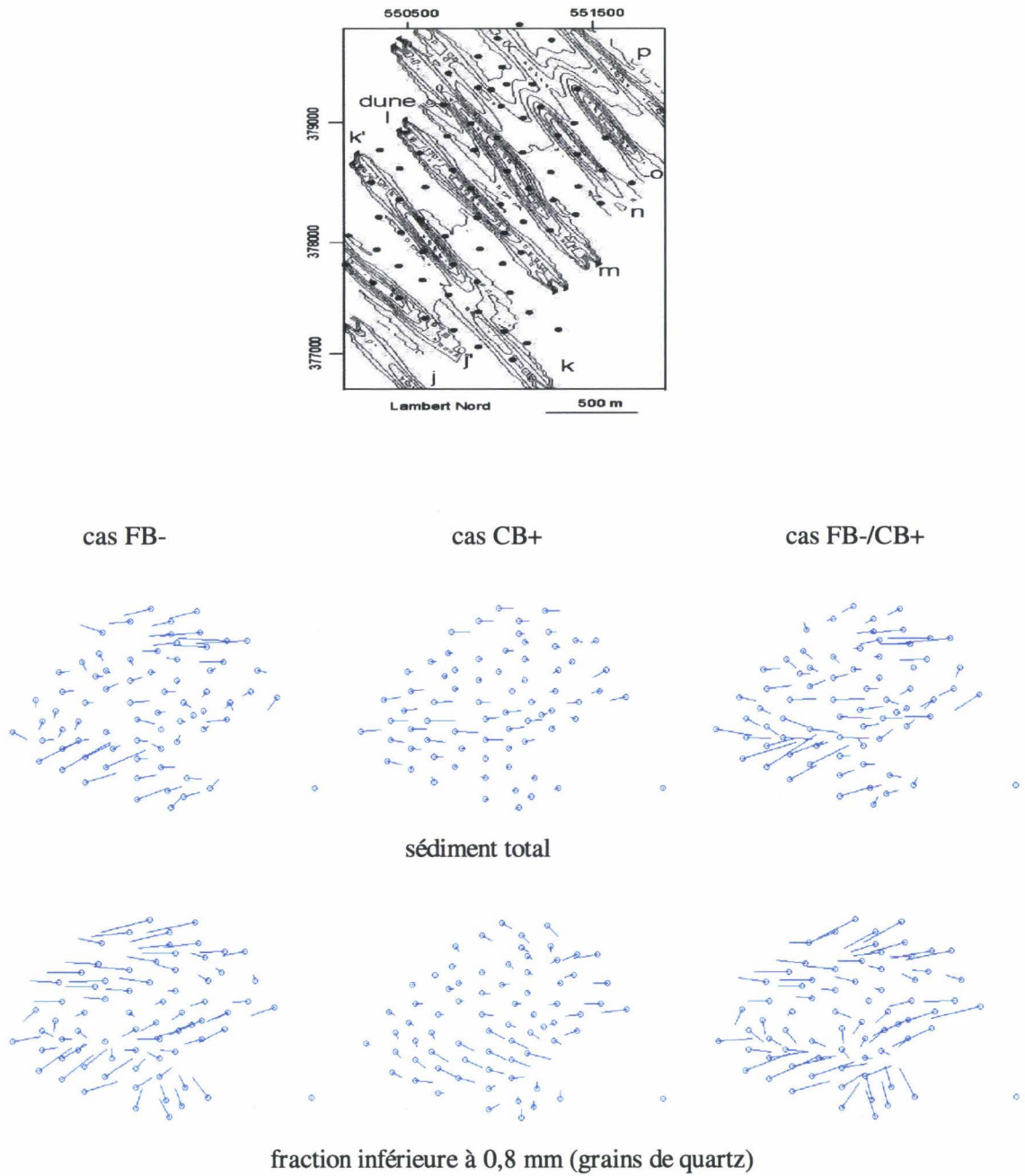


Figure IV-31 : Vecteurs de transport résiduel calculés dans le secteur Nord par le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+ appliqués au sédiment total et à la fraction de grains de quartz, inférieure à 4 mm. La distance de calcul est de 400 m. La localisation des dunes j', k', l, m, n, o et p par rapport à la grille de prélèvements de sédiment est reportée sur le cartouche situé en haut.

Residual transport vectors calculated on dune d thanks to the Gao and Collins's model (1991, 1992) considering the FB-, CB+ and FB-/CB+ cases applied to the total sediment and the quartz grain fraction, less than 0,8 mm. The calculation distance is 400 m. The location of dunes j', k', l, m, n, o et p according to the sediment sampling grid is reported on the top map.

4-3-4 : Conclusions

Le modèle sédimentaire de Gao et Collins (1991, 1992) permet de reproduire les directions de migration de très grandes dunes. Les résultats semblent préférentiellement refléter la dynamique des dunes à long terme. Lorsque la dune est composite, la direction de transport prédite est celle des corps surimposés. Il en résulte que les dunes surimposées semblent constituer les vecteurs actifs de la migration de la dune hôte à moins que ce résultat ne soit lié à l'échantillonnage du sédiment, réalisé dans l'épaisseur des corps surimposés.

De bons résultats sont obtenus si les conditions suivantes sont remplies :

- **Le cas utilisé doit respecter les conditions d'énergie du milieu** comme l'ont montré McLaren et Bowles (1985, voir fig. IV-26). Dans le cas d'un sédiment grossier (graveleux) et hétérogène soumis à un hydrodynamisme de haute énergie, le cas CB+ fournit les meilleurs résultats. Pour une couverture sédimentaire sableuse relativement homogène associée à un hydrodynamisme de plus basse énergie, le cas FB- doit être préférentiellement utilisé. Le cas combiné (FB-/CB+) peut convenir à des secteurs où la couverture sédimentaire présente, par endroits, l'une ou l'autre des caractéristiques précédentes (cas de la dune i).
- **La taille de la grille de prélèvement** doit permettre une bonne description sédimentaire de la dune, ceci suppose qu'au moins deux échantillons soient disponibles sur chaque section transversale de la dune.
- **La méthode offre le maximum de résultats lorsqu'elle est appliquée sur les particules mobiles** ainsi que Ehrhold et Auffret (1996) et Ehrhold (1999) l'avaient précédemment suggéré. Il en résulte qu'une définition des populations de particules résiduelles et mobilisables en charriage ou en suspension doit être réalisée afin d'éliminer au maximum le "bruit de fond" généré par le mélange de particules soumises à des processus sédimentaires différents.

Chang *et al.* (2001) ont mis au point un programme en fortran ⁽²⁾ qui combine l'algorithme proposé par Gao (1996), appliqué dans le logiciel DERSEDI 2 (Pedreros *et al.*, 1996) utilisé dans cette étude, ainsi qu'un test de signification de la longueur des vecteurs de transport à chaque site de prélèvement. Ce nouveau programme montre les voies de transport sédimentaire résiduelles dominantes selon un niveau de confiance de 95%. L'utilisation de ce programme devra être préférée à celle de DERSEDI 2 pour les études futures.

² Ce code est disponible sur <http://www.iamg.org/CGEditor/index.htm>

5 : Evolution globale de la zone d'étude

5-1 : Variations verticales de la profondeur des crêtes et de l'amplitude des dunes

Précédemment, les variations horizontales de la position des dunes ont été analysées. Nous proposons ici d'examiner les variations de l'amplitude et de la profondeur de la crête des dunes mesurées à partir des données bathymétriques (annexe 3) et reportées dans le tableau IV-11.

Pour les besoins de l'hydrographie, il est important de connaître les variations verticales de la profondeur de la crête des dunes dans le temps. Dans le détroit du Pas-de-Calais, la densité de la navigation et le tirant d'eau élevé des bateaux qui transitent ont conduit la Commission Hydrographique de la mer du Nord à définir des rails de navigation garantissant des hauteurs d'eau minimum de 29 m (voir chap. I, § 3-4). La zone d'étude est située dans le rail de navigation conduisant en mer du Nord et le SHOM, qui surveille régulièrement cette zone, contrôle la bathymétrie des points hauts tels que les crêtes de dunes.

a)

dunes	profondeur de la crête (m)						variation d'amplitude (m)
	1985	1991	1992	1995	1999	moyenne	
a	29,5	30	30	30	-	30	1
b	30	29,5	30,5	30	-	30	0,5
c	27	26	27,5	24	-	26	3,5
d	27	27	28,5	27	-	27,5	3
i SE	23,5	23	25	24	-	24	2
e	28	29	29	29	-	29	1
f	33	32,5	33	33	-	33	1
f	31,5	32	30	32	-	31,5	2
g	32	30,5	31,5	32	-	31,5	2
h	25,5	25	26	26	-	25,5	1
i NE	25	23	25	25	-	24,5	2
j	33	33	33	33	-	33	0
k	33	33	33,5	34	-	33,5	0
j'	-	-	-	-	27,5	27,5	2,5
k'	-	-	-	-	27,5	27,5	0,5
l	-	-	-	-	27,5	27,5	1
m	-	-	-	-	27	27	1,5
n	-	-	-	-	29	29	1
o	-	-	-	-	28,5	28,5	1
p	-	-	-	-	31	31	1,5

b)

dunes	profondeur de la crête (m)			variation d'amplitude (m)
	1987	1998	1999	
1	-	32,5	32,5	3,5
2	30,5	30,5	27,5	3
3	32,5	31,5	30,5	1
4	30,5	30	27,5	3
5	30	30	28	2

Tableau IV-11 : Variations temporelles de la profondeur de la crête et de l'amplitude des dunes. (a) dunes de la zone F entre 1985 et 1999, et (b) des dunes de la zone MPC Sud B entre 1987 et 1999. Les profondeurs de moins de 29 m, critiques pour la sécurité de la navigation, sont reportées en gras.

Variations of dune crest water depth and height. (a) dunes from the area F between 1985 and 1999, and (b) dunes from the area MPC Sud B between 1987 and 1999. Depths shallower than 29 m, critical for navigation safety, are reported in bold.

5-1-1 : Influence des houles

Au cours du temps, l'amplitude des dunes situées à plus de 33 m de profondeur d'eau ne varie pas. A plus faible profondeur, les variations d'amplitude des dunes sont comprises entre 0,5 et 3,5 m. Ces valeurs sont similaires à celles observées par Wright (1992) sur les dunes de l'extrémité SW du banc du South Falls, dont les crêtes sont situées entre 18 et 32 m. Sur la zone F, les variations sont tantôt positives, tantôt négatives d'une période à une autre. La position de la crête oscille verticalement. Sur la zone MPC Sud B, elles sont constamment positives témoignant d'un engraissement permanent des dunes pendant la durée de l'étude. Les plus fortes variations concernent les dunes dont le sommet est situé aux plus faibles profondeurs d'eau : les variations de 2 à 3,5 m sont observées sur les crêtes situées entre 24 et 30 m, les variations de 0,5 à 1,5 m sur les crêtes situées entre 27,5 et 33 m.

Langhorne (1982) remarque que l'amplitude des dunes augmente durant les périodes de temps calme et diminue en conditions de tempête sous l'action érosive des houles. Les houles moyennes (77% de fréquence) observées dans le détroit ont des périodes inférieures à 5 s (voir tab. I-35a). D'après la relation de dispersion de la houle dans la théorie linéaire d'Airy ⁽³⁾, l'effet d'une houle de 5 s de période se fait sentir jusqu'à la profondeur de 19,5 m. **Les houles moyennes n'ont donc aucune influence sur la morphologie et sur la dynamique des dunes**, dont les crêtes sont situées à des profondeurs supérieures à 23 m (voir tab. IV-11). La limite de stabilité des crêtes de dunes sur notre zone d'étude (33 m de profondeur) correspond à la limite d'action des houles de 6,5 s de période. De telles houles se produisent durant 20% du temps. En résumé, les

³, $\frac{2\pi}{T} = \sqrt{g \cdot \frac{2\pi}{L} \cdot \text{th}\left(\frac{2\pi}{L} \cdot H\right)}$ où T et L sont la période et la longueur d'onde de la houle, H la hauteur de la colonne d'eau.

crêtes des dunes culminant à des profondeurs inférieures à 33 m sont épisodiquement érodées en période de tempête, puis se reconstruisent en période de beau temps jusqu'à atteindre leur amplitude d'équilibre à une profondeur d'eau où les houles moyennes n'ont aucune influence.

5-1-2 : Influence de l'activité des tempêtes

Bien que les variations d'amplitude des dunes ne s'effectuent pas toutes dans le même sens pour une période donnée, des tendances générales sont mises en évidence. Sur la zone F, l'amplitude des dunes a augmenté durant les périodes 1985-1991 et 1992-1995 et diminué entre 1991 et 1992 (voir annexe 3a). Les tempêtes ont eu une activité intense entre 1991 et 1992 qui peut expliquer la tendance à l'érosion des crêtes (voir fig. IV-11). De 1992 à 1995, la fréquence des tempêtes était également élevée mais la fréquence globale des vents influents était faible avec -10 à -20 % de vents de secteur NE et -20 à -60% de vents de secteur SW, comparée à l'ensemble des autres périodes d'observation (voir tab. IV-4). Sur la zone MPC Sud B, l'amplitude des dunes augmente en permanence et la profondeur du fond marin, riche en sables, ne cesse de diminuer (voir annexe 3b). Dans ce secteur, les variations de la profondeur des crêtes ne sont pas prévisibles par l'activité des tempêtes.

5-1-3 : Implications pour la navigation

Les changements de hauteur des crêtes de dunes constituent un danger potentiel pour la navigation lorsqu'elles apparaissent à des profondeurs d'eau inférieures à 29 m. Dans la zone d'étude, la plupart des dunes sont donc des obstructions pour la navigation (tab. IV-11, en gras). Sur la **zone F**, la profondeur de la crête des dunes semble prévisible en fonction des conditions de vents et de tempête. Cependant, afin d'assurer une sécurité optimale de la navigation, il convient de considérer les profondeurs minimales enregistrées au cours du temps. Sur la **zone MPC Sud B**, il semble nécessaire de réaliser de fréquents levés de contrôle de la profondeur des crêtes qui ne cesse de diminuer. **A long terme, cette zone sera vraisemblablement à exclure du rail de navigation.**

5-2 : Variation de la profondeur du fond marin. Evolution volumétrique du stock sédimentaire

Les cartes différentielles de bathymétrie permettent de visualiser les zones en érosion sédimentaire (teintes froides) et les zones en accréation (teintes chaudes) (voir fig. IV-1). Le volume de sédiment ainsi que ses variations dans le temps ont pu être quantifiés (voir annexe 1). La bathymétrie à un temps t a été soustraite de celle obtenue à un temps $t+1$ ⁽⁴⁾.

⁴ Les marges d'erreurs sur le calcul des volumes sont essentiellement liées à l'erreur sur les hauteurs de marée utilisées pour corriger la bathymétrie, et à celles générées par l'interpolation des données bathymétriques sous le logiciel SURFER. L'erreur d'interpolation est difficilement quantifiable. L'erreur possible sur les hauteurs de marée conduit à une erreur de $\pm 900.000 \text{ m}^3$ sur la zone F, de $\pm 580.000 \text{ m}^3$ pour les dunes du secteur SE de la zone F et de $\pm 90.000 \text{ m}^3$ pour la zone MPC Sud B.

La semelle de cailloutis étant stable, les bilans de volume concernent les variations du stock sablo-graveleux disponible. Le volume de sédiment sablo-graveleux piégé dans les dunes de la zone F est de l'ordre de 4,5 millions de m³ en 1992. Au cours du temps, l'évolution du stock sédimentaire n'est pas uniforme (tab. IV-12).

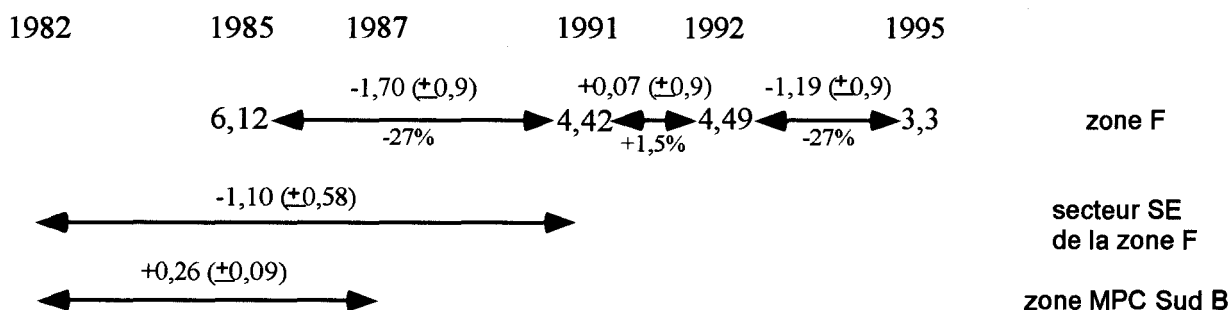


Tableau IV-12 : Variations du volume de sédiment sablo-graveleux disponible sur la zone d'étude.

Budget variations of sand and gravel sediments available on the study area.

En dehors des zones de migration des très grandes dunes, le fond marin est relativement stable (fig. IV-1). On note cependant des variations de sa profondeur comprises entre +1 m et -1 m, témoignant d'érosion ou d'engraissement. Les plus fortes variations sont enregistrées pour le secteur NW et pour la zone MPC Sud B, sur lesquelles la couverture sédimentaire sableuse à sablo-graveleuse est mobilisable. Dans le secteur SE, le fond marin est essentiellement constitué de cailloutis résiduels et les variations de profondeur d'eau, qui ne concernent que les zones de rubans sableux, sont nulles à faibles, exception faite de la période 1982-1991 durant laquelle le fond marin s'est approfondi de 0,5 m en moyenne.

Sur l'ensemble de la zone F, le volume a diminué de 1,70 millions de m³ entre 1985 et 1991 (-27%) et de 1,19 millions de m³ entre 1992 et 1995 (-27%) sous l'effet d'un départ de sédiment essentiellement localisé dans le secteur NW. Entre 1991 et 1992, le stock sédimentaire est stable ; l'augmentation de 0,07 millions de m³ (+1,5%) n'est pas significative étant donnée l'erreur sur la mesure. **Globalement, la zone F est en érosion.** Les variations du volume sédimentaire sur ces périodes sont anti-corrélées avec les variations de l'amplitude des dunes : de 1991 à 1992, le volume augmente légèrement alors que l'amplitude des dunes diminue sous l'effet d'une forte activité des tempêtes ; de 1985 à 1991 et de 1992 à 1995, la situation inverse est observée. Les contours de l'isobathe -30 m s'élargissent entre 1991 et 1992, mais se resserrent sur les périodes 1985-1991 et 1992-1995 (voir fig. IV-6). Il semble donc que, **lors de périodes marquées par une forte activité des tempêtes, du sédiment soit érodé sur les crêtes des dunes puis déposé sur leurs flancs** (fig. IV-32). **Durant les périodes plus calmes, les dunes peuvent se reconstruire jusqu'à atteindre leur équilibre : du sédiment est érodé sur le fond marin plat et sur les flancs des dunes et participe à leur accréation verticale.**

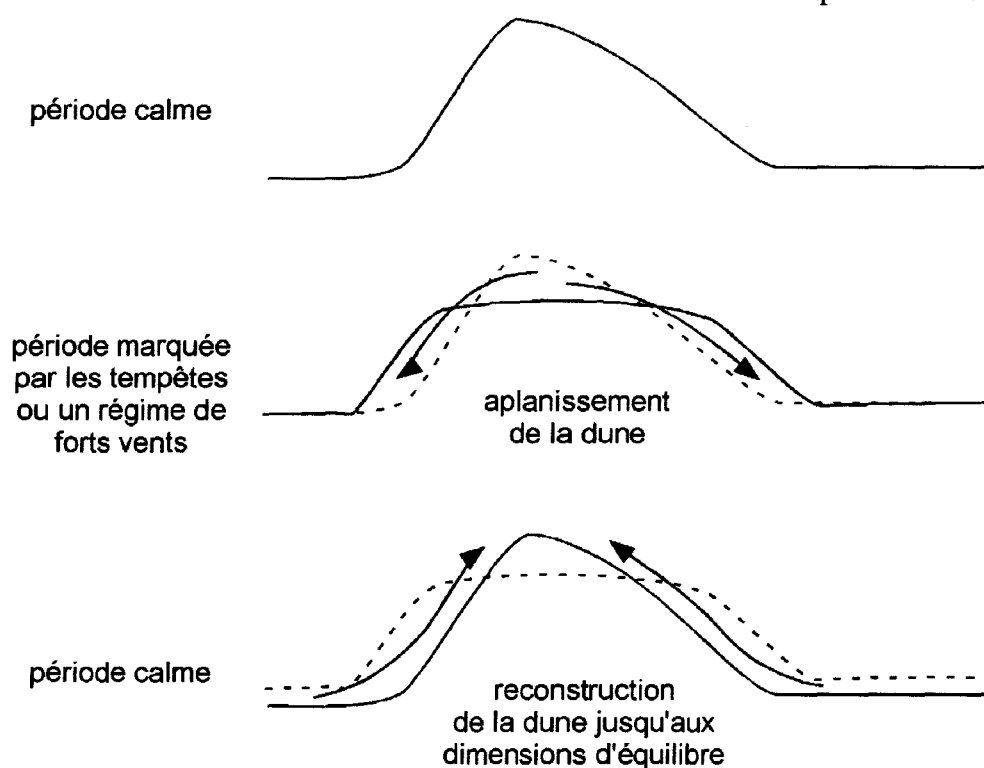


Figure IV-32 : Modifications de la morphologie des dunes en fonction de l'activité des tempêtes.

Dune morphology modifications according to storm activity.

Sur la zone MPC Sud B, le stock sédimentaire montre une tendance à l'engraissement : le volume augmente de 0,26 millions de m³ entre 1982 et 1987. Cette augmentation est considérable compte tenu de la faible superficie de cette zone (0,5 km², contre 10 km² pour la zone F). Elle se produit sous l'effet d'une diminution de la profondeur du fond marin de 0,5 à 1 m et de l'augmentation de l'amplitude des dunes. Bien qu'un seul bilan de volume ait été effectué, l'augmentation continue de l'amplitude des dunes de 1982 à 1999 (voir tab. IV-11b) suggère que **cette zone soit en engraissement permanent**. L'analyse du schéma de migration et de la structure interne des dunes met en évidence que la zone MPC Sud B **constitue une zone de convergence du transport sédimentaire** (voir § 3-2-2) : les dunes 1 et 2 situées dans la partie septentrionale migrent vers le SW et les dunes 4 et 5 situées dans la partie méridionale vers le NE, convergeant ainsi au niveau de la dune 3 dont la migration est alternativement vers le SW et le NE (voir fig. IV-1 et IV-2). Johnson et al. (1982) établissent une carte de direction du transport sédimentaire résiduel autour des îles britanniques à partir d'une compilation de travaux sur l'asymétrie des corps sédimentaires et de mesures de courants. Ils indiquent l'existence d'une zone de convergence du transport dans le détroit du Pas-de-Calais (voir fig. I-25). Les travaux de Dewez et al. (1989) et les résultats numériques de Grochowsky et al. (1993a) indiquent que cette zone se trouve au SW du détroit. La convergence du transport sédimentaire observée sur la zone MPC Sud B correspond à un phénomène local à moins que le secteur régional de convergence du transport ne s'invagine vers le Nord et passe au niveau de la zone MPC Sud B (voir fig. I-25).

5-3 : Schéma de circulation sédimentaire

Les bancs sableux du South Falls et du Sandettié sont des corps sédimentaires dont la morphologie s'ajuste au régime hydrodynamique actuel. Ils sont dominés par les processus d'érosion. Leurs extrémités SW perdent respectivement 725.000 m³ et 300.000 m³ de sable par an dans les secteurs situés au-dessus de l'isobathe -35 m (Smith, 1988b). Ce sable est transporté vers le SW sous l'effet du courant de jusant dominant, en direction de la zone d'étude (fig. IV-33).

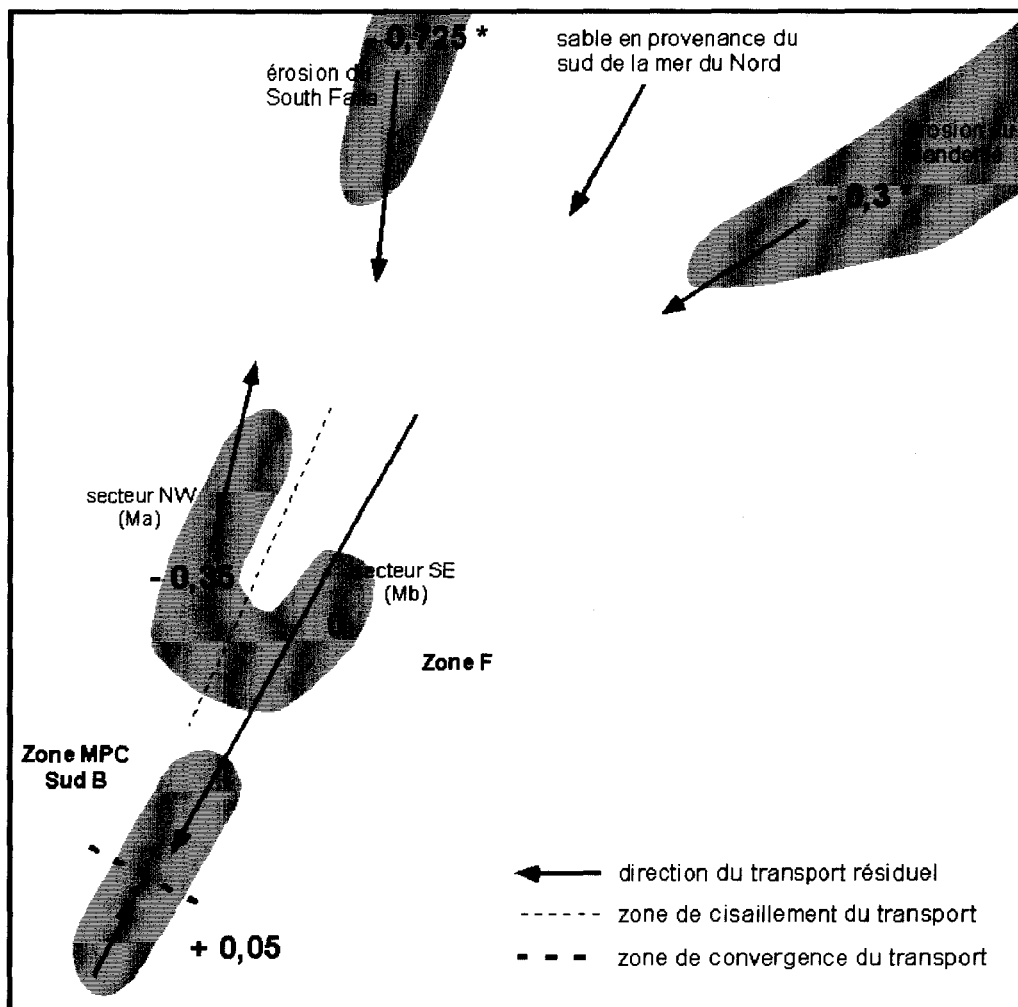


Figure IV-33 : Schéma du transport sédimentaire résiduel à long terme aux alentours de la zone étudiée. Bilan de volume sédimentaire sablo-graveleux. Les chiffres correspondent à des millions de m³/an (* : données de Smith, 1988b).

Scheme of the long term residual transport in the surroundings of the study area. Volume balance of sand and gravel sediment. The figures correspond to millions of m³/an (: data from Smith, 1988b).*

Dans le secteur SE, l'hydrodynamisme est puissant et le sédiment sableux est transporté sur les dunes successives, leur permettant de migrer, sans toutefois y être stocké. Ce phénomène de "by passing" a été décrit pour les très grandes dunes reposant sur une semelle de cailloutis résiduels, situées entre les bancs du

South Falls et du Sandettié où l'hydrodynamisme est également intense et dominé par le jusant (Smith, 1988a). Le sable en transit est finalement stocké sur la zone MPC Sud B. Le secteur NW est situé dans le prolongement direct de l'extrémité SW du South Falls ; il est constitué des mêmes sables moyens que le banc sableux du South Falls. Dans ce secteur, l'importante fuite de sédiment sableux en direction du NE n'est pas compensée par les apports provenant de l'érosion de l'extrémité SW du banc du South Falls, bien que les courants de marée y soient quasiment symétriques. Tout se passe comme si ce secteur, riche en sédiment sableux, constituait l'ancienne extrémité du banc du South Falls, qui à l'image du banc lui-même se démantèle.

Conclusion

Les **dunes** de la zone d'étude sont caractérisées par une **dynamique très active**. Elles migrent à l'échelle de la semaine au minimum dans la direction des phases de courant tidaux, vers le NE sous l'effet du flot dominant ou vers le SW sous l'effet du jusant dominant. Leur migration s'effectue de manière **discontinue**. La marée, phénomène cyclique régulier, agit donc de concert avec des courants non-tidaux irréguliers.

Les **courants non-tidaux induits par les vents moyens ou ceux de tempête** sont responsables des fluctuations de l'intensité et de la direction de migration des dunes. Selon leur intensité, les vents accélèrent, ralentissent, stoppent voire inversent la migration des dunes. Leur influence est d'autant plus prononcée que l'asymétrie et la compétence des courants tidaux sont faibles. Les crêtes des dunes sont érodées par les houles de tempête et se reconstruisent en période de beau temps durant lesquelles les houles moyennes n'ont aucune influence. Les processus tidaux et non-tidaux sont enregistrés dans **l'architecture interne** des dunes, visualisable par la sismique à très haute résolution. Les discontinuités de second ordre, qui recoupent les lits frontaux d'avalanche, constituent l'empreinte érosive des tempêtes. Dans les secteurs où les courants tidaux sont quasi symétriques, les dunes présentent une architecture typique de dunes symétriques en « méga-chevrons » qui témoigne d'une alternance fréquente de la migration vers le SW ou le NE.

Les agents hydrodynamiques responsables de la migration des dunes possèdent des **cyclicités ou variabilités** qui s'expriment à des échelles de temps différentes. La marée est un phénomène permanent à cyclicités multiples. Les vents et les tempêtes sont des phénomènes atmosphériques sporadiques à variabilité saisonnière. Les tempêtes présentent en outre une variabilité décennale induite par les fluctuations de l'oscillation Nord-Atlantique (8 à 11 ans). La migration résiduelle des dunes qui dépend de la combinaison de ces différents agents montre donc des caractéristiques différentes selon la durée considérée. **A l'échelle hebdomadaire à pluriannuelle**, le schéma de migration résiduelle des dunes est fortement variable. Il dépend principalement de l'activité des tempêtes et secondairement du régime des vents. Lorsqu'elles sont fréquentes, les tempêtes oblitèrent les effets de moindre ampleur induits par les vents moyens. **A l'échelle décennale**, l'effet des tempêtes est moyenné : le schéma de migration des dunes est constant. Il présente une signature tidale : la migration résiduelle des dunes s'effectue dans la direction de la phase de courant dominante selon une vitesse dépendant de l'asymétrie et de la compétence des courants.

La **méthode de Gao et Collins (1991, 1992)** s'est révélée adéquate pour prédire les directions de migration résiduelle des dunes observées sur le long terme. Certaines conditions doivent être cependant respectées. La taille de la maille doit être adaptée aux processus à modéliser. Le cas de transport utilisé doit respecter les conditions d'énergie du milieu (caractéristiques de l'hydrodynamisme tidal). La méthode doit être appliquée aux fractions mobiles du sédiment.

Un **schéma de transport sédimentaire** a pu être établi à l'échelle du long terme. Le secteur SE de la zone F constitue une zone de "by passing" du sédiment sablo graveleux en provenance du sud de la mer du Nord et plus particulièrement de l'érosion des bancs sableux du South Falls et du Sandettié. Le sédiment est finalement accumulé sur la zone MPC Sud B qui constitue un secteur de convergence du transport sédimentaire. L'ensemble des résultats obtenus semble montrer que le secteur NW de la zone F constitue une relique de l'extrémité SW du banc du South Falls. Ce secteur est actuellement caractérisé par des processus d'érosion à l'image du banc lui-même, cependant que le départ de sédiment s'y effectue vraisemblablement en direction du NE, vers le flanc NW du banc, dominé par le flot.

Conclusions générales

L'étude effectuée sur la dynamique des dunes sablo-graveleuses sous-marines s'inscrit dans le cadre d'une convention établie entre le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M.), la Région Nord - Pas de Calais et l'Université des Sciences et Technologies de Lille 1 (Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique).

Le site d'étude est situé au milieu du détroit du Pas-de-Calais qui constitue un secteur de faible profondeur, séparant les bassins de la Manche et de la mer du Nord. Les fonds y sont ponctués d'accumulations sédimentaires telles que des dunes et des bancs sableux, qui culminent généralement à moins de 30 m de profondeur. Ces corps sont principalement modelés sous l'effet de la marée de type macrotidal semi-diurne, dont les courants, fortement alternatifs, peuvent atteindre 185 cm/s en surface. La zone d'étude consiste en un champ de très grandes dunes dont la mobilité et le faible brassage constituent une menace potentielle pour la sécurité de l'intense activité de navigation.

1 : Objectifs et méthodes

Le but de l'étude était de mieux connaître les caractéristiques morphodynamiques des dunes par l'analyse des processus hydro-sédimentaires responsables de leur mobilité, dans un environnement de plate-forme peu profonde dominée par les marées. Il s'agissait également de fournir des éléments-clés d'aide à la conception d'un modèle numérique de prédiction de l'évolution morphodynamique de ces dunes (thèse de Déborah IDIER en cours, S.H.O.M. - Université de Toulouse). D'un point de vue hydrographique, l'amélioration des connaissances sur la dynamique des dunes devait permettre d'optimiser la fréquence des levés bathymétriques, régulièrement effectués par le S.H.O.M. afin de garantir la sécurité de la navigation, intense dans le détroit.

Les nombreux travaux effectués précédemment sur les dunes sous-marines ont montré l'importance des caractéristiques de l'hydrodynamisme et du sédiment sur la formation et l'évolution de ces corps sédimentaires. Notre démarche s'est appuyée sur deux approches méthodologiques.

- L'une est basée sur l'observation par la mesure *in situ*, directe et indirecte (géophysique), grâce à l'utilisation d'outils complémentaires. Les mesures hydrologiques et atmosphériques conduisent à caractériser les agents hydrodynamiques ; l'étude des sédiments, l'observation par caméra vidéo et les données de l'imagerie sonar à balayage latéral renseignent sur la taille, la nature et la distribution des dépôts et des figures sédimentaires à différentes échelles spatiales ; la bathymétrie et la sismique à très

haute résolution permettent de visualiser la morphologie et la structure interne des dunes, nécessaires à la compréhension des processus dynamiques.

- L'autre repose sur le calcul par la modélisation numérique qui permet d'intégrer les divers processus en cause, de tester les hypothèses de terrain et d'améliorer la couverture spatiale de données. Trois modèles différents ont été testés. La confrontation des résultats fournis par les mesures et les modèles a conduit à mettre en évidence des limites ou précautions d'utilisation de ces modèles.

2 : Caractéristiques de la zone d'étude. Influence de la morphologie à grande échelle : les bancs du South Falls et du Sandettié. Schéma régional de transport sédimentaire résiduel

Dans le détroit du Pas-de-Calais, les fonds marins sont essentiellement composés de cailloutis résiduels, déposés lors des dernières transgressions, et de graviers (Larsonneur et al., 1982 ; Augris et al., 1989, voir fig. I-29). Le resserrement du bassin au niveau du détroit entraîne l'accélération des courants de marée et contrarie le dépôt du sable qui ne s'accumule que localement. Le transport sédimentaire résiduel est dirigé vers le SW dans la direction du courant tidal de jusant, dominant en intensité et en durée sur celui de flot qui s'écoule en direction opposée, exception faite de fines bandes le long des côtes françaises et anglaises (Kenyon et al., 1981 ; Johnson et al., 1982 ; Grochowsky et al., 1993b, voir fig. I-33 et I-37).

Les nombreuses données acquises sur la zone d'étude ont permis de réaliser une **cartographie** des ensembles sédimentaires, hydrodynamiques et morphodynamiques (fig. 1). **Une frontière majeure, orientée N35°, partage la zone d'étude en deux secteurs à caractéristiques contrastées** (voir fig. II-2, II-9, III-4 et IV-9).

- **Le secteur SE présente des caractéristiques régionales.** Les dunes sont sablo-graveleuses et reposent sur la semelle de cailloutis résiduels. Sur le long terme, elles migrent vers le SW sous l'effet du courant de jusant dominant, à des vitesses de 6 à 13 m/an (voir fig. IV-9). Elles sont typiques des environnements de haute énergie, appauvris en sédiment sableux : isolées, de forme tridimensionnelle, elles présentent des longueurs d'onde particulièrement grandes et sont généralement dépourvues de dunes surimposées.

- **Le secteur NW possède des caractéristiques à valeur locale.** La semelle de cailloutis est couverte de sables moyens, modelés en forme de petites à très grandes dunes. Ces dernières, agencées en un champ compact, ont des morphologies bi-dimensionnelles homogènes, adaptées à leur milieu. Elles sont

typiques des environnements riches en sables et de plus basse énergie. L'hydrodynamisme tidal est caractérisé par une compétence plus faible des courants et une asymétrie moins prononcée, en faveur du flot. A long-terme, les dunes migrent à la vitesse de 5 m/an environ en direction du NE, sous l'effet du courant de flot.

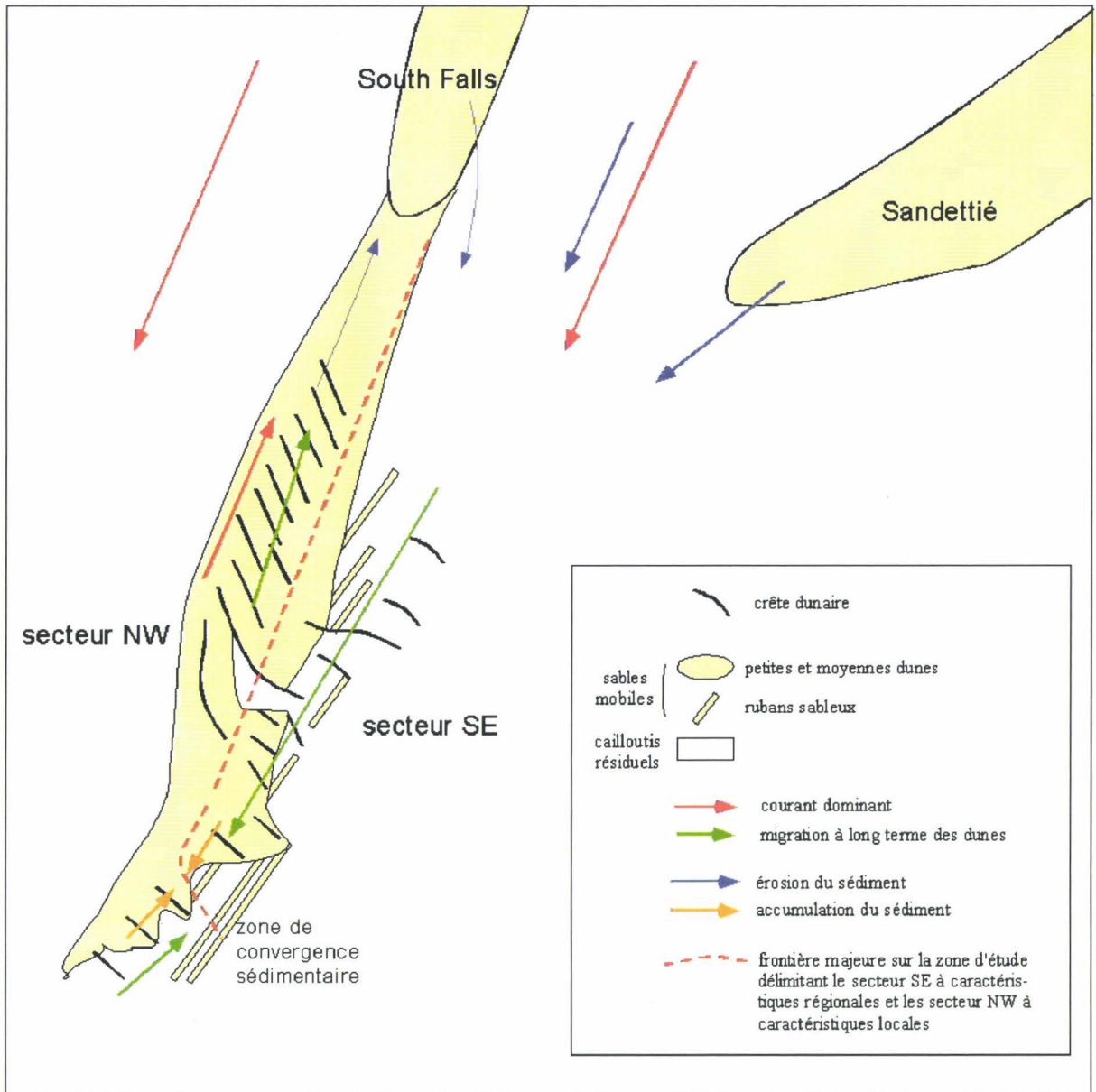


Figure 1 : Caractéristiques hydro-sédimentaires et morphodynamiques du champ de dunes étudié. Schéma de transport sédimentaire régional.

Hydro-sedimentary and morphodynamical characteristics of the study dune field. Regional sediment transport scheme.

Les bancs sableux du Sandettié et du South Falls sont des structures sédimentaires d'une trentaine de mètres de hauteur dont les sommets culminent à moins de 7 m de profondeur d'eau. Ils agissent comme des barrières morphologiques qui **perturbent la progression de l'onde de marée** (fig. 1). Ils sont disposés en forme de vaste entonnoir dans lequel le courant de jusant, canalisé depuis le NE, est accéléré jusqu'à l'exutoire SW. Le secteur SE de la zone d'étude, situé quelques kilomètres en aval-courant, est soumis à ce fort jusant. Il constitue une zone de « by pass » : le sédiment sablo-graveleux provenant du sud de la mer du Nord, et plus particulièrement de l'érosion des bancs sableux du South Falls et du Sandettié, est successivement transporté sur les dunes, provoquant leur migration, puis est finalement stocké dans le secteur méridional (zone MPC Sud B). Cette dernière constitue un secteur de convergence locale du transport sédimentaire ou bien une invagination vers le NE de la zone de convergence sédimentaire régionale décrite par Johnson et al. (1982) et Grochowsky et al. (1993a) au SW du détroit. Elle montre un engraissement de 0,05 millions de m³ par an. Le secteur NW, situé à l'extrême prolongation SW du banc du South Falls, est protégé par ce banc de l'effet des courants de jusant et subit l'influence dominante du flot. Ce domaine, intégralement couvert de sables moyens, constitue vraisemblablement l'extrémité relique du banc du South Falls. Il est actuellement en érosion, à l'image du banc lui-même, et caractérisé par un départ important de sédiment sableux en direction NE (-0,35 millions de m³ par an).

L'influence des bancs sableux sur le champ de dunes a été indirectement mise en évidence par la modélisation. Cela a permis de proposer des **limites ou précautions d'emploi** pour l'utilisation de trois modèles suivants :

(1) Le **modèle numérique hydrodynamique NPDC 3** est de type bi-dimensionnel horizontal. Il consiste en une adaptation du code de Salomon (Salomon et Breton, 1991) à la simulation de la dispersion des particules. Ce modèle à maille de 200 m a été utilisé dans le but d'améliorer notre connaissance des courants de marée par le calcul de leurs caractéristiques en différents points de la zone d'étude. Les simulations réalisées par B. Hitier (IFREMER, Boulogne-sur-Mer) ont fourni les caractéristiques horaires des courants moyens prédits pour des coefficients de marée de 95 et 120. Elles ont révélé l'**importance d'une description correcte de la morphologie sous-marine à grande échelle (bancs sableux)** pour la prédiction des courants de marée sur la zone d'étude. Bien que la résolution spatiale du modèle soit élevée, celui-ci s'est révélé inadéquat à reproduire la complexité de l'hydrodynamisme dans la zone d'étude, située à proximité de la limite Nord du modèle. A ce niveau, les conditions aux limites, générées par un modèle de plus grande emprise géographique à maille de 800 m, ne sont pas satisfaisantes. La morphologie à grande échelle (e.g. bancs sableux du South Falls et du Sandettié) n'est pas suffisamment bien reproduite dans ce modèle pour que les phénomènes hydrodynamiques qu'elle induit soient bien intégrés et les courants correctement prédits. Un modèle

numérique hydrodynamique adapté devrait avoir une emprise géographique étendue vers le nord pour permettre une description fine de la morphologie des bancs sableux du South Falls et du Sandettié. Un tel modèle permettrait de tester l'hypothèse du cisaillement des courants tidaux, principalement fondée sur des mesures ponctuelles dans le temps et dans l'espace. Couplé à un module de transport sédimentaire, il conduirait en outre à prédire le transport sur le champ de dunes.

(2) Le **modèle théorique tri-dimensionnel de Blondeaux et al. (1999, 2000 et soumis)** prédit les caractéristiques morphologiques des corps sédimentaires qui se développent dans un environnement hydro-sédimentaire. Les simulations réalisées ont montré la capacité du modèle à prédire la morphologie des dunes dans notre zone d'étude. Les résultats indiquent un **contrôle prépondérant de la taille du sédiment sur la morphologie des dunes, contrairement à la profondeur d'eau d'influence mineure**. Dans les secteurs NW et SE, les variations de longueur d'onde et d'orientation des dunes semblent principalement dépendre de la couverture sédimentaire, sableuse au NW et composée de cailloutis et de graviers au SE. Cela souligne l'**importance de la paramétrisation du sédiment dans ce type de modèle**. Actuellement, le sédiment est défini par une taille. Dans le cas d'un sédiment hétérogène et polymodal (cas du secteur SE de la zone d'étude), l'affectation d'un diamètre unique, représentatif est impossible, compte tenu de l'influence du caractère polymodal sur la mobilité relative des particules (Blom et al., 2000) et sur la longueur d'onde des dunes (Foti et Blondeaux, 1995). Il paraît donc indispensable d'améliorer la paramétrisation du sédiment par l'intégration de la distribution granulométrique du sédiment ou celle de plusieurs tailles correspondant chacune à un mode granulométrique.

(3) Le **modèle sédimentaire de Gao et Collins (1991, 1992)** indique les directions préférentielles de transport sédimentaire sur la base des filiations inter-granulaires du sédiment, établies par comparaison des paramètres de grain moyen, de classement et d'asymétrie, entre des échantillons prélevés selon une grille à pas régulier. A notre connaissance, cette technique n'avait jamais été appliquée à l'échelle d'une dune. Dans notre zone d'étude, elle s'est révélée **efficace pour prédire les directions de migration résiduelles à long terme des dunes** lorsque certaines caractéristiques environnementales sont respectées. Les processus d'érosion-transport-dépôt sélectionnés au travers du choix des cas de transport doivent respecter les conditions d'énergie du milieu : le cas indiquant que le dépôt est plus grossier, mieux classé et d'asymétrie plus positive que la source (cas CB+), doit être retenu lorsque l'hydrodynamisme est de haute énergie (forte compétence des courants), celui indiquant que le dépôt est plus fin, mieux classé et d'asymétrie plus négative que la source (cas FB-), est préférable lorsque l'hydrodynamisme est de plus basse énergie. La méthode offre les meilleurs résultats lorsqu'elle est appliquée sur la fraction mobile du sédiment, comme Ehrhold et Auffret (1996) et Ehrhold (1999) l'avaient précédemment suggéré.

3 : Dynamique des dunes : combinaison de processus tidaux et non-tidaux

En Manche occidentale et dans le sud de la mer du Nord, les **courants de marée** sont les principaux agents responsables du transport sédimentaire et leurs caractéristiques sont bien connues. Dans la zone d'étude le sédiment dunaire, constitué de sables et de graviers coquilliers, est mobilisé par charriage à chaque phase de courant de marée, en vive eau comme en morte eau. Dans le secteur NW, le débit sédimentaire total atteint 2,6 g/cm/s en pointe de flot et 1,2 g/cm/s en pointe de jusant en conditions de marée moyenne. Le transport par suspension ne constitue généralement pas plus de 5% du transport total et, par conséquent, n'empêche pas le développement des dunes. Les dunes sont actives et leur migration est perceptible à l'échelle de la semaine au minimum (plus petite période de temps d'observation dont nous disposons). Elles présentent des caractéristiques tidales : elles sont allongées perpendiculairement au grand axe des courants de marée et leur migration à long terme s'effectue dans la direction de la phase dominante de courant tidal, soit le jusant dirigé vers le SW dans le secteur SE et le flot qui s'écoule vers le NE dans le secteur NW. Cependant, les déplacements des dunes ne s'effectuent pas de manière continue. Les vitesses de migration sont irrégulières : elles sont comprises entre 4,5 et 21 m à l'échelle pluriannuelle, mais sont 10 à 50 fois plus élevées à l'échelle hebdomadaire. Certaines dunes présentent des inversions d'asymétrie et de direction de déplacement, témoignant de phénomènes d'oscillation. Par ailleurs, la structure interne des dunes est ponctuée de discontinuités érosives sporadiques. Il en résulte que la marée, phénomène cyclique permanent, n'est pas l'unique moteur de la migration des dunes.

Les plates-formes continentales peu profondes sont soumises à l'action des **courants irréguliers non-tidaux**, influençant les caractéristiques morphodynamiques des dunes, tels que les courants induits par les vents ou les courants de houle. Dans le sud de la mer du Nord, Herman (1996) a montré que les événements de tempêtes sont en mesure de modifier temporairement les caractéristiques de l'hydrodynamisme sur l'ensemble de la tranche d'eau, jusqu'à inverser l'asymétrie des courants. Dans notre zone d'étude, il a par conséquent attribué les modifications interannuelles de la migration des dunes à l'influence des courants induits par les vents.

Origine et nature des processus non-tidaux

Les vents sont des phénomènes saisonniers à aléatoires. Une partie de l'énergie du vent est transférée à la surface de la mer et produit un courant de surface transmis à la colonne d'eau. L'essentiel de l'énergie est transféré sous forme de **houle**.

Sur notre zone d'étude, **les vents moyens sont en mesure de modifier temporairement les caractéristiques de l'hydrodynamisme et du transport sédimentaire**, et cela d'autant plus qu'ils soufflent parallèlement à la direction des phases de flot et de jusant.

(1) Dans le secteur NW, en période de morte eau ou de marée moyenne, les courants induits par des vents de NE ou de SW de 5 m/s, qui sont les vents les plus fréquents dans le détroit, suffisent à annuler le transport sédimentaire durant la phase de courant tidal de sens opposé ralentie, et à doubler ce transport au cours de la phase de même sens accélérée. L'asymétrie de vitesse des courants tidaux est de 8 cm/s en faveur du flot ; elle est inversée lorsque de tels vents soufflent depuis le secteur NE. Sous l'effet combiné des vents et de la marée, la vitesse de migration de la dune m , calculée à partir de la formule de Rubin et Hunter (1982), est trois fois plus élevée qu'en conditions hydrodynamiques moyennes.

(2) Dans le secteur SE, la compétence des courants est plus élevée et leur asymétrie plus prononcée, les modifications de l'hydrodynamisme, du transport sédimentaire et de la migration des dunes sous l'effet des vents apparaissent moins marquées.

Les houles moyennes (période inférieure à 5 s, 77% de fréquence) ont une profondeur limite d'action de 19,5 m et **n'ont donc pas d'influence sur la morphologie des dunes** dont les crêtes sont situées entre 23 et 34 m sous la surface de l'eau.

Les tempêtes sont des événements sporadiques, de haute énergie, associés à de **forts vents et houles**. Leur influence sur l'hydrodynamisme, le transport et la migration des dunes est donc ponctuelle mais plus intense que dans le cas de vents moyens. Lors de la tempête de septembre 1995, l'inversion d'asymétrie des courants, enregistrée à 30 km au NE de la zone d'étude, a été majeure et a perduré plusieurs jours après l'événement. Contrairement aux houles moyennes, **les houles de tempête affectent le développement des dunes**. La limite de stabilité des crêtes de dunes est située vers 33 m et correspond à la limite d'action des houles de période 6,5 s qui se produisent durant 20% du temps. Les calculs de bilan des volumes sédimentaires déplacés apportent des indications sur les processus mis en jeu. Lors des périodes marquées par une forte activité des tempêtes, du sédiment est érodé sur la crête des dunes puis déposé sur leurs flancs. Durant les périodes calmes, les dunes peuvent se reconstruire et retrouver un état d'équilibre : du sédiment est érodé sur le fond marin plat et sur les flancs des dunes et participe à leur accrétion verticale.

La sismique à très haute résolution a permis de révéler la **structure interne des dunes**, qui a archivé les étapes successives de construction. La sismique n'a pas subi de traitement de filtration et n'a pas bénéficié de calibrage par carottage ; l'interprétation des données a donc été confrontée à des

travaux préexistants réalisés sur des dunes subtidales dans des environnements similaires (Surtainville, Berné, 1991 ; estuaire de la Gironde, Berné et al., 1993). Trois types de discontinuités ont été reconnus :

- des réflecteurs érosifs de 1er ordre, subhorizontaux, qui marquent la surface de progradation de la dune (à sa base) et des corps surimposés (à son sommet),
- des réflecteurs de 3ème ordre, inclinés de 25 à 30° (peu visibles sur nos enregistrements du fait de la diffraction des ondes sismiques), qui correspondent aux lits frontaux d'avalanche sableuse,
- des **réflecteurs érosifs de second ordre**, inclinés de 10° environ, qui tronquent les séquences de lits frontaux d'avalanche. L'origine de ces derniers était encore discutée. Ces réflecteurs sont parfois suivis d'une reconstruction de la dune en direction opposée, témoignant d'un processus érosif de haute énergie (e.g. dune k, voir fig. IV-19). La mesure du temps écoulé entre la formation de deux réflecteurs de second ordre (6 à 12 mois) et du nombre de réflecteurs formés entre 1996 et 1998 (3 à 4) montre que ces réflecteurs sont vraisemblablement **produits lors des épisodes de tempête**.

Influence relative des processus combinés tidaux et non-tidaux. Enregistrement dans la migration des dunes

Les vents moyens et les tempêtes ont un impact régional, leur influence est donc homogène à l'échelle de la zone d'étude. Elle s'exprime d'autant plus facilement que l'asymétrie et la compétence des courants tidaux est faible. Les caractéristiques migratoires et l'architecture interne des dunes se calquent sur les caractéristiques des courants tidaux (fig. 2).

Dans le secteur SE, les courants tidaux sont rapides et présentent une forte asymétrie en faveur du jusant. Les dunes migrent en permanence vers le SW sous l'effet de ce courant. Leur architecture interne est typique des **dunes asymétriques en cosets**. Elles sont composées d'une succession de séquences de second ordre à **polarité SW, constante**. La fluctuation de la vitesse de migration des dunes selon la période de temps considérée indique des épisodes d'accélération ou de ralentissement sous l'effet respectif des vents de NE ou de SW. Lors d'une tempête avec forts vents de SW, la migration peut être stoppée, le flanc raide de la dune est érodé et aplani, et un réflecteur de second ordre se forme. Dans ce secteur, il semble que les tempêtes n'entraînent pas d'inversion d'asymétrie des courants suffisamment importante pour induire une inversion conséquente du transport sédimentaire.

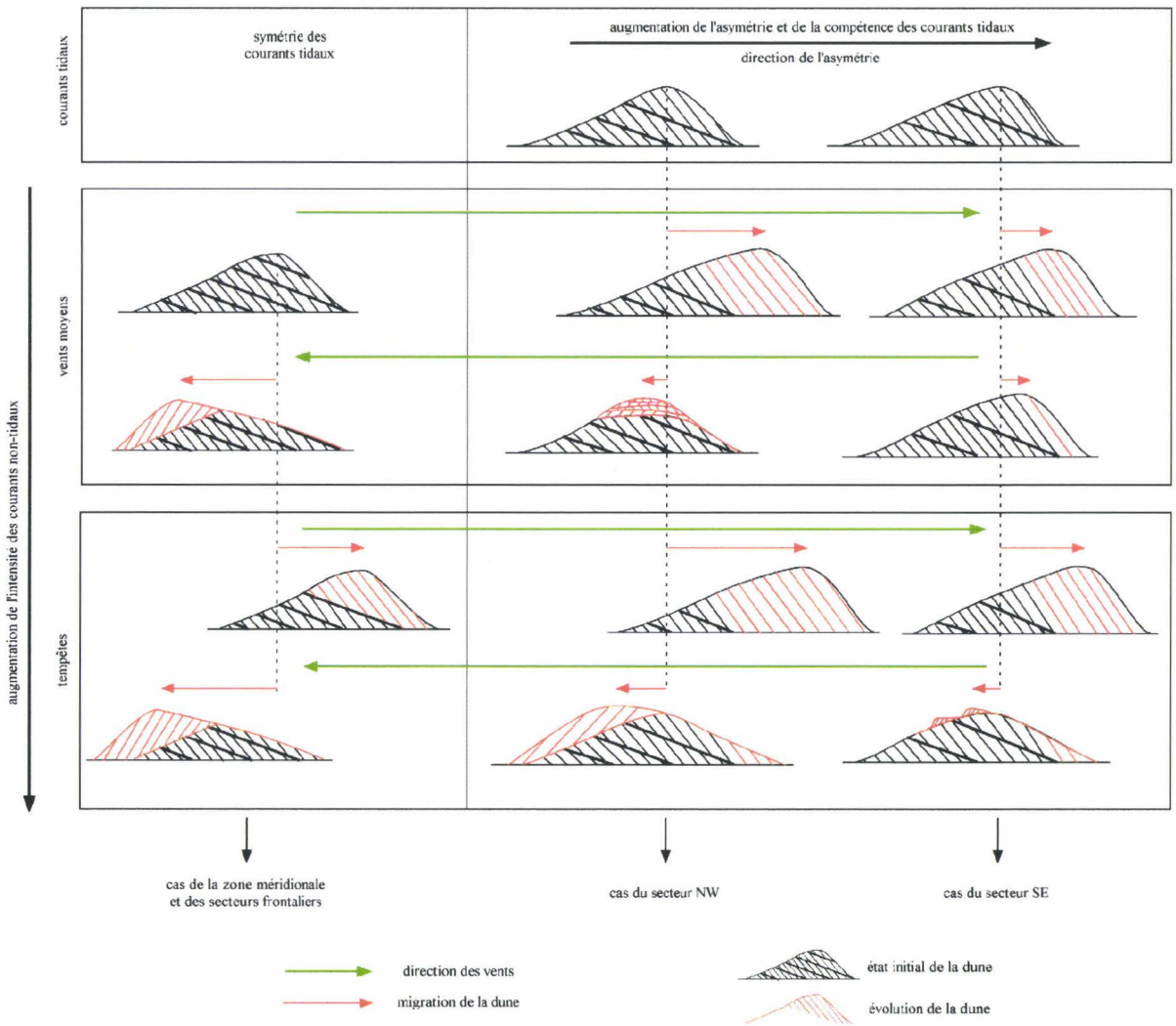


Figure 2 : Enregistrement des processus tidaux et non-tidaux dans la migration et l'architecture interne des dunes selon l'asymétrie des courants tidaux et l'intensité des courants non-tidaux.
Record of tidal and non-tidal processes in dune migration and internal structure as a function of tidal current asymmetry and non-tidal current strength.

Dans le secteur NW, les courants tidaux sont moins compétents et leur asymétrie, en faveur du flot, est moins prononcée. Les dunes migrent généralement vers le NE sous l'effet de ce courant. Cependant, durant les périodes hebdomadaires à pluriannuelles, les vitesses de déplacement sont fortement variables et la migration peut s'inverser en direction du SW. Ces **dunes** sont de type **asymétriques en cosets à polarité NE**. Certaines d'entre elles présentent en outre des **séquences typiques des dunes symétriques à litage de mégarides**. Dans ce secteur riche en sable, de petites dunes couvrent largement les flancs des grandes dunes et participent activement à leur migration (e.g. dune 1, voir fig. IV-17). Ces structures témoignent de périodes durant lesquelles la migration dépend

essentiellement de celle des petites dunes surimposées et s'effectue alternativement vers le NE ou le SW. La migration des dunes est accélérée vers le NE sous l'effet de vents de SW et ralentie sous l'effet de vents de secteur NE. Au cours d'épisodes de forte énergie tels que les tempêtes, l'asymétrie des courants tidaux peut s'annuler, voire s'inverser, et les petites dunes surimposées, dont l'adaptation morphodynamique est rapide, migrent dans la direction de la phase de courant de flot puis de jusant.

Dans le secteur méridional et sur la frontière entre les secteurs NW et SE, les courants de marée sont sub-symétriques. Les dunes oscillent en permanence en direction du NE ou du SW. L'architecture interne des dunes est du type **dunes symétriques à « méga-chevrons »**. Elles sont constituées d'un empilement de séquences à polarité alternative NE-SW, délimitées par de larges réflecteurs oblitérant leur partie sommitale (e.g. dune k, voir fig. IV-19). Les dunes sont globalement symétriques, mais présentent une morphologie externe complexe (e.g. dune 4, voir fig. IV-21). **Leur migration est directement contrôlée par le régime des vents et des tempêtes**. Une période de vents de NE suivie de vents de SW entraîne une migration des dunes vers le SW puis vers le NE. Une séquence de réflecteurs à polarité SW est déposée, puis tronquée et surmontée d'une séquence de réflecteurs à polarité NE.

Les **discontinuités de 2d ordre**, qui reflètent l'intervention des tempêtes, sont plus fréquentes pour les dunes du secteur NW, et surtout pour celles des secteurs méridionaux et frontaliers. Les conditions nécessaires à l'inversion de l'asymétrie des courants tidaux et du transport sédimentaire sont plus facilement réunies dans les secteurs où l'asymétrie et la compétence des courants tidaux sont plus faibles.

Les modalités de la migration des dunes sont également influencées par la taille de ces appareils sédimentaires. Il est généralement considéré que les grandes dunes sont relativement stables à l'échelle de plusieurs mois ou années, alors que les plus petites répondent facilement aux fluctuations rapides des courants et présentent donc des vitesses de migration plus élevées (e.g. Carling, 2000a). Sur l'ensemble de la zone d'étude, le résultat obtenu est inverse : **la vitesse de migration résiduelle et l'amplitude des dunes sont corrélées** (voir fig. IV-4). Cela tient au fait que, sous l'effet des courants non-tidaux irréguliers, les plus petites dunes sont susceptibles d'osciller plus facilement et de subir des inversions plus fréquentes de leur sens de déplacement. Dans le secteur SE, bien que l'asymétrie des courants tidaux soit élevée, la direction de migration des dunes de faible amplitude (2 à 4 m) s'inverse régulièrement sous l'effet des courants non-tidaux.

Caractéristiques migratoires des dunes selon l'échelle de temps considérée

Les agents hydrodynamiques responsables de la migration des dunes sont marqués par des cyclicités ou variabilités qui s'expriment à des échelles de temps différentes. La **marée** est un phénomène permanent à cyclicités multiples. Les **vents** sont des phénomènes saisonniers à aléatoires. Toutefois, l'analyse de données météorologiques a révélé une variabilité interannuelle. Les **tempêtes** sont des événements à caractère saisonnier. **Leur activité présente, en outre, une variabilité décennale induite par les fluctuations de l'oscillation Nord-Atlantique (NAO), dont la périodicité est de 8 à 11 ans depuis les 50 dernières années** (voir fig. IV-11).

La migration résiduelle des dunes, qui dépend de la combinaison de ces différents agents, réguliers (marée) ou irréguliers (vents et tempêtes), montre donc des caractéristiques différentes selon la période de temps considérée.

- **A l'échelle hebdomadaire à pluriannuelle, le schéma de migration résiduelle des dunes est fortement variable. Il est contrôlé principalement par l'activité des tempêtes, et secondairement par le régime des vents.** Les tempêtes remodelent les formes du fond en oblitérant les effets de moindre ampleur dus aux vents moyens : elles ont un rôle d'effacement des conséquences morphodynamiques de l'action des vents moyens. Il en résulte globalement que : (1) lorsque l'activité des tempêtes est élevée (e.g. cas de la période 1991-1995), les vitesses de migration des dunes sont importantes, (2) les déplacements des dunes s'effectuent dans la direction des vents, de secteurs NE ou SW, dont la fréquence relative au régime moyen est amplifiée.

- **A l'échelle décennale, le schéma de migration est constant et présente une signature tidale** (voir fig. IV-9). La migration des dunes s'effectue dans la direction de la phase dominante de courant de marée, selon une vitesse qui dépend de l'asymétrie et de la compétence des courants de marée. La durée de ces périodes coïncide avec celle de la variabilité de l'activité des tempêtes. Sur ces périodes, **l'effet des tempêtes est moyenné et l'effet des vents moyens est oblitéré par celui des tempêtes, plus puissantes.**

4 : Eléments pour la conception d'un modèle morphodynamique prédictif. Application à la gestion des levés bathymétriques.

Actuellement, il n'existe pas de modèle numérique capable de prédire la migration de dunes ayant atteint leurs dimensions d'équilibre. L'un des objectifs de notre travail était de fournir des éléments-clés d'aide à la conception d'un modèle adapté aux environnements de plates-formes peu profondes. La formulation physique et numérique est en cours de réalisation et fait l'objet de la thèse de Déborah IDIER (S.H.O.M., IMFT).

Ce modèle permettrait de vérifier les hypothèses de terrain et de prédire par le calcul la direction et l'intensité du déplacement des dunes, ainsi que leurs variations d'amplitude. Le principe de la modélisation hydro-sédimentaire consiste à coupler un modèle hydrodynamique avec une équation d'évolution du fond contrôlée par une formule de transport sédimentaire (De Vriend, 1987). Les résultats de notre travail suggèrent de porter une attention particulière aux points suivants, sans que leur faisabilité ne soit assurée :

- Le **modèle hydrodynamique** devra être adapté à la description de l'effet des marées, des houles et des contraintes liées au vent. Il est nécessaire que la maille ait une taille adaptée aux structures à modéliser (dunes), et permettant une bonne définition de la morphologie régionale à grande échelle (e.g. bancs sableux) dont l'influence prépondérante a été mise en évidence sur la zone d'étude.
- La taille du **sédiment** s'est révélée un facteur important de contrôle de la morphologie des dunes de la zone d'étude ; la formule de transport devra, si possible, être choisie en fonction du degré de description de la granularité du sédiment, afin de tenir compte de la grande hétérogénéité de celui-ci.
- Les caractéristiques morphodynamiques des dunes du secteur d'étude sont contrôlées par les effets combinés de la marée, des vents moyens et des tempêtes, dont l'influence s'exerce selon des intensités et durées différentes. La marée étant un phénomène permanent et aux cyclicités bien connues, il est envisageable de simplifier la description des processus tidaux de manière à les intégrer dans un modèle de prédiction à long terme (plusieurs années). Cependant, **l'influence prépondérante des tempêtes et des vents moyens, phénomènes sporadiques mais intenses, sur les modalités migratoires des dunes, montre qu'il est nécessaire de se méfier des seules prévisions à long terme pour l'étude de l'évolution des petits fonds**, ainsi du reste que du trait de côte. La modélisation des processus instantanés induits par ces évènements atmosphériques nécessite un petit pas de temps de calcul, consommateur de temps machine, qui n'est pas compatible avec la prédiction à long terme de l'évolution morphologique des fonds. Ainsi, **deux types de modèles** d'échelles complémentaires, ne prenant pas en compte les mêmes processus, **sont nécessaires : un modèle à long terme et un modèle à court terme**

qui permettent de prédire séparément l'évolution morphodynamique des dunes sous l'influence respective des marées seules et des marées combinées aux tempêtes.

Ce type de modèles pourrait constituer un outil performant pour la **gestion des levés bathymétriques**. Le détroit du Pas-de Calais est le siège du trafic maritime le plus intense au monde. Plusieurs centaines de navires transitent chaque jour dans les rails de navigation qui couvrent la majeure partie de la superficie du détroit. Les dunes, fortement mobiles et culminant à des profondeurs de 20-30 m, variables dans l'espace et dans le temps, constituent des zones à risque pour les navires dont le tirant-d'eau peut dépasser la vingtaine de mètres. En France, la surveillance des eaux maritimes est assurée par le S.H.O.M. qui réalise des levés bathymétriques des zones sensibles selon une fréquence de 2 à 3 ans. Dans les procédures de levés, il faudra pouvoir prendre en compte les résultats obtenus à l'issue de notre étude, entre autre la disparité d'échelles temporelles des processus, afin de définir la résolution spatio-temporelle requise pour une optimisation de la fréquence de ces levés. Un scénario de modélisation a pu être proposé par D. IDIER (Le Bot *et al.*, 2000b) (fig. 3).

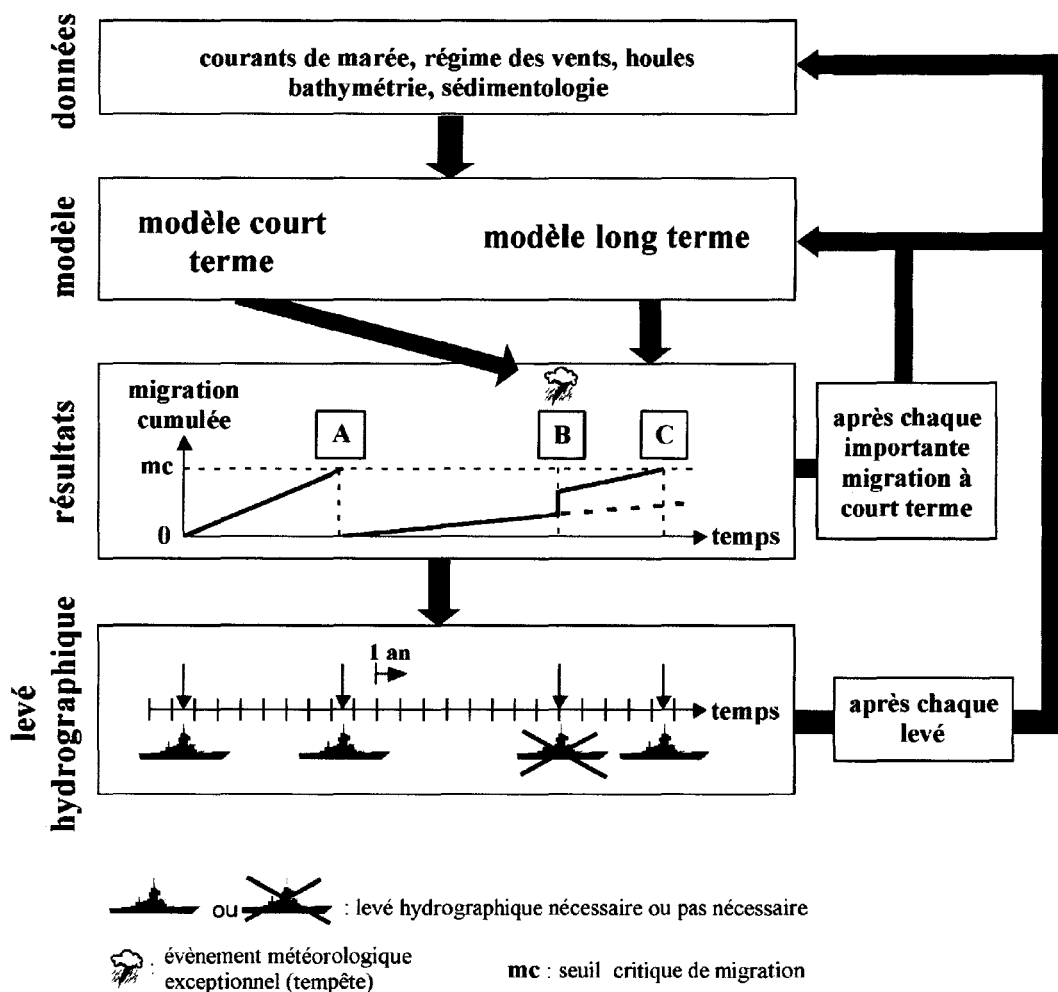


Figure 3 : Procédure de modélisation de l'évolution morphodynamique des dunes appliquée à la gestion des levés hydrographiques (Le Bot *et al.*, 2000b).

Procedure for dune morphodynamical evolution modelling applied to hydrographic survey management (Le Bot et al., 2000b).

Il est tout d'abord nécessaire de définir un seuil de migration critique justifiant la réalisation d'un levé de contrôle bathymétrique ou une actualisation des cartes marines. Le modèle à long-terme pourrait calculer le temps au bout duquel la migration dunaire excède le seuil critique (voir A et C) et nécessite un levé bathymétrique. En cas de tempête, le modèle à court terme permettrait de calculer la migration induite par l'événement, qui pourra ensuite être intégrée dans le modèle à long terme (voir B). Par ailleurs, il serait intéressant de comparer le régime global des vents intégré dans le modèle à long-terme avec les données de vents effectivement enregistrées. En cas de différences importantes, une correction devrait être réalisée *à posteriori*.

5 : Perspectives

L'étude effectuée apporte de nouveaux éléments à la connaissance des dunes sous-marines actuelles. Il subsiste cependant diverses interrogations non résolues ou nouvelles.

(1) **La connaissance des courants sur le fond** est indispensable à la compréhension et à la quantification des processus hydro-sédimentaires responsables de la migration des dunes, et doit être améliorée. Les mesures courantométriques disponibles sont rares, de courte durée et la résolution des modèles hydrodynamiques actuels n'est pas adaptée à la prédiction des processus à l'échelle des dunes.

- Au sein de la zone d'étude, une frontière morphosédimentaire majeure délimite des secteurs où la migration des dunes est contrastée. Ces caractéristiques sont attribuées à l'existence d'un cisaillement horizontal des courants de marée. Il serait nécessaire d'effectuer des mesures courantométriques simultanées en différents points de chacun de ces secteurs afin de valider nos hypothèses.

- A l'échelle d'une dune, les courants sont modifiés dans les trois dimensions. Cela conduit à une perturbation locale des caractéristiques du transport sédimentaire qui influence les modalités de la migration des dunes. Des mesures de courants réalisées simultanément au sein du champ de dunes (pied et sommet) et en dehors permettraient de caractériser l'influence exacte de la morphologie des dunes sur les courants.

- Outre l'influence des marées, celle des vents moyens et surtout des tempêtes est prépondérante sur l'évolution morphodynamique des dunes. Cependant, les processus hydro-sédimentaires qu'impliquent ces événements sporadiques sont encore mal cernés. Des mesures de longue durée sont

nécessaires afin d'enregistrer des épisodes de tempête, des périodes de vents significatifs et des périodes sans vent durant lesquelles seuls les courants tidaux agissent.

(2) Les données de **bathymétrie** utilisées dans notre étude sont essentiellement de type monofaisceau et concernent des intervalles d'une semaine à plusieurs années. Afin d'étudier précisément les mécanismes de migration des dunes, il serait nécessaire d'effectuer des profils multifaisceaux à intervalles de temps plus rapprochés.

(3) L'analyse des variations temporelles de la profondeur des crêtes de dunes a révélé que les houles moyennes, de période 5 s, n'avaient aucune influence sur la morphologie et la mobilité de ces corps sédimentaires, contrairement aux **houles de plus longues périodes**. Une analyse des processus induits par ces dernières semble indispensable.

(4) Les résultats de notre étude fournissent des éléments-clés d'aide à la conception d'un **modèle numérique de l'évolution morphodynamique des dunes**. Les compléments de mesures proposées ci-dessus permettraient d'affiner le degré de description des processus hydro-sédimentaires nécessaires pour valider ce modèle. En retour, ce modèle permettrait de vérifier les hypothèses de terrain.

(5) Les réflecteurs de second ordre observés dans la structure interne des dunes sont vraisemblablement produits par les tempêtes. Des données de **sismique** à très haute résolution traitées et calibrées par du carottage permettraient de définir plus précisément leur géométrie, leur nature et leur origine. Dans les séries anciennes, la reconnaissance des environnements soumis à l'effet des tempêtes en serait facilitée.

Références bibliographiques

A

- Aliotta, S. et Perillo, G.M.E. (1987).** A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca estuary, Argentina. *Mar. Geol.*, **76**, 1-14
- Allen, J.R.L. (1966).** On bedforms and palaeocurrents. *Sedimentology*, **6**, 153-190
- Allen, J.R.L. (1980a).** Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sediment. Geol.*, **26**, 281-328
- Allen, J.R.L. (1980b).** Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, **27**, 317-323
- Allen, J.R.L. (1982).** Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves: (1) Statically stable equilibrium forms. *Mar. Geol.*, **48**, 31-49
- Allen, J.R.L. (1982c).** Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, Southeast England). *Philosophical Transactions of the royal Society of London A*, **A 306**, 291, 345
- Allen, J.R.L. (1984).** Sedimentary structures. Their character and physical basis. Developments in Sedimentology, Elsevier, New York, 30, 593 p.
- Allen, P.A. et Homewood, P. (1984).** Evolution and mechanisms of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, **31**, 63-81
- Amos, C.L. et King, E.L. (1984).** Bedforms of the canadian eastern seabord: a comparison with global occurrences. *Mar. Geol.*, **57**, 167-208
- Anonyme (1975).** Admiralty tidal stream atlas: Dover Strait NP233. Hydrographic Department, Taunton, Great Britain, 16 p.
- Anonyme (1976).** Admiralty tidal stream atlas, numbers; NP 250 Dover Strait and NP 251 North Sea Southern Portion. Hydrographic Department, Taunton, Great Britain, 16 p.
- Ashley, G.M. (1990).** Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.*, **60**, 1, 160-172
- Auffret, J.P., Alduc, D., Larsonneur, C. et Smith, A.J. (1980).** Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanographique*, **56**, 5, 21-35
- Auffret, J.P. et Colbeaux, J.P. (1977).** Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, XIX, 5, 1047-1055
- Augris, C., Vicaire, O. et Clabaut, P. (1989).** Carte des sédiments superficiels au large de Calais-Dunkerke (1/43500è, 5 couleurs). IFREMER/Région Nord-Pas-de-Calais édit.
- Augris, C., Clabaut, P. et Vicaire, O. (1990).** Le domaine marin du détroit du Nord-Pas de Calais (nature, morphologie et mobilité des fonds). IFREMER, 96 p.
- Austin, R.M. (1991).** Modelling Holocene tides on the NW European continental shelf. *Terra Nova*, **3**, 276-288,

B

- Baba, J. et Komar, P.D. (1981).** Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *J. Sediment. Petrol.*, **51**, 2, 631-640
- Bagnold, R.A. (1966).** An approach to the sediment transport problem from general physics. *Professional Paper, U.S. geol. Survey*, **422-1**
- Balouin, Y. et Howa, H. (2000).** Morphodynamics of a swash bar in the context of the evolution of a swash platform associated to an ebb delta. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 1-6
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicaire, O., Chamley, H., Augris, C., Hoslin, R. et Caillot, A. (1991).** Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. In: *International Colloquium on the environment of epicontinental seas*, Lille, Oceanologica Acta, 111-121
- Belderson, R.H., Johnson, M.A. et Kenyon, N.H. (1982).** Bedforms. In : Stride, A.H. (Ed.), *Offshore tidal sand, processes and deposits*, Chapman & Hall, London, 27-57
- Belderson, R.H. et Kenyon, N.H. (1969).** Direct illustration of one way sand transport by tidal currents. *J. Sediment. Petrol.*, **39**, 1249-1250
- Belderson, R.H., Wilson, J.B. et Holme, N.A. (1988).** Direct observation of longitudinal furrows in gravel and their transition with sand ribbons of strongly tidal seas. In : de Boer, P.L., van Gelder, A. & Nio, S.D. (Eds.), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, D. Reidel Publishing Company, 79-90
- Berné, S. (1991).** Architecture et dynamique des dunes tidales. Thèse de doctorat, Université de Lille 1, 295 p.
- Berné, S. (2000).** Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes). In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 25-28

- Berné, S., Auffret, J.P. et Walker, P. (1988).** Internal structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology*, **35**, 5-20
- Berné, S., Allen, G., Auffret, J.P., Chamley, H., Durand, J. et Weber, O. (1989a).** Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, 1145-1160
- Berné, S., Bourillet, J.F., Durand, J., Lericolais, G. et Ondreas, H. (1989b).** Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest). *Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, **13 2**, 395-415
- Berné, S., Castaing, P., LeDrezen, E. et Lericolais, G. (1993).** Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 5, 780-793
- B.G.S (1988).** Solid geology, Dungeness-Boulogne, sheet 50°N. 1 : 250 000, Ordnance Survey, British Geological Survey.
- B.G.S. (1989a).** Seabed sediments and quaternary geology, Dungeness-Boulogne, sheet 50°N. 1 : 250 000, Ordnance Survey, British Geological Survey.
- B.G.S. (1989b).** Solid geology, Thames estuary, sheet 51°N. 1 : 250 000, Ordnance Survey, British Geological Survey.
- B.G.S. (1990).** Seabed sediments and quaternary geology, Thames Estuary, sheet 51°N. 1 : 250 000, Ordnance Survey, British Geological Survey.
- Blom, A., Ribberink, J.S. et van der Sheer, P. (2000).** Sediment transport in flume experiments with a trimodal mixture. In: *Gravel Bed Rivers 2000*, New Zealand
- Blondeaux, P., Brocchini, M., Drago, M., Iovenitti, L. et Vittori, G. (1999).** Sand waves formation: preliminary comparison between theoretical predictions and field data. In: *Proc. I.A.H.R. Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, University of Genova, 197-206
- Blondeaux, P., Brocchini, M. et Vittori, G. (2000).** A model for sand waves generation. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 29-33
- Blondeaux, P., Brocchini, M. et Vittori, G. (soumis).** On sandwaves and tidal ridges formation : a unified theory. *J. Fluid Mech.*,
- Boersma, J.R. (1969).** Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde Estuary, The Netherlands. Report of a preliminary investigation. *Geol. Mijnbouw*, **48**, 409-414
- Bokuniewicz, H.J., Gordon, R.B. et Kastens, K.A. (1977).** Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Mar. Geol.*, **24**, 185-199
- Bos, K.J., Chen, Z. et Bijker, R. (1996).** Interactie tussen zandgolven en pijpleidingen. H3016, Delft Hydraulics, for the Ministry of Transport, Public Works and Water Management, Directorate North Sea, 45 p.
- Brookfield, M.E. (1977).** The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, **24**, 303-332
- Brookfield, M.E. (1992).** Eolian systems. In : Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.), *Facies Models. Response to sea level change*, Geological Association of Canada, 143-156
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. et Wright, J. (1989).** Waves, tides and shallow water processes. Pergamon Press & The Open University, Oxford, 187 p.
- Burton, B.W. (1977).** Etude d'un champ d'ondulations de sable à l'extrême sud-ouest du banc Sandettié. *Revue Hydrogr. Int., Monaco*, **LIV**, 2, 51-66

C

- Camenen, B. et Larroudé, P. (2000).** Numerical comparison of sediment transport formulae. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 37-42
- Carling, P.A. (1999).** Subaqueous gravel dunes. *J. Sediment. Research*, **69**, 3, 534-545
- Carling, P.A., Gözl, E., Orr, H.G. et Radecki-Pawlik, A. (2000a).** The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I : Sedimentology and morphology. *Sedimentology*, **47**, 227-252
- Carling, P.A., Williams, J.J., Gözl, E. et Kelsey, D. (2000b).** The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II : Hydrodynamics and sediment transport. *Sedimentology*, **47**, 253-278
- Caston, G.F. (1979a).** Wreck marks: indicators of net sand transport. *Mar. Geol.*, **33**, 193-204
- Caston, V.N. (1972).** Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, **18**, 63-78
- Caston, V.N.D. (1979b).** A new isopachyte map of the Quaternary of the North Sea. In : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), *The Quaternary history of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 23-28
- Cazenave, A. (1999).** Les variations actuelles du niveau de la mer. *C. R. Acad. Sci. (Paris), Série IIA*, **329**, 7, 457-470
- Chang, Y.H., Scrimshaw, M.D. et Lester, J.N. (2001).** A revised grain-size trend analysis program to define net sediment transport pathways. *Comput. Geosci.*, **27**, 109-114

- Chapalain, G., Smaoui, H., Lepretre, A., Nguyen, D., Ouahsine, A. et Tessier, B. (1993).** Modelling of tidally-induced hydro-sedimentary processes in the coastal zone of the southern part of the Dover Strait. *Oceanologica Acta*, **16**, 5-6, 517-529
- Chapalain, G. (2000).** ECMUL : Echantillonneur MULTiple de la couche limite de fond de mer. Rapport scientifique SD/HS/2000/1, Université de Lille 1, 12 p.
- Clique, P.M. et Lepetit, J.P. (1986).** Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche. De la frontière belge au Mont-St-Michel. Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France, Editions Eyrolles, 133 p.
- Coastguard, H. (1993).** Dover Strait traffic survey. 629.12:311 WIS
- Colbeaux, J.P., Dupuis, C., Rpbaszynski, F., Auffret, J.P., Haesaerts, P. et Sommé, J. (1980).** Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **17**, 4, 41-54
- Costello, W.R. et Southard, J.B. (1981).** Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *J. Sediment. Petrol.*, **51**, 3, 849-864
- Créocéan (1998).** Immersion des produits de dragages du port de Calais. Etude d'incidences environnementales. Service Maritime des Ports de Boulogne-sur-Mer et de Calais, 20 p.

D

- Dalrymple, R.W. (1984).** Morphology et internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **31**, 365-382
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J. et Lambiase, J.J. (1978).** Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, **275**, 100-104
- Dalrymple, R.W. et Rhodes, R.N. (1995).** Estuarine dunes and bars. In : Perillo, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, Elsevier Science, 359-422
- D'Anglejan, B.F. (1971).** Submarine sand dunes in the St Lawrence Estuary. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 1480-1486
- Davies, J.L. (1980).** Geographical variability in coastal development. Longmans, London, 212 p.
- Davies, T.R. (1982).** Bed shear stress over subaqueous dunes and the transition to upper-stage plane beds: discussion. *Sedimentology*, **29**, 743-747
- Delecourt, R. (2000).** Etude d'un champ de dunes sous-marines actuelles, détroit du Pas-de-Calais. Relation entre les caractéristiques morphologiques, sédimentaires et dynamiques. Rapport de Maîtrise, Université de Lille 1, 24 p.
- De Maeyer, P.H. et Wartel, S. (1988).** Relation between superficial sediment grainsize and morphological features of the Coastal Ridges off the Belgian coast. In : De Boer, P.L., Van Gelder, A. & Nio, S.D. (Eds.), *Tide-influenced Sedimentary Environment and Facies*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 91-100
- De Moor, G. (1989).** Maintenance in the Flemish Banks. In : Henriët, J.P. & De Moor, G. (Eds.), *The Quaternary and tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, Ministry of Economic Affairs, Belgian Geological Survey, 185-216
- Destombes, J.P., Shepard-Thorn, E.R. et Redding, J.H. (1975).** A buried valley system in the Strait of Dover. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, **270**, 243-256
- Dette, H.H. (1997).** Evaluation of long term dune recession data. In: *Coastal Dynamics' 97*, Plymouth, 10 p.
- De Vriend, H.J. (1987).** 2DH mathematical modelling of morphological evolutions in shallow water. *Coast. Engin.*, **11**, 1-27
- De Vriend, H.J. (1990).** Morphological processes in shallow tidal seas. In : Cheng, R.T. (Ed.), *Residual currents and long-term transport*, Springer-Verlag,
- Dewez, S. (1988).** Sédimentation et dynamique en Manche orientale (de la baie d'Authie au cap d'Alprech. thèse de Doctorat, Lille Flandres-Artois, 268 p.
- Dewez, S., Clabaut, P., Vicaire, O., Beck, C., Chamley, H. et Augris, C. (1989).** Transits sédimentaires résultants aux confins Manche - mer Du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, **5**, 1043-1053
- D'Olier, B. (1981).** Sedimentary events during Flandrian sea-level rise in the south-west corner of the North Sea. In : Nio, S.D., Shüttenhelm, R.T.E. & Van Weering, C.E. (Eds.), *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, Blackwell Scientific Publications, 221-227
- Dorland, C., Tol, R.S.J. et Palutikof, J.P. (1999).** Vulnerability of the Netherlands and Northwest Europe to storm damage under climate change. *Climatic Change*, **43**, 513-535
- Dujon, S.C. (1971).** Interprétation d'un relief du fond de la mer du Nord comme dû à un dépôt morainique frontal ancien (Warthe). Conséquences paléogéographiques. *C. R. Somm. Séances Soc. Géol. France*, 163-164
- Dyer, K.R. (1970).** Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **22**, 153-161
- Dyer, K.R. (1986).** Coastal and estuarine sediment dynamics. John Wiley & Sons.

E

- Ehrhold, A. (1999).** Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal. Exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel. Thèse de doctorat, Université de Caen, 267 p.
- Ehrhold, A. et Auffret, J.P. (1996).** Approche bi-dimensionnelle des transports sédimentaires à partir des variations granulométriques des sédiments superficiels : exemple de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. *In: IVèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie côtier*, Dinard, 277-284

F

- Fenster, M.S., Fitzgerald, D.M., Bohlen, W.F., Lewis, R.S. et Baldwin, C.T. (1990).** Stability of giant sand waves in eastern Long Island Sound, U.S.A. *Mar. Geol.*, **91**, 3, 207-225
- Flemming, B.W. (1980).** Sand transport and bed form patterns on the continental shelf between Durban and Port Elisabeth (S.E. Africa continental margin). *Sedim. Geol.*, **26**, 179-205
- Flemming, B.W. (1982).** Dynamics of large transverse bedforms on the southeast African Continental Shelf. *In: IAS Abstracts*, Hamilton, Ontario, 73
- Flemming, B.W. (1988a).** Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer. Geol. u. geotechn. Arb.*, **29**, 44-47
- Flemming, B.W. (1994).** Bedforms dynamics on the southeast African continental Shelf. *In: The geology of siliciclastic Shelf Seas, 2nd International Conference*, Gent, Belgium, 49-50
- Flemming, B.W. (2000).** The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. *In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 55-60
- Foti, E. et Blondeaux, P. (1995).** Sea ripple formation: the heterogeneous sediment case. *Coast. Engin.*, **25**, 237-253

G

- Gao, S. (1996).** A Fortran program for grain-size trend analysis to define net sediment transport pathways. *Comput. Geosci.*, **22**, 4/8,449-452
- Gao, S. et Collins, M. (1991).** A critique of the "McLaren method" for defining sediment transport paths-Discussion. *J. Sediment. Petrol.*, **61**, 1,143-146
- Gao, S. et Collins, M. (1992).** Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sediment. Geol.*, **80**, 47-60
- Gao, S. et Collins, M. (1994b).** Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors" - reply. *Sediment. Geol.*, **90**, 157-159
- Gao, S., Collins, M.B., Lanckneus, J., De Moor, G. et Van Lanckner, V. (1994a).** Grain size trends associated with net sediment transport patterns: An example from the Belgian continental shelf. *Mar. Geol.*, **121**, 171-185
- Garnaud, S. (1999).** Etude de la dynamique des dunes hydrauliques géantes du passage de la Déroute, Golfe Normand-Breton, France. Rapport de DEA, Université de Lille 1, 50 p.
- Grochowski, N.T.L., Collins, M., Boxall, S.R. et Salomon, J.C. (1993a).** Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 683-695
- Grochowski, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R., Salomon, J.C., Breton, M. et Lafite, R. (1993b).** Sediment transport pathways in the Eastern English Channel. *Oceanologica Acta*, **16**, 5-6, 531-537
- Guillén, J., Stive, M.J.F. et Capobianco, M. (1999).** Shoreline evolution of the Holland coast on a decadal scale. *Earth Surf. Process. Landforms*, **24**, 517-536

H

- Harbor, D.J. (1998).** Dynamics of bedforms in the Lower Mississippi River. *J. Sedim. Research*, **68**, 5, 750-762
- Harms, J.C., Southard, J.B. et Walker, R.G. (1982).** Structure and sequence in clastic rocks. SEPM Short Course No. 9, 250 p.
- Harris, P.T. (1989).** Sandwave movement under tidal and wind-driven currents in a shallow marine environment: Adolphus Channel, northeastern Australia. *Contin. Shelf Research*, **9**, 11, 981-1002
- Harris, P.T. (1991).** Reversal of subtidal dunes asymmetries caused by seasonally reversing wind-driven currents in Torres Strait, northeastern Australia. *Contin. Shelf Research*, **11**, 7, 655-662

- Heathershaw, A.D. (1981).** Comparison of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. *In* : Nittrouer, C.A. (Ed.), *Sedimentary dynamics of continental shelves*, Elsevier, Amsterdam, 75-104
- Heathershaw, A.D. (1982).** Some observations of currents in shallow-water during a storm surge. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **14**, 635-648
- Henriet, J.P., De Batist, M., De Bruyne, H., Heldens, P., Huylebroeck, J.P., Mostaert, F., Sevens, E., Auffret, J.P. et D'Olier, B. (1989).** Preliminary seismic-stratigraphic maps and type sections of the Paleogene deposits in the Southern Bight of the North Sea. *In* : Henriet, J.P. & De Moor, G. (Eds.), *The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, Ministry of Economic Affairs - Belgian Geological Survey, Bruxelles, 29-44
- Herman, J.-P. (1996).** Caractérisation des phénomènes hydrodynamiques responsables des mouvements des dunes géantes dans le détroit du Pas-de-Calais. Mémoire de DEA, Université de Lille 1, 48 p.
- Hider, A. (1882).** Report upon observations at Lake Providence, November 1879 to November 1880, Annual Report. U.S. Army, Chief of Engineers, 2191-2208 p.
- Houbolt, J.J.H.C. (1968).** Recent sediments in the southern bight of the North sea. *Geology en Mijnbouw*, **47**, 4, 245-273
- Hulscher, S.J.M.H. (1996).** Formation and migration of large-scale, rhythmic sea-bed patterns: a stability approach. PhD-thesis, Utrecht, 143 p.
- Hulscher, S.J.M.H. (2000).** Regeneration of dredged sand waves. *In*: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 93-95
- Hulscher, S.J.M.H., Swart, H.E. et Vriend, H.J.d. (1993).** The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Contin. Shelf Research*, **13**, 11, 1183-1204
- Huthnance, J.M. (1982).** On One Mechanism Forming Linear Sand Banks. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **14**, 79-99

I

- Ikehara, K. (1988).** Ocean current generated sedimentary facies in the Osumi Strait, south of Kyushu, Japan. *Progr. Oceanogr.*, **21**, 515-524
- Ikehara, K. et Kinoshita, Y. (1994).** Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Mar. Geol.*, **120**, 75-87

J

- Jansen, J.H.F., Van Weering, T.C.E. et Eisma, D. (1979).** Late Quaternary sedimentation in the North Sea. *In* : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), *The Quaternary History of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 157-187
- Jelgersma, S. (1979).** Sea-level changes in the North Sea basin. *In* : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), *The Quaternary history of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 233-248
- Johnson, M.A., Kenyon, N.H., Belderson, R.H. et Stride, A.H. (1982).** Sand transport. *In* : Stride, A.H. (Ed.), *Offshore tidal sand, processes and deposits*, Chapman & Hall, London, 58-94
- Johnson, M.A., Stride, A.H., Belderson, R.H. et Kenyon, N.H. (1981).** Predicted sand-wave formation and decay on a large offshore tidal-current sand-sheet. *In* : IAS (Ed.), *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 247-256
- Jones, N.S., Kain, J.M. et Stride, A.H. (1965).** The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. *Mar. Geol.*, **3**, 329-336
- Jopling, A.V. (1962).** Mechanics of small-scale delta formation: a laboratory study. *In*: Foundation, N.S. (Ed.) *Nat. shallow water Res. Conf.*, Washington

K

- Karl, H.A., Cacchione, D.A. et Carlson, P.R. (1986).** Internal wave-currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea. *J. Sediment. Petrol.*, **56**, 5, 706-714
- Kellaway, G.A., Redding, J.H., Shepard-Thorn, E.R. et Destombes, J.P. (1975).** The Quaternary history of the English Channel. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, **279**, 189-218
- Kemp, A.J. et Snell, P.L. (1995).** Dover Strait, Deep water route. Report on the analysis of routine resurvey areas M and N. Survey Analysis, Hydrographic Office, Taunton, 9 p.
- Kenyon, N.H. (1970).** Sand ribbons of the European tidal seas. *Mar. Geol.*, **9**, 25-39
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H. et Johnson, M.A. (1981).** Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *In* : Nio, S.D., Schüttenhelm, R.T.E. & Van Weering, T.C.E. (Eds.), *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin*, Blackwell, London, 257-268

- Kenyon, N.H. et Stride, A.H. (1970).** The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, **14**, 159-173
- Komar, P.D. et Reimers, C.E. (1978).** Grain shape effects on settling rates. *J. Geol.*, **86**, 193-209
- Kostaschuk, R. et Villard, P. (1996).** Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada. *Sedimentology*, **43**, 849-863
- Kostaschuk, R.A., Church, M.A. et Luternauer, J.L. (1989).** Bedforms, bed material and bed load transport in a salt-wedge estuary: Fraser River, British Columbia, Canada. *J. Earth Sci.*, **26**, 1440-1452
- Kuijpers, A., Werner, F. et Rumohr, J. (1992).** Sand waves and other large-scale bedforms as indicators of non-tidal surge currents in the Skagerrak off Northern Denmark. In : Liebezeit, G., Van Weering, T.C.E. & Rumohr, J. (Eds.), *Holocene sedimentation in the Skagerrak*, Marine Geology, 209-221

L

- Laban, C. et Schüttenhelm, R.T.E. (1981).** Some new evidence on the origin of the Zealand ridges. In : Nio, S.D., Schüttenhelm, R.T.E. & Van Weering, T.C.E. (Eds.), *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin*, Blackwell Scientific publications, Spec. Publ. int. Ass. Sediment, London, 239-245
- Lambert, S.J. (1996).** Intense extratropical northern hemisphere winter cyclone events: 1899-1991. *J. Geophys. Res.*, **D101**, 21319-21325
- Lanckneus, J. et De Moor, G. (1991).** Present-day evolution of sand waves on a sandy shelf bank. *Oceanologica Acta, International Colloquium on the environment of epicontinental seas*, Vol. Sp. **11**, 123-127
- Lanckneus, J. et De Moor, G. (1995).** Bedforms on the Middelkerke Bank, southern North Sea. In: *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 33-51
- Lanckneus, J., De Moor, G., De Schaepmeester, G., Meyus, I. et Spiers, V. (1992).** Residual sediment transport directions on a tidal sand bank. *Bull. Soc. belge d'Etudes Géogr.*, **2**, 425-446
- Langhorne, D.N. (1973).** A sandwave field in the Outer Thames Estuary, Great Britain. *Mar. Geol.*, **14**, 129-143
- Langhorne, D.N. (1977).** Consideration of meteorological conditions when determining the navigational water depth over a sandwave field. *International Hydrographic Review*, **54**, 1, 19-30
- Langhorne, D.N. (1982).** A study of the dynamics of a marine sand wave. *Sedimentology*, **29**, 4, 571-594
- Larsonneur, C., Bouysse, P. et Auffret, J.P. (1982).** The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, **29**, 851-864
- Le Bot, S., Idier, D., Garlan, T., Trentesaux, A. et Astruc, D. (2000b).** Dune dynamics: from field measurements to numerical modelling. Application to the bathymetric survey frequency in the Calais-Dover Strait. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 101-108
- Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berné, S. et Chamley, H. (2000).** Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Oceanologica Acta*, **23**, 2, 129-141
- Le Hir, P. (1996).** Aide mémoire de dynamique sédimentaire. IFREMER, Direction de l'Environnement et de l'Aménagement Littoral, 47 p.
- Li, M.Z. et Amos, C.L. (1999).** Sheet flow and large wave ripples under combined waves and currents: field observations, model predictions and effects on boundary layer dynamics. *Contin. Shelf Research*, **19**, 5, 637-663
- Liu, A.C., Missiaen, T. et Henriët, J.P. (1992).** The morphology of the top-Tertiary erosion surface in the Belgian sector of the North Sea. *Mar. Geol.*, **105**, 275-284
- L.N.H. (1971).** Nouvel Avant-Port de Dunkerque. Mesures en nature. 3 HC 042/05, p.
- Louwyte, S. et Declercq, E. (1998).** Relative water level change in the intracoastal zone of Belgium and Northern France over the last 2500 years. *Boreas*, **27**, 162-177
- Lüders, K. (1929).** Entstehung und Aufbau von Grossrücken mit Schillbedeckung in flut-bzw. *Senckenbergiana*, **11**, 123-142
- Lüdwick, J.C. (1972).** Migration of tidal sand waves in Chesapeake Bay entrance. In : Swift, D.J.P., Duane, D.B. & Pilkey, O.H. (Eds.), *Shelf sediment transport : process and pattern*, Dwden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 377-410

M

- Malikides, M., Harris, P.T., Jenkins, C.J. et Keene, J.B. (1988).** Carbonate sandwaves in Bass Strait. *Australian J. Earth Sci.*, **35**, 303-311
- Malikides, M., Harris, P.T. et Tate, P.M. (1989).** Sediment transport and flow over sandwaves in a non-rectilinear tidal environment: Bass Strait, Australia. *Contin. Shelf Research*, **9**, 3, 203-221
- Mallet, C. (1998).** Etude de la dynamique des sédiments non-cohésifs de l'embouchure de la Gironde. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 184 p.

- Mallet, C., Howa, H., Berné, S., Garlan, T. et Guyomard, P. (1997).** Inversion de polarité des grandes dunes hydrauliques tidales de l'embouchure de la Gironde (SW France). *In: Bordomer97*, 254-258
- Masselink, G. (1992).** Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône Delta, Southern France: A test of the "McLaren Model". *J. Coastal Res.*, **8**, 2,286-291
- McCave, I.N. (1971).** Sand waves in the North sea off the coast of Holland. *Mar. Geol.*, **10**, 199-225
- McCave, I.N. et Langhorne, D.N. (1982).** Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, **29**, 95-110
- McKenzie, B.R. et Legget, W.C. (1993).** Wind-based models for estimating the dissipation rates of turbulent energy in aquatic environments: empirical comparisons. *Mar. Ecol. Prog. Series*, **94**, 207-216
- McLaren, P. (1981).** An interpretation of trends in grain size measures. *J. Sediment. Petrol.*, **51**, 611-624
- McLaren, P. et Bowles, D. (1985).** The effect of sediment transport on grain-size distribution. *J. Sediment. Petrol.*, **55**, 4,457-470
- Migniot, C. (1977).** Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche*, **1**, 9-47
- Miller, M.C., McCave, I.N. et Komar, P.D. (1977).** Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, **24**, 507-527
- Mogi, A. (1979).** An atlas of the sea floor around Japan: aspects of submarine geomorphology. University of Tokyo Press, p.
- Mosher, D.C. et Thomson, R.E. (2000).** Massive submarine sand dunes in the eastern Juan de Fuca Strait, British Columbia. *In: Trentesaux, A.e.G., T. (Ed.) Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, University of Lille 1, 131-142
- Mostaert, F., Auffret, J.P., De Batist, M., Henriët, J.P., Moons, A., Sevens, E., Van den Broeke, I. et Verschuren, M. (1989).** Quaternary shelf deposits and drainage patterns off the French and Belgian coast. *In : Henriët, J.P. & De Moor, G. (Eds.), The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, Bruxelles, 111-118

N

- Nio, S.D. (1976).** Marine transgressions as a factor in the formation of sand wave complexes. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, (1-2), 18-40

O

- Oele, E. et Schüttenhelm, R.T.E. (1979).** Development of the North Sea after the Saalian glaciation. *In : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), The Quaternary History of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 191-215

P

- Paepe, R. et Baeteman, C. (1979).** The Belgian coastal plain during the Quaternary. *In : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), The Quaternary History of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 143-146
- Paskoff, R. (2000).** Impacts à attendre d'une élévation du niveau de la mer sur les côtes françaises. *In : , Impacts potentiels du changement climatique en France au XXIème siècle*, Premier Ministre et Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Paris, 46-53
- Pedrerros, R. (1995).** DERSEDI Version 2. Caractérisation de la dynamique sédimentaire à partir de l'analyse statistique des variations spatiales de la granulométrie de surface (procédure de Gao et Collins). S.H.O.M., 22 p.
- Pedrerros, R., Howa, H. et Michel, D. (1996).** Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Mar. Geol.*, **135**, 35-49
- Perillo, G.M.E. et Lüdwick, J.C. (1984).** Geomorphology of a sandwave in Lower Chesapeake Bay, Virginia, USA. *Geo-Mar. Lett.*, **4**, 105-112
- Pineau, M.L. (1998).** Courants de marée dans le golfe Normand-Breton. 155, SHOM/GG/ET/NP, p.
- Pirazzoli, P.A. (2000).** Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, **23**, 6, 643-661
- Prandle, D. (1978).** Residual flows and elevations in the Southern North Sea. *Proceedings Royal Society of London*, **359A**, 189-228
- Prandle, D. (1993).** Year-long measurements of flow through the Dover Strait by H.F. Radar and acoustic Doppler current profilers (ADCP). *Oceanologica Acta*, **16**, 5-6, 457-468

R

- Raudkivi, A.J. (1963).** Study of sediment ripple formation. *In: Proc. Am. Soc. Civ. Eng., J. Hydraul. Div., 89(HY6)*, 15-33
- Redding, J.H. (2000).** Experimental manipulation of sandwaves to reduce their navigation hazard potential, Jade shipping channel, N. Germany. *In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, Université de Lille 1*, 169-175
- Reineck, H.-E. (1963).** Sedimentologefuge im Bereich des Sudliche Nordsee. *Abhanddl. Senken. Nat. Gesell., 505*, 1-138
- Reverdin, G. (1998).** La fluctuation décennale de l'Atlantique Nord. *Pour la science, Dossier Hors Série*, 92-96
- Reynaud, J.Y. (1996).** Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique méridionale. Thèse de doctorat, Université de Lille 1, 185 p.
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.-N., Marsset, T., Lericolais, G., Berné, S., Vanhauwaert, P. et De Batist, M. (1994).** High and very high resolution seismic stratigraphy of a Celtic Sea sand bank. *In: 2nd International Conference on The Geology of Siliciclastic shelf seas, Gent*, 97-98
- Rhodes, R.N. (1992).** Hydrodynamics and the morphology, migration and structure of subaqueous dunes, Minas Basin, Canada. M.Sc Thesis, Queen's University, Kingston, 250 p.
- Rubin, D.M. (2000).** Time-lapse movies of migrating bedforms. *In: Trentesaux, A.e.G., T. (Ed.) Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, University of Lille 1*, 177
- Rubin, D.M. et Hunter, R.E. (1982).** Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, **29**, 121-138
- Rubin, D.M. et McCulloch, D.S. (1980).** Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Fransisco Bay and flume observations. *Sediment. Geol.*, **26**, 207-231

S

- Salomon, J.C. et Breton, M. (1991).** Courants résiduels de marée dans la Manche. *In: Proceedings of the International Colloquium on the environment of the epicontinental seas, Lille, 20-22 March 1990, Oceanologica Acta*, 47-53
- Salomon, J.C., Breton, M. et Guegueniat, P. (1993).** Computed residual flow through the Dover Strait. *Oceanologica Acta*, **16**, 5-6, 449-455
- Schmith, T., Kaas, E. et Li, T.-S. (1998).** Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analysed. *Clim. Dyn.*, **14**, 529-536
- Schüttenhelm, R.T.E. (2000).** Grainsize variability and crest stability of a North Sea sand wave in space and time. *In: Trentesaux, A.e.G., T. (Ed.) Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, University of Lille 1*, 189-192
- S.H.O.M. (1968).** Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. S.H.O.M., Paris, 287 p.
- Simon, B. (1997).** La marée. Les Guides du SHOM, SHOM, Brest, 75 p.
- Simon, B. et Allain, S. (2000).** Les variations du niveau de la mer et la marée. <http://www.shom.fr/sci/marcour/maree.html>
- Smith, D.B. (1988a).** Bypassing of sand over sand waves in the central region of the Southern North Sea. *In: De Boer, P.L., Van Gelder, A. & Nio, S.D. (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies*, D. Publishing Company, Utrecht,
- Smith, D.E. (1988b).** Morphological development of the Sandettie South Falls gap : A degeneration ebbdominated tidal passage in the southern North Sea. *In: De Boer, P.L., Van Gelder, A. & Nio, S.D. (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies*, D. Publishing Company, Utrecht, 51-64
- Smith, J.D. et McLean, S.R. (1977).** Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.*, **82**, 1735-1746
- Sommé, J. (1979).** Quaternary coastlines in northern France. *In: Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), The Quaternary History of the North Sea, Acta Univ. Ups., Uppsala*, 147-158
- Southard, J.B. et Boguchwal, L.A. (1990).** Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2: Synthesis of flume data. *J. Sediment. Petrol.*, **60**, 658-679
- Stender, I. (1996).** Burial of ground mines by migrating bedforms. *In: Forschungsanstalt der Bundeswehr für Wasserschall- und Geophysik, Kiel*, 19
- Stolk, A. (2000a).** Variation of sedimentary structures and grainsize over sandwaves. *In: Trentesaux, A.e.G., T. (Ed.) Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, University of Lille 1*, 193-197
- Stolk, A. (2000b).** The role of sandwaves in the management of the Netherlands Continental Shelf. *In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, Université de Lille 1*, 199-200

- Stride, A.H. (1963).** Current-swept sea-floors near the southern half of Great Britain. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **119**, 175-199
- Stride, A.H. (1989).** Modern deposits, quasi-deposits and some Holocene sequences in the Southern Bight, North Sea. In : Henriot, J.P. & De Moor, G. (Eds.), *The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, Ministry of Economic Affairs & Belgian Geological Survey, 149-159
- Stride, A.H. et Chesterman, W.D. (1973).** Sedimentation by non-tidal currents around northern Denmark. *Mar. Geol.*, **15**, M53-M58
- Swift, D.J.P. et Field, M.E. (1981).** Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, **28**, 461-482
- Swift, D.J.P. et Freeland, G.L. (1978).** Current lineations and sand waves on the inner shelf, middle Atlantic bight of North America. *J. Sediment. Petrol.*, **48**, 4, 1257-1266

T

- Taylor, P.A. et Dyer, K.R. (1977).** Theoretical models of flow near the bed and their implications for sediment transport. In : Goldberg, E.D. (Ed.), *The Sea*, Wiley Intersciences, New York, 579-601
- Terwindt, J.H.J. (1971).** Sand waves in the southern bight of the North Sea. *Mar. Geol.*, **10**, 51-67
- Terwindt, J.H.J. et Brouwer, M.J.N. (1986).** The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, **33**, 1-31
- Tessier, B. (1997).** Expressions sédimentaires de la dynamique tidale. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Lille 1, 79 p.
- Thauront, F., Berné, S. et Cirac, P. (1996).** Evolution saisonnière des dunes tidales dans le bassin d'Arcachon, France. *C. R. Acad. Sci. (Paris), Série IIa*, **323**, 411-418
- Tobias, F.C. (1989).** Morphology of sand waves in relation to current, sediment and wave data along the Eurogeul, North Sea. Dept. Physical Geography, University of Utrecht, The Netherlands, 35 p.
- Trentesaux, A. (1993).** Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale. Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 229 p.
- Twichell, D.C. (1983).** Bedform distribution and inferred sand transport on George Bank, United States Atlantic continental Shelf. *Sedimentology*, **30**, 695-710

V

- van den Brink, G.M. et Hulscher, S.J.M.H. (1999).** Prediction of sand waves and sand banks in the North Sea. In: *IAHR*, Gênes, 217-226
- Van Lanckner, V.R.M., Honeybun, S.D. et Moerkerke, G.P.M. (2000a).** Sediment transport pathways in the Broers Bank-Westdiep coastal system. Preliminary results. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 205-212
- Van Lanckner, V.R.M. et Jacobs, P. (2000 b).** The dynamical behaviour of shallow-marine dunes. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 213-220
- van Maren, D.S. (1998).** Sand waves, a state-of-the-art review and bibliography. North Sea Directorate, Ministry of Transport, Public Works and Water Management, 119 p.
- van Rijn, L.C. (1985).** Sediment transport, Part II: suspended load transport. In : *Sediment transport*, Delft hydraulics laboratory, Delft, 1613-1641
- van Rijn, L.C. (1986).** Application of sediment pick-up function. *J. hydraul. Engng., Am. Soc. civ. Engrs*, **112**, 867-874
- van Rijn, L.C. (1991).** Sediment transport in combined waves and currents. In: *Proc. Euromech 262*, Balkema,
- van Veen, J. (1936).** Onderzoekingen in de Hoofden. Algemene Landsdrukkerij, Ministerie van Waterstaat, 's-Gravenhage, 252 p.
- Van Vliet-Lanoë, B., Mansy, J.L., Margerel, J.P., Vidier, J.P., Lamarche, J. et Everaerts, M. (1998).** Le Pas-de-Calais, un détroit cénozoïque à ouvertures multiples. *C. R. Acad. Sci. (Paris), Série IIa*, **326**, 729-736
- Veenstra, H.J. (1969).** Gravels of the Southern North Sea. *Mar. Geol.*, **7**, 449-464
- Visser, M.J. (1980).** Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits : a preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546

W

- WASA_group (1998).** Changing waves and storms in the Northeast Atlantic. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **79**, 741-760

Wells, J.T. et Lüdwick, J.C. (1974). Application of multiple comparisons to grain size on sand waves. *J. Sediment. Petrol.*, **44**, 4, 1029-1036

Werner, F. et Newton, R.S. (1975). The pattern of large scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic Sea). *Ma. Geol.*, **19**, 29-59

Whitehouse, R.J.S. et Damgaard, J.S. (2000). Sandwaves and seabed engineering; the application to submarine cables. In: Trentesaux, A. & Garlan, T. (Eds.), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille 1, 227-234

Wright, P. (1992). Long term changes to the positions and heights of sandwaves in the southern North Sea. *Int. Hydrogr. Rev., Monaco*, **69**, 2, 113-128

Y

Yalin, M.S. (1964). Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydraul. Div.*, **90**, (HY5), 105-119

Yalin, M.S. (1972). Mechanics of sediment transport. Pergamon Press, London, p.

Yalin, M.S. (1977). Mechanics of sediment transport, 2d edition. Pergamon Press, Toronto, 298 p.

Yang, C.-H. (1986). On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. *Sedimentology*, **33**, 465-486

Yang, C.S. et Nio, S.D. (1985). The estimation of paleohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, **32**, 41-57

Z

Zagwijn, W.H. (1979). Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin. In : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), *The Quaternary History of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 31-42

Ziegler, P.A. et Louwerens, C.J. (1979). Tectonics of the North Sea. In : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (Eds.), *The Quaternary History of the North Sea*, Acta Univ. Ups., Uppsala, 7-22

Ziegler, P.A. et van Hoorn, B. (1989). Evolution of North Sea rift system. In : Tanlard, A.J. & Balkwill (Eds.), *Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, American Association of Petroleum, 471-500

Table des illustrations

Liste des figures

CHAPITRE I :

- Figure I-1 :** Schéma représentant une dune et les paramètres morphologiques la définissant. 7
- Figure I-2 :** Représentation logarithmique de l'amplitude et de la longueur d'onde des formes transverses au courant, basée sur l'analyse de 1491 observations (Flemming, 1988a). 8
- Figure I-3 :** Bloc diagramme montrant des dunes (a) à crête rectiligne (bi-dimensionnelles), et (b) à crête sinueuse (dunes tri-dimensionnelles), et les stratifications obliques correspondantes (d'après Harms et al., 1982, *in* Ashley, 1990).9
- Figure I-4 :** Structure verticale hypothétique d'un courant tidal affrontant le flanc raide d'une dune et donnant lieu à une morphologie en « dos de chat » (McCave, 1971). 10
- Figure I-5 :** Superposition de dunes. (a) petites dunes surimposées à de moyennes dunes de flot, zone intertidale de la Baie de Fundy (Dalrymple, 1984) ; b) moyennes dunes couvrant les flancs doux de très grandes dunes, SE du banc du Sandettié (levé SHOM/MHA, 1997). 12
- Figure I-6 :** Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment (Flemming, 2000). 14
- Figure I-7 :** Variations granulométriques à l'échelle des dunes (Malikides *et al.*, 1989 ; Terwindt, 1971). 15
- Figure I-8 :** Relations entre les dimensions des dunes (a : amplitude ; b : longueur d'onde) et la profondeur d'eau. Synthèse de données publiées (Flemming, 2000). 16
- Figure I-9 :** Diagramme de phase des corps sédimentaires montrant les variations de la longueur d'onde et de l'amplitude en fonction de la profondeur d'eau, de la vitesse du courant et de la taille du grain (Southard et Boguchwal, 1990). 17
- Figure I-10 :** Diagramme de stabilité et d'amplitude des dunes en fonction de la vitesse du courant, de la granularité du sédiment et de la profondeur d'eau (Rubin et McCulloch, 1980). 18
- Figure I-11 :** Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin (a) et cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie (b) (Allen, 1980a, 1980b). 20
- Figure I-12 :** Modèle de formation des dunes en fonction des variations du niveau marin (Nio, 1976). 21
- Figure I-13 :** Structure verticale du courant à l'aplomb des rides, des dunes et des antidunes. Mouvement de ces corps sédimentaires (Dyer, 1986). 22
- Figure I-14 :** Modèle de courant tidal à l'aplomb des dunes et sa déviation dans les directions du flot et du jusant (Malikides et al., 1989). 23
- Figure I-15 :** Phénomène de séparation et rattachement du courant. (a) Structure du courant à l'aplomb d'une ride (Dyer, 1986) ; (b) Profils de vitesse de courant tidal à l'aplomb d'une dune graveleuse (Dyer, 1970). 24
- Figure I-16 :** Exemple de bifurcation de la crête d'une dune (Langhorne, 1973). 28
- Figure I-17 :** Régimes tidaux et modèles de structure interne de dunes (Allen, 1984). 30
- Figure I-18 :** Structures internes observées dans les dunes intertidales de la Baie de Fundy (d'après Dalrymple, 1984).32
- Figure I-19 :** Structure interne d'une dune subtidale de Surtainville observée par la sismique (Berné et al., 1988). 34

Figure I-20 : Modèle de structure interne en « méga-chevrons » des dunes subtidales symétriques de l'estuaire de la Gironde (Berné et al., 1993).	35
Figure I-21 : Diagramme des quatre types principaux de rubans sableux (Kenyon, 1970).	37
Figure I-22 : Principaux corps sédimentaires façonnés par les courants tidaux sur les plates-formes continentales et vitesses de pointe de courant de surface de vive-eau moyenne associées (Belderson et al., 1982)	38
Figure I-23 : Très grandes dunes surimposées au banc de la Schôle (levé et traitement SHOM/MHA, 1999).	39
Figure I-24 : Mouvement des particules d'eau sous l'effet de la houle, (a) à grande profondeur d'eau ($>L/2$), (b) à faible profondeur d'eau ($<L/2$) (Brown <i>et al.</i> , 1989).	43
Figure I-25 : Directions de transport sédimentaire sableux résiduel sur la plate-forme continentale autour des îles britanniques (Johnson et al., 1982).	45
Figure I-26 : Variations de l'épaisseur des faisceaux tidaux dans une dune subtidale sur plusieurs cycles lunaires de mortes eaux-vives eaux (Neap-Spring) (Visser, 1980).	46
Figure I-27 : Carte géomorphologique de la plate-forme de l'Europe du NW. Localisation du détroit du Pas-de-Calais.48	
Figure I-28 : Carte bathymétrique du détroit du Pas-de-Calais et du Sud de la mer du Nord (extrait de la carte marine N°6735, SHOM). Localisation des zones d'étude, F et MPC Sud B.	49
Figure I-29 : Nature et granularité de la couverture meuble des fonds marins du détroit du Pas-de-Calais (extrait de cartes (B.G.S., 1989a et 1990).	50
Figure I-30 : Carte géologique du détroit du Pas-de-Calais (extrait de cartes (B.G.S, 1988 et 1989b).	51
Figure I-31 : Position des lignes de rivage (1) et des bancs sableux, actifs (2) et moribonds (3), à différents stades de l'Holocène (Jelgersma, 1979).	53
Figure I-32 : Vecteurs de maximum de frottement sur le fond à 8700-8800 ans B.P. et 7600 ans B.P. déterminés par un modèle de paléocourants de marée (Austin, 1991).	54
Figure I-33 : Caractéristiques des courants de marée dans le détroit du Pas-de-Calais (d'après les données de la carte marine N°6735 du SHOM et Grochowsky et al., 1993b).	56
Figure I-34 : Rose des vents (en nœuds) pour la période 1974-1982 (source : Météo-France).	57
Figure I-35 : Caractéristiques des houles (source : Météo-France). (a) Répartition de la houle selon la hauteur et la période entre 1973 et 1997, (b) Rose de fréquence des hauteurs de houle entre 1974 et 1982.	58
Figure I-36 : Augmentation de l'activité de tempête au cours du siècle passé enregistrée à l'île de Sylt (Allemagne, mer du Nord) (Dette, 1997). (a) Nombre annuel de surcotes ; (b) Temps de résidence annuel cumulé des surcotes.	59
Figure I-37 : Vecteurs de transport sédimentaire pour une marée moyenne sans vent (a), avec un vent de SW de 5 m.s-1 (b) et un vent de NE de 5 m.s-1 (c) (Grochowsky et al., 1993b).	61
Figure I-38 : Ouvrages et activités humaines dans le détroit du Pas-de-Calais (d'après la carte marine SHOM N°6735 et Kemp et Snell, 1995).	63
Figure I-39 : Extrait des cartes marines des ans IX et X du calendrier révolutionnaire (1800-1801) (a), et des périodes 1876-1890 (b) et 1964-1977 (c).	65
Figure I-40 : Localisation de la zone d'immersion des produits de dragage du port de Calais (Créocéan, 1998).	67
Figure I-41 : Exemple de levé complet. Localisation des profils bathymétriques et sonar réalisés en 1992 (levé SHOM/MHA).	69

Figure I-42 : Localisation des travaux effectués lors des missions Ridens I, II et III.	71
Figure I-43 : Exemples de profil bathymétrique (a) (levé SHOM/MHA, 1995) et sismique (b) (INSU/CNRS, Ridens I, 1996).	73
Figure I-44 : Exemples d'un profil sonar à balayage latéral (a, levé SHOM/MHA, 1992) et d'un cliché issu de la vidéo sous-marine (b, Ridens III).	74
 CHAPITRE II :	
Figure II-1 : Morphologie générale du secteur d'étude. (a) carte bathymétrique de la zone d'étude et de ses environs (levé SHOM/MHA, 1974) ; (b) transect bathymétrique N-S (profil n° 22057, localisé en a).	78
Figure II-2 : Cartes bathymétriques détaillées de la zone d'étude et sous-ensembles morphologiques Ma, Mb et Mc. (a) localisation des zones. (b) zone MPC Sud B (levé SHOM/MHA, 1999). (c) zone F (partie sud : levé SHOM/MHA, 1995 ; partie nord : levé INSU/CNRS, Ridens III, 1999).	79
Figure II-3 : Evolution de la morphologie de l'extrémité ouest de la dune c de 1985 à 1995 illustrant la tendance de cette dune à se connecter à la dune j.	80
Figure II-4 : Représentation logarithmique de l'amplitude (H) des dunes en fonction de leur longueur d'onde	84
Figure II-5 : Relation entre la profondeur d'eau D et (a) l'amplitude H des dunes, (b) leur longueur d'onde (L).	85
Figure II-6 : Nature des particules sédimentaires. (a) distribution des différents composants, et (b) de la teneur en carbonates en fonction des fractions granulométriques (c).	88
Figure II-7 : Vitesses de chute dans l'eau de grains quartzeux non-sphériques en fonction du diamètre et du facteur de forme de Corey (Komar et Reimers, 1978).	93
Figure II-8 : Caractéristiques et distribution spatiale des faciès morpho-sédimentaires sur la zone d'étude. Mosaïques issues de l'interprétation de profils de sonar à balayage latéral (a) sur la zone F (levé SHOM/MHA, 1992) et (b) sur la zone MPC Sud B (levé SHOM/MHA, 1999).	94
Figure II-9 : Exemples de rubans sableux, modelés de petites dunes (a) ou lisses (b), reposant sur une semelle de cailloutis.	95
Figure II-10 : Réflectivité sismique des cailloutis. Les hyperboles témoignent de la diffraction du signal sur les cailloutis (profil sismique N° 15, Ridens I, 1996).	96
Figure II-11 : Couverture sédimentaire de sables moyens, modelée de petites à très grandes dunes. (a) dunes l et m, (b) portion NW de la dune i.	97
Figure II-12 : Typologie des corps sédimentaires formés par les courants tidaux sur la plate-forme dans un environnement appauvri (a) ou enrichi (b) en sédiment sableux (d'après Belderson et <i>al.</i> , 1982).	99
Figure II-13 : Distribution granulométrique et modes du sédiment composant les dunes du secteur nord (a), la dune i (b) et la dune d (c).	100
Figure II-14 : Longueur d'onde de rides formées dans un sédiment bimodal (bleu) ou unimodal (rouge) de même grain moyen d_m^* (données : Foti et Blondeaux, 1995).	102
Figure II-15 : Organisation et morphologie des corps surimposés à la dune m. Schéma dessiné à partir du profil vidéo N°4.	104
Figure II-16 : Cartes de répartition des paramètres granulaires calculés sur différentes populations de taille du sédiment superficiel de la dune d.	106

Figure II-17 : Cartes de répartition des paramètres granulaires calculés sur différentes populations de taille du sédiment superficiel de la dune i.	108
Figure II-18 : Cartes de répartition des paramètres granulaires calculés sur différentes populations de taille du sédiment superficiel dans le secteur nord de la zone d'étude.	110
Figure II-19 : Variations du grain moyen (a), du classement (b) et de l'asymétrie (c) du sédiment du secteur nord en fonction de la profondeur d'eau. Les crêtes de dunes se situent en moyenne à 27 m de profondeur et les pieds des dunes à 34 m.	111
Figure II-20 : Corps sédimentaires prédits par le modèle tridimensionnel en fonction du paramètre de résistance et du nombre de Stokes (Hulscher, 1996).	114
Figure II-21 : Evolution de la croissance d'une dune ou d'un banc sableux prédite par le modèle (en vert) ou observée en nature.	115
Figure II-22 : Effet d'inhibition des particules grossières résiduelles sur la mobilité des particules fines dans le cas d'un sédiment hétérogène. En haut, à gauche : distribution granulométrique des trois fractions sédimentaires mélangées en proportions égales pour former le sédiment initial. En bas : composition du sédiment après transport. A droite : formes de fond générées dans le canal lors de l'expérience (en blanc : particules grossières). (Blom et al., 2000).	118
Figure II-23 : Schéma expliquant le calcul de l'orientation β (par rapport à l'ellipse des courants tidaux) et de la longueur d'onde l des corps sédimentaires à partir des nombres d'ondes α_x et α_y .	119
Figure II-24 : Test 1 : formation des dunes dans le secteur Ma-S1. Carte d'isovaleurs de $\bar{\gamma}_R$ dans le plan $(\alpha_x ; \alpha_y)$ pour $d_o^*=0,35$ mm, $h_o^*=32$ m, $U_o^*=112$ cm/s, $e=0,05$, vitesse de courant résiduel : 4,5 cm/s.	120
Figure II-25 : Test 2 : profondeur d'eau du secteur Mb-S2. Carte d'isovaleurs de $\bar{\gamma}_R$ dans le plan $(\alpha_x ; \alpha_y)$ pour $d_o^*=0,35$ mm, $h_o^*=36$ m, $U_o^*=112$ cm/s, $e=0,05$, vitesse de courant résiduel : 4,5 cm/s.	121
Figure II-26 : Test 3 : sensibilité de la taille du sédiment. Carte d'isovaleurs de $\bar{\gamma}_R$ dans le plan $(\alpha_x ; \alpha_y)$ pour $d_o^*=0,20$ mm, $h_o^*=32$ m, $U_o^*=112$ cm/s, $e=0,05$, vitesse de courant résiduel : 4,5 cm/s.	123
 CHAPITRE III :	
Figure III-1 : Localisation de mesures de courant utilisées dans la présente étude.	130
Figure III-2 : Mesure de courant au site mes4. (a) vecteurs cumulés de courant, et (b) caractéristiques des vents.	132
Figure III-3 : Mesure de courant mes5 (localisation fig. III-1). Direction et vitesse du courant à 13,5 m (a) et 5 m (b) au-dessus du fond.	133
Figure III-4 : Schéma de l'hydrodynamisme tidal sur la zone d'étude.	134
Figure III-5 : Paramètre hydrodynamiques et météorologiques enregistrés lors de la tempête de septembre 1995	136
Figure III-6 : Paramètre hydrodynamiques et météorologiques enregistrés en septembre et octobre 1999.	140
Figure III-7 : Bathymétrie intégrée dans le modèle NPDC 3. Détail de la zone d'étude et de la frontière Nord du modèle.	142
Figure III-8 : Vitesses des courants prédits par le modèle hydrodynamique NPDC 3 sur une période de 13 à 17 heures et localisation des points de simulation.	144

Figure III-9 : Vitesse et direction des courants sur la frontière Nord du modèle NPDC 3, entre les bancs du Sandettié et du South Falls (51°12' N - 1°46' E).	146
Figure III-10 : Champ de vecteurs de courants moyens prédits par le modèle Télémac pour une basse mer (a) et une pleine mer (b) de vive eau moyenne. Bathymétrie utilisée dans le modèle (c).	148
Figure III-11 : Vitesse de frottement sur le fond u^* nécessaire pour la mise en mouvement de grains de la densité du quartz de diamètre D , dans de l'eau à 20°C (Miller <i>et al.</i> , 1977).	152
Figure III-12 : Vitesse de chute W_s des particules de la densité du quartz en fonction de leur diamètre (d'après Baba et Komar, 1981).	153
Figure III-13 : Vitesse de frottement sur le fond u^* calculée à partir des courants enregistrés en septembre et octobre 1999 (voir fig. III-6d).	154
Figure III-14 : Capacités de transport total calculées à partir des courants enregistrés en septembre et octobre 1999. (a) capacités de transport total calculées avec les formules de Bagnold et de van Rijn ; (b) comparaison des débits totaux obtenus par les deux formules.	155
Figure III-15 : Capacités de transport par charriage et par suspension calculées grâce aux formules de van Rijn à partir des courants enregistrés en septembre et octobre 1999 (a) et taux de transport par charriage (b).	157

CHAPITRE IV :

Figure IV-1 : Cartes différentielles de bathymétrie sur plusieurs périodes, de 1974 à 1995.	164
Figure IV-2 : Migration résiduelle et annuelle des crêtes des très grandes dunes entre 1974 et 1995. Cartes de position des crêtes.	166
Figure IV-3 : Comparaison de la direction de migration des crêtes de dunes sur différentes périodes d'observation.	168
Figure IV-4 : Vitesses annuelles de déplacement des crêtes des dunes sur différentes périodes d'observation.	169
Figure IV-5 : Vitesses annuelles de migration des crêtes de dunes extrapolées à partir de mesures réalisées à l'échelle hebdomadaire.	170
Figure IV-6 : Migration des très grandes dunes entre 1974 et 1995. Cartes de l'isobathe -30 m.	171
Figure IV-7 : Comparaison dune à dune et période à période de la direction de migration de la crête et du corps dunaire.	173
Figure IV-8 : Comparaison dune à dune et période à période des vitesses de migration résiduelle des crêtes et des corps dunaires.	174
Figure IV-9 : Schéma de la migration des dunes à l'échelle décennale. Déplacements moyens annuels.	177
Figure IV-10 : Comparaison de la migration des dunes et du régime des vents à l'échelle hebdomadaire à plurimensuelle.	179
Figure IV-11 : Activité des tempêtes au cours du XXème siècle exprimée par les épisodes de surcotes enregistrés sur l'île de Sylt (Allemagne, mer du Nord ; Dette, 1997).	184
Figure IV-12 : Propagation des anomalies de température océanique entre la Floride et l'Islande (Reverdin, 1998).	186
Figure IV-13 : Structure interne de la dune d (profils 12 et V, 1996 et 1998).	189

Figure IV-14 : Structure interne de la dune c (profils 12 et V, 1996 et 1998).	194
Figure IV-15 : Modèle d'organisation interne d'une dune asymétrique en cosets (Berné, 1991).	196
Figure IV-16 : Structure interne de la dune o (profil K, 1998).	198
Figure IV-17 : Structure interne de la dune l (profils 2 et K, 1996 et 1998).	197
Figure IV-18 : Modèle d'organisation interne d'une dune symétrique à litage de mégarides (Berné, 1991).	199
Figure IV-19 : Structure interne de la dune k (profils 6 et O, 1996 et 1998).	200
Figure IV-20 : Structure interne de la dune 2 (profil a, 1998).	201
Figure IV-21 : Structure interne de la dune 4 (profil a, 1998).	202
Figure IV-22 : Modèle d'organisation interne d'une dune symétrique à « méga-chevrons » (Berné et al., 1993).	205
Figure IV-23 : Structure interne de la dune i.	203 et 204
Figure IV-24 : Cartographie sismique de la structure interne des dunes en 1996 (zone F) et en 1998 (zones F et MPC Sud B).	206
Figure IV-25 : Histogrammes montrant les changements dans la distribution granulométrique d'un sédiment source érodé, transporté puis déposé (McLaren, 1981).	212
Figure IV-26 : Distributions granulométriques du sédiment source et courbes de fonction de transfert résultantes sous différents régimes hydrauliques (McLaren et Bowles, 1985).	213
Figure IV-27 : Schéma expliquant la procédure de traitement bidimensionnel des données (Gao et Collins, 1991).	214
Figure IV-28 : Diagrammes des fréquences de corrélation entre les vecteurs de transport calculés par la méthode de Gao et Collins (1991, 1992) et les vecteurs de transport déduits de l'orientation des figures sédimentaires en Baie du Mont-Saint-Michel (Ehrhold, 1999).	216
Figure IV-29 : Vecteurs de transport résiduel calculés sur la dune d par le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+ appliqués au sédiment total et aux fractions mobiles, inférieures à 4 mm (coquilles+grains de quartz) et à 0,8 mm (grains de quartz).	221
Figure IV-30 : Vecteurs de transport résiduel calculés sur la dune i par le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+ appliqués au sédiment total et aux fractions mobiles, comprises entre 0,8 et 4 mm (coquilles) et inférieure à 0,8 mm (grains de quartz).	223
Figure IV-31 : Vecteurs de transport résiduel calculés dans le secteur Nord par le modèle de Gao et Collins (1991, 1992) pour les cas FB-, CB+ et FB-/CB+ appliqués au sédiment total et à la fraction de grains de quartz, inférieure à 4 mm.	225
Figure IV-32 : Modifications de la morphologie des dunes en fonction de l'activité des tempêtes.	231
Figure IV-33 : Schéma régional du transport sédimentaire résiduel à long terme. Bilan de volume sédimentaire sablo-graveleux.	232
 CONCLUSIONS :	
Figure 1 : Caractéristiques hydro-sédimentaires et morphodynamiques du champ de dunes étudié. Schéma de transport sédimentaire régional.	239

Figure 2 : Enregistrement des processus tidaux et non-tidaux dans la migration et l'architecture interne des dunes selon l'asymétrie des courants tidaux et l'intensité des courants non-tidaux. 245

Figure 3 : Procédure de modélisation de l'évolution morphodynamique des dunes appliquée à la gestion des levés hydrographiques (Le Bot et al., 2000b). 249

Liste des tableaux

CHAPITRE I :

Tableau I-1 : Synthèse sur les milieux de dépôt dans lesquels des dunes ont été observées et les agents hydrodynamiques dominants. 6

Tableau I-2 : Nomenclature des dunes selon leur longueur d'onde (d'après Berné *et al.*, 1989b et Ashley, 1990). 19

Tableau I-3 : Compilation de vitesses de migration de dunes (en m.an⁻¹) pour des environnements variés. 25 et 26

Tableau I-4: Exemples d'apports de la sédimentologie à la gestion des risques pour, ou générés par, les ouvrages et les activités humaines. 62

Tableau I-5 : Liste des missions réalisées par la Mission Hydrographique de l'Atlantique (MHA, SHOM) sur les zones F (¹) et MPC Sud B (²), et utilisées dans cette étude. 68

Tableau I-6 : Liste des missions organisées et réalisées au cours de notre étude (¹ : levé couvrant la zone F ; ² : levé couvrant la zone MPC Sud B). 70

CHAPITRE II :

Tableau II-1 : Principaux paramètres morphologiques des secteurs Ma, Mb et Mc. 83

Tableau II-2 : Caractéristiques de l'échantillonnage réalisé sur quelques très grandes dunes. 101

Tableau II-3: Longueur d'onde et orientation mesurées et prédites par le modèle dans le secteur Ma pour une profondeur d'eau de 32 m et un sédiment de 0,35 mm de diamètre. 120

Tableau II-4 : Longueur d'onde et orientation mesurées et prédites par le modèle dans les secteurs Mb et Mc, pour une profondeur d'eau de 36 m et un sédiment de 0,35 mm de diamètre. 122

Tableau II-5 : Comparaison entre les longueurs d'onde et les orientations prédites par le modèle pour des sédiments de 0,35 et 0,20 mm. 124

CHAPITRE III :

Tableau III-1 : Pointes des courants de flot et de jusant mesurées en morte eau et vive eau moyennes aux points mes1, mes2 et mes3 (localisation fig. III-1). (a) vitesses en surface ou à 9 m de profondeur, (b) vitesses estimées à 1 m au-dessus du fond.	131
Tableau III-2 : Pointes de courant de flot et de jusant mesurées à 5 m de profondeur en conditions de marée moyenne au point mes4 (localisation fig. III-1), et estimées à 1 m du fond.	132
Tableau III-3 : Vitesses critiques de mise en mouvement par charriage et par suspension sur le fond (u_{*crit}) et à 1 m au-dessus du fond ($U_{100crit}$) en fonction du diamètre des grains typiques du secteur Mb/S2.	154
Tableau III-4 : Intensité et direction du transport résiduel calculé grâce aux formules de Bagnold (*) et de van Rijn (•) à partir des courants mesurés en septembre et octobre 1999.	156
Tableau III-5 : Comparaison des concentrations de matières en suspension calculées par la formule de van Rijn (1985) et mesurées (Chapalain, 2000).	159

CHAPITRE IV :

Tableau IV-1 : Estimation de la vitesse de migration de la dune m à partir de la formule de Rubin et Hunter (1982).	175
Tableau IV-2 : Comparaison du régime des vents à l'échelle décennale.	178
Tableau IV-3 : Variations décennales de la migration des dunes et du régime des vents.	180
Tableau IV-4 : Comparaison du régime des vents à l'échelle annuelle à pluriannuelle.	182
Tableau IV-5 : Comparaison de la dynamique des dunes et du régime des vents à l'échelle annuelle à pluriannuelle.	183
Tableau IV-6 : Evolution du nombre d'épisodes mondiaux majeurs de tempêtes entre 1960 et 1992 (données : Dorland et al., 1999).	185
Tableau IV-7 : Pendages des réflecteurs de 2ème ordre.	191
Tableau IV-8 : Temps nécessaire au dépôt du sédiment piégé dans une séquence de 2ème ordre en fonction des conditions hydrodynamiques pour quatre dunes.	193
Tableau IV-9 : Types possibles de tendances granulométriques basées sur l'utilisation des trois paramètres granulaires de grain moyen (μ), classement (σ) et d'asymétrie (S_k) (en unités ϕ) (Gao et al., 1994).	215
Tableau IV-10 : Caractéristiques de l'échantillonnage sédimentaire utilisé et distance de calcul adoptée pour la modélisation des directions de transport résiduel.	218
Tableau IV-11 : Variations temporelles de la profondeur de la crête et de l'amplitude des dunes.	227 et 228
Tableau IV-12 : Variations du volume de sédiment sablo-graveleux disponible sur la zone d'étude.	230

Liste des photos

CHAPITRE II :

Photos II-1 : Exemples de fractions granulométriques (échantillon N°33, voir fig. II-6). (a) particules de taille supérieure à 20 mm ; (b) particules comprise entre 2,5 et 3,15 mm ; (c) particules comprises entre 0.315 et 0.4 mm. 90

Photo II-2 : Bloc de 30 cm couvert d'algues et de bryozoaires (échantillon N° 8, mission Ridens III). 92

Photo II-3 : Semelle résiduelle de cailloutis au pied du flanc raide de la dune I. Cliché obtenu à partir du film vidéo N°4 (Ridens III). 97

Photo II-4 : Rides surimposées à une petite dune couvrant le flanc doux de la dune i. Cliché obtenu à partir du profil vidéo N°1. 104

Photo II-5 : Abondance en éléments graveleux et cailloutis au sommet de la dune i. Cliché obtenu à partir du profil vidéo N°1. 104

Annexes

ANNEXE 1 :

Principes de mesure et résolution des différentes méthodes d'étude - Traitement des données

Remarque générale : Localisation des mesures

La localisation des mesures a été réalisée par radiolocalisation Trident pour les mesures antérieures à 1992 et par dGPS pour les mesures ultérieures. Dans le premier cas, la précision est meilleure que 10 m ; dans le second, elle est de 1 m.

1-1 : Le sondage bathymétrique

Van Veen (1935) est le premier à avoir utilisé le sondage bathymétrique pour des applications scientifiques. Actuellement, ces sondeurs sont une aide précieuse pour la navigation et sont fixés sur la coque de la plupart des bateaux.

* Les **sondeurs monofaisceaux** ayant servi à l'acquisition des données de l'étude sont de type Atlas Deso 20 (fréquences 33 et 210 kHz). La précision verticale de l'appareil est de 10 cm. Les données sont enregistrées sur papier électrosensible. Le principe d'acquisition des profils est présenté sur la figure 1a.

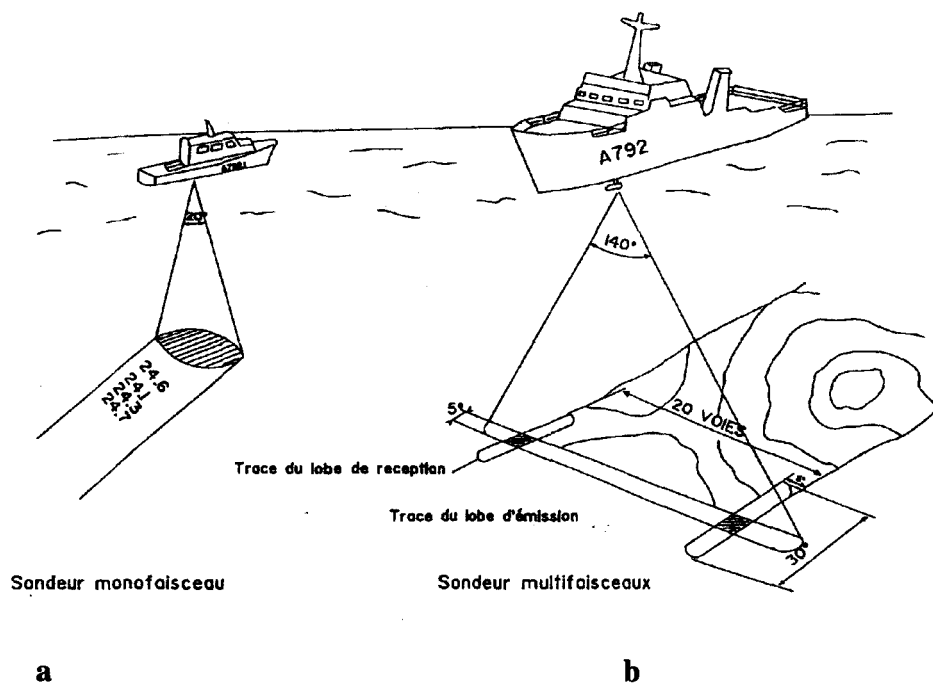
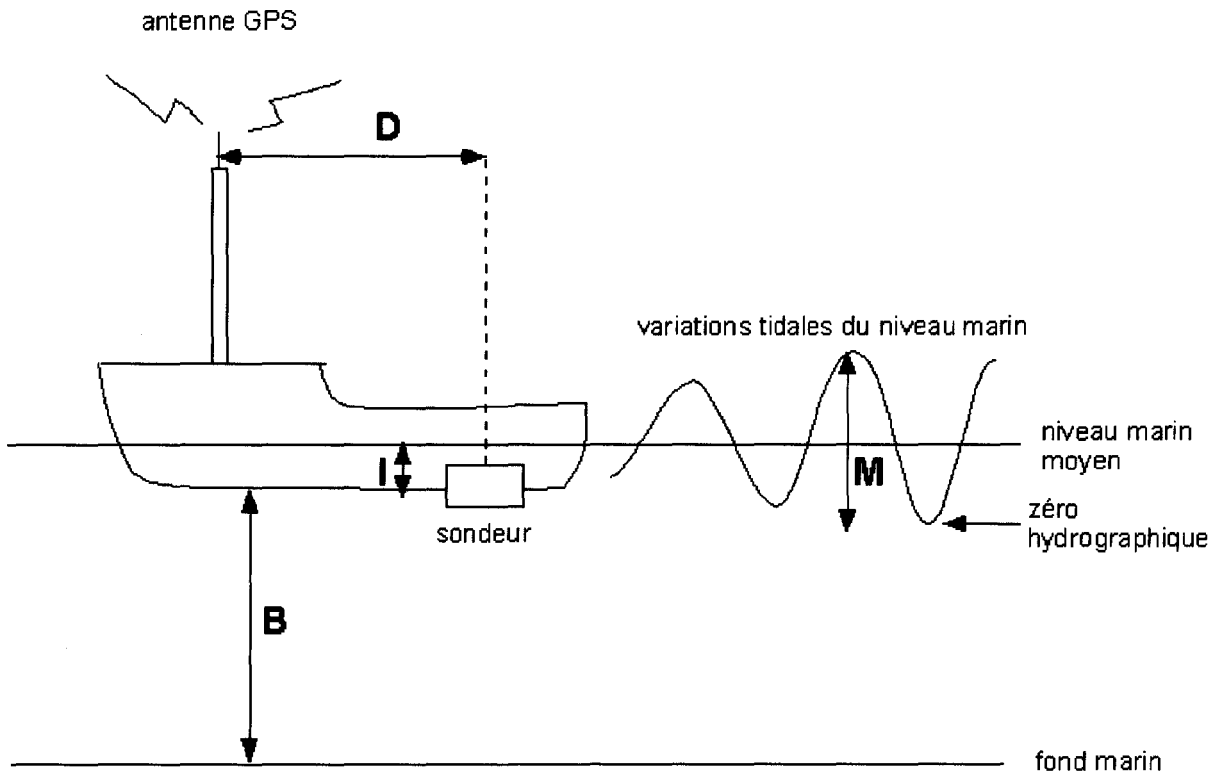


Figure 1 : Zones insonifiées par un sondeur monofaisceau et multifaisceaux Lennermor (Kerléguer, 1993).

L'acquisition des profils bathymétriques monofaisceau utilisés au cours de cette étude étant analogique, des phases de traitement et de mise en forme des données ont été nécessaires :

(1) *traitement des données* : nous l'avons réalisé grâce au logiciel TRADOC du SHOM (TRAitement des Données Océanographiques). Après numérisation des données brutes (papier) de bathymétrie et de localisation, les corrections nécessaires ont été réalisées : immersion du sondeur, décalage base-antenne, hauteur de marée, célérité (fig. 2). L'immersion du sondeur et le décalage entre le sondeur et l'antenne de localisation sont constants pour un bateau donné. Par contre les hauteurs de marée et la célérité du son dans l'eau varient dans le temps. Les hauteurs de marée sont calculées par le logiciel MALARGE du SHOM (précision verticale : 30 cm) et la célérité est mesurée régulièrement à l'aide d'un bathycélérimètre SUBER. L'erreur cumulée sur une donnée bathymétrique traitée est estimée à ± 50 cm.



D : décalage base-antenne B : bathymétrie brute donnée par le sondeur I : immersion du sondeur
 M : hauteur de marée

Figure 2 : Corrections apportées aux données bathymétriques monofaisceau

(2) *mise en forme des données* : les sondes bathymétriques (points caractérisés par des coordonnées x, y et z validées) obtenues sous la logiciel TRADOC ont été interpolées et maillées sous le logiciel SURFER afin de réaliser des cartes bathymétriques. Les biais générés par l'interpolation sont

difficilement quantifiables (le logiciel ne donne pas d'indication à ce sujet). La méthode de maillage choisie est le krigeage qui respecte le mieux les données et en crée la meilleure interprétation. Les sondeurs monofaisceau ne permettant qu'une couverture spatiale 1D (dans la direction de déplacement du bateau) du fond marin, l'interpolation des sondes requiert quelques ajustements tenant compte de l'anisotropie de la répartition spatiale des données et de l'orientation des structures (dunes) à visualiser : il faut favoriser par pondération la prise en compte des données d'une part dans la direction d'allongement des dunes, d'autre part dans la direction de densité minimale de points (perpendiculairement aux profils).

* Le **sondeur multifaisceau** fournit une couverture spatiale 2D, isotrope et dense, de sondes. Le modèle utilisé au SHOM est un sondeur petits fonds Lennermor (fig. 1b). Il a été utilisé sur la zone F, à partir du n/o BORDA, durant le levé complet de 1995. La gamme pratique d'utilisation du sondeur s'étend de 5 à 350 m de profondeur. Le sondeur émet des ondes acoustiques à la fréquence de 100 kHz et analyse les signaux en retour par un algorithme de demi-énergie pour la détermination des profondeurs. Le faisceau d'émission présente une ouverture longitudinale de 5° et transversale de 140°. Vingt faisceaux espacés de 5°, ayant une ouverture de 5° transversalement et 30° longitudinalement, sont utilisés pour la réception du signal. La couverture latérale du sondeur correspond à 2,4 fois la profondeur d'eau et la précision hydrographique est atteinte sur une couverture de 1,7 fois la profondeur (résolution : 4% de la profondeur). Le grand volume de données à traiter (15 millions de sondes par 24 heures de sondage continu et par 20 m de fond) et la nécessité de détecter et retenir les points hauts pour la sécurité de la navigation ont conduit le SHOM à mettre au point des chaînes de traitement spécifiques pour la validation et la rédaction des sondages (Kerléguer, 1993), en plus des corrections citées précédemment pour le sondeur monofaisceau. Des erreurs sur les mesures obtenues peuvent venir de l'électronique du sondeur et de l'antenne, mais les principales sources concernent les aspects géométriques qui peuvent affecter la détermination de la profondeur d'eau (erreur sur la verticale) ainsi que la précision de la localisation (erreur sur l'horizontale) (tableau 1).

Les sondes fournies par le SHOM pour le levé 1995 étant validées, aucun traitement supplémentaire n'est nécessaire. Etant donné l'isotropie et la densité de répartition des données, leur interpolation sous SURFER n'a fait l'objet d'aucune particularité.

	Profondeur		Position	
	Valeur (m)	Période	Valeur (m)	Période
Pilonnement	0,05	4 à 10 s	0	
Immersion de la base	0,05	∞	0	
Marée	0,20	Plusieurs heures	0	
Célérité	0,03	Plusieurs heures	0,03	Plusieurs heures
Largeur du faisceau	4,90	Cadence de sondage (0,2 s)	19	Cadence de sondage (0,2 s)
Discrétisation du roulis	0,03	= 0,1 s	0,58	= 0,1 s
Discrétisation du tangage	0,01	= 0,1 s	0,26	= 0,1 s
Pointage (roulis)	0,10	4 à 10 s	0,20	4 à 10 s
Pointage (tangage)	= 0		0,09	4 à 10 s
Corr. de pilonnement (roulis)	= 0		0	
Corr. de pilonnement (tangage)	= 0		0	
Corr. base/antenne (roulis)	0		0,02	4 à 10 s
Corr. base/antenne	0		0,02	4 à 10 s
Simultanéité	?			
Cap	0		0,95	
Localisation	0		5	

Tableau 1 : Sources d'erreur et résolution verticale et horizontale des données de sondeur multifaisceaux (Kerléguer, 1993).

* A partir de la bathymétrie, le logiciel SURFER a permis de quantifier, d'un levé à un autre, les migrations résiduelles des crêtes et corps dunaires ainsi que les variations de volume sédimentaire par soustraction des levés. La précision sur les volumes est difficilement estimable, ce qui rend l'interprétation délicate. Un autre logiciel (ISATIS) a été utilisé à l'IFREMER (Brest, J.F. Bourillet) sur les levés de 1985 et 1992. Ce dernier permet de réaliser une analyse statistique des données par variogramme et, ainsi, d'effectuer une interpolation et un maillage plus respectueux des données. Par ailleurs, les dunes présentent deux directions principales d'allongement dans deux secteurs distincts de la zone F. ISATIS permet de traiter (maillage et interpolation) séparément puis de « recoller » ces deux secteurs. Les biais sont ainsi considérablement diminués.

1-2 : La sismique très haute résolution

Les méthodes sismiques, dans leurs applications marines, ont bénéficiées de progrès considérables grâce au développement de la prospection pétrolière offshore. Pour l'étude spécifique des processus marins actuels intéressant les premières dizaines de mètres de sédiments, des outils à haute résolution ont été développés en même temps que des outils intégrés de traitement (voir Berné, 1991). La sismique réflexion repose sur le principe suivant. Une onde acoustique émise par une source est partiellement réfléchiée sur les discontinuités lithologiques successives qu'elle rencontre (fig. 3). Les signaux sont transmis à un enregistreur graphique. La géométrie des différentes discontinuités, matérialisées par des réflecteurs, est obtenue sous forme d'une coupe-temps (temps double de l'aller-retour d'une onde), convertie ensuite en coupe-profondeur.

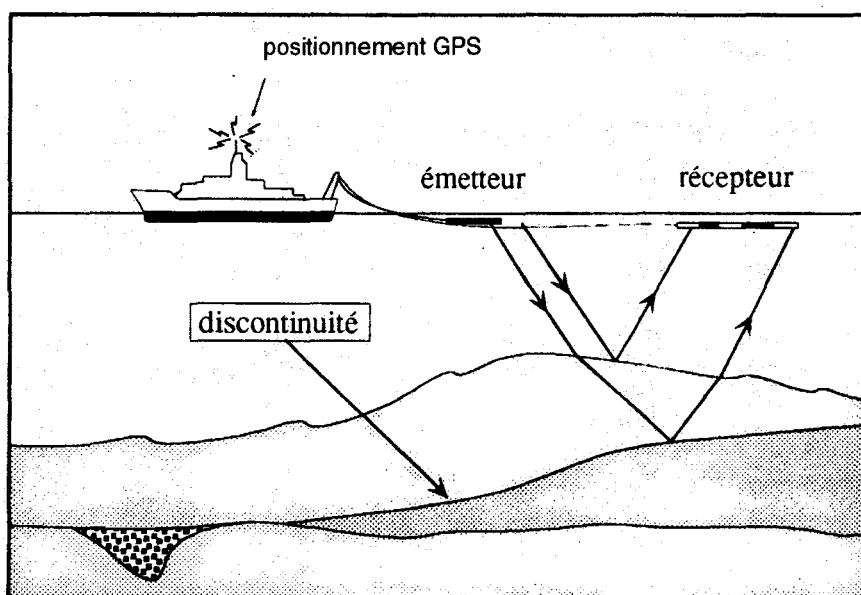


Figure 3 : Principe de fonctionnement de la sismique réflexion marine (Clabaut, 1988)

L'appareillage utilisé pour l'acquisition des données sismiques à très haute résolution est un sondeur de sédiment de 3,5 kHz (EDO-WESTERN boosté), constitué d'un poisson remorqué à l'arrière du bateau grâce à un câble électroporteur et sur lequel est monté un émetteur-récepteur d'ondes acoustiques. Ce système permet une pénétration efficace d'une dizaine de mètres, variable selon la nature du sédiment traversé. Les corps dunaires sablo-graveleux rencontrés sur la zone F sont complètement insonifiés. Lorsque le signal rencontre des niveaux de cailloutis (semelle sédimentaire sous-jacente aux dunes) ou le substratum rocheux, il ne pénètre pas. La résolution verticale est d'environ 0,5 m avec une zone aveugle de 1,25 m sous l'interface eau-sédiment, liée au fort contraste d'impédance entre les deux milieux. L'acquisition étant analogique (format papier), aucun traitement n'a pu être effectué par la suite.

L'interprétation a consisté à mettre en évidence les différents réflecteurs et à établir une hiérarchie selon leur morphologie et leurs relations géométriques. L'interprétation a été contrôlée à la faveur de travaux préexistants ayant bénéficié de données traitées et calibrées par carottage (Berné et al., 1988, 1993 ; Berné, 1991). Après interprétation, les données sismiques sont reportées manuellement sur les profils de navigation.

1-3 : Le sonar à balayage latéral

L'application du sonar à balayage latéral à la sédimentologie marine date de 1958 (Chesterman et al., 1958, cité dans Belderson et al., 1972). De nombreuses illustrations de ses utilisations possibles sont disponibles dans l'atlas de Belderson et al. (1972).

Le principe de cet appareil a été largement décrit dans Belderson et al. (1972), Berné (1991) et Ehrhold (1999). Il réside dans l'émission d'un signal ultrasonore de très courte durée d'impulsion par deux transducteurs (émetteurs/récepteurs) logés dans les flancs d'un poisson remorqué. Le lobe d'émission du signal est très étroit dans le plan horizontal ($1,2^\circ$), autorisant une bonne résolution sur le fond, et très large dans le plan vertical (20 ou 50° avec une inclinaison de 10° par rapport à l'horizontale) (figure 4a). En s'éloignant du poisson (et du centre de l'image), la résolution se dégrade longitudinalement (sens de la navigation), alors qu'elle s'améliore transversalement. L'onde émise se propage dans l'eau ; le signal rétrodiffusé au contact du fond est capté en retour par les transducteurs ; il produit une image en niveaux de gris dont les variations sont fonction du coefficient de rétrodiffusion du fond (dépendant de sa nature) et de l'angle d'incidence du front d'onde (dépendant de la géométrie du fond) (figure 4b).

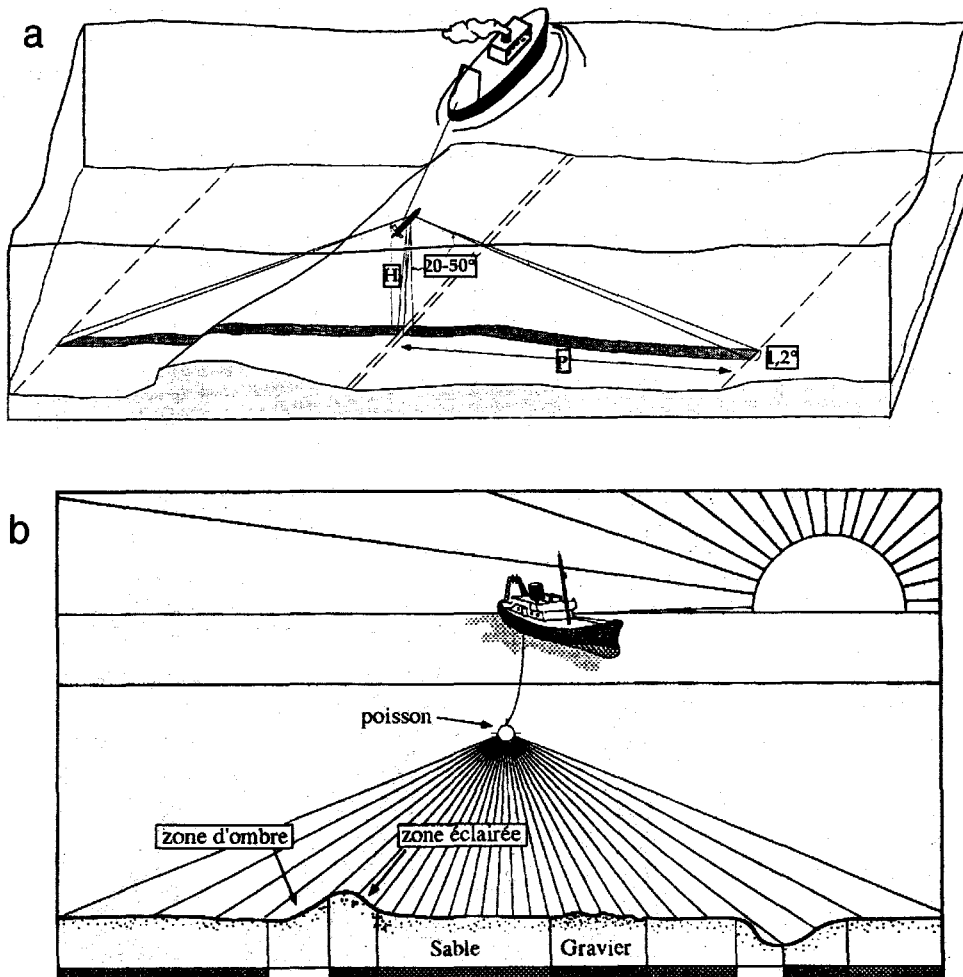


Figure 4 : Sonar à balayage latéral. Géométrie de l'éventail latéral insonifiant le fond marin (a) et principe de formation d'une image acoustique (b).

Les images obtenues présentent des déformations liées au comportement du poisson (position, changement d'altitude, roulis, tangage) et aux variations de la vitesse du navire. Comparées aux données bathymétriques et sédimentologiques, elles permettent de définir si une zone plus rétrodiffusante correspond à un sédiment plus grossier ou à une zone en pente.

Le matériel ayant servi à l'acquisition des données utilisées dans cette étude est celui du département d'Instrumentation Scientifique de l'EPSHOM. Il s'agit d'un ensemble sondeur à balayage latéral EDGERTON 260 TH à correction d'image (élimination automatique des déformations) constitué d'un poisson 272 T dont les transducteurs émettent latéralement des signaux de 100 kHz (ouverture du lobe : 50°). Lors de l'acquisition des données, les conditions d'utilisation (portée : 150 m, altitude du poisson : 30 m) fournissent une résolution (tableau 2) qui autorise la détection de l'ensemble des corps sédimentaires, exception faite des rides.

distance au poisson (m)	résolution transversale (m)	résolution longitudinale (m)
5	0,3	0,1
30	0,1	0,5
50	0,1	1,0
100	0,1	2,0
150	0,1	3,0

Tableau 2 : Résolution de l'imagerie sonar latéral obtenue sur la zone d'étude
(poisson évoluant entre 20 et 35 m de profondeur d'eau)

La médiocrité de conservation des papiers thermiques utilisés lors des levés les plus anciens n'a pas permis leur exploitation. Au total, sept levés ont été dépouillés : deux sur la zone F (1992 et 1995) et un sur les zones MPC Sud B (1999) et Sandettié A, B, C (1997). Le dépouillement a été réalisé à la main sous contrôle de la bathymétrie et en appliquant une correction de décalage entre la position du poisson et de l'antenne du bateau servant à la localisation.

1-4 : La caméra vidéo :

La caméra vidéo a été mise oeuvre durant la mission Ridens III à partir du treuil du pont arrière du bateau (photo 1). Elle était installée sur une cage quadripode tractée par le treuil au-dessus du fond marin. Utilisée avec un projecteur, elle a permis de visualiser le fond marin en niveaux de gris. Le champ de vision de la caméra était d'une vingtaine de centimètres en hauteur.

La technique de mise en oeuvre n'a autorisé que de brefs passages vidéo de bonne qualité. Le logiciel Avid Vidéoshop 3.0 a été utilisé afin d'extraire des séquences vidéo et des photos du fond marin.

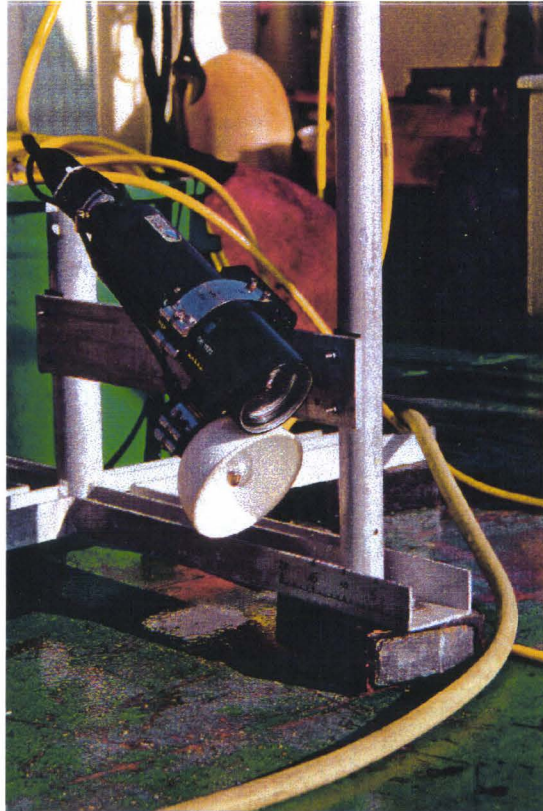


Photo 1 : Caméra vidéo fixée sur sa cage (Mission Ridens III).

1-5 : La mesure des matières en suspension :

Le système Eckmühl, mis au point et déployé par G. Chapalain, consiste en une tour métallique qui, lorsqu'elle touche le fond, permet le piégeage simultané de volumes d'eau à cinq profondeurs différentes (30, 60, 90 et 140 cm au-dessus du fond). Cette technique a été déployée lors de la mission Ridens III (Côtes de la Manche) au point $51^{\circ}05,650$ N- $1^{\circ}38,950$ W. Quatorze mesures horaires ont été réalisées durant un cycle flot-jusant de fortes vive-eau (coefficient 110) dans des conditions de vent et d'état de la mer clémentes (1 020 à 1 025 hPa).

Chaque échantillon a été filtré afin de ne conserver que les matières en suspension qui, une fois séchées, ont été pesées. Les concentrations de matières en suspension ont été déterminées.

1-6 : Les prélèvements de sédiment superficiel :

L'échantillonnage requiert l'utilisation d'appareillage léger (benne), facile à mettre en oeuvre depuis le treuil du pont arrière d'un navire.

La benne VAN VEEN, utilisée au cours de la mission Ridens II, est constituée de deux bras articulés munis chacun d'une mâchoire. Lors de la descente, les bras sont bloqués par un loquet en position horizontale permettant de maintenir les mâchoires ouvertes. Lorsque la benne touche le fond, le loquet se dégage entraînant la fermeture des mâchoires.

La benne SHIPECK, utilisée lors de la mission Ridens III, agit par râclage-découpage du fond (photo 2). Elle se compose d'un godet semi-cylindrique qui pivote et se libère de la tension du ressort au moment du contact avec le fond.

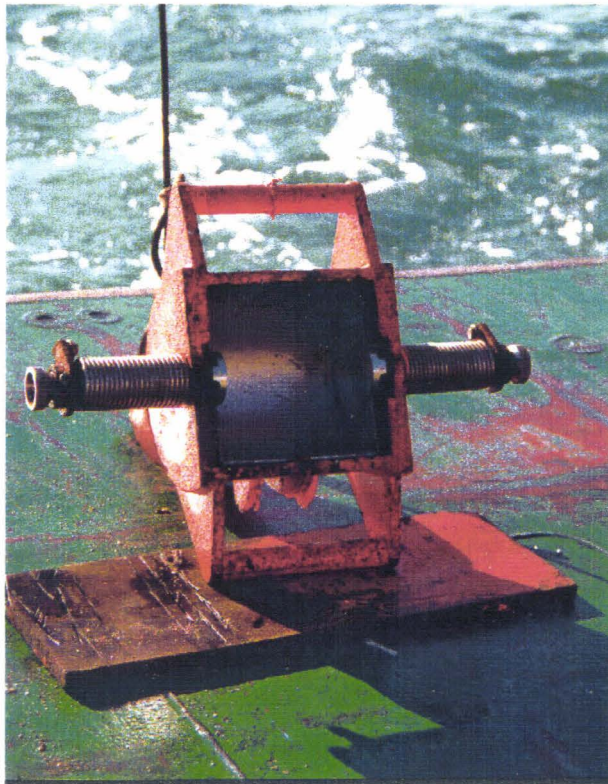


Photo 2 : Benne SHIPECK installée sur le treuil du Côtés de la Manche (Mission Ridens III)

Le volume de sédiment récolté par ces deux procédés (2,5 kg au maximum) dépend de la nature lithologique et de la morphologie du fond. Le faible poids de ces bennes (50 kg environ) est certes un avantage pour la mise en oeuvre, mais il constitue un handicap sur des fonds grossiers (cas des fonds plats de la zone d'étude) où les cailloux peuvent se coincer dans les mâchoires et laisser échapper les sédiments plus fins lors de la remontée de la benne. Le volume de sédiment récupéré n'est alors plus représentatif de la nature du fond.

Etant donné le déport de la benne et du treuil sous l'effet du courant, une correction de localisation des prélèvements doit être apportée. A une trentaine de mètres de profondeur d'eau, le déport de la benne peut en effet atteindre une cinquantaine de mètres vers l'arrière du bateau.

Les prélèvements de sédiment permettent une étude quantitative détaillée des paramètres lithologiques et granulométriques. A cette fin, ils ont été traités de la manière suivante :

- la granulométrie :

Cette analyse a été effectuée sur tous les échantillons (quantité : 159) obtenus au cours des missions Ridens.

Les échantillons, d'une masse de 0,5 à 2 kg, sont rincés pour en éliminer le sel et éviter l'aggrégation des particules les plus fines lors du séchage qui est effectué dans une armoire chauffante. Ils sont passés à sec sur une colonne de tamis à maille carrée de progression géométrique et de raison $\sqrt[10]{10}$ (norme AFNOR), depuis le tamis de 0,063 mm à celui de 20 mm. Chaque refus de tamis est pesé et transformé en pourcentage massique de l'échantillon total.

La granulométrie laser a été utilisée pour traiter la fraction inférieure à 1,6 mm des 116 échantillons prélevés lors de la mission Ridens III, dans le secteur sableux, au NE de la zone F (Delecourt, 1999) et sur la dune i. Le principe de mesure est le suivant. Lorsqu'une particule passe devant le faisceau laser monochromatique, l'onde est diffractée avec un angle variable selon la taille de cette particule. Elle est transformée en énergie électrique au niveau d'une plaque de récepteurs photoélectriques, proportionnellement à son intensité. Les résultats ainsi obtenus sont fusionnés avec ceux du tamisage de la fraction supérieure. Deux échantillons, analysés par tamisage complet et par combinaison du tamisage et du laser, ont révélé que le biais de mesure généré par l'utilisation conjointe de méthodes à principes de mesure différents, est faible.

Ces données granulométriques ont été traitées grâce au logiciel GRANUSH (SHOM). Il calcule les paramètres granulométriques de grain moyen, médiane, asymétrie et classement à partir de la méthode des moments statistiques (Rivière, 1977) (tableau 3).

- le grain moyen (Mz) correspond au premier des moments statistiques et exprime la taille moyenne du sédiment.

- le classement ou « sorting index » (So) est le deuxième des moments statistiques Il correspond à un écart-type et informe donc sur la dispersion d'une courbe granulométrique. Selon sa valeur, le sédiment sera très bien classé (moins que 0,35), moyennement classé (entre 0,71 et 1,00) ou très mal classé (plus que 4,00) (Folk, 1957).

- l'asymétrie ou « skewness » (Sk) est le troisième des moments statistiques et renseigne sur la polarité d'une courbe granulométrique. Celle-ci sera fortement asymétrique soit vers les grandes tailles ($0,3 < Sk < 1,0$) soit vers les petites ($-1,0 < Sk < -0,3$), ou pourra être symétrique ($Sk=0$).

grain moyen	$Mz = \frac{1}{100} \int_0^{100} Xi \cdot dy$
classement	$So = \frac{1}{100} \int_0^{100} (Xi - Mz)^2 dy$
asymétrie	$Sk = \frac{\frac{1}{100} \int_0^{100} (Xi - Mz)^3 dy}{\sqrt{\left(\frac{1}{100} \int_0^{100} (Xi - Mz)^2 dy \right)^3}}$

Tableau 3 : Formulation statistique des paramètres granulométriques.

- la médiane (M), encore appelée P_{50} ou ϕ_{50} , correspond à la taille des particules pour une masse cumulée de 50% de sédiment. Lorsqu'une seule des classes granulométriques dépasse 50% du poids total du sédiment, la médiane ne peut être calculée. Le nom attribué à un sédiment est généralement défini par sa médiane (Folk, 1957) (tableau 4).

μm	ϕ	nom du sédiment
		cailloutis
20 000	-4	
		gravier
2 000	-1	
		sable très grossier
1 000	0	
		sable grossier
500	1	
		sable moyen
250	2	

125	3	sable fin
63	4	sable très fin
2	9	silt
		argile

Tableau 4 : Définition du nom d'un sédiment selon la valeur de sa médiane (d'après Folk, 1957)

Le paramètre M est calculé dans le système métrique (mm), alors que M_z , S_o et S_k sont donnés en unités phi. Cette échelle logarithmique exprimée de manière arithmétique (tableau 4) permet des comparaisons plus aisées entre les échantillons et les différentes fractions d'un échantillon.

Dans le cadre d'une étude sur des échantillons hétérogènes, ces paramètres sont statistiquement plus satisfaisants que les indices ponctuels définis graphiquement (Galichon, 1984, cité dans Ehrhold, 1999).

- le nature du sédiment :

Sept échantillons prélevés sur la zone F ont été observés à la loupe binoculaire afin de déterminer la nature des grains composant le sédiment. Ils présentent des distributions granulométriques très différentes et ont été prélevés à des endroits morphologiquement distincts (sommet de dune, pied de dune, fond plat) pour couvrir la plus large gamme de configurations possibles étant donné le faible nombre d'échantillons sélectionnés. Chaque fraction tamisée a fait l'objet d'un comptage visuel (%) des différentes populations de constituants.

Le carbonate de calcium ($CaCO_3$) a été quantifié par le calcimètre Bernard sur les différentes fractions granulométriques de trois des échantillons précédents. Par attaque à l'acide chlorhydrique, la calcite du sédiment se dissout en entraînant la formation de CO_2 . Le volume de CO_2 dégagé dans une tube manométrique est mesuré. Une formule de correction (pression-température) permet de passer aisément du volume de CO_2 au pourcentage de $CaCO_3$.

Notons que certains échantillons présentent un faible poids (quelques centaines de grammes et moins) qui résulte d'un échantillonnage défectueux lorsque les mâchoires de la benne se ferment mal ou encore lorsqu'un caillou reste coincé dans les mâchoires laissant s'échapper les sédiments plus fins lors de la remontée. Bien que traités de la même manière que les autres prélèvements, ils ont généralement été écartés des interprétations car non représentatifs du sédiment réel, et ce d'autant plus qu'ils contenaient des éléments grossiers.

1-7 : La courantométrie

La plupart des mesures de courant utilisées pour l'étude ont été acquises par les SHOM et d'autres organismes tels que le British Oceanographic Data Center (BODC) et le Laboratoire anglais des Pêches (Ministry of Agriculture, Fisheries and Food). Elles ont été effectuées dans le détroit du Pas-de-Calais et nous renseignent sur le courant régional. Etant donné l'influence de la présence de dunes sur les caractéristiques du courant, il apparaissait nécessaire de réaliser des mesures au sein du champ de dunes.

Le courantomètre NORTEK Aquadopp, de forme cylindrique, de faible poids (3,5 kg) et de petite taille (diamètre : 75 mm, hauteur : 57 cm) est utilisable dans des profondeurs d'eau inférieures à 200 m. Il utilise l'effet Doppler pour mesurer la vitesse du courant (5 m/s maximum). Sur sa tête, 3 transducteurs émettent chacune de courts signaux acoustiques (2 MHz) dans 3 directions différentes (deux d'entre elles forment un angle de 90° dans le plan horizontal et l'autre est orientée à 45° vers le haut) (fig. 5a).

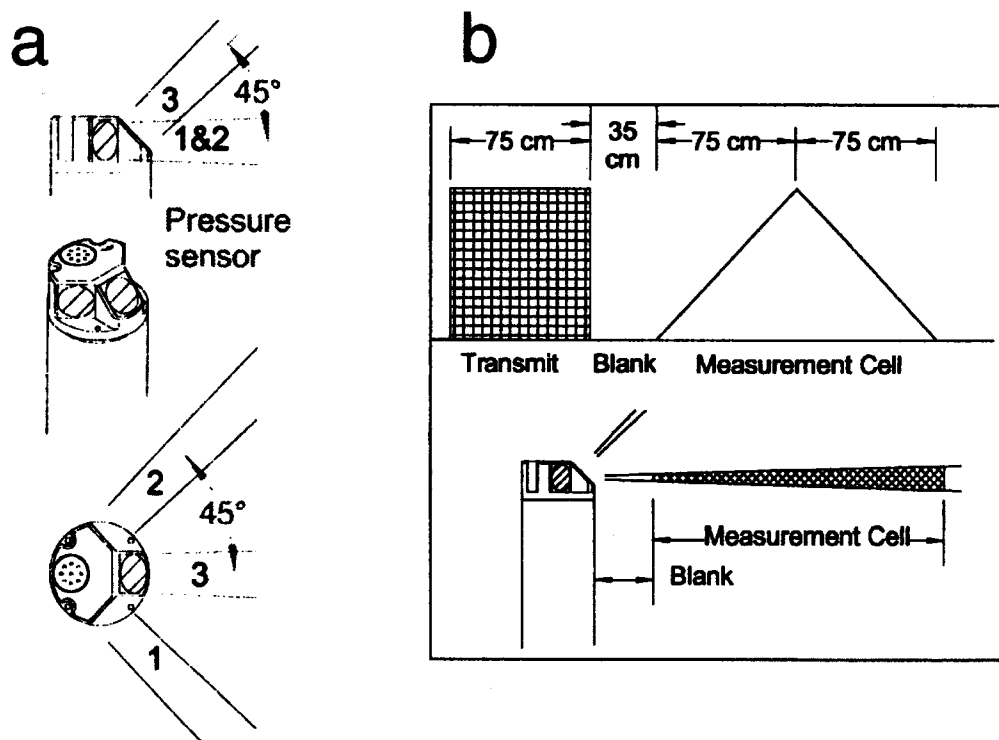


Figure 4 : Courantomètre Aquadopp. (a) géométrie de la tête du courantomètre et de ses trois faisceaux ; (b) géométrie de la cellule de mesure.

Les échos de ces signaux, renvoyés par réflexion sur les particules d'eau ou de sédiment en suspension, sont reçus et les variations de pitch ou de fréquence de l'écho sont enregistrées. Chaque faisceau mesure la composante de courant qui lui est parallèle et la combinaison des trois faisceaux permet d'obtenir la

vitesse tridimensionnelle du courant. Le point de mesure est situé au centre de la cellule triangulaire insonifiée par les 3 faisceaux à 1,1 m de la tête du courantomètre (figure 5b), ce qui évite l'enregistrement des perturbations liées à la présence de la cage-support. Le courantomètre est également muni d'un compas indiquant le cap de la mesure et d'un capteur de pression permettant l'enregistrement de la profondeur d'eau. Le courantomètre se configure et ses données sont récupérées sous un logiciel fonctionnant sous Windows. Les faisceaux acoustiques, étroits ($1,7^\circ$), fournissent une bonne résolution de mesure, qui est de 0,25 cm/s. La direction donnée par le compas est précise à 2° .

Au cours de l'étude, deux courantomètres de ce type (département d'Instrumentation Scientifique de l'EPSHOM) ont été mis en oeuvre sur la zone F. Ils étaient posés sur le fond à partir du treuil du pont arrière du bateau dans des cages lestées (photo). En septembre 1999 (n/o BORDA, SHOM) l'un d'eux a été mouillé sur la crête d'une dune et l'autre à son pied, afin d'obtenir les caractéristiques du courant local et son évolution à l'aplomb d'une dune. Seule la série de mesures de pied de dune est disponible, le courantomètre de sommet de dune n'ayant pu être remonté suite à un dysfonctionnement du largueur de lest. Le courantomètre rescapé a de nouveau été mouillé en octobre 1999 à partir du Côtes de la Manche (INSU/CNRS, mission Ridens III). La remontée de la cage a été effectuée par des plongeurs (A. Trentesaux, D. Davout et P. Hanquez). Malheureusement, seul un enregistrement partiel des données a été effectué.

Deux modes d'enregistrement ont été combinés : 1) un mode « normal » enregistrant une valeur toutes les 10 mn, par moyenne d'une minute de mesures. Ce mode permet d'obtenir les caractéristiques du courant (vitesse et direction) ; 2) un mode « diagnostic » qui correspond à des séries de 512 mesures à 1 Hz effectuées toutes les 6 h. Cette forte fréquence d'acquisition permet d'obtenir une mesure indirecte des caractéristiques de la houle.

1-8 : Les données météorologiques :

Les données météorologiques utilisées pour l'étude concernent les vents, les houles et les périodes de tempêtes. Elles proviennent de deux sources principales : les sémaphores (Boulogne, Calais et Dunkerque) et Météo-France.

Les sémaphores enregistrent la direction et la vitesse des vents et la pression atmosphérique. Les données récupérées concernent les périodes de levés du SHOM. A la faveur de conventions établies entre Météo-France et le SHOM (M. Aidonidis), et Météo-France et l'Université de Lille 1, de nombreuses données brutes ou traitées ont pu être obtenues : roses ou données brutes de vents et de houles, et cartes météorologiques. Nous disposons de nombreuses données couvrant les périodes inter-levés. Les données brutes de vents ont été mises en forme afin d'établir des roses de fréquence par secteurs de direction et de vitesse, et de visualiser l'évolution temporelle de la direction et de la vitesse des vents.

ANNEXE 2 :

Valeurs de pentages des flancs de dunes

a) pentages maximaux sur chaque dune

b) variation latérale des pentages sur la dune i du SE vers le NW

a)

dunes asymétriques	flanc raide (°)*	flanc doux (°)	amplitude (m)
a	nd	nd	nd
b	14	5	6,5
c	35	5	11
d	29,5	6	6
i SE	15	7	11
f	18	-	nd
g	16	2	nd
h	11	7	9
j	10	8,5	7
l	14	6,5	6,5
m	14	-	8,5
n	12	-	6
o	26	4,5	6,5
p	16	4	5
1	10	-	5
2	18,5	7	7
4	17,5	-	8
5	18	4	8,5
moyenne :	17,3	5,5	

dunes symétriques	flanc "raide" (°)*	flanc "doux" (°)	amplitude (m)
e	9,5	6	nd
i NW	8	6,5	nd
k	7	-	5,5
j'	10,5	9	7
k'	8	6	7
3	6	-	5,5
moyenne :	9,8	6,9	

nd : non disponible

- : non mesurée

* : valeur maximale observée

b)

flanc SW	flanc NE	amplitude
8	-	2
14,5	6,5	9
9,5	4,5	11
10	4 (moyenne) 14 (partie sommitale)	11
10	6	8,5
7	6	7
7	5	6,5
8	6	7

ANNEXE 3 : Paramètres morphologiques des dunes, a) de la zone F, et b) de la zone MPC Sud B

a) Zone F

ZONE F	dune	1985 (mai)	1991 (juin)	1992 (mai)	1995 (juin)	1996 (juin)	1998 (nov.)	1999 (oct.)	<i>variations</i>	moyenne par dune	moyenne par secteur morphologique	
Hauteur (m)	a	7	7	7,5	6,5				1	7,0		
	b	6,5	7	6,5	6,5	7	6,5		0,5	6,7		
	c	9	10	10	12,5	10,5	11		3,5	10,5		
	d	8,5	8,5	7	9	8	6		3	7,8		
	i SE	11,5	12	10	11	10,5	11		2	11,0		
	e	7,5	6,5	6,5	7	7			1	6,9		8,3
	f'	2	3	2,5	2,5				1	2,5		
	f	3,5	3,5	5,5	3,5	5			2	4,2		
	g	3,5	5	3	3,5	5			2	4,0		3,6
	h	8	9	8	8,5	8	9			1	8,4	
	i NE	8,5	10,5	8,5	8,5	8,5				2	8,9	
	j					7	7			0	7,0	
	k					5,5	5,5	5,5		0	5,5	
	j'					8,5	7	6		2,5	7,2	
	k'					7	7	6,5		0,5	6,8	
	l					7	6,5	6		1	6,5	
	m					7,5	8,5	7		1,5	7,7	
	n					5	6	5		1	5,3	
	o					5,5	6,5	5,5		1	5,8	
p					5	5	3,5		1,5	4,5	6,7	

ZONE F	dune	1985	1991	1992	1995	1996	1998	1999	<i>variations</i>	moyenne par dune	moyenne par secteur morphologique
Espacement (m)	a	1033	1105	1090	1095				70	1081	
	b	825	880	855	860		(540)		55	684	
	c	660	640	620	620		570		90	622	
	d	750	710	725	735		700		50	724	
	i SE	600	575	590	620		560		60	589	740
	e	325	300	295	290		285		40	299	
	f'	265	245	235	200		190		75	227	
	f	325	325	260	290		220		105	284	
	g	370	410	290	375		305		120	350	
	h	500	505	495	510		530		35	508	
	i NW	600	625	645	630		675		75	635	
	j	570	650	590	605		650	630	80	616	
	k						700	630	70	222	
	j'						550	515	35	533	
	k'						420	400	20	410	
	l						375	370	5	373	
m						345	365	20	355		
n						315	320	5	318		
o						255	270	15	263		
p						260	295	35	278	410	

ZONE F	dune	1985	1991	1992	1995	1996	1998	1999	<i>variations</i>	moyenne par dune	moyenne par secteur morphologique
Orientation (°N)	a	130	130	130	130				0	130	
	b	130	130	130	130				0	130	
	c	120	110	110	110				10	113	
	d	130	125	125	130				5	128	
	i SE	115	115	115	115				0	115	123
	e	150	155	155	150				5	153	
	f'	145	140	140	155				15	145	
	f	145	140	140	155				15	145	
	g	155	145	155	165				20	155	
	h	165	165	175	165				10	168	
	i NW	160	150	155	150				10	154	
	j	160	160	155	150			150	10	155	
	k	160	155	155	160			150	10	156	
	j'							145		145	
	k'							150		150	
	l							145		145	
m							150		150		
n							150		150		
o							150		150		
p							145		145	152	

ZONE F	dune	1985	1991	1992	1995	1996	1998	1999	<i>variations</i>	moyenne par dune	moyenne par secteur morphologique	
Polarité	a	SW	SW	SW	SW				0	SW		
	b	SW	SW	SW	SW	SW	SW		0	SW		
	c	SW	SW	SW	SW	SW	SW		0	SW		
	d	SW	SW	SW	SW	SW	SW		0	SW		
	i SE	SW	SW	SW	SW	SW	SW		0	SW		
	e	SW	SW	SW	sym	SW	sym à SW		<i>sym à SW</i>	SW		SW
	f'	sym	sym	sym	sym	SW	sym		<i>sym à SW</i>	sym		
	f	NE	sym	sym	NE	SW	NE		<i>NE à SW</i>	NE à sym		
	g	sym	NE	sym	NE	SW	NE		<i>NE à SW</i>	NE à sym		sym à NE
	h	SW	SW	SW	sym	sym à SW	sym à SW	SW		<i>SW à sym</i>	SW	
	i NW	sym	sym	sym	NE	sym à SW	sym		<i>NE à SW</i>	sym		
	j	sym	sym	sym	sym	SW	NE	sym	<i>NE à SW</i>	sym		
	k	NE	NE	sym	NE	sym à SW	sym	NE	<i>NE à SW</i>	NE		
	j'					sym	sym à NE	SW	<i>NE à SW</i>	sym		
	k'					sym à SW	sym	sym	<i>sym à SW</i>	sym		
	l					sym à NE	NE	NE	<i>NE à sym</i>	NE		
	m					sym	NE	NE	<i>NE à sym</i>	NE		
	n					sym	NE	sym	<i>NE à sym</i>	sym		
	o					sym à NE	NE	NE	<i>NE à sym</i>	NE		
p					sym	NE	NE	<i>NE à sym</i>	NE	NE à sym		

ZONE F	dune	1985	1991	1992	1995	1996	1998	1999	<i>variations</i>	moyenne par dune	moyenne par secteur morphologique
Profondeur du substrat (m)	a	36,5	37	37,5	36,5				1	36,9	
	b	36,5	36,5	37	36,5				0,5	36,6	
	c	36	36	37,5	36,5				1,5	36,5	
	d	35,5	35,5	35,5	36				0,5	35,6	
	i SE	35	35	35	35				0	35,0	
	e	35,5	35,5	35,5	36				0,5	35,6	
	f'	35	35,5	35,5	35,5				0,5	35,4	
	f	35	35,5	35,5	35,5				0,5	35,4	
	g	35,5	35,5	34,5	35,5				1	35,3	
	h	33,5	34	34	34,5				1	34,0	
	i NW	33,5	33,5	33,5	33,5				0	33,5	
	j	33	33	33	33				0	33,0	
	k	33	33	33,5	34				1	33,4	
	j'								33,5	33,5	
	k'								34	34,0	
	l								33,5	33,5	
	m								34	34,0	
	n								34	34,0	
	o								34	34,0	
p								34,5	34,5	33,8	

b) Zone MPC Sud B

ZONE MPC SUD B	dune	1982 (mai)	1987 (avril)	1998 (nov.)	1999 (oct.)	<i>variation</i>	moyenne par dune	moyenne par secteur morphologique
Hauteur (m)	1	8,5		5	5	3,5	6,2	7,6
	2		7	7	10	3	8,0	
	3		5	6	7	1	6,0	
	4		7,5	8	10,5	3	8,7	
	5		8,5	8,5	10,5	2	9,2	
Espacement (m)	1	490		690	610	200	597	690
	2	610	(1210)	895	890	285	599	
	3	730	945	900	910	215	871	
	4	730	680	710	640	90	690	
	5	730	680	725	630	100	691	
Orientation (°)	1				130		130	137
	2				125		125	
	3				130		130	
	4				145		145	
	5				155		155	
Polarité	1	SW		SW	SW	0	SW	tendance SW
	2		SW	SW	SW	0	SW	
	3		sym	NE	sym	sym à NE	sym	
	4	SW	sym	NE	SW	SW à NE	sym à SW	
	5	NE	NE	NE	NE	0	NE	

ANNEXE 4 :

Direction et vitesse de déplacement des crêtes des dunes (a) et de l'isobathe -30 m (b).

Dune	1974-1982	1982-1987	1982-1991	1985-1991	1991-1992	1992-1995	1974-1985	1985-1995	6 au 13 mai 1998	mai à sept. 1998	12 au 23 sept. 98
a	110 / 13,75	-	78 / 8,7	52 / 8,7	26 / 26	22 / 7,3	113,5 / 10,3	76,5 / 7,65	-	-	-
b	115 / 14,4	-	82,5 / 9,2	79 / 13,2	17 / 17	16,5 / 5,5	115 / 10,5	98 / 9,8	-	-	-
c	140 / 17,5	-	113 / 12,6	81 / 13,5	23 / 23	34,2 / 11,4	148 / 13,5	118 / 11,8	5,3 / 276,4	-	-
d	95 / 11,9	-	71 / 7,9	34 / 5,7	10 / 10	8 / 2,7 : -19 / -6,3	50 / 4,5	45,3 / 4,5	-	-	-
iSE	165 / 20,6	-	142 / 15,8	80 / 13,3	0	26,3 / 8,8	122 / 11,1	87 / 8,7	12,8 / 667,4	-	-
e	145 / 18,1	-	101 / 11,2	60 / 10	29,5 / 29,5	-24,5 / -8,2	107 / 9,7	74 / 7,4	-	-	-
f'	-	-				-22 / -7,3		72 / 7,2	-	-	-
f	-	-	61 / 6,8	14 / 2,3	10 / 10	-43,5 / -14,5	-59 / -5,4	35 / 3,5	-	-	-
g	-	-	-	-	-	-	-94 / -8,5	43,5 / 4,4	-	-	-
h (SW : NE)	-	-	-	72 / 2,3 : -78 / -13	36 / 36	-51,3 / -17,1	24 / 2,2 : - 21 / -2	35 / 3,5 : 61 / 6,1	-	-	-
iNW	-	-	-	35 / 5,8	37,5 / 37,5	-34 / -11,3	-88 / -8,1	-	-	-	-
j	-	-	-	-20 / -3,3	26 / 26	-57 / -19	-88 / -8,1	-	-	-	-
k	-	-	-	-56 / -9,3	45 / 45	-56,5 / -18,8	-60 / -5,5	-	-	-	-
1	-	46 / 9,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	100 / 12,5	60 / 12	-	-	-	-	-	-	-3 / -156,4	2,9 / 8,7	-
3	naissance	-79 / -15,8	-	-	-	-	-	-	9,8 / 511,0	-15,9 / -47,6	15,9 / 527,6
4	-220 / -27,5	-50 / -10	-	-	-	-	-	-	4,8 / 250,3	-17,8 / -53,3	18,5 / 613,9
5	-	-	-	-	-	-	-	-	-4,5 / -234,6	-4,7 / -14,1	11,3 / 375,0

Les valeurs positives désignent des migrations vers le SW, les valeurs négatives vers le NE / - : absence de données

a) Crête des dunes : intensité et direction de la migration sur la période d'observation (x m) et vitesse annuelle de migration (y m/an) (x / y)

Dune :	1974-1982	1982-1991	1985-1991	1991-1992	1992-1995	1985-1995
a	-	73	60	10	5	72
b	130	66	90	3	21	96
c	133	102	88	10	43	108
d	78	29	55	9	5	48
iSE	138	99	71,5	21	28,5	92
e	95	50	55	30	-26	58
h (SW : NE)	-	-	-20,5	27	-44	-24
iNW	-	-	41	31	-52	-11
j	-	-	-22	33	-52	-46
k	-	-	0	24	-52	-49

Les valeurs positives désignent des migrations vers le SW, les valeurs négatives vers le NE.

b) Isobathe -30 m : intensité (m) et direction de la migration

ANNEXE 5 : Régime des vents de 1974 à 1998

Cette annexe renseigne sur le régime des vents enregistré par Météo-France à Dunkerque, à la bouée Ruytingen SW (51,1°N – 1,8°E) et aux alentours de la zone d'étude (50,9°N / 51,2°N – 1,0°E / 2,0°E).

Les données sont présentées sous la forme de tableau de fréquence des vents (%), par direction (°N) et par vitesse (m/s) pour les périodes décennales 1974-1985, 1985-1995, et les périodes pluri-annuelles 1974-1982, 1985-1991, 1991-1992, 1992-1995 et 1996-1998.

période : avril 1974-avril 1985 (Dunkerque)

Direction (°N)	2 à 4 m/s	5 à 8 m/s	> 8 m/s	Total	Total > à 5 m/s
20	1,4	2,6	2,0	6,1	4,7
40	1,5	2,6	2,2	6,2	4,7
60	1,3	1,8	1,3	4,3	3,0
80	1,4	1,7	0,8	3,9	2,5
100	1,4	1,5	0,2	3,1	1,7
120	1,6	1,6	0,1	3,3	1,7
140	2,0	1,9	0,1	4,0	2,0
160	3,0	3,0	0,3	6,3	3,3
180	2,5	3,8	0,5	6,8	4,3
200	2,2	4,9	1,3	8,4	6,2
220	1,5	4,2	3,1	8,8	7,3
240	0,5	2,6	3,2	6,3	5,8
260	0,9	3,4	3,3	7,7	6,7
280	1,2	2,9	2,4	6,5	5,3
300	1,2	1,9	1,6	4,8	3,6
320	1,1	1,5	1,1	3,7	2,6
340	1,0	1,3	0,9	3,1	2,2
360	1,3	1,9	1,0	4,2	2,9
Total :	26,9	45,1	25,5	97,6	70,6

période : 1985-1995 (alentours de la zone d'étude)

Direction (°N)	2 à 5 m/s	> à 5 m/s	Total
20-40	2,4	5,8	8,2
50-70	2,2	4,7	6,9
80-100	1,8	3,7	5,4
110-130	2,1	2,4	4,5
140-160	2,1	2,0	4,1
170-190	1,6	3,6	5,2
200-220	3,6	11,0	14,5
230-250	3,3	16,1	19,4
260-280	2,3	8,3	10,6
290-310	1,8	3,8	5,6
320-340	1,5	4,3	5,8
350-10	1,8	3,8	5,7
Total :	26,5	69,4	95,9

période : avril 1974-avril 1982 (Dunkerque)

Direction (°N)	2 à 4 m/s	5 à 8 m/s	> 8 m/s	Total	Total > à 5 m/s
20	1,2	2,4	2,1	5,7	4,5
40	1,4	2,4	2,4	6,2	4,8
60	1,2	1,9	1,5	4,6	3,4
80	1,3	1,7	0,9	3,9	2,6
100	1,3	1,6	0,3	3,2	1,9
120	1,6	1,7	0,1	3,4	1,8
140	2,0	1,9	0,1	4,0	2,0
160	2,9	3,1	0,3	6,3	3,4
180	2,0	3,5	0,5	6,0	4,0
200	2,0	5,1	1,4	8,5	6,5
220	1,5	3,8	2,9	8,2	6,7
240	0,5	2,8	3,3	6,6	6,1
260	1,0	3,5	3,5	8,0	7,0
280	1,1	2,9	2,6	6,6	5,5
300	1,2	2,0	1,8	5,0	3,8
320	1,0	1,5	1,3	3,8	2,8
340	0,9	1,3	1,0	3,2	2,3
360	1,1	1,9	1,2	4,2	3,1
Total :	25,2	45,0	27,2	97,4	72,2

période : mai 1985-juin 1991 (alentours de la zone d'étude)

Direction (°N)	2 à 5 m/s	> 5 m/s	Total
20-40	1,7	6,4	8,1
80-100	1,1	3,9	5,1
140-160	0,9	0,4	1,3
200-220	2,4	10,7	13,1
260-280	2,1	9,3	11,4
320-340	1,2	4,5	5,7

période : juin 1991-mai 1992 (alentours de la zone d'étude)

Direction (°N)	2 à 5 m/s	> 5 m/s	Total
20	1,5	2,8	4,3
40	1,6	2,1	3,7
60	1,6	2,1	3,7
80	2,8	1,1	3,9
100	1,8	1,1	2,9
120	2,8	1,3	4,1
140	2,9	2,1	5
160	5,5	3	8,5
180	2,9	4,2	7,1
200	2,1	8,5	10,6
220	0,5	5,6	6,1
240	0,7	7,1	7,8
260	1,2	5,1	6,3
280	1,4	2,4	3,8
300	1,2	2,6	3,8
320	1,2	1,3	2,5
340	1,5	1,3	2,8
360	1,6	2,8	4,4
Total :	34,8	56,5	91,3

période : mai 1992-juin 1995 (alentours de la zone d'étude)

Direction (°N)	2 à 5 m/s	> 5 m/s	Total > 2 m/s
20-40	3,6	4,1	7,7
50-70	3,5	4	7,5
80-100	2,1	2,4	4,5
110-130	2,9	2,5	5,4
140-160	2,4	2,1	4,5
170-190	1,7	3,3	5
200-220	6,3	9,7	16
230-250	3,2	14,9	18,1
260-280	2,6	5,2	7,8
290-310	2,3	3,5	5,8
320-340	1,7	4	5,7
350-10	2,6	4,4	7
Total :	31,3	60,1	91,4

période : juin 1996-octobre 1998 (Bouée Ruytingen)

Direction (°N)	% total par direction	% total < 5 m/s	% total 5 à 9 m/s	% total 10 à 14 m/s	% total > 15 m/s
10	2,1	0,7	0,9	0,4	0,1
20	2,4	0,6	1,3	0,5	0,0
30	2,6	0,7	1,3	0,5	0,1
40	2,5	0,6	1,3	0,6	0,1
50	4,1	0,8	2,1	0,9	0,3
60	2,3	0,4	1,3	0,4	0,1
70	2,3	0,5	1,4	0,4	0,1
80	1,9	0,5	0,9	0,4	0,1
90	1,5	0,6	0,7	0,2	0,0
100	1,3	0,7	0,5	0,2	0,0
110	1,4	0,6	0,6	0,1	0,0
120	1,6	0,6	0,8	0,2	0,0
130	1,9	0,8	0,8	0,2	0,0
140	1,8	0,7	0,9	0,3	0,0
150	1,6	0,6	0,7	0,2	0,0
160	2,0	0,6	0,9	0,4	0,0
170	1,8	0,5	0,7	0,5	0,2
180	2,5	0,5	0,9	0,8	0,4
190	5,5	0,9	1,9	1,8	0,9
200	8,0	0,9	3,8	2,3	1,0
210	5,5	1,0	1,8	1,7	0,9
220	6,4	0,9	2,7	2,0	0,8
230	5,7	1,0	2,5	1,7	0,5
240	3,0	0,6	1,2	0,9	0,4
250	2,5	0,5	1,0	0,8	0,2
260	1,9	0,7	0,8	0,5	0,2
270	2,0	0,5	0,8	0,5	0,1
280	1,8	0,5	0,9	0,3	0,1
290	1,8	0,3	0,8	0,5	0,1
300	2,1	0,6	1,0	0,4	0,1
310	2,2	0,6	0,9	0,5	0,2
320	2,7	0,6	1,1	0,7	0,2
330	1,8	0,5	0,8	0,5	0,1
340	1,8	0,6	0,7	0,4	0,2
350	1,9	0,5	0,8	0,5	0,1
360	2,3	0,6	1,1	0,4	0,2
Total :	96,3	22,5	42,6	23,6	7,7

