

50376  
1991  
246-1

65507

50376  
1991  
246-1

**THESE**

N° d'ordre 795

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES  
DE LILLE FLANDRES-ARTOIS**

pour obtenir le titre de docteur de l'Université en océanologie

par

**Serge BERNÉ**

**ARCHITECTURE ET DYNAMIQUE DES DUNES  
TIDALES**

Exemples de la marge atlantique française



1991

Soutenue le 25 Octobre devant la commission d'examen

Président	<b>H. CHAMLEY</b>
Rapporteurs	<b>B. BIJU-DUVAL J.C. FAUGERES</b>
Examineurs	<b>G.P. ALLEN P. HOMEWOOD C. LARSONNEUR</b>

# TABLE DES MATIERES

Sommaire.....1

## CHAPITRE 1- DEFINITIONS ET ETAT DES CONNAISSANCES

-4-

<b>A- DEFINITIONS ET CLASSIFICATIONS DES FORMES TRANSVERSES AU COURANT.....</b>	<b>4</b>
1- UNE CLASSIFICATION MORPHOLOGIQUE.....	6
2- UNE CLASSIFICATION HYDRODYNAMIQUE.....	7
3- UNE CLASSIFICATION EN FONCTION DE L'ASYMETRIE DU COURANT.....	8
4- FORMES BI- ET TRI-DIMENSIONNELLES.....	10
5- LA CLASSIFICATION DE LA SEPM ET SA VERSION FRANÇAISE.....	12
<b>B - MECANISMES DE FORMATION ET D'EVOLUTION DES DUNES SOUS-AQUATIQUES.....</b>	<b>15</b>
1- LES DOMAINES DE STABILITE DES DUNES.....	15
2- MODELES NUMERIQUES DE COURANT ET DE TRANSPORT AU DESSUS DES DUNES.....	19
3- MESURES DU COURANT ET DU TRANSPORT AU DESSUS DES DUNES.....	19
4- MIGRATION DES FORMES TRANSVERSES.....	23
5- VARIABILITE DU COURANT DANS UN PLAN HORIZONTAL.....	23
6- MECANISMES DE LA SEDIMENTATION AU FRONT DES FORMES TRANSVERSES.....	25
6.1 - Les mécanismes de la "pluie sableuse".....	26
6.2 - Les mécanismes de l'avalanche sableuse.....	27
<b>C - CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES DUNES ACTUELLES.....</b>	<b>30</b>
1- LONGUEUR D'ONDE.....	30
2- AMPLITUDE.....	30
3- RELATION ENTRE LONGUEUR D'ONDE ET AMPLITUDE .....	34
4- EXTENSION LATERALE.....	35
5- LES PENTES.....	35
6- INDICES MORPHOLOGIQUES.....	36
<b>D - LA MAREE.....</b>	<b>37</b>
1- L'ORIGINE DES MAREES.....	37
2- LA MAREE SUR LES PLATEFORMES CONTINENTALES.....	41
3- LES COURANTS DE MAREE.....	42
4- LES PALEO-MAREES.....	43
<b>E - PRINCIPAUX MODELES DE STRUCTURES INTERNES.....</b>	<b>45</b>
1- LE MODELE DE REINECK (1963).....	45
2- LE MODELE DE MCCAVE (1971).....	46
3- LE MODELE DE NIO (1976).....	46
4- LE MODELE DE HINE (1977).....	49
5- LE MODELE D'ALLEN (1980A).....	50
6- LE MODELE DE VISSER (1980).....	53

<b>F - REPARTITION DES DUNES SOUS-AQUATIQUES DANS LES ENVIRONNEMENTS ACTUELS.....</b>	<b>55</b>
1 - LES DUNES TIDALES .....	55
2 - LES DUNES NON-TIDALES.....	59

## CHAPITRE 2

### DES EQUIPEMENTS NOUVEAUX POUR L'ETUDE DES CORPS SABLEUX DE PLATEFORME

-63-

<b>A- IMAGERIE ACOUSTIQUE.....</b>	<b>63</b>
1 - RAPPELS .....	63
2- CARACTERISTIQUES DE L'EQUIPEMENT UTILISE.....	65
3 - ANALYSE DES DONNEES.....	66
3.1- Résolution transversale.....	66
3.2- Résolution longitudinale.....	69
4 - TRAITEMENT DES IMAGES SONAR : LE LOGICIEL "TRIAS".....	71
<b>B- SISMIQUE TRES HAUTE RESOLUTION.....</b>	<b>73</b>
1- MATERIEL D'ACQUISITION.....	74
2- LA CHAINE DE NUMERISATION "SINUP" .....	76
3- LE LOGICIEL DE TRAITEMENT "SITHERE" .....	76
<b>C- LE SYSTEME INTEGRE "ADOP".....</b>	<b>78</b>

## CHAPITRE 3

### RESULTATS DANS DIFFERENTS CONTEXTES HYDRO- SEDIMENTAIRES

-81-

<b>A- SURTAINVILLE UN ENVIRONNEMENT MACROTIDAL EN DEFICIT SEDIMENTAIRE .....</b>	<b>81</b>
1 - CADRE GENERAL.....	81
2 - METHODES .....	84
2.1 - Positionnement.....	84
2.2 - Bathymétrie .....	85
2.3 - Sonar latéral.....	85
2.4 - Sismique très haute résolution.....	86
2.5 - Courantologie.....	86
2.6 - Prises de vues vidéo.....	87
2.7 - Prélèvements.....	87
3 - GEOMETRIE EXTERNE ET LITHOLOGIE DES CORPS SABLEUX .....	88
3.1 - Typologie des corps sableux.....	88
3.1.1 - Les figures parallèles au courant.....	88
3.1.2 - Les figures perpendiculaires au courant.....	88
3.1.3 - Les figures de houle.....	91
3.2 - Distribution des figures sédimentaires.....	91
3.3 - Nature et distribution des sédiments .....	91

3.3.1 - Les faciès .....	91
3.3.2 - Variation de la granularité en fonction de la morphologie.....	92
4 - DYNAMIQUE DES DUNES DE SURTAINVILLE .....	94
4.1 - Courants et transports .....	94
4.1.1 - Le courant général dans la zone.....	95
4.1.2- Variabilité du courant dans un plan horizontal ....	96
4.1.3 - Variabilité du courant dans un plan vertical.....	101
a- Mesures sur un cycle morte eau-vive eau.....	102
b- Profils verticaux de vitesse en différents points .....	104
4.1.4 - Calcul des débits solides.....	111
4.1.5 - Influence de la houle .....	114
a- Résultats des mesures.....	115
b- Conclusions sur l'effet de la houle .....	121
4.2 - Observations in-situ.....	121
4.3 - Migration des dunes .....	122
4.3.1 - Détermination de la migration des dunes par des levés successifs .....	122
a - Migration des dunes à l'échelle décennale .....	123
b - Migration des dunes à l'échelle annuelle.....	124
c - Migration durant un cycle morte eau-vive eau .....	132
4.3.2 - Comparaison de la migration mesurée et de la migration calculée.....	133
4.3.3 - Conclusions sur la migration des dunes .....	135
5 - STRUCTURE INTERNE DES DUNES .....	137
5.1 - Structures internes observées en sismique.....	137
5.1.1 - Typologie des réflecteurs sismiques.....	137
5.1.2- Architecture des différents types de dunes.....	138
a - La dune 1 .....	140
b - La dune 2 .....	143
b - La dune 3 .....	144
c - La dune 5 .....	146
d - Les corps sableux de la zone Nord .....	146
c - Conclusions sur les structures visibles en sismique.....	149
5.2 - Structures observées sur carottes.....	151
5.2.1 - Structure de la dune n°2.....	151
5.2.2 - Structure de la dune n°6.....	154
5.3 - Enregistrement de la progradation par la structure interne .....	158
5.4 - Relation entre la structure interne et l'asymétrie du courant .....	161
5.5 - Mécanismes de formation des discontinuités .....	162
6 - DISCUSSION ET SYNTHESE.....	165
6.1 - Dynamique des dunes de Surtainville.....	165
6.2 - "Modèle" de structure interne.....	167
6.3 - Conclusions générales.....	169
<b>B - LA BAIE DE BOURGNEUF</b>	
<b>UN DOMAINE A INFLUENCE MIXTE HOULE-MAREE.....</b>	<b>171</b>
1 - METHODES D'INVESTIGATION.....	172
2 - CADRE GENERAL.....	173
2.1- Le régime hydrodynamique.....	173
2.2 - Les sédiments de surface.....	175
3 - GEOMETRIE EXTERNE DES DUNES .....	175

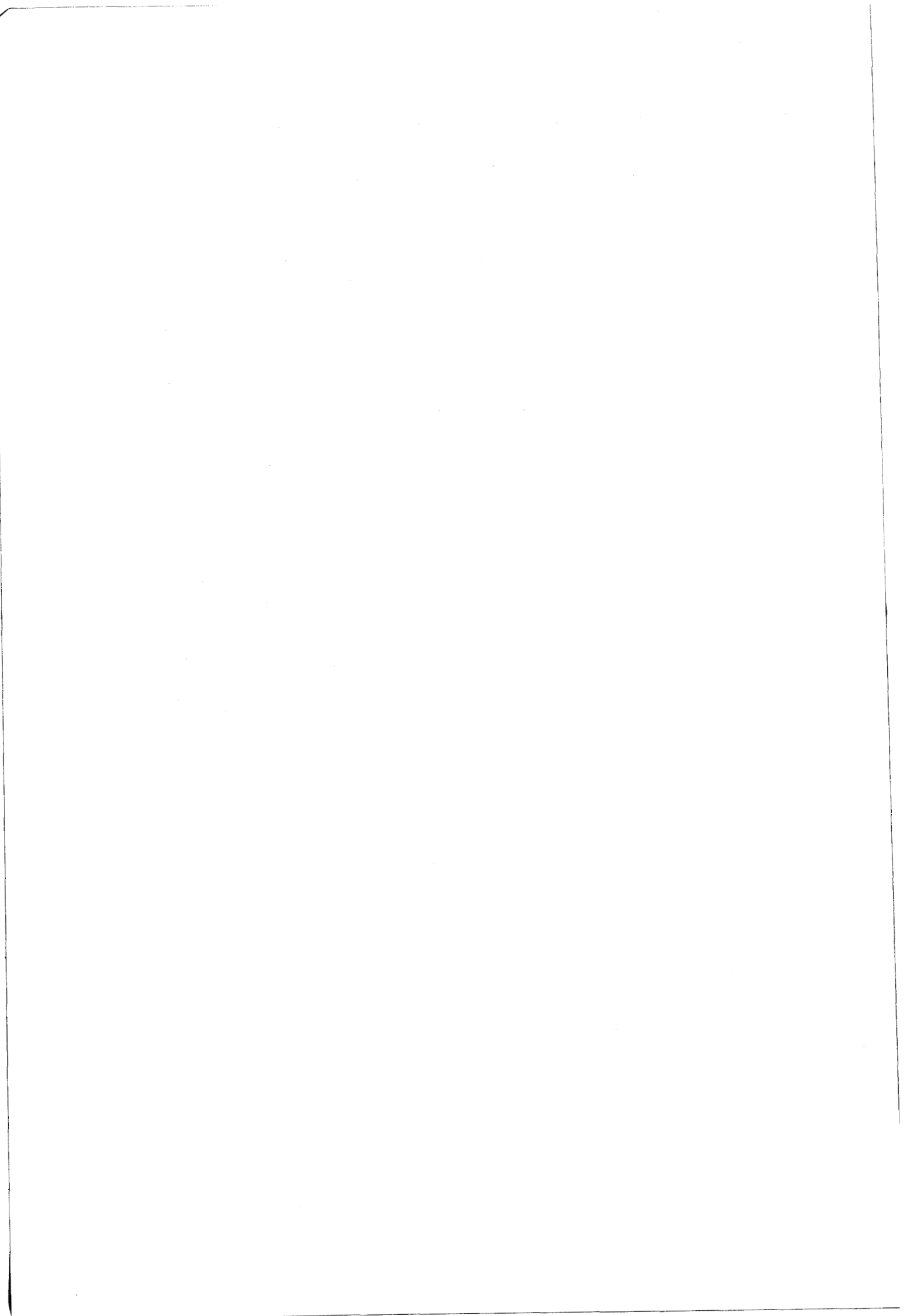
4 -	STRUCTURES INTERNES DES DUNES.....	180
4.1-	Structures internes révélées par sismique .....	180
4.2-	Structures sédimentaires.....	187
5 -	ESSAI DE SYNTHÈSE SUR L'ARCHITECTURE DES DUNES .....	194
5.1-	Origine de l'asymétrie des dunes.....	194
5.2 -	Origine des alternances de lits de sable moyens et grossiers .....	195
5.3 -	Origine des discontinuités.....	196
5.4 -	"Modèle" de formation des dunes de la Baie de Bourgneuf .....	197
6 -	CONCLUSIONS .....	198
<b>C -</b>	<b>L'EMBOUCHURE DE LA GIRONDE.....</b>	<b>199</b>
1 -	METHODES .....	200
2 -	LES TRANSPORTS RESIDUELS DETERMINES PAR LA POLARITE DES DUNES .....	201
3 -	QUANTIFICATION DES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES DUNES.....	203
3.1-	Les dunes de la zone Ouest .....	203
3.2 -	Les dunes de la zone Est .....	207
3.3 -	Synthèse sur les caractéristiques morphologiques .....	210
3.3.1-	Relation entre l'amplitude et la longueur d'onde .....	210
3.3.2-	Relation entre l'amplitude des dunes et la profondeur d'eau .....	213
4 -	L'HYDRODYNAMIQUE ACTUELLE.....	215
5 -	VARIABILITE DES STRUCTURES INTERNES .....	217
6 -	COMPARAISON DES LEVES DE 1987 ET 1989.....	220
6.1-	Modification des morphologies externes .....	220
6.2 -	Modification des structures internes .....	222
7 -	DISCUSSION SUR LES MECANISMES D'EVOLUTION DES DUNES .....	228
7.1 -	Origine de l'inversion de polarité des dunes.....	228
7.2 -	Organisation des transits sédimentaires.....	231
7.3-	Originalité des structures internes .....	233
	CONCLUSIONS.....	233

## CHAPITRE 4

### ESSAI DE SYNTHÈSE ET COMPARAISON AVEC LES SÉRIES ANCIENNES

-235-

<b>A -</b>	<b>PRINCIPALES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES DUNES TIDALES .....</b>	<b>236</b>
1 -	AMPLITUDE ET LONGUEUR D'ONDE .....	237
2 -	LA PENTE DU FLANC RAIDE DES DUNES .....	241
3 -	SINUOSITE DES CRETES.....	243
<b>B -</b>	<b>LES MECANISMES DE FORMATION ET D'EVOLUTION DES DUNES.....</b>	<b>244</b>
1 -	MECANISMES AU FRONT DES DUNES .....	244
2-	LES DUNES TIDALES MIGRENT-ELLES ? .....	245
<b>C -</b>	<b>L'ARCHITECTURE DES DUNES.....</b>	<b>248</b>
1 -	NATURE ET ORIGINE DES DISCONTINUITES .....	248



2 - TYPOLOGIE DES STRUCTURES INTERNES .....	249
<b>D - LES DUNES TIDALES DANS LES SERIES ANCIENNES- COMPARAISON AVEC LES FORMES ACTUELLES .....</b>	<b>253</b>
1 - LES DUNES TIDALES ASYMETRIQUES .....	256
2 - LES DUNES TIDALES A LITAGES DE MEGARIDES .....	262
3- LITHOLOGIE.....	265
4- CONTEXTE SEQUENTIEL.....	266
5- SYNTHESE DES CRITERES DE RECONNAISSANCE DES DUNES TIDALES .....	270
<b>E - CONCLUSIONS GENERALES.....</b>	<b>273</b>
EQUIVALENCE FRANCAISE DES TERMES ANGLAIS .....	277
LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES UTILISES .....	278
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	279

## SOMMAIRE

Il n'est pas fréquent pour un géologue de pouvoir aborder de front l'analyse des processus actifs et de leurs enregistrements. En océanographie, les études des phénomènes hydrothermaux en sont un exemple rare, parce que l'échelle de temps de ces processus s'accorde avec celle de la vie humaine. Un autre cas, bien différent, est celui des dunes tidales, qui parsèment les plateformes continentales où l'influence des marées est forte, et dont on retrouve des analogues dans les séries sédimentaires depuis le Précambrien.

Les dunes ou vagues sableuses (*sand waves*) se rencontrent dans de très nombreux environnements sous-aquatiques. Parce qu'elles posaient des problèmes pour l'aménagement des fleuves ou des zones côtières, parce que leur déplacement présentait des risques pour la navigation et l'installation d'ouvrages en mer, ces formes sédimentaires aux dimensions parfois imposantes ont très tôt suscité la curiosité des hydrographes et des océanographes. Le terme de "*sand waves*" aurait été employé pour la première fois par Hider (1882) dans le cadre d'une étude du Mississippi, puis par Lüders (1929) dans l'estuaire de la Jade (région de Wilhemshaven, R.F.A.) mais c'est van Veen, dans les années 30, qui en réalise une description détaillée grâce à l'utilisation des premiers sondeurs bathymétriques. Le développement des méthodes acoustiques (bathymétrie fine, sonar latéral) va permettre à de très nombreux auteurs de cartographier ces formes, de décrire leur morphologie et de tenter d'en expliquer la genèse, à partir de la connaissance des facteurs hydrodynamiques actuels ou passés. Au début des années 70, l'engouement pour les "modèles de faciès" incite de nombreux chercheurs à comparer les dunes marines actuelles, en particulier celles déposées dans des environnements de plateforme et d'estuaires dominés par la marée, aux dunes fossiles reconnues dans de nombreuses séries géologiques. Paradoxalement, la structure interne de ces dunes, clé pour la compréhension des mécanismes de formation et pour la comparaison des corps actuels et anciens, reste cependant "matière à spéculation" (McCave, 1985) du fait des difficultés d'investigation en mer par sismique et carottage. Pour pallier à cette absence d'information directe, les géologues sédimentaires tentent alors d'établir des "modèles" à partir de la description, à l'affleurement, de corps sédimentaires interprétés comme d'anciennes dunes tidales (la même démarche est appliquée à beaucoup d'autres corps et systèmes sédimentaires, en particulier les turbidites). Cette évolution a conduit à de nombreux progrès dans le domaine des reconstitutions paléogéographiques et paléohydrodynamiques, mais elle a occasionné également des confusions et des simplifications excessives, du fait même de la méconnaissance des environnements actuels mais aussi parce qu'à trop vouloir comparer les environnements sédimentaires actuels et anciens, on a parfois négligé

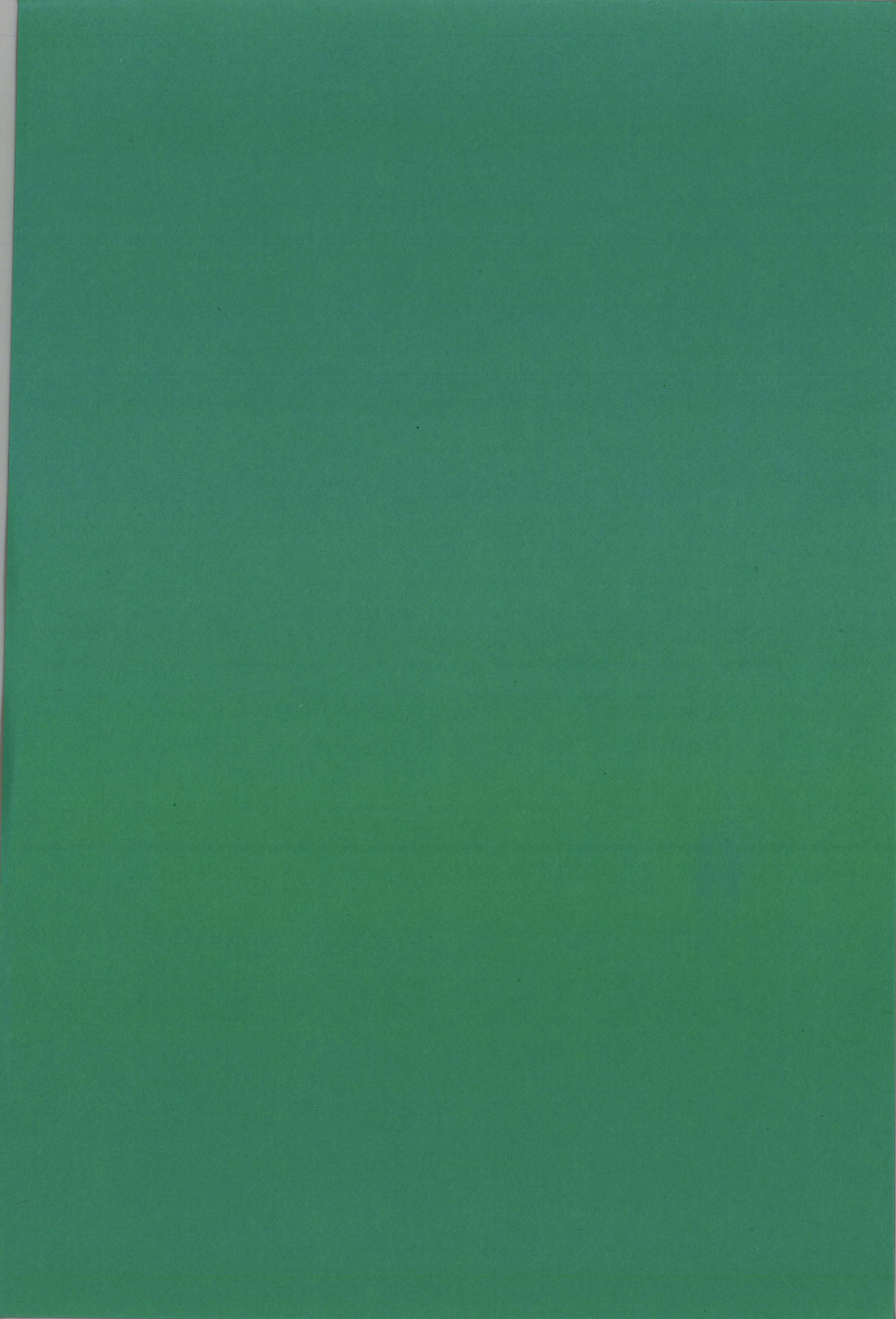


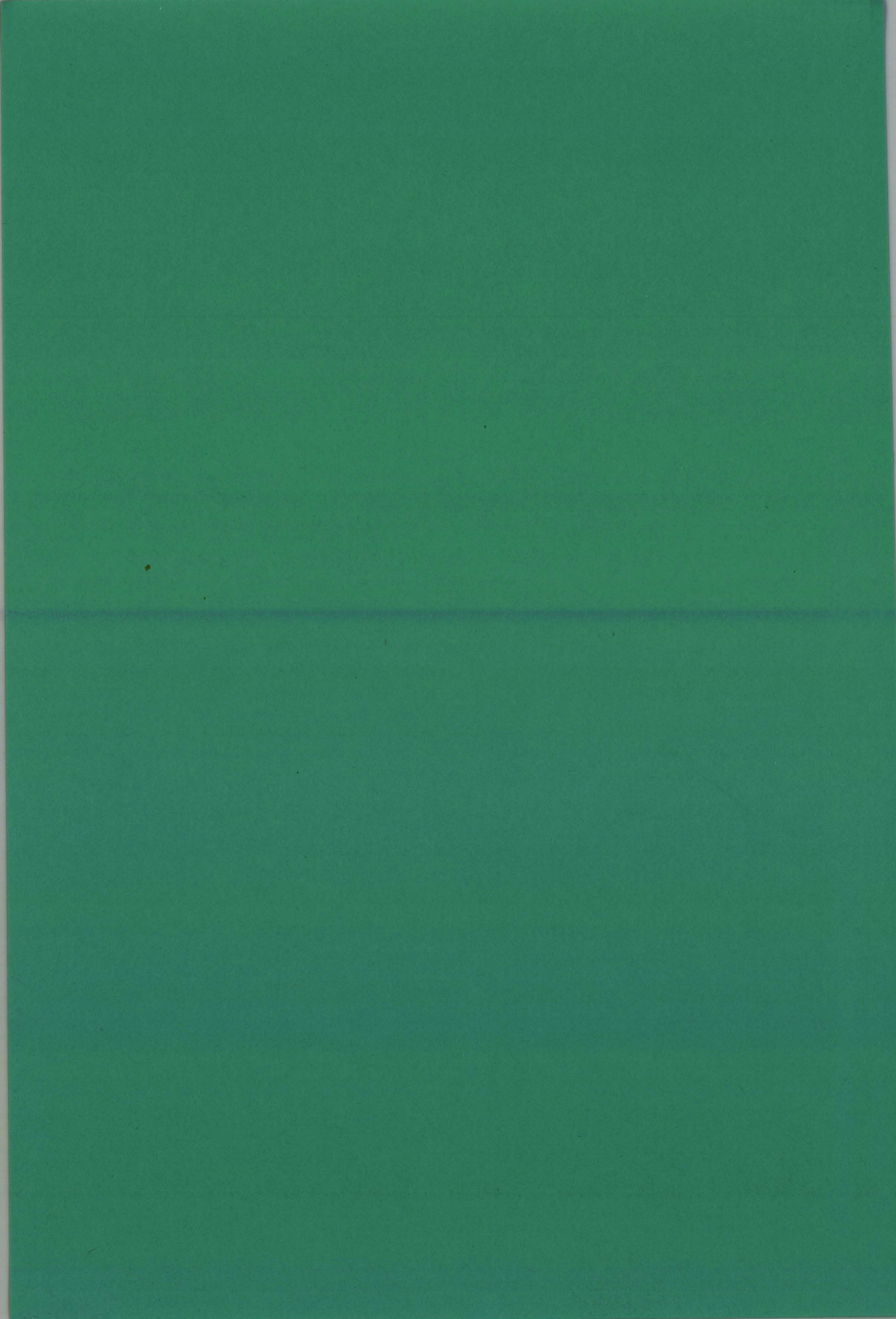
l'importance des facteurs externes (tectonique, glacio-eustatisme...) dans l'organisation des corps sédimentaires fossilisés.

L'ambition de ce travail est de tenter une confrontation entre l'analyse des *enregistrements* contenus dans la structure interne de ces dunes et des *facteurs hydrodynamiques* contrôlant leur mise en place et leur évolution. L'avantage de cette double approche s'est avéré parfois un inconvénient, dans la mesure où il a fallu mettre en oeuvre des techniques très diverses, depuis les outils de géophysique très haute résolution jusqu'aux mesures hydrodynamiques, en passant par les analyses sédimentologiques sur carottes. Bien que ce travail ait bénéficié de nombreuses aides, les spécialistes de chacune de ces disciplines jugeront peut-être que leur domaine n'a pas été suffisamment développé. Autre handicap, ce travail relève d'un domaine fort délaissé par la géologie française. Il puise ses racines dans les travaux des chercheurs anglo-saxons (anglais, américains, canadiens et hollandais essentiellement, comme le montre la bibliographie), au point qu'il a d'abord parfois fallu proposer une traduction française des termes employés. Les puristes pardonneront quelques entorses à la francisation des termes, en pensant aux douloureuses cogitations occasionnées par la traduction de termes comme "*bedform*" ou "*stick plot*".

Ce travail débute par une revue des connaissances disponibles, illustrant le déséquilibre entre les acquis importants concernant l'inventaire et la morphologie des dunes actuelles et l'absence pratiquement totale d'information sur leur structure interne, et à fortiori sur les relations entre cette structure et les facteurs hydrodynamiques. Le deuxième chapitre concerne la description de quelques unes des techniques ayant permis d'accroître nos connaissances dans ce domaine. Plutôt qu'un inventaire des outils employés, on s'est attaché à décrire ceux ayant fait l'objet de développements récents à l'Ifremer, à l'occasion du projet de recherche sur les dunes, même si là n'était pas leur vocation initiale ou unique. Ce sont donc les méthodes d'acquisition et de traitement de la géophysique très haute résolution qui seront évoquées, le lecteur pouvant se référer à d'autres ouvrages en ce qui concerne les techniques d'analyse des échantillons sédimentaires. L'objectif du troisième chapitre est de préciser nos connaissances des dunes par l'étude de trois domaines du plateau interne, aux conditions hydrosédimentaires contrastées. Pour la Manche, une bonne part des données furent acquises dans le cadre d'un projet de recherche mené avec le soutien financier et technique de SNEA(P) et Total-CFP. La durée de la période d'observation (38 mois), la quantité et la diversité des données obtenues permettent, malgré les problèmes de carottage rencontrés, une quantification des processus, en particulier une approche indirecte de l'effet de la houle sur le transport sédimentaire et une comparaison des vitesses de migration des dunes prévues et mesurées. Les données de la baie de Bourgneuf sont plus fragmentaires, dans la mesure où une seule campagne fut réalisée et où le régime hydrodynamique y est mal connu ; elles permettent néanmoins de proposer des hypothèses importantes sur l'édification des dunes en domaine d'influence mixte houle-marée. L'embouchure de la Gironde, enfin, est un milieu dont l'hydrodynamique est déjà bien connue. Des travaux antérieurs avaient montré l'influence du débit fluvial sur le transport en suspension des

sédiments. La comparaison des structures dunaires observées en 1987 et 1989 révèle que ce phénomène agit également, de façon importante, sur le transport en charriage et donc sur la structure des dunes. Dans le chapitre 4, on tente une synthèse de ces résultats, confrontés à un inventaire des dunes tidales fossiles décrites dans la littérature. En l'absence d'un critère univoque comme celui décrit par Visser (1980) dans l'estuaire de l'Escaut, c'est un ensemble d'indices qui devrait permettre de reconnaître dans les séries anciennes les équivalents des formes que nous avons étudiées.





## CHAPITRE 1- DEFINITIONS ET ETAT DES CONNAISSANCES

Le transport sédimentaire est à l'origine de figures ou corps sédimentaires. En domaine sous-aquatique en particulier, la plupart des fonds meubles sont ainsi organisés selon des motifs qui traduisent les conditions hydrodynamiques actuelles ou passées du milieu. Depuis plus d'un siècle, les sédimentologues et les hydrodynamiciens s'attachent à décrire et modéliser ces dépôts, dans le but d'en comprendre leurs mécanismes de formation, prédire leur évolution ou déterminer des critères de reconnaissance permettant de reconstituer des paléo-environnements. Ce chapitre est une tentative de mise au point sur l'état des connaissances dans le domaine de l'hydrodynamique des dunes sous-aquatiques, les problèmes de nomenclature et la répartition des dunes dans les différents environnements.

### A- DEFINITIONS ET CLASSIFICATIONS DES FORMES TRANSVERSES AU COURANT

Le transport par charriage (Bagnold, 1954) de particules sous l'action du vent ou de l'eau est à l'origine de formes de dépôt (*bedforms*) dont les plus familières sont les rides (*ripples*). Parmi ces formes plus ou moins périodiques, on distingue généralement celles dont le grand axe est orienté perpendiculairement au transport des particules et qui constituent les formes transverses, celles qui lui sont à peu près parallèles et enfin une troisième catégorie regroupant tous les cas intermédiaires. Middleton et Southard (1984) proposent une terminologie permettant de décrire l'état d'un dépôt meuble soumis à l'action d'un courant :

- la **configuration du dépôt** (*bed configuration*) décrit la géométrie générale du fond à un instant donné en réponse à l'action d'un courant,

- les **formes de dépôt** (*bed forms* ou *bedforms*) correspondent aux éléments individuels de cette géométrie,

- les **phases de dépôt** (*bed phases*) sont les différentes catégories de *configurations* reconnaissables, associées à des régimes de courant et un type de sédiment particulier,

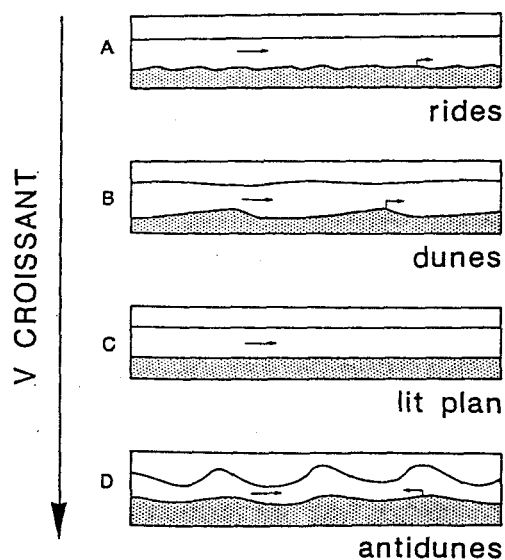
- l'**état de dépôt** (*bed state*) désigne l'ensemble des configurations correspondant à un courant et un sédiment donnés. C' est une représentation moyenne des différentes configurations.

Un courant permanent dont l'action est suffisamment longue pour que la géométrie du fond atteigne l'équilibre peut ainsi produire plusieurs types d'"*états de dépôt*". Pour un vaste domaine de

conditions de courant et de types de sédiments, les figures qui constituent ces états auront l'aspect de **rides** orientées perpendiculairement au courant, avec une pente douce sur leur flanc amont et une pente raide sur leur flanc aval. Ces rides se déplacent dans le sens du courant, par érosion de leur flanc doux et dépôt sur leur flanc raide. Les **antidunes** sont des ondulations arrondies et symétriques, très régulières, se déplaçant en sens contraire du courant. Pour d'autres conditions de courant, la configuration stable du fond est une surface de transport plane. Ce **lit plan** est un type de *configuration sans formes de dépôt*.

La classification des formes de dépôt devrait être basée sur leur mécanique, mais celle-ci est d'une approche difficile. En effet, la plupart des phénomènes de transport sont associés à des écoulements turbulents où les géométries dominantes du fond sont des formes de dépôt, dont les modifications perturbent l'écoulement : il y a un effet permanent de retour (*feed back*) entre la nature du courant et du fond qui rend la théorie délicate et justifie que des critères morphologiques soient encore employés pour classer les formes de dépôt.

Si, dans un bassin expérimental dont le fond est recouvert de sable moyen, on applique une série d'écoulements d'eau de vitesse croissante, on voit apparaître successivement différentes configurations qui sont représentées sur la **Figure 1A-1**.



**Figure 1A-1** : Différentes configurations du fond produites en bassin en appliquant un courant unidirectionnel d'intensité croissante à un lit de sable moyen.

Nous nous intéresserons plus particulièrement aux configurations de petites et grandes rides, dont la classification a fait l'objet de nombreux débats, pour au moins deux raisons :

- historiquement, des spécialistes provenant de trois disciplines se sont intéressés aux formes de dépôt, utilisant des critères de classification différents : Il s'agit des hydrauliciens, des océanographes et des sédimentologistes étudiant les dépôts anciens ;

- en raison de la taille importante des grandes formes transverses, il n'a jamais été possible de les reproduire expérimentalement en bassin et de prouver ainsi l'existence d'un, ou au contraire de deux, types génétiquement distincts.

Une conséquence a été la multiplication des termes employés en anglais (*ripple, large ripple, megaripple, sand wave, bank, bar, ridge, dune...*) comme en français (ride, mégaride, vague ou onde sableuse, banc, barre, ridin, dune...) pour désigner ces formes. Avant d'aborder la mécanique des dunes, il est donc nécessaire de dresser l'inventaire des nomenclatures utilisées.

## 1 - UNE CLASSIFICATION MORPHOLOGIQUE

La façon la plus simple de classer les formes transverses est d'utiliser les paramètres morphologiques qui servent à les décrire (Fig. 1A-2). Ce critère de superposition a servi de base à une classification principalement utilisée par les océanographes. A l'exception de Coleman [1969] qui, dans une étude du Brahmaputre, distinguait jusqu'à quatre classes de formes transverses, la plupart des sédimentologues marins en reconnaissent trois, dont les caractéristiques sont rappelées par Gorsline et Swift (1977) :

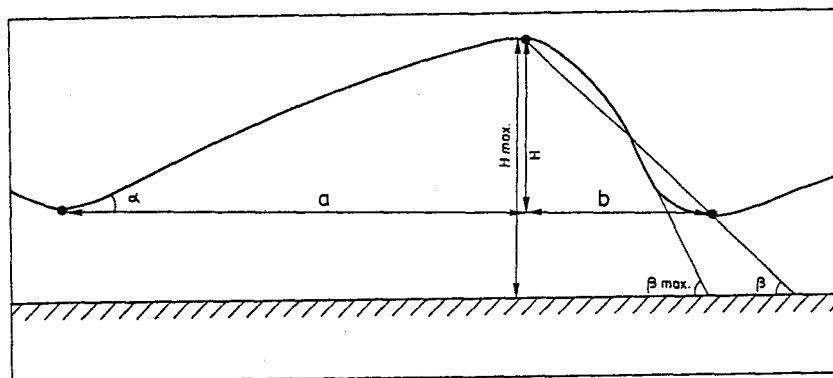


Figure 1A-2 : Caractéristiques morphologiques d'une forme transverse au courant :

$a$  : longueur du flanc doux ;  $b$  : longueur du flanc raide ;  $L=a+b$  : longueur d'onde ;  $H$  : amplitude ;  $H_{max}$  : épaisseur du "set" ;  $\alpha$  : pente du flanc doux ;  $\beta$  : pente du flanc raide ;  $\beta_{max}$  : pente maxi du flanc raide.

- Les "ripples" ont une longueur d'onde ( $L$ ) inférieure à 0,6 m, leur dimension est indépendante du courant, mais dépend de la taille des grains ; le rapport  $L/H$  ( $H$  étant l'amplitude) est généralement compris entre 8 et 15.

- Les "megaripples" ou "dunes" ont une longueur d'onde de un à quelques dizaines de mètres, une amplitude de quelques décimètres à 1.5 ou 2m, et un rapport  $L/H$  supérieur à 20.

- Les "sand waves" ont une longueur d'onde de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, une amplitude de 1.5 à 25 mètres et un rapport  $L/H$  généralement compris entre 20 et 100. Comme les mégarides, elles sont constituées d'un sable de diamètre moyen supérieur à 0.1 - 0.2 millimètre.

De la même façon, Reineck et Singh (1971) distinguent les "grossrippeln" (mégarides = dunes = megaripples) et les "riesenrippeln" (giant ripples = sand waves = rides géantes = vagues sableuses!). Cette classification morphologique sous-entend l'existence de 2 (ou 3) classes de formes transverses de grande taille, génétiquement différentes (Boothroyd et Hubbard, 1975 ; Harms *et al.*, 1975). Un des arguments en faveur de cette hypothèse est la superposition des formes les plus petites (mégarides) sur les plus grandes. A partir d'une étude statistique des formes transverses de la baie de Fundy, Dalrymple *et al.* (1978) ont corrélé les 3 classes morphologiques qu'ils avaient mises en évidence à des valeurs différentes du courant et de la granulométrie du sédiment (Tableau 1A-1).

Bedform type	Mean grain size (mm)	Average-maximum mean speed ( $m s^{-1}$ )	Mean water depth (m)	Average-maximum shear velocity ( $m s^{-1}$ )	Average-maximum stream power ( $kg s^{-1} m^{-1}$ )
Ripples	0.184 (2.44 $\phi$ )	0.603	5.37	0.035	0.739
Type 1 Megaripples	0.328 (1.61 $\phi$ )	0.687	5.57	0.044	1.800
Type 2 Megaripples	0.272 (1.88 $\phi$ )	1.052	6.00	0.082	7.628
Megarippled sandwaves	0.507 (0.98 $\phi$ )	0.955	6.45	0.065	4.748
Rippled sandwaves	0.369 (1.44 $\phi$ )	0.701	4.50	0.045	1.750

Tableau 1A-1 : Les différents types de formes transverses de la baie de Fundy, caractérisés par la granularité du sédiment et l'intensité du courant (Dalrymple *et al.*, 1978).

## 2 - UNE CLASSIFICATION HYDRODYNAMIQUE

Les travaux de Yalin (1964), confirmés par les expériences de Guy *et al.* (1966) indiquent que, sous l'action d'un courant permanent **unidirectionnel**, les formes transverses à face d'avalanche n'existent que sous deux formes, les "ripples" et les "dunes", la frontière entre ces deux classes étant une longueur d'onde de l'ordre de 0.6 m. Les deux catégories de grandes rides définies par les océanographes (mégarides et vagues sableuses) ne seraient donc pas deux types de formes génétiquement distinctes mais le résultat d'une évolution progressive. C'est la thèse qui prévaut actuellement parmi les hydrodynamiciens, d'ailleurs étayée par une approche statistique montrant qu'il n'existe apparemment pas deux populations de dunes si l'on se réfère à leurs caractéristiques morphologiques (Fig. 1A-3).

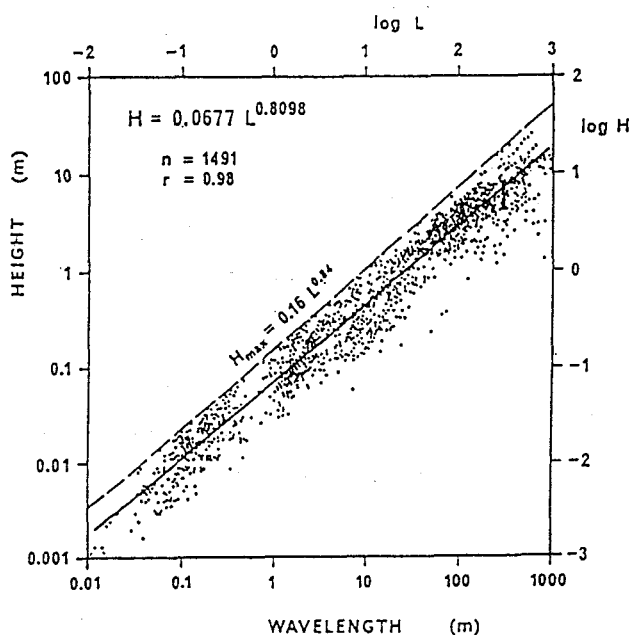


Figure 1A-3 : Représentation logarithmique de l'amplitude et de la longueur d'onde des rides *s.l.*, basée sur un échantillon de 1491 formes transverses (Flemming, 1988b). Ce diagramme montre la rareté des observations autour de 0.5 - 1m pour la longueur d'onde, qui correspond à la limite rides-dunes. Par contre, l'ensemble des dunes ( $L$  supérieure à 1m) semble bien ne constituer qu'une seule population, la limite mégarides-vagues sableuses n'apparaissant pas sur le diagramme.



### 3 - UNE CLASSIFICATION EN FONCTION DE L'ASYMETRIE DU COURANT

Cette différence essentielle entre les formes créées en bassin par des courants unidirectionnels permanents et celles observées dans la nature est particulièrement vérifiée dans le cas des environnements dominés par la marée, pour lesquels Allen (1980a) a proposé d'introduire une distinction supplémentaire entre dunes, créées par un transport unidirectionnel, et "sand waves", créées par un transport alternatif. Le détail de cette classification et ses implications sur le type de structure interne associée seront décrits au paragraphe 1.E. Pour résumer, on peut considérer que cette classification est basée sur l'intensité et l'asymétrie du courant de marée : en un point, ce courant peut être assimilé à l'addition d'une composante périodique  $U_p$ , et d'une composante permanente (steady)  $U_s$  (Fig. 1A-4). La composante périodique est une fonction du temps (t), sa période T sera de l'ordre de 12.5 heures dans le cas d'une onde  $M_2$  semi-diurne et son amplitude pour un cycle de marée déterminé sera  $U_p(M)$ . Sur un cycle de 15 jours (morte eau-vive eau), le courant pourra atteindre périodiquement un certain nombre de seuils qui seront, par ordre croissant :

- $U_{CR}$ , la vitesse critique de début d'entraînement du sable par charriage,
- $U_{RD}$ , le seuil de début de formation des dunes ,
- $U_{DP}$ , le passage dune-lit plan .

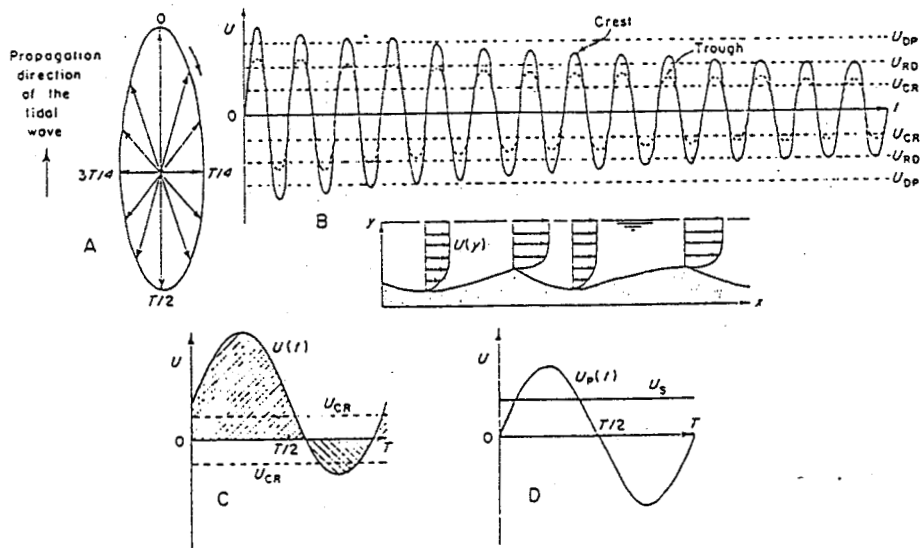


Figure 1A-4 : Décomposition du courant de marée en une composante périodique ( $U_p$ ) et une composante permanente ( $U_s$ ) ; T : période de l'onde de marée. (Allen, 1980a). Cette analyse n'est applicable qu'au cas des marées de type alternatif (ellipse très aplatie). A : ellipse de marée et évolution du courant pendant un cycle vive eau-morte eau de 15 jours ; B : effet de la topographie sur le profil vertical de courant. L'asymétrie du courant (C) peut être représentée par l'addition d'un courant oscillatoire et d'un courant permanent (D).

Du fait de la morphologie des mers épicontinentales, du relief local (présence d'un banc sableux), de la force de Coriolis, la résultante eulérienne du courant sur un cycle de marée ne sera pas nulle : le flot l'emportera par exemple sur le jusant. Cette asymétrie peut être exprimée par l'indice de symétrie de la vitesse  $V_2$  (*velocity symmetric index*) :

$$V_2 = U_s / U_{p(M)}$$

D'autre part, la construction effective des formes de dépôt n'interviendra que lorsque  $U_{CR}$  sera dépassé ; on définira un indice de compétence  $V_1$  (*strength index*) qui caractérisera la capacité du courant à transporter des grains sableux :

$$V_1 = (U_{p(M)} + U_s - U_{CR}) / U_{CR}$$

Le résultat essentiel de cette analyse est de proposer une classification en 2 groupes, séparant des formes de dépôt générées par un courant uni-directionnel ou au contraire bi-directionnel. Plus précisément, il s'agit en fait de distinguer les cas où  $U_{CR}$  ne sera atteint que pour une direction de courant ou au contraire pour 2 directions à peu près opposées (cas d'un courant de marée alternatif). Dans le premier cas, le terme de vague sableuse (*sand wave*) sera employé et dans le second celui de dune.

Dans son travail de 1980, J.R.L. Allen avait clairement limité cette classification génétique aux méga-structures de plusieurs mètres d'amplitude ; par la suite, de nombreux auteurs ont élargi cette définition à toutes les structures tidales, ce qui contribue encore plus à la confusion des terminologies. Ainsi, Terwindt et Brouwer (1986) ou Yang (1986) décrivent des vagues sableuses intertidales dont l'amplitude varie de 0.15 à 0.50m. Cette terminologie ne tenant plus compte de la dimension des structures mais uniquement de la bi-directionnalité du transport est également employée par des auteurs étudiant des dépôts tidaux fossiles, comme Allen *et al.* (1985) qui décrivent dans la molasse burdigalienne de Suisse des "*sand waves*" dont l'amplitude préservée est de 40cm.

La classification de J.R.L. Allen permet de proposer une relation quantitative entre le type de structure interne et les caractéristiques du courant. Bien que ses bases théoriques soient très critiquées par les hydrauliciens, elle a obtenu la faveur de nombreux sédimentologistes étudiant les dépôts anciens, car elle permet de classer les faciès à partir de l'analyse des structures internes plutôt que de la morphologie externe, qui est rarement préservée ; de plus, elle a une signification en termes de paléo-environnements, le terme de "*sand wave*" devenant alors indicateur d'un milieu tidal.

#### 4 - FORMES BI- ET TRI-DIMENSIONNELLES

Harms (1969) a, le premier, établi une distinction entre formes bi-dimensionnelles (2D) dont la crête est rectiligne, et formes tri-dimensionnelles (3D) à crête sinueuse. Cette distinction se retrouve implicitement dans les premières observations au sonar de Kenyon (1970b), précisées par Belderson *et al.* (1982). Ces auteurs avaient observé qu'une décroissance du courant de marée dominant mesuré en surface est marquée par le passage des vagues sableuses tri-dimensionnelles à des formes bi-dimensionnelles (Fig. 1A-5). En bassin, Boothroyd et Hubbard (1975) ont aussi constaté la formation successive de 2 types de grandes formes transverses ("*sand waves*" et "*dunes*") durant l'augmentation du courant, dont les caractéristiques sont indiquées dans le **Tableau 1A-2**. Cette distinction a amené, dans les années 70, de nombreux auteurs (Harms *et al.*, 1975 ; Middleton et Southard, 1977) à proposer l'existence de 2 types de grandes formes transverses génétiquement distinctes : les "*sand waves*", à crête sub-rectiligne, associées à un courant modéré, et les dunes, à crête sinueuse, associées à un courant plus fort. Ces mêmes auteurs (Harms *et al.*, 1982 ; Middleton et Southard, 1984) se sont plus tard ralliés à l'opinion de Rubin et McCulloch (1980) pour qui les formes bi-dimensionnelles et tri-dimensionnelles appartiennent à la même famille de "*large ripples*". C'est cette tendance qui prévaut actuellement, sans que les arguments théoriques ou expérimentaux aient beaucoup progressé. La distinction est cependant toujours employée dans la mesure où elle correspond à des régimes de courant différents et sera à l'origine de litages obliques différents.

	DUNES	SAND WAVES
spacing	~1-5 m	~5-100 m
height/spacing ratio	relatively large	relatively small
geometry	sinuous to highly three-dimensional; prominent scour pits in troughs	straight to sinuous; uniform scour in troughs
characteristic flow velocity	high (>70-80 cm/sec, <100-150 cm/sec)	moderate (>30-40 cm/sec, <70-80 cm/sec)
velocity asymmetry	negligible to substantial	usually substantial

Tableau 1A-2: Caractéristiques des dunes et des vagues sableuses (Harms *et al.*, 1975). Cette distinction n'a pas été reprise dans la nouvelle édition de Harms *et al.* (1982).

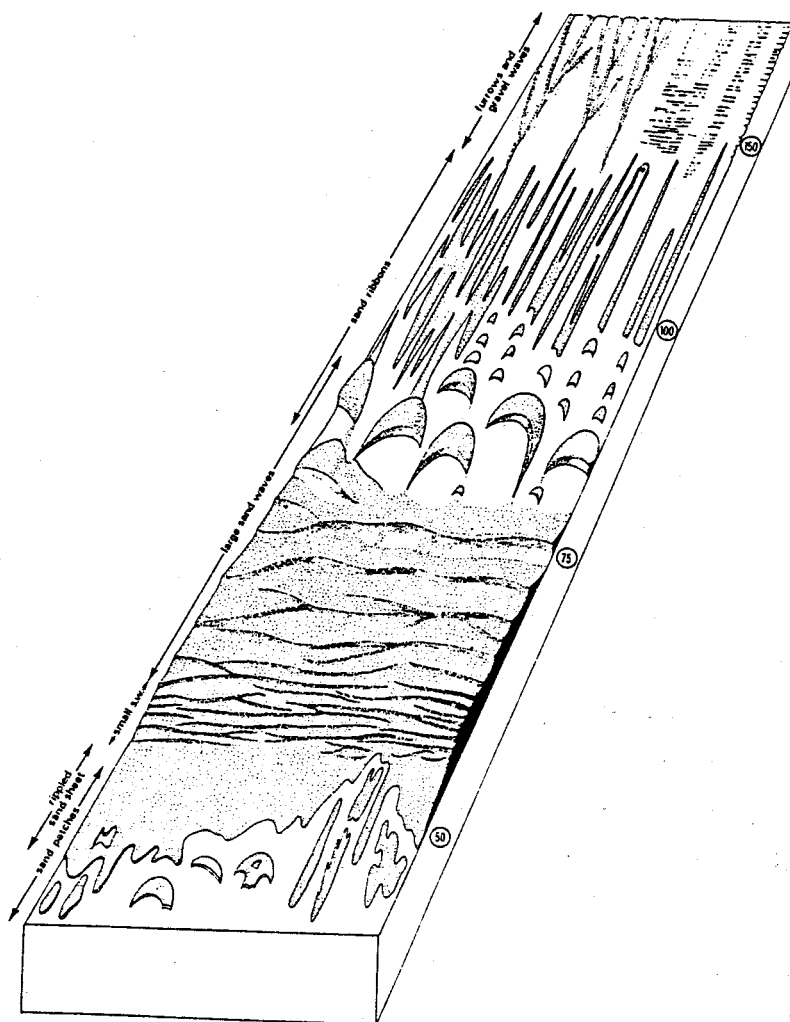


Figure 1A-5 : Séquence-type de corps sableux observée sur les plate-formes continentales dominées par la marée (Belderson et al., 1982). L'intensité moyenne du courant de vives eaux mesuré en surface est exprimée en cm/s.

## 5 - LA CLASSIFICATION DE LA SEPM ET SA VERSION FRANÇAISE

Si l'on fait le bilan des principales nomenclatures utilisées (Tableau 1A- 3), on comprend la difficulté à communiquer entre les scientifiques de différentes spécialités, les mêmes termes désignant des objets différents et inversement. La traduction plus ou moins littérale des noms anglo-saxons et l'introduction de termes spécifiques par les auteurs français est venue ajouter encore plus de confusion .

Un effort de clarification a été entrepris à l'initiative de la SEPM (*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*) par le "*Bedforms and Bedding Structures Research Group*" à l'occasion d'une réunion spécialisée (Ashley, 1990). Bien que le consensus ne soit toujours pas total à propos des relations entre morphologie des formes de dépôt et caractéristiques du courant, les participants au symposium ont convenu de désigner par un seul terme tous les formes transverses au courant comprises entre les rides et le lit plan supérieur. Pour des raisons essentiellement historiques, c'est le terme de "dunes" qui a été retenu, plus précisément celui de "*subaqueous dunes*" pour les distinguer des formes éoliennes. Des descripteurs de plusieurs ordres ont également été choisis, dont les plus importants sont la longueur d'onde et la forme (2D ou 3D), qui permettent de définir quatre sous-classes dans les "*subaqueous dunes*" : des longueurs d'onde de 5, 10 et 100 m sont proposées pour différencier les "*small*", "*medium*", "*large*" et "*very large dunes*". Les limites correspondantes pour l'amplitude peuvent être déterminées en utilisant la relation établie par Flemming (1988b) :

$$H = 0.0677 L^{0.8098}$$

où H est l'amplitude et L la longueur d'onde.

Des valeurs arrondies de l'amplitude de 0.25, 0.5 et 3m correspondent ainsi aux limites entre les 4 classes (Tableau 1A-3).

Cette classification pose à notre avis deux problèmes :

- les dimensions permettant de distinguer les quatre sous-classes de dunes ont été choisies arbitrairement alors qu'une approche statistique aurait permis des regroupements plus judicieux. Ainsi, la limite entre "*medium*" et "*large dunes*" devrait coïncider avec la limite mégaride-vague sableuse des anciennes classifications, qui correspond bien à des échelles d'objets différents reconnaissables en nature. De la même façon, la limite inférieure des "*very large dunes*" serait plus logiquement située à 10 ou 15 m pour l'amplitude, délimitant ainsi une famille de formes relativement exceptionnelles.

- les bases théoriques et expérimentales utilisées sont encore discutées, en particulier parce que les grands corps sableux transverses du plateau continental ne peuvent être reproduits en bassin. Enfin, la spécificité des dépôts tidaux, produits par des courants oscillatoires et non pas unidirectionnels et permanents, n'apparaît pas dans cette classification. Au delà des problèmes de

Hauteur (m)		0,06	1,5	25?
		L/H<15	L/H>20	20<L/H<100
Longueur d'onde (m)		0,6	20	
Stride, 1982	Ripples	Small sand waves	Large sand waves	
Harmset <i>al.</i> , 1975	Ripples	Sand waves (2D) Dunes (3D)		
Boothroyd et Hubbard, 1975; Gorsline et Swift, 1977; Middleton et Southard, 1977; Dalrymple <i>et al.</i> , 1978; Amos et King, 1984;	Ripples	Megaripples	Sand waves	
Coleman, 1969	Ripples	Megaripples	Dunes	Sand waves
Allen, 1980	Small ripples	Dunes (uni-directionnelles) Sand waves (bi-directionnelles)		
Cornish, 1914; Yalin, 1972	Sand waves			
Harms <i>et al.</i> , 1982; Middleton et Southard, 1984	Small ripples	Large ripples 2D (courant faible) 3D (courant fort)		
Ashley, 1990	Ripples	Subaqueous dunes L 5 10 100 small medium large very l. H 0,25 0,5 3		
Cette étude	Rides	Dunes hydrauliques petites moyennes grandes très gr.		

Tableau 1A-3 : Les principales nomenclatures de formes transverses (Berné *et al.*, 1989). L : longueur d'onde ; H : amplitude.

terminologie, la question fondamentale qui demeure posée est de savoir si les grands corps transverses que l'on observe dans la nature sont réellement des "bedforms" au sens des hydrauliciens, ou plutôt des assemblages complexes de formes élémentaires résultant de la combinaison et de la succession de processus hydrodynamiques différents, dont l'intégration doit être effectuée sur une durée d'autant plus longue que ces corps sont de grandes dimensions.

Quoi qu'il en soit, cette nomenclature offre l'énorme avantage de permettre enfin une communication entre les différentes disciplines de la sédimentologie. Sans préjuger des implications génétiques qu'elle contient, c'est celle qui sera employée dans cette étude. En français, le terme de "dune hydraulique", traduction presque littérale de l'expression anglaise, déjà utilisé par plusieurs auteurs (Auffret *et al.*, 1975 ; Lenôtre, 1977 ; Castaing et Froidefond, 1978 ; Durand, 1985) peut être proposé. Il faut noter cependant que pour ces auteurs, le terme correspondait uniquement aux formes très grandes, alors qu'il désignera maintenant *toutes les formes transverses de taille supérieure à celle des petites rides*. Les termes de "vague sableuse" (Vanney, 1976) ou de "ridin" (Bouysse *et al.*, 1976), que nous avons également employés précédemment, devraient être abandonnés. Cependant, pour indiquer la spécificité des dunes dont l'agent essentiel de formation est le courant de marée (c'est à dire dont la crête est sensiblement perpendiculaire au grand axe de l'ellipse de marée), nous proposons d'utiliser le terme de **dune tidale**, par opposition avec les dunes créées par un courant unidirectionnel ou par la houle que l'on peut rencontrer dans d'autres environnements sub-aquatiques (§ 1-F).

## B - MECANISMES DE FORMATION ET D'EVOLUTION DES DUNES SOUS-AQUATIQUES

La théorie de la mécanique des formes de dépôt est délicate, en particulier à cause de l'effet de "feed-back" permanent entre le courant turbulent et la configuration du fond. Lorsque l'on s'intéresse aux formes créées dans la nature, cette théorie présente un degré de complexité encore plus grand, car il ne s'agit plus de courants unidirectionnels permanents mais de la combinaison et/ou de la succession de processus hydrodynamiques différents. Ces réserves étant posées, il convient, avant de s'intéresser aux dunes en tant que dépôts, de dresser un tableau de l'état d'avancement des recherches sur la théorie, l'expérimentation et les mesures in-situ concernant les mécanismes de leur formation.

### 1- LES DOMAINES DE STABILITE DES DUNES

Les premières expérimentations en bassin sur les configurations de dépôt sous l'action d'un courant unidirectionnel ont été réalisées par Gilbert et Murphy (1914). A partir des années 60, de telles expérimentations se sont généralisées, aussi bien pour des courants unidirectionnels qu'oscillatoires, en particulier grâce aux travaux de Simons et Richardson (1963) et de Guy *et al.* (1966). Les premiers notaient que pour un sable de granularité inférieure à 0.5mm, les phases successives d'un dépôt au cours de l'accroissement du courant étaient l'absence de mouvement, les petites rides, les dunes, le lit plan supérieur et les antidunes. Ces deux dernières phases correspondent à ce que ces auteurs appelèrent le régime de courant supérieur (*upper flow regime*) alors que les précédentes correspondent au régime de courant inférieur (*lower flow regime*). En faisant varier séparément les paramètres qui contrôlent les domaines de stabilité de ces différentes phases, on peut ainsi déterminer expérimentalement des **diagrammes de phase** dont les plus employés représentent les domaines de stabilité en fonction (1) de la granularité et de la vitesse du courant ou (2) de la profondeur et de la vitesse du courant. Allen et Southard, en particulier, ont, dans de nombreux travaux, établi des diagrammes faisant la synthèse des très nombreuses expérimentations en bassin, normalisées pour une température déterminée. Ces diagrammes sont régulièrement remis à jour et on en trouvera les dernières versions publiées sur les **figures 1B-1, 2 et 3**. Par rapport à la séquence type définie au paragraphe 1.A, on observe en particulier pour les sables très fins l'absence de la phase "dune", avec passage direct des rides au lit plan supérieur. Pour les sables grossiers et les graviers, on remarque à l'inverse l'absence des rides, "remplacées" par une phase de lit plan inférieur. La plupart des diagrammes indiquent des limites de stabilité pour des températures de 10°C. Les équations suivantes donnent les relations permettant de recalculer respectivement la profondeur, la vitesse du courant ou la granularité d'un sable équivalentes, pour une température T, à celles indiquées sur les diagrammes pour une température de 10°C :

$$d_T = 18.02 d_{10} (\mu_T / \rho_T)^{2/3}$$



$$U_T = 4.24 U_{10} (\mu_T/\rho_T)^{1/3}$$

$$D_T = 18.02 D_{10} (\mu_T/\rho_T)^{2/3}$$

$\mu_T$  et  $\rho_T$  désignant respectivement la viscosité et la densité de l'eau à une température T.

Il faut insister sur les conditions expérimentales à l'origine des différents diagrammes de phases, et en particulier sur la valeur des profondeurs d'eau, toujours inférieures au mètre. Cela signifie en particulier que les limites déterminées entre les différentes phases ne peuvent être extrapolées à des profondeurs plus importantes. Pour pallier cet inconvénient, certains auteurs ont tenté une synthèse des données expérimentales et des observations de terrain. Ainsi, le diagramme de Rubin et McCulloch (1980) a été établi à partir de travaux en bassin et de l'étude des corps sableux de la baie de San Francisco (fig. 1B-4), tandis que le diagramme de Costello et Southard (1981) est basé sur une compilation des données existantes (fig. 1B-5). Le diagramme de Rubin et McCulloch montre en particulier, pour les profondeurs du plateau continental (0-200m), une disparition rapide du domaine de stabilité des antidunes, ainsi que l'augmentation, puis la décroissance, de l'amplitude des "large ripples" avec la profondeur, à vitesse de courant et granularité constantes. Ce diagramme, malgré l'intérêt qu'il présente, pose le problème de la généralisation des observations expérimentales au terrain : les formes produites en bassin sont en équilibre avec un courant permanent unidirectionnel. Par contre, en nature, les corps sédimentaires sont le résultat de processus cycliques et/ou épisodiques qui peuvent se renforcer ou se contrarier mutuellement (cycles tidaux, houle, dérive liée au vent).

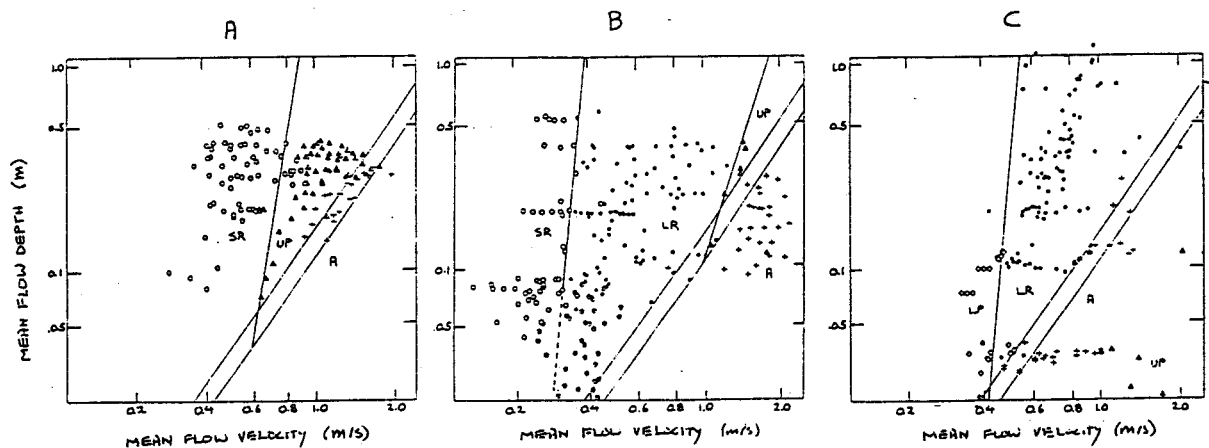


Figure 1B- 1 : Diagramme de stabilité en fonction de la vitesse du courant unidirectionnel et de la profondeur.. Normalisé à 10°C, pour des grains de densité 2.65 et de différentes granularités : A : 0.10-0.14mm, B : 0.50-0.64mm, C : 1.30-1.80mm. SR : petites rides, LR : dunes, A : antidunes, LP : lit plan inférieur, UP : lit plan supérieur. (Middleton et Southard, 1984).

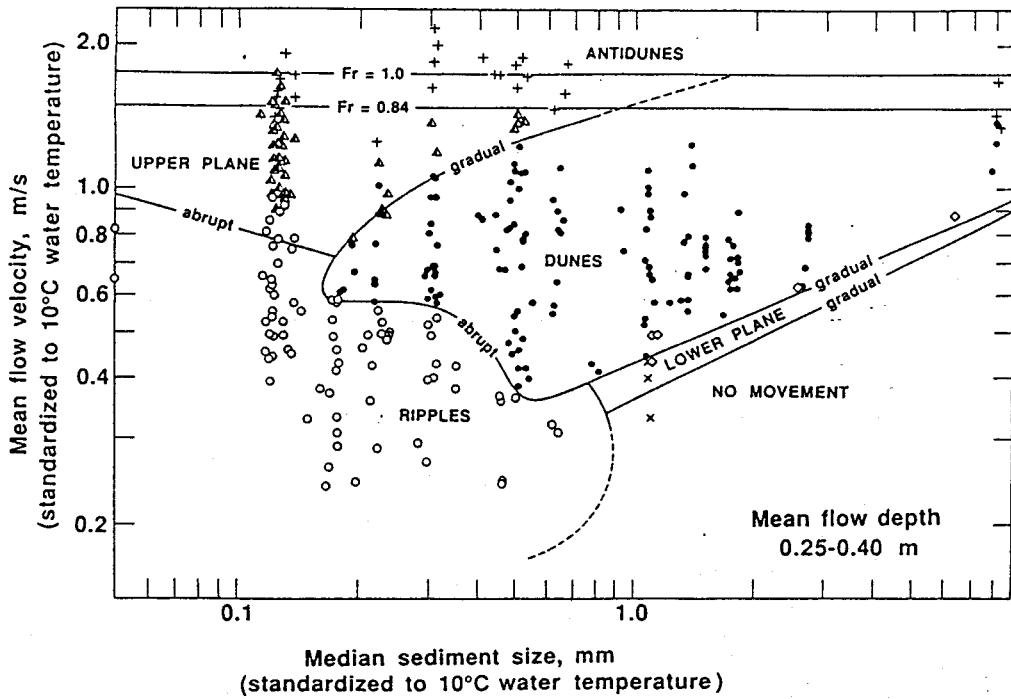


Figure 1B-2 : Diagramme de stabilité en fonction de la vitesse du courant unidirectionnel et de la granularité (Boguchwal et Southard, 1989). Normalisé à 10°C pour des grains de densité 2.65 et une profondeur d'eau de 0.25-0.40m.

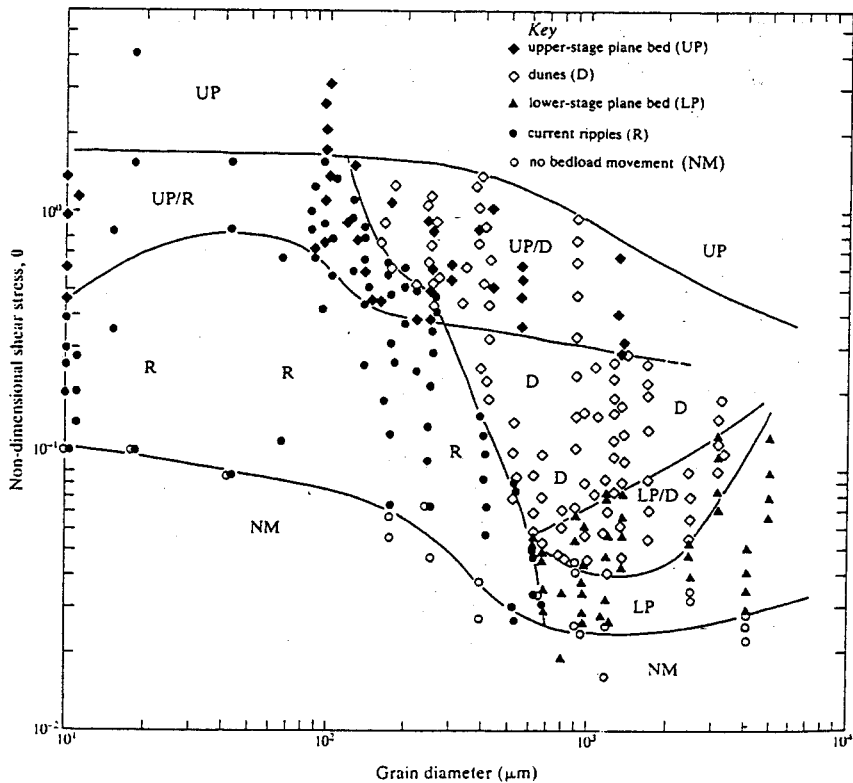


Figure 1B-3 : Diagramme de stabilité en fonction de la tension de frottement non dimensionnée  $\theta$  et de la granularité du sédiment pour des phases créées par un courant unidirectionnel (Allen, 1984). Les symboles sont les mêmes qu'à la figure 1B-1. Diagramme basé sur 613 expériences décrites dans la littérature, normalisé pour une température de 25°C et une densité sédimentaire de 2.65. La profondeur d'eau n'est pas indiquée par l'auteur.

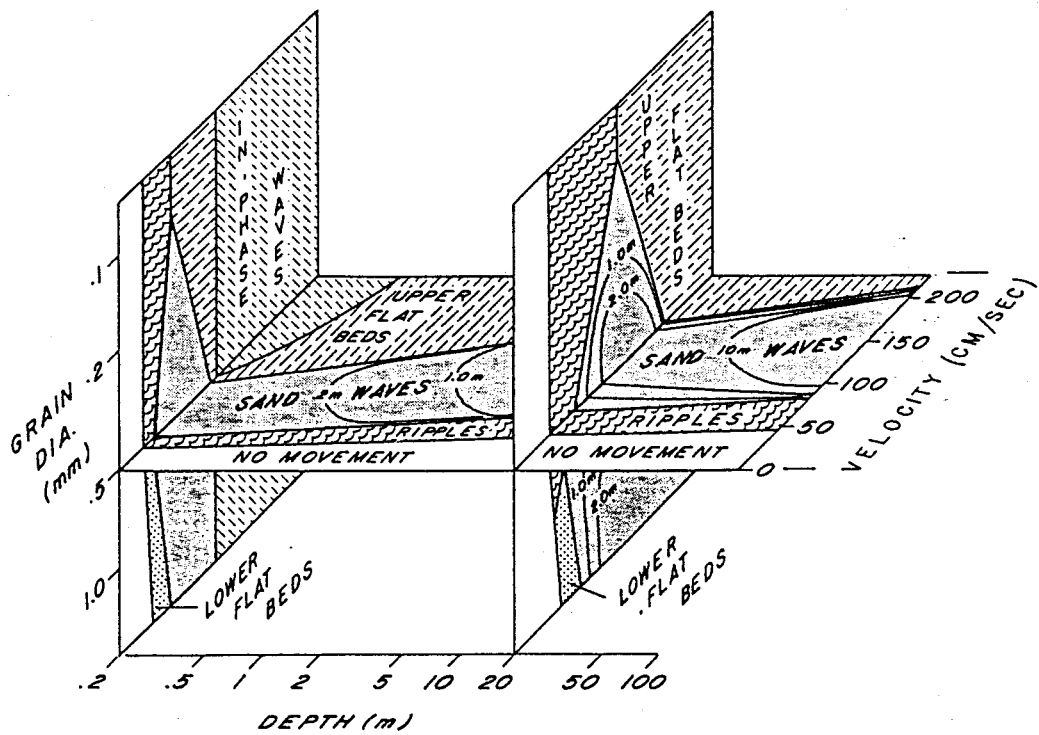


Figure 1B-4 : Diagramme de stabilité en fonction de la vitesse du courant, de la profondeur d'eau et de la granularité du sédiment (Rubin et McCulloch, 1980). La partie gauche du diagramme correspond à une compilation de travaux en bassin, la partie droite aux observations des auteurs en baie de San Francisco.

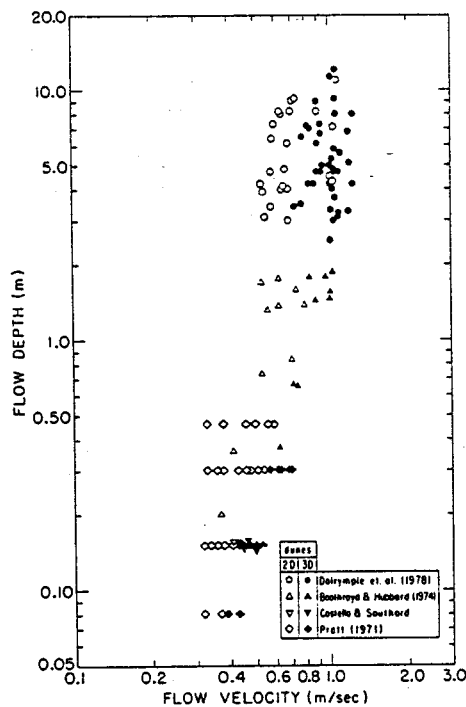


Figure 1B-5 : Diagramme profondeur-vitesse du courant (Costello et Southard, 1981). Les faibles profondeurs correspondent à des expériences en bassin, celles supérieures à 0.5m proviennent d'observations de terrain.

## 2 - MODELES NUMERIQUES DE COURANT ET DE TRANSPORT AU DESSUS DES DUNES

Richards et Taylor (1981) ont développé un modèle numérique de flot turbulent de profondeur finie au-dessus de "sand waves". L'objectif essentiel de leur travail était d'apprécier la façon dont la pente des vagues sableuses, leur forme, la profondeur d'eau et le nombre de Froude inter-agissaient. Le transport sédimentaire a ainsi été calculé pour des dunes de forme symétrique (sinusoïdale), trochoïdale et asymétrique, en utilisant l'équation de transport de Bagnold corrigée des effets de pente. Le résultat des calculs pour les 3 types de dunes montre, dans le cas d'une dune symétrique, que la tension de frottement maximum ne se situe pas au sommet de la dune mais légèrement en amont. Après un cycle, le dépôt sera maximum à la crête et l'érosion maximum sur les flancs. La crête aura donc tendance à devenir plus aigue. Les dunes asymétriques auront également tendance à devenir plus aigües et leur flanc raide plus abrupt si le courant est unidirectionnel, alors qu'elles deviendront plus trochoïdales si le courant est symétrique. Les dunes trochoïdales ont un comportement semblable aux dunes sinusoïdales. En modifiant la longueur de frottement, Richards et Taylor ont en outre montré que l'on pouvait atteindre des conditions où l'érosion était nulle sur toute la surface des dunes trochoïdales, celles-ci étant alors à l'équilibre. Par contre, l'application d'un courant asymétrique à une forme asymétrique conduit progressivement à un décollement du flot et à la formation d'une face d'avalanche. Les calculs indiquent également qu'une augmentation de la tension de frottement entraîne un "arrondissement" de la crête, conformément à de nombreuses observations en nature. Une conclusion de ces travaux est que, sous l'action d'un courant oscillatoire (comme le courant tidal), l'amplitude des dunes aura tendance à croître, alors qu'elle diminuera sous l'effet d'un courant unidirectionnel. En conséquence, les dunes se développeront dans les environnements tidaux pour des courants d'intensité inférieure à celle qui serait requise pour leur formation en rivière.

## 3 - MESURES DU COURANT ET DU TRANSPORT AU DESSUS DES DUNES

D'après Soulsby (1983), la topographie du fond modifie les profils de vitesse lorsque :

$$HD / L^2 > 2 \cdot 10^{-5}$$

où H et L sont l'amplitude et la longueur d'onde de la dune et D la profondeur moyenne.

L'effet de la topographie du fond - et en particulier des formes transverses - sur les écoulements a été étudié expérimentalement en bassin et mesuré en mer et en rivière.

*Sur les petites rides*, les premières expérimentations sont celles de Raudkivi (1963), réalisées en bassin avec des rides synthétiques immobiles. Lorsqu'un courant permanent approche le flanc doux d'une ride, la remontée du fond provoque une accélération du courant près du fond et une diminution de la pression. La tension de frottement augmente lorsque l'on remonte vers la crête, pour atteindre au sommet une intensité égale à ce qu'elle serait si le fond était plat et de profondeur égale à celle de la crête. A l'inverse, le long du flanc raide, la pression augmente et la tension diminue très

brutalement. Si la pente de ce flanc raide dépasse une valeur de l'ordre de 1/15, on observe la formation d'un contre-courant induit par le décollement de la couche limite, formant une "bulle de séparation" (fig. 1B-6). A l'aval du point de séparation, il se développe en effet sous la couche limite une zone de forte turbulence, appelée couche de frottement (*shear layer*) ou couche de mélange où, bien que la vitesse moyennée sur le temps soit faible, on observe des pulsations violentes liées à l'existence de cellules de turbulence très développées. La distance entre le point de séparation S et le point de rattachement R est de 4 à 6 fois celle de l'amplitude de la ride (Dyer, 1986). Au point R, la turbulence est maximale et, bien que la tension de frottement moyennée sur le temps soit faible, une certaine érosion peut se produire. A l'inverse, cette tension est maximale au sommet alors que la turbulence y est très faible. D'après Taylor et Dyer (1977), le maximum de tension de frottement ne serait pas exactement au sommet mais légèrement en amont de la crête des dunes, ce qui aurait des conséquences importantes sur les conditions du transport sédimentaire.

*Sur les dunes*, les processus sont semblables à ceux décrits pour les rides, mais il est plus facile de mesurer le courant. Les premiers profils verticaux de courant au-dessus de dunes ont été réalisés par Dyer (1970) dans le Solent (entre l'île de Wight et la côte anglaise). Il s'agissait de dunes de sable grossier dont l'amplitude variait de 0.25 à 2m. Les résultats de l'étude montrent clairement l'influence de la topographie, comme l'indiquent les 4 types de profils que cet auteur a distingués (fig. 1B-7) :

- Les profils de type 1 correspondent aux zones plates interdunaires, la vitesse suivant un profil sensiblement logarithmique sur toute la hauteur de la tranche d'eau.
- Les profils de type 2, au sommet du flanc doux, montrent l'accélération du courant à ce niveau.
- Les profils de type 3 montrent, au pied du flanc raide, la décroissance brutale de la vitesse.
- Les profils de type 4 sont des formes intermédiaires, indiquant un retour progressif aux conditions "normales" du type 1.

Les valeurs de la tension de frottement varient ainsi de 10 dynes cm<sup>-2</sup> dans les creux à 100 dynes cm<sup>-2</sup> sur les crêtes, le frottement total (*total drag*) exercé par les dunes étant estimé à 140 dynes cm<sup>-2</sup>. Pour certains auteurs (Davies, 1980), il existe une forme qui présente le maximum de résistance au courant, lorsque le rapport H/L de l'amplitude sur la longueur d'onde est de l'ordre de 1/15.

Des profils verticaux de vitesse ont également été effectués en Mer du Nord au-dessus d'une dune de 8m d'amplitude, par 30m de profondeur (Van Gastel, 1987), indiquant qu'au niveau de la base de la dune, les profils verticaux suivent une variation conforme à la relation établie par Van Veen (1935) :

$$U = 0.61 z^{0.22} \text{ pendant le jusant,}$$

$$U = 0.53 z^{0.29} \text{ pendant le flot,}$$

où U est l'intensité du courant et z l'altitude au-dessus du fond.

Par contre, au niveau de la crête, cette fonction n'est pas vérifiée, les vitesses mesurées étant largement supérieures à celles prédites par la formule.

Des études très détaillées sur les écoulements au-dessus de dunes de 2 à 3m d'amplitude ont été réalisées entre 1968 et 1972 par J. D. Smith dans la Columbia river (Oregon). Les principaux résultats sont présentés par Smith et McLean (1977). Ces auteurs ont montré que les profils verticaux de courant avaient un aspect convexe et non linéaire en représentation logarithmique, en raison du frottement de forme (*form drag*) induit par les dunes. Le profil de tension de frottement correspondant augmente depuis le fond jusqu'à un maximum qui dépend de la longueur d'onde des dunes et de leur rugosité (fig. 1B-8). Dans le cas étudié où plusieurs classes de formes transverses co-existent (rides, petites et grandes dunes), ces auteurs ont montré que 3 couches limites s'imbriquaient, correspondant chacune à une classe de formes transverses. L'épaisseur de différentes couches d'ordre n associées à ces formes d'ordre n (avec n=0 pour la couche au contact du fond, correspondant aux rides) serait donnée par :

$$((z^*)_{n,n+1}) / (z_0)_n = a_1 (L / (z_0)_n)^{4/5}$$

- Où :  $(z^*)_{n,n+1}$  est la distance par rapport au fond de la limite des couches n et n+1  
 $(z_0)_n$  est la longueur de frottement apparente de la couche n  
 $a_1$  est une constante

Le rapport des vitesses de frottement associées à deux couches d'ordre n et n+1 sera :

$$(U^*)_{n+1} / (U^*)_n = \left[ 1 + (C_D / 2k^2) (H_{n+1} / L_{n+1}) \left[ \ln \left\{ a_1 (L_{n+1} / (z_0)_n)^{4/5} \right\} \right]^2 \right]^{1/2}$$

- Où :  $H_{n+1}$  est l'amplitude des formes d'ordre n+1  
 $L_{n+1}$  est la longueur d'onde des formes d'ordre n+1

Les résultats des mesures effectuées sur les dunes de la Columbia river montrent en particulier que la couche limite associée aux grandes dunes (couche d'ordre 2) est caractérisée par une longueur de frottement très importante, atteignant 6.55cm.

La conclusion fondamentale de ces travaux est que les mécanismes de transport sur les grandes dunes ne peuvent être correctement approchés que par la prise en compte des processus affectant l'ensemble de la tranche d'eau, nécessitant la réalisation de profils verticaux au-dessus des dunes, moyennés spatialement et temporellement. Empiriquement, une approche plus simple peut être entreprise en s'intéressant au résultat du transport, c'est à dire à la migration des dunes.

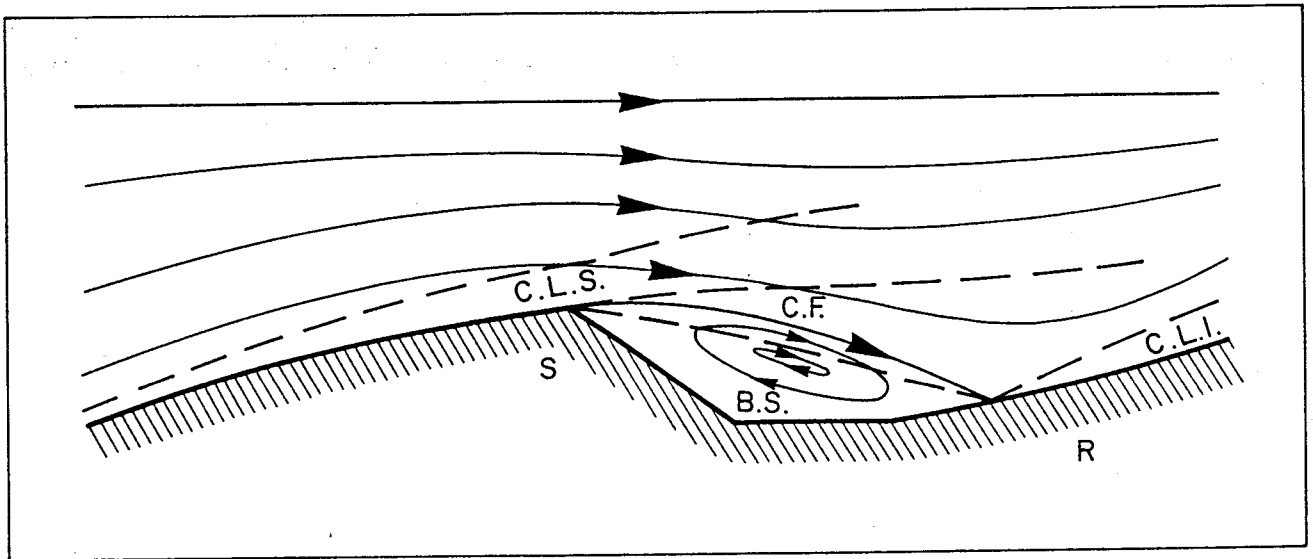


Figure 1B-6 : Lignes de courant (traits pleins) et limites des différentes couches turbulentes (traits pointillés). S : point de séparation, R : point de rattachement, CLA : couche limite amont, CF : couche de frottement (shear layer), BS : bulle de séparation, CLI : couche limite interne.

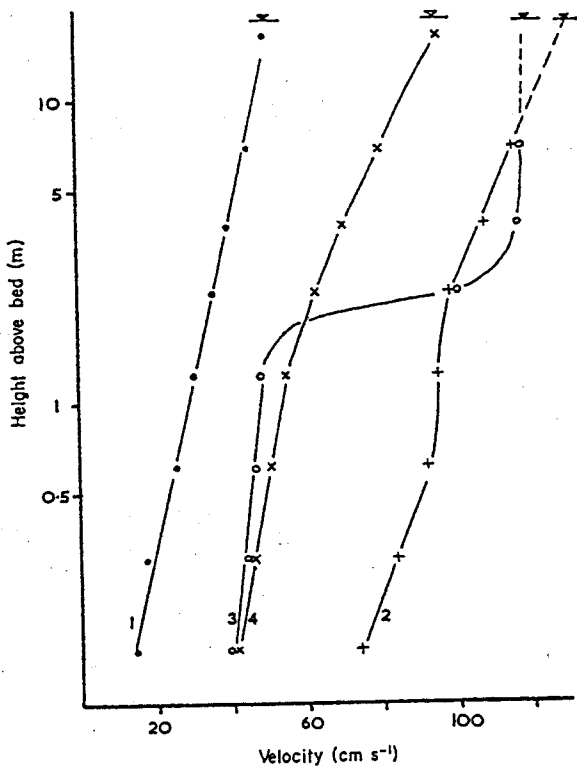


Figure 1B-7 : Profils verticaux de vitesse de courant types mesurés au-dessus de dunes tidales de sédiment grossier dans le Solent (Dyer, 1970).

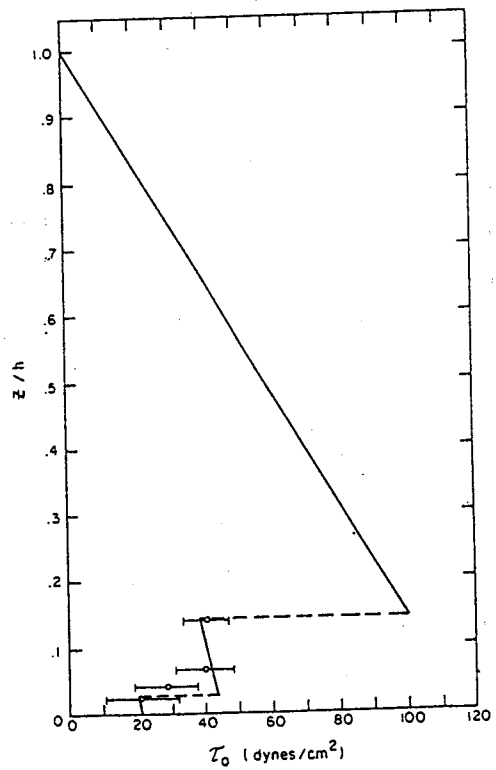


Figure 1B-8 : Profils de tensions de frottement mesurées et calculées, au-dessus des dunes de la Columbia river. On remarque l'augmentation de cette tension lorsque l'on s'éloigne du fond (Smith et McLean, 1977).

#### 4 - MIGRATION DES FORMES TRANSVERSESES

La détermination de la vitesse de migration d'une forme transverse est intéressante de 2 points de vues : d'une part elle indique l'intensité du transport par charriage sur cette forme, chaque grain sédimentaire étant perpétuellement recyclé durant cette migration ; d'autre part elle conditionne la géométrie des lits obliques produits par cette migration.

Soit une ride de forme triangulaire dans un plan vertical, de longueur d'onde  $L$  et d'amplitude  $H$ , se déplaçant à la vitesse  $U_B$  dans le sens du courant. Si l'on considère que tout le transport est effectué par charriage et que le sable érodé sur le flanc doux est déposé sur le flanc raide, les équations de conservation (Simons *et al.*, 1965) indiquent que :

$$J = 1/2 (\gamma U_B H)$$

où  $J$  est le transport de sédiment par unité de largeur, exprimée en  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$  et  $\gamma$  le poids spécifique du sédiment, de l'ordre de  $1600 \text{kg m}^{-3}$  pour un sable. Cette valeur  $J$  représente le transport moyen au niveau d'une ride, mais on démontre également qu'au niveau de la crête, il est égal à :

$$J_{\text{cr}} = \gamma U_B H$$

c'est à dire le double de la valeur moyenne. Ces relations sont importantes, dans la mesure où elles fournissent une méthode de détermination du transport par charriage à partir de la vitesse de migration des dunes, ou la prédiction de la migration à partir de la mesure du transport.

#### 5 - VARIABILITE DU COURANT DANS UN PLAN HORIZONTAL

Dans un plan horizontal, le relief des dunes provoque également une perturbation des écoulements et donc une modification de l'orientation et de l'intensité du transport par charriage. A l'aval des dunes présentant un décollement de la couche limite, on observe fréquemment une disposition en éventail des petites rides couvrant le creux inter-dunaire et la base du flanc doux de la forme en aval, liée à la formation de "chapelets" de bulles de séparation longeant le flanc raide de ces dunes. Cette disposition, décrite initialement en milieu éolien et intertidal sous le terme de "*ripple fans*" (Allen, 1982b, fig. 1B-9), a été reconnue plus récemment en milieu subtidal (Reddering, 1987). Elle ne doit pas être confondue avec les "rides de vidange", qui tapissent les dépressions interdunaires en milieu intertidal et qui sont utilisées comme critère de reconnaissance de ces milieux dans l'étude des dépôts fossiles (Klein, 1970).

Un autre phénomène a été étudié par Malikides *et al.* (1989) dans le détroit de Bass (Nord de la Tasmanie). Dans ce secteur, la marée n'est pas rectilinéaire : le flot et le jusant ne sont pas de sens opposés, leur directions principales forment un angle d'environ  $110^\circ$ . De ce fait, le flot et le jusant sont obliques par rapport à l'orientation des dunes étudiées. Les mesures de courant effectuées au sommet et dans le creux d'une dune symétrique montrent que la composante du courant normale à la crête est accélérée par l'effet topographique, de façon analogue au phénomène décrit par Huthnance



(1982) sur les bancs tidaux longitudinaux. Il en découle une déviation du courant vers la crête (fig. 1B-10), les directions de transport résultant à la crête et dans le creux formant un angle de  $120^\circ$ , ce qui suggère une recirculation du sédiment autour de la dune. En définitive, ce type de dune symétrique pourrait être considéré comme un stade intermédiaire entre les formes transverses et les formes longitudinales. D'une manière un peu analogue, mais sans invoquer une déviation du courant au niveau des crêtes dunaires, plusieurs auteurs ont observé que le transport par charriage dans le creux des dunes symétriques, déduit de l'orientation des mégarides surimposées, était parallèle à leur crête (Bokuniewicz *et al.*, 1977 ; McCave et Langhorne, 1982).

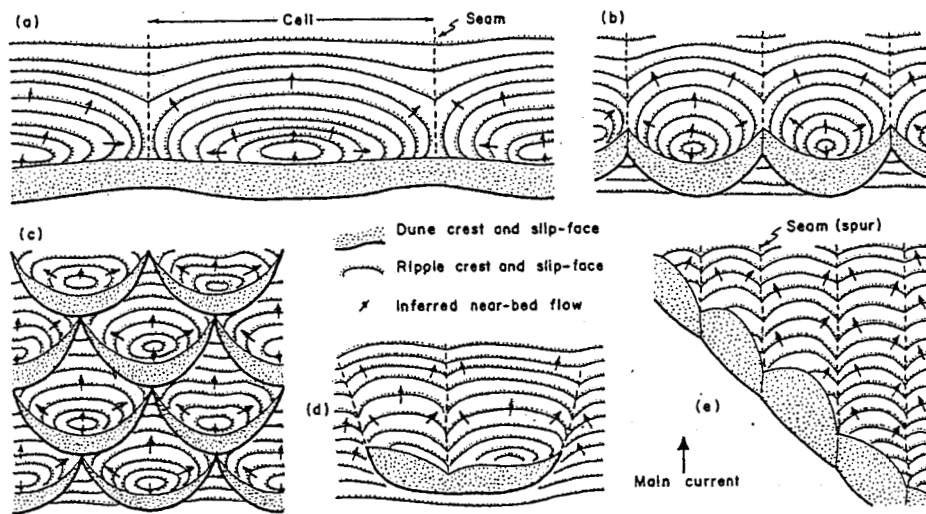


Figure 1B-9 : Les différents types de "ripple fans" formés à l'aval des dunes bi- ou tri-dimensionnelles (Allen, 1968). Les flèches indiquent l'orientation du courant et les lignes pointillées la crête des petites rides.

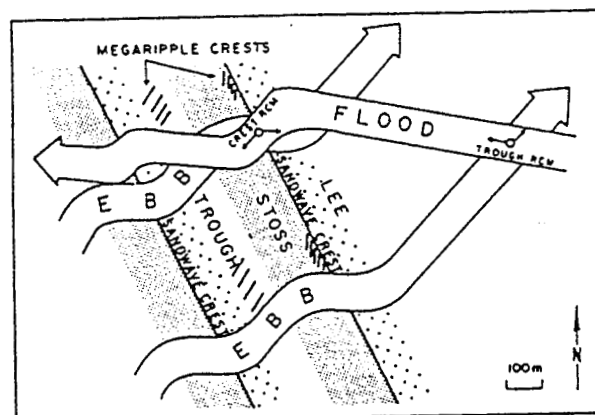


Figure 1B-10 : Modèle de courant tidal au-dessus d'une dune symétrique oblique par rapport à un courant non rectilinéaire (Malikides *et al.*, 1989). Le courant est dévié vers la crête d'une façon similaire à celle décrite par Huthnance (1982) sur les bancs tidaux.

## 6 - MECANISMES DE LA SEDIMENTATION AU FRONT DES FORMES TRANSVERSES

La sédimentation à l'aval des formes transverses (rides, dunes, barres, Gilbert-deltas<sup>1</sup>) a fait l'objet de très nombreux travaux, dans la mesure où elle permettait de reconstituer les mécanismes de progradation de ces formes, mais aussi parce qu'elle fournissait en retour des critères de reconstitution des paléoenvironnements. Trois mécanismes principaux sont à l'origine des lits obliques formés au front d'une forme transverse, en domaine aérien comme sub-aquatique.

(1) Sur le flanc doux de la forme transverse, les grains se déplacent par charriage d'une façon analogue à celle observée sur un lit horizontal : selon l'intensité du courant, le transport s'observe sous la forme de bouffées turbides ou au contraire d'un "tapis roulant" de sédiment en mouvement. Si le courant est relativement faible, le sédiment a tendance à s'accumuler après le point de rupture, au sommet du flanc raide, dont la pente va donc progressivement augmenter, jusqu'à ce que l'angle de stabilité caractéristique du sédiment soit dépassé. Il se produit alors une *avalanche ou coulée sableuse (sand flow)* le long du flanc raide, qui aura pour conséquence de rétablir un profil de flanc raide moins déclive. Cette avalanche est discontinue pour des courants relativement faibles, mais continue lorsque celui-ci augmente (Allen, 1965). En définitive, le flanc raide apparaît comme une surface de glissement (*slip face*), avec une rupture de pente brutale au sommet mais aussi à sa base, là où le flanc raide prograde sur le creux inter-ride ou sur le flanc doux d'une autre forme transverse. Insistons sur le fait que ce phénomène est décrit sur les dunes éoliennes, ainsi que sur les petites dunes aquatiques reproduites en bassin ou observées en domaine intertidal, mais *pas au front des grandes dunes du plateau continental*.

(2) Si le courant est plus fort au niveau du point de rupture, une partie du sédiment, et en particulier la fraction la plus fine, est entraînée en suspension dans la couche de frottement. Elle est ensuite déposée plus en aval, sur le flanc raide, dans le creux inter-ride ou même sur le flanc d'une autre forme transverse. Ce second mécanisme est baptisé "*sand fall*" par les anglo-saxons, que l'on pourrait traduire par *pluie sableuse*.

(3) Un troisième mécanisme est lié à l'existence au pied du flanc raide, dans certains cas, d'un courant de retour associé à la "bulle de séparation" induite par le décollement de la couche limite. Lorsque ce courant est suffisamment fort, il pourra provoquer un transport en sens inverse de celui du courant général, et même, dans le cas des dunes, la formation de petites **rides de retour** ("*back-flow ripples*") remontant le flanc raide de la dune. En définitive, ces trois mécanismes, qui peuvent intervenir de façon simultanée, vont contrôler la structure des lits sommitaux, frontaux et basaux ("*topsets*", "*foresets*" et "*bottomsets*") dont l'analyse renseignera sur les conditions de dépôt.

<sup>1</sup>Les "Gilbert-deltas" ont été décrits initialement par Gilbert (1885) dans les dépôts pléistocènes du lac Boneville (USA). Ils sont caractérisés par des lits frontaux fortement pentés (20-25°). Ils sont associés à des écoulements homopycnaux, c'est à dire où la densité du fluide apporté par le fleuve est équivalente à celle du bassin. Ce type particulier de delta se forme donc théoriquement en milieu lacustre.

## 6.1 - Les mécanismes de la "pluie sableuse"

Ces mécanismes ont été étudiés expérimentalement, principalement par Jopling (1962, 1965, 1967) et Allen (1965, 1968). Dans ses premières expériences, Jopling (1962) a montré que la trajectoire des grains entraînés dans la couche de frottement (appelé couche de mélange par cet auteur) était déterminée en calculant la résultante vectorielle de la vitesse horizontale du flot et de la vitesse de chute de chacun de ces grains. Il en résulte un *grano-classement tangentiel* (dans le sens du courant) *normal* (la granularité du sédiment décroissant dans le sens du transport) (fig. 1B-11), les grains les plus grossiers ayant une trajectoire plus courte que celle des particules plus fines.

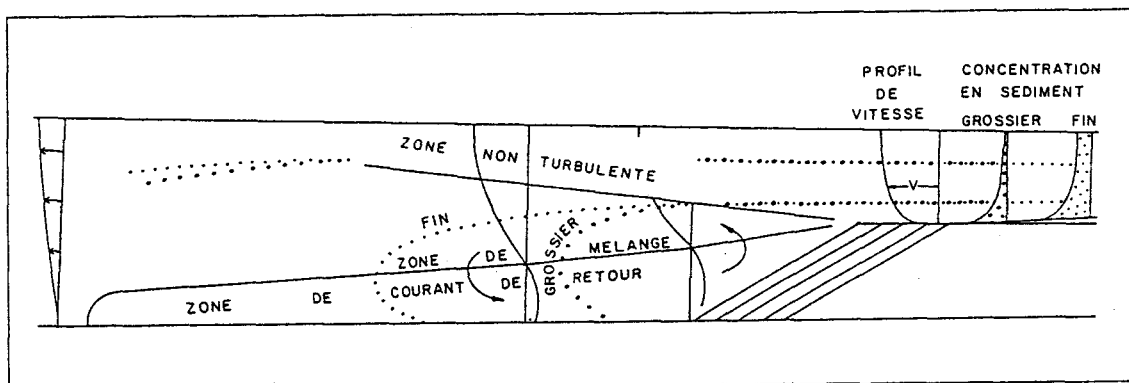


Figure 1B-11 : Mécanismes de la "pluie sableuse" au front d'un Gilbert-delta ou d'une forme transverse (D'après Jopling, 1962).

Jopling a montré également que la position initiale du grain, au niveau du point de rupture, était importante pour la détermination de sa trajectoire. Toutes choses égales par ailleurs, les grains les plus fins, qui se trouvent à une distance plus grande du fond, se verront ainsi transportés plus loin, améliorant le classement tangentiel normal. A l'inverse, l'effet de courant de retour s'opposera à ce classement en ramenant les grains les plus fins vers le flanc raide. D'après Allen (1968), le taux de sédimentation à l'aval du point de rupture est donné par une équation de la forme :

$$R = m x^n$$

où R est le taux de sédimentation par unité de surface et de temps,

x est la distance horizontale par rapport au point de rupture,

m et n sont des variables dépendant de la vitesse de chute du sédiment et de la vitesse du courant.

Ces variables ont été déterminées empiriquement par Allen (1968), en installant des pièges à particules à l'aval du point de rupture et en mesurant le taux de sédimentation en différents points pour chacune des classes granulométriques d'un sable dont le diamètre moyen était 0.52mm (fig. 1B-12). Cette expérience indique également que, pour des sédiments grossiers, le taux de sédimentation passe par un maximum, du fait de la position initiale des grains au niveau du point de rupture. En effet, on observe dans le cas du transport par charriage que les grains les plus grossiers

ne se situent pas au contact du fond mais à la partie supérieure de la couche de transport par charriage, là où la tension de frottement est maximale. Cette relation, établie de manière empirique par J.R.L. Allen, a été par la suite confirmée par un modèle numérique de sédimentation (Chakrabarti et Lowe, 1981). L'effet de la vitesse du courant sur ces mécanismes a également été examiné par les mêmes auteurs. En répétant l'expérience précédente pour des vitesses croissantes, Allen (1968) a ainsi montré que la valeur absolue de l'exposant  $n_\phi$  était inversement proportionnelle au rapport  $U_m / W$ ,  $U_m$  étant la vitesse moyenne au niveau du point de rupture et  $W$  la vitesse de chute des particules de la classe granulométrique considérée. A.V. Jopling, quant à lui, a montré qu'une augmentation du courant se traduisait par le passage de lits obliques à contact basal angulaire à des lits à contact basal tangentiel (à concavité vers le haut), ceci du fait de l'augmentation relative du transport en suspension par rapport au transport par charriage. Pour des courants encore plus forts, Hand et Bartberger (1988) ont montré que la zone de dépôt maximum se déplaçait du point de rupture vers l'aval, donnant progressivement une forme convexe au flanc raide. Cet état n'est cependant pas stable, il est précurseur du passage au lit plan supérieur. Enfin, de même que la vitesse, la profondeur d'eau peut avoir une influence sur la géométrie de ces dépôts, une augmentation de la profondeur favorisant la formation de lits à contact basal angulaire alors que sa diminution favorise le développement de lits à contact tangentiel.

## 6.2 - Les mécanismes de l'avalanche sableuse

Puisque la sédimentation est maximale immédiatement en aval du point de rupture, la pente au sommet du flanc raide va augmenter jusqu'à ce que l'angle d'instabilité  $\phi_i$  soit atteint. Une avalanche va donc se déclencher, théoriquement à partir du point le plus bas où  $\phi_i$  est dépassé. Cette coulée sableuse va se déposer en aval, la pente du flanc raide au sommet ayant diminué jusqu'à une valeur  $\phi_r$ . On trouve que :

$$\tan \phi_i = \tan \phi_r - (1/\gamma) \int^t (dR / dx) dt$$

où  $\gamma$  est le poids spécifique du sédiment et  $R$  et  $x$  les variables définies au paragraphe précédent. Les valeurs de  $\phi_i$  et  $\phi_r$  sont pratiquement indépendantes du milieu (air ou eau) mais varient avec la taille et la morphologie des grains, leur tassement et leur classement (Tableau 1B-1). En première analyse, l'angle de stabilité d'un sable sera d'autant plus fort que sa porosité sera faible. Les valeurs observées varient de 30 à 50° pour  $\phi_i$  et de 20 à 35° pour  $\phi_r$ . Lorsque le transport augmente au sommet de la dune, les avalanches surviennent de plus en plus fréquemment, jusqu'à devenir continues (Allen, 1965). Du fait de la progradation de la dune, les coulées les plus anciennes sont recouvertes par les plus récentes, leur potentiel de préservation étant de ce fait très important.

Les coulées sableuses constituent un type particulier de coulées de grains ("*grain flow*", Bagnold, 1954). A l'inverse des glissements, elles se caractérisent par une réorganisation des grains, qui reflète les conditions de l'avalanche. Ces coulées ont été étudiées initialement au front des dunes éoliennes (Bagnold, 1954 ; McKee *et al.* 1971 ; Hunter, 1977 ; McKee, 1979), en bassin pour de petites rides

sous-aquatiques (Allen, 1965 ; Jopling, 1966) et en milieu intertidal pour des dunes de 0.2 à 2m d'amplitude (Hunter, 1985b). Ces coulées ont une forme linguoïde, très allongée, leur épaisseur est de quelques centimètres et semble augmenter avec l'amplitude de la dune, leur base érode généralement les dépôts sous-jacents et présente une concavité vers le haut, alors que le sommet de la coulée est convexe vers le haut. Le pendage de ces dépôts est généralement compris entre 28 et 34° (Hunter, 1977) et leur porosité est très forte (de l'ordre de 45%). Lorsqu'une coulée se produit, on note que les particules les plus grossières et les moins denses ont tendance à se concentrer au niveau de la zone de tension la plus faible, dans la partie supérieure de l'écoulement. Il en résulte généralement un classement vertical (perpendiculaire) inverse, en particulier dans la partie supérieure et centrale du lit oblique. De plus, la surface libre de l'écoulement correspond à la zone où la vitesse est la plus forte, les particules grossières qui s'y trouvent ont tendance à être transportées plus vite que les autres et donc à se concentrer au front de la coulée, provoquant un classement tangentiel également inverse. Une fois déposés vers la base du lit oblique, ces grains grossiers sont "rattrapés" et recouverts par les particules les plus fines, provoquant dans cette zone un classement normal. En définitive, un dépôt d'avalanche sera caractérisé par un classement vertical inverse à son sommet et à son centre et normal à sa base, et par un classement tangentiel inverse. L'alternance des lits fins et grossiers que l'on observe dans les lits obliques déposés par les formes transverses serait, selon certains auteurs le résultat de la succession de phases d'avalanche (lits grossiers) et de pluie sableuse (lits fins), chaque lit grossier correspondant à une avalanche (Jopling, 1966 ; Reineck et Singh, 1980). Des expériences en bassin (Hunter et Kocurek, 1986) indiquent que l'épaisseur des lits d'avalanche  $S_a$  serait donnée par :

$$S_a \approx 0.060H$$

où H est l'amplitude de la dune.

La ségrégation des grains par les formes transverses surimposées qui viennent alimenter l'avalanche (petites dunes migrant sur le flanc doux des grandes dunes) a également été proposée par certains (Smith, 1972 ; Richards, 1986) comme un facteur supplémentaire de classement du sédiment.

La distinction entre les coulées sableuses éoliennes et sous-aquatiques est délicate. Les résultats d'un modèle numérique de sédimentation au front des dunes indiquent que la proportion des dépôts d'avalanche par rapport aux dépôts de pluie sableuse serait beaucoup plus importante en milieu sous-aquatique (Hunter, 1985a). Une description des coulées sableuses en milieu intertidal indique également que leur largeur est plus grande que celle des dunes éoliennes et que leur limites sont moins nettement marquées (Hunter, 1985b). C'est peut-être ce qui explique que de telles coulées n'aient jamais été décrites sur les grandes dunes subtidales actuelles, n'étant pas détectables par les outils d'investigation indirecte comme les sonars latéraux. Par contre, elles auraient été reconnues dans des grandes dunes tidales fossiles des "Lower Greensand" du Crétacé Inférieur du bassin de Londres (Buck, 1985).

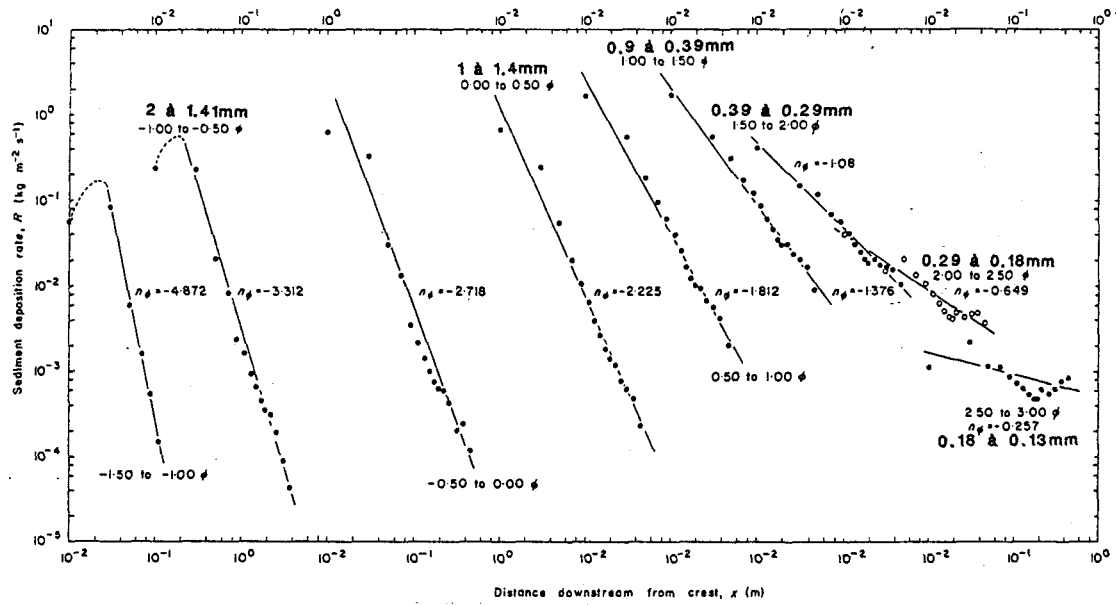


Figure 1B-12 : Taux de sédimentation R de différentes classes granulométriques à l'aval d'une forme transverse (ride ou dune), en fonction de la distance x par rapport à la crête (Allen, 1968). *Expérience réalisée avec un sable quartzique hétérogranulaire de 0.52mm de diamètre moyen. Les classes granulométriques, exprimées en unités φ par l'auteur, ont été converties en mm. Pour les sédiments les plus grossiers, à gauche du diagramme, on observe que le taux de sédimentation passe par un maximum (voir l'explication dans le texte). n<sub>φ</sub> désigne la valeur de l'exposant n, calculée pour chacune des classes granulométriques.*

Material	Medium	Fractional concentration		Slope angle (deg)		
		Loose packing	Dense packing	φ <sub>i</sub>	φ <sub>i,max</sub>	Δφ <sub>max</sub>
quartz sand (D <sub>m</sub> = 270 μm)	air	0.560	0.640	31.5	45.1	13.6
	water	0.558	0.651	31.4	44.6	13.2
quartz-slate sand (D <sub>m</sub> = 1040 μm)	air	0.543	0.628	33.3	46.4	13.1
	water	0.541	0.628	33.4	46.9	13.5
Lithothamnium sand (D <sub>m</sub> = 3200 μm)	air	0.584	0.700	36.2	49.9	13.7
	water	0.587	0.703	36.5	53.1	16.6
glass beads (D <sub>m</sub> = 470 μm)	air	0.587	0.645	23.9	32.6	8.7
long-grain rice (D <sub>m</sub> = 4300 μm)	air	0.532	0.602	36.4	44.4	8.0
chopped spaghetti (D <sub>m</sub> = 7400 μm)	air	0.446	0.556	31.4	45.2	13.8

Tableau 1B-1 : Angles de stabilité et de dépôt pour différents échantillons (Allen, 1984).

## C - CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES DUNES ACTUELLES

Les paramètres morphologiques caractérisant les dunes tidales sont intéressants à considérer, non seulement parce qu'ils permettent de décrire et classer ces corps sédimentaires, mais aussi parce que leur variation peut traduire des modifications des conditions hydrodynamiques. De plus, une approche statistique de ces paramètres permet de quantifier les domaines d'existence des dunes et de les comparer à des équivalents fossiles.

### 1 - LONGUEUR D'ONDE

La longueur d'onde des dunes est la distance mesurée entre 2 crêtes ou, dans le cas de formes isolées, la longueur de la dune mesurée horizontalement dans le sens du courant. La valeur de cette longueur d'onde est contrôlée par la vitesse du courant, la granularité du sédiment et l'épaisseur de la couche limite. La mise en évidence de relations entre ces paramètres nécessite cependant (a) que l'on ne prenne en compte que la plus grande famille de dunes lorsque plusieurs classes coexistent, (b) qu'une valeur moyenne soit calculée à partir d'un échantillonnage représentatif, (c) que les apports sédimentaires soient suffisamment importants pour que les dunes puissent atteindre leur état d'équilibre. Lorsque ces conditions sont remplies, les observations en nature indiquent une assez bonne corrélation entre profondeur d'eau et longueur d'onde (fig. 1C-1), satisfaisant à peu près au modèle théorique de Yalin (1964) pour qui la valeur de la longueur d'onde est de l'ordre de 5 fois celle de la profondeur d'eau. A partir d'expériences en bassin et d'observations de terrain, Allen (1984) propose (pour des profondeurs comprises entre 0.1 et 100m) une relation du type :

$$L = 1.16 h^{1.55}$$

Où L est la longueur d'onde et h la profondeur d'eau.

Quant à la granularité du sédiment, son augmentation se traduit par une diminution de la longueur d'onde, probablement du fait de la diminution du sédiment transporté en suspension.

### 2 - AMPLITUDE

Si l'on se réfère à la classification d'Ashley (1990), les dunes sont tous les corps sédimentaires transverses au courant dont l'amplitude est supérieure à 0.04m. Les formes de grande taille auxquelles nous nous intéressons (les vagues sableuses de nombreux auteurs) ont une amplitude très généralement comprise entre 2 et 15m. Comme la longueur d'onde, l'amplitude des dunes dépend de

la granularité du sédiment, de l'intensité du courant et de l'épaisseur de la couche limite. Si l'on mesure l'amplitude des dunes de la même façon que leur longueur d'onde, on constate une relation entre amplitude (H) et profondeur d'eau (h) (fig. 1C-2), avec cependant une dispersion assez importante par rapport à la formule de Yalin (1964) :

$$H/h = 1/6 (1 - \tau_{cr} / \tau_0)$$

avec  $\tau_{cr}$  tension de frottement critique de début d'entraînement d'une particule,  $\tau_0$  tension de frottement effective.

Une autre relation est proposée par Allen (1984), de la forme :

$$H = 0.086 h^{1.19}$$

Il existe également une relation qualitative entre l'amplitude des dunes et le diamètre moyen D des grains qui les constituent, les expériences en bassin et les observations en nature montrant que H augmente, toutes choses égales par ailleurs, avec le diamètre. Yalin (1964) a proposé une relation linéaire simple de la forme :

$$H = 1000 D$$

La relation entre amplitude et intensité du courant est plus complexe. Les travaux en bassin de certains auteurs indiquent que H augmente avec l'intensité du courant jusqu'à un maximum à partir duquel elle décroît, avant le passage au lit plan supérieur (fig. 1C-3).

Une question rarement évoquée, et non élucidée, est celle de la valeur maximum que peut atteindre l'amplitude des dunes. Au plan théorique, elle dépend uniquement, pour une granularité donnée, de l'épaisseur de la couche limite et de l'intensité du courant. Cette question est importante d'un point de vue hydrodynamique (dans les diagrammes de stabilité, existe-t-il une limite supérieure au domaine des dunes ?) et aussi pour la comparaison avec les séries anciennes : les grands *foresets*, inclinés jusqu'à 30°, dont l'amplitude préservée atteint parfois 40m, peuvent ils être associés à des dunes ou faut-il rechercher une autre origine, comme les Gilbert-deltas (Gilbert, 1885) ?

La valeur la plus importante généralement citée dans la littérature est celle de 30 m, trouvée par Jordan (1962) sur des dunes du George Bank (côte Ouest des USA). Cette valeur a été calculée à partir de levés bathymétriques (fig. 1C-4a) dont un réexamen suggère qu'il s'agit en fait de mesures réalisées sur un système amalgamé (banc tidal) et non sur une dune. Par contre, l'amplitude de 20 m, mesurée par Twichell (1983) dans le même secteur, est vérifiée (fig. 1C-4b), ainsi que celle de 24m indiquée par Harvey (1966) dans le canal St Georges, entre l'Angleterre et l'Irlande. Dans ce même secteur, les "dunes" de 40m annoncées par Wingfield (1987) s'avèrent, après vérification, être en fait hautes de 34m et correspondre à un banc sableux et non à une forme transverse, comme le montre clairement le profil sparker de la figure 2 de cet auteur !

Des amplitudes équivalentes sont mesurées sur les dunes géantes recouvrant les bancs de la mer d'Iroise, de la Manche et de la mer du Nord ou situées à leur proximité. Des amplitudes de 22m sont mesurées par Hirschberger (1970, fig. 1C-4c) sur le banc du Kafarnao (Sud-Ouest de l'île de Sein), 15 m au Nord de Dieppe, 12 m au Nord-Est du Vergoyer (Dewez, 1988), 15 m sur le Ruytingen (Vicaire, thèse en préparation).



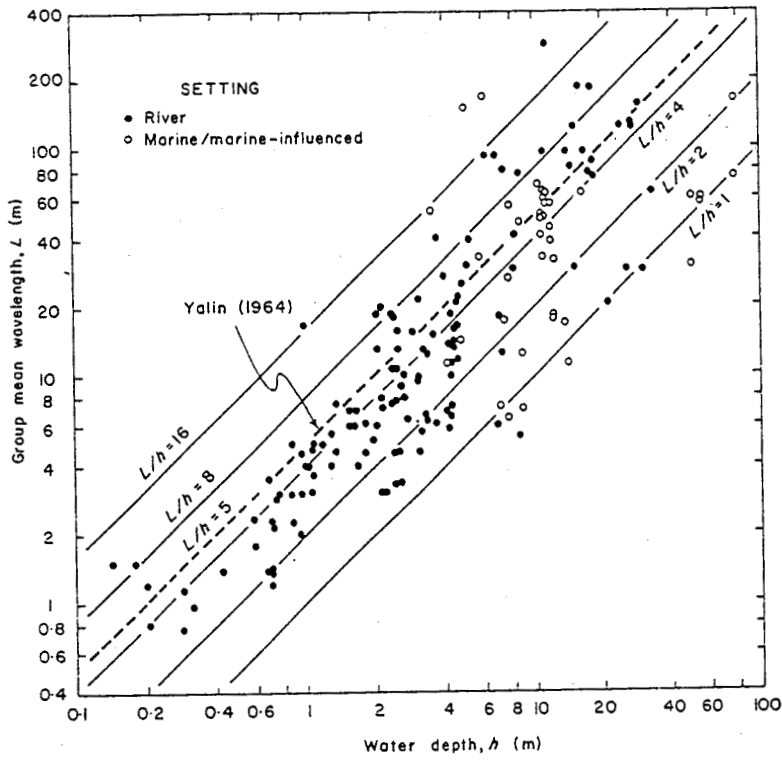


Figure 1C- 1 : Relation entre la longueur d'onde moyenne des dunes et la profondeur d'eau (Allen, 1982b). Diagramme établi à partir de la compilation de 24 études en mer et en rivière, représentatives d'environnements différents. On remarque la dispersion des valeurs par rapport au modèle théorique de Yalin (1964), en particulier pour les plus grandes profondeurs.

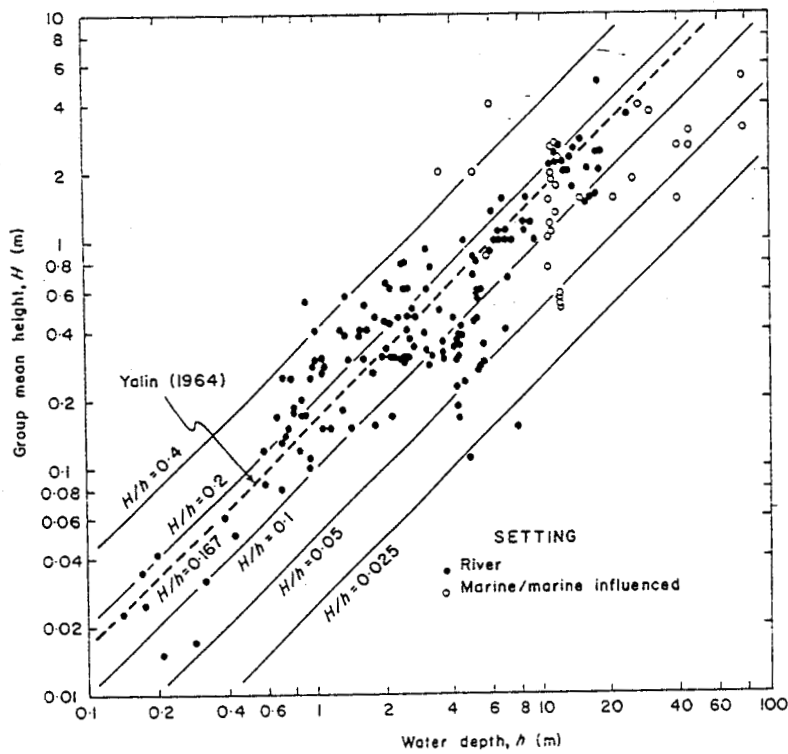


Figure 1C- 2 : Relation entre l'amplitude moyenne des dunes et la profondeur d'eau (Allen, 1982b). Diagramme établi à partir de la compilation de 24 études en mer et en rivière, représentatives d'environnements différents.

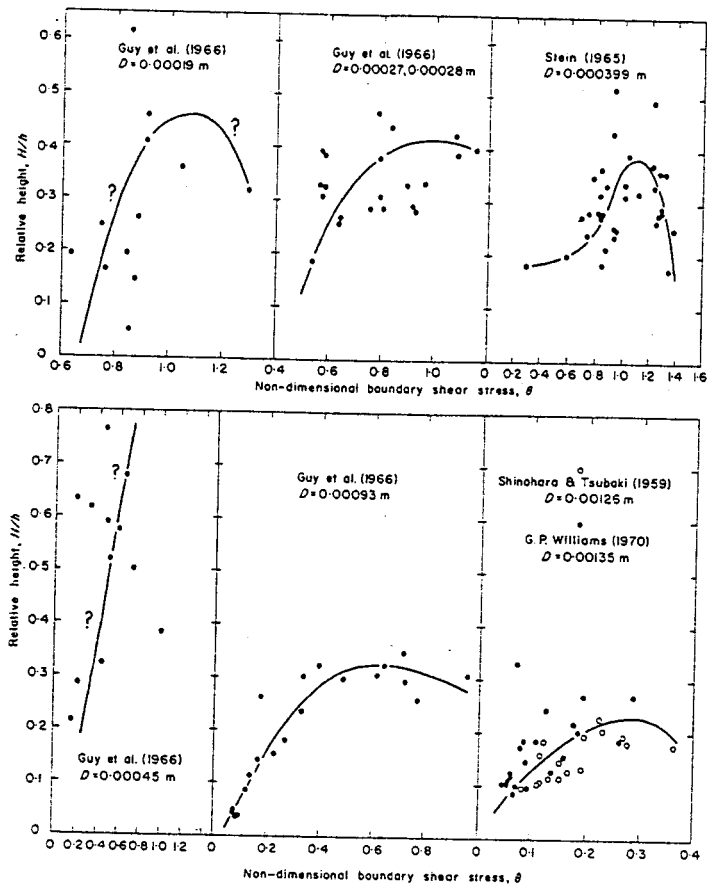


Figure 1C- 3 : Relation entre l'amplitude relative des dunes ( $H/h$ ) et l'intensité du courant, exprimée par le nombre de Shield-Bagnold (in Allen, 1982b).

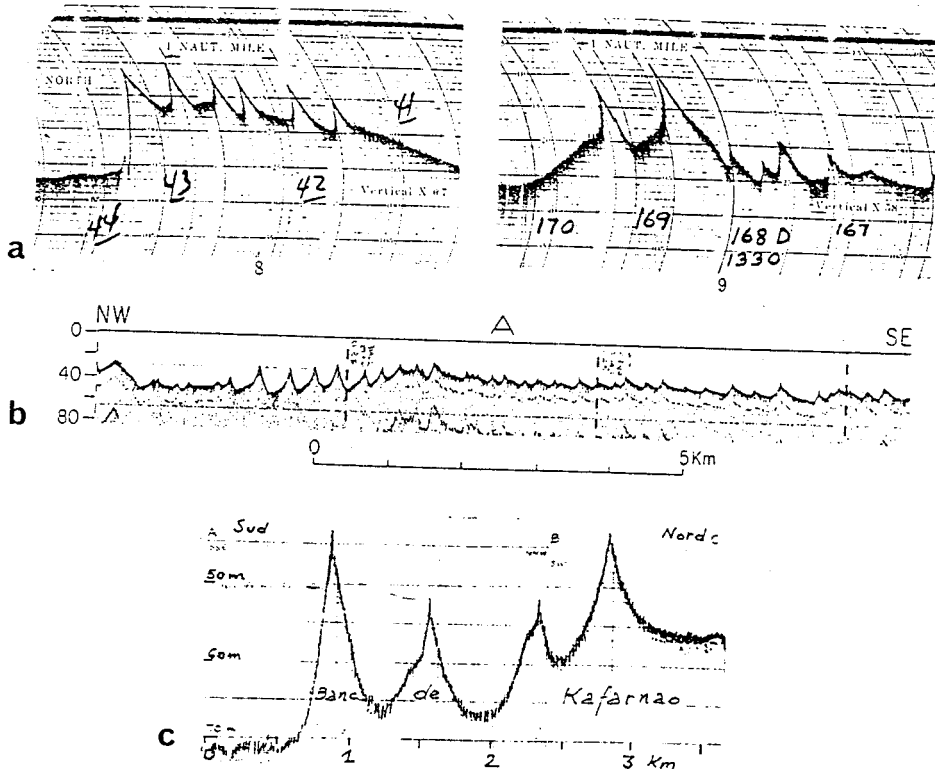


Figure 1C- 4 : Profils bathymétriques de quelques dunes géantes.

(a) Sur le George Bank (Jordan, 1962). Les sondes sont exprimées en brasses. En fait, les valeurs de 30m mesurées sur ce profil ne correspondent pas à l'amplitude des dunes mais à l'épaisseur du banc. (b) Dunes de 20m d'amplitude sur le George Bank (Twichell, 1983). (c) "Dunes" d'au moins 22m d'amplitude sur le Kafarnao (SW de l'île de Sein) (Hinschberger, 1970).

### 3 - RELATION ENTRE LONGUEUR D'ONDE ET AMPLITUDE

Le rapport de l'amplitude et de la longueur d'onde est souvent utilisé pour distinguer les rides et les dunes (Gorsline et Swift, 1977). Très généralement, ce rapport est compris entre 1/15 et 1/8 pour les dunes alors qu'il est inférieur à 1/20 pour les rides. Une approche statistique a permis à Flemming (1988b) d'établir une relation simple entre H et L :

$$H = 0.0677 L^{0.8098}$$

Une approche théorique et des expérimentations en bassin ont amené Fredsoe (1974) à proposer une autre relation :

$$H/L = 1/8.4 (1 - 0.6/\theta - 0.4\theta)^2$$

où  $\theta$  est la tension de frottement de Shield-Bagnold.

Un autre critère permettant de décrire les dunes est la forme de leur profil vertical (fig. 1C-5). Cette classification, établie par Van Veen (1935) à partir des premières utilisations civiles des sondeurs bathymétriques, distingue les formes en "dos de chat" (*catback*), progressive, asymétrique - trochoïdale et trochoïdale. Elle n'a à priori pas d'autre intérêt que descriptif et ne couvre d'ailleurs pas tous les types de morphologie de dunes que l'on rencontre en nature.

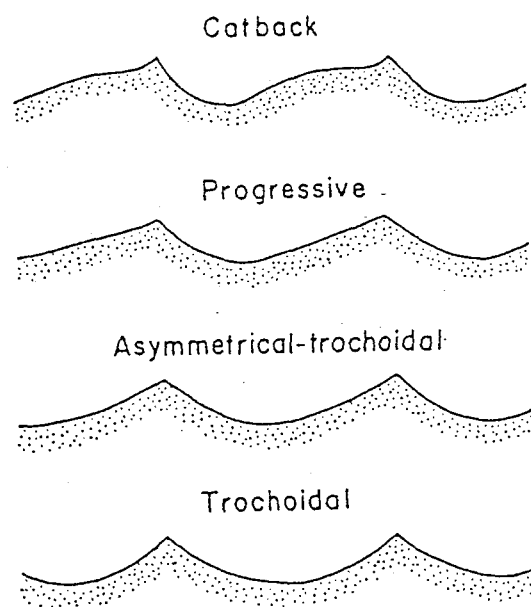


Figure 1C- 5 : Classification des dunes en fonction de leur profil vertical (Van Veen, 1935). L'exagération verticale est de l'ordre de 5.

#### 4 - EXTENSION LATÉRALE

Très peu de chercheurs se sont attachés à déterminer l'extension latérale des vagues sableuses qu'ils étudiaient ; cela tenait pour une bonne part à la difficulté qui existait à corréler des structures d'un profil à l'autre, avant l'introduction des systèmes de positionnement précis et des sonars produisant une image corrigée géométriquement. Flemming (1980) signale sur la plate-forme du sud-est de l'Afrique du Sud de " grandes dunes " dont l'extension latérale est de plusieurs kilomètres. Il s'agit en l'occurrence de corps isolés reposant sur un substrat grossier, plus faciles à cartographier. Sur les bancs de la Manche Orientale (Bassure de Baas, banc du Vergoyer), Augris *et al.* (1987) ont pu cartographier au sonar des dunes dont la crête pouvait être suivie sur près de 4 km. Sur le banc de Sandettie, dans le sud de la mer du Nord, les images du satellite SEASAT traitées par Wadsworth (1983) montrent également des vagues sableuses dont l'extension atteint 3 km. Dans le canal de Bristol, Belderson *et al.* (1982) ont cartographié grâce au même satellite des dunes dont l'extension atteint 9 km.

#### 5 - LES PENTES

La plupart des ouvrages traitant des dunes (Allen, 1982b ; Walker, 1984 ; Mc Cave, 1985) insistent sur le fait que les sondeurs bathymétriques analogiques exagèrent fortement les reliefs (ce qui est vrai) et en concluent que les pentes des flancs raides sont rarement supérieures à 10°, ce qui excluerait tout phénomène d'avalanche en dehors de la partie sommitale de la vague. Cette affirmation est en contradiction avec ce que l'on observe dans la plupart des dépôts fossiles interprétés comme des dunes tidales (vagues sableuses) et qui présentent fréquemment de grands lits frontaux d'avalanche inclinés jusqu'à 35°, c'est-à-dire l'angle de stabilité maximum d'un sable moyen. Belderson *et al.* (1982) ont réalisé une compilation de ces valeurs, basée sur l'étude de 25 sites différents. Ils distinguent l'angle moyen  $\beta$  et l'angle maximum  $\beta_{\max}$  du flanc raide (fig.1A-1) et aboutissent à une distinction en deux catégories :

- les flancs raides des petits "sand waves" (moins de 2 m d'amplitude) ont des pentes comprises entre 17° et 35°, en général supérieures à 20°,
- pour les grands "sand waves" asymétriques, ces pentes sont comprises entre 4° et 30° mais presque toujours inférieures à 20°.

Quant aux grandes vagues sableuses symétriques, leurs deux flancs ont, selon ces auteurs, des pentes généralement comprises entre 10° et 20°.

## 6 - INDICES MORPHOLOGIQUES

Plusieurs indices de formes ont été définis et seront utilisés ultérieurement :

- l'indice de forme verticale ("*vertical form index*", Bucher, 1919) parfois appelé l'indice de ride ("*ripple index*"), est le rapport  $L/H$ . Il a déjà été signalé que, pour les dunes, il était généralement supérieur à 20, mais pouvait être compris entre 10 et 160,

- l'indice de forme horizontale ("*horizontal form index*", Allen, 1982b) est le rapport  $B/H$ ,  $B$  étant l'extension latérale du corps, mesurée perpendiculairement au courant,

- l'indice de symétrie ("*symetry index*", Allen, 1982b) est le rapport  $a/b$ , il est généralement compris entre 1 et 6. On utilise aussi l'indice de symétrie modifié  $a/b - 1$ ,

- l'indice de sinuosité ("*sinuosity index*", Dalrymple, 1984) est le rapport de la distance entre les extrémités du corps mesurée en suivant la crête par cette même distance mesurée en ligne droite. Cet indice permet de définir le degré de "tri-dimensionnalité" (Rubin et McCulloch, 1980). Outre son aspect descriptif, il permet de distinguer les corps bi-dimensionnels, à crête sensiblement rectiligne, des formes tri-dimensionnelles, très sinueuses ou en croissant. Les premières correspondent, toutes choses égales par ailleurs, à des vitesses de courant inférieures aux secondes. Leurs structures internes sont caractérisées par des stratifications obliques tabulaires, alors que les secondes présentent des stratifications obliques en auge ou en berceau (fig. 1C-6).

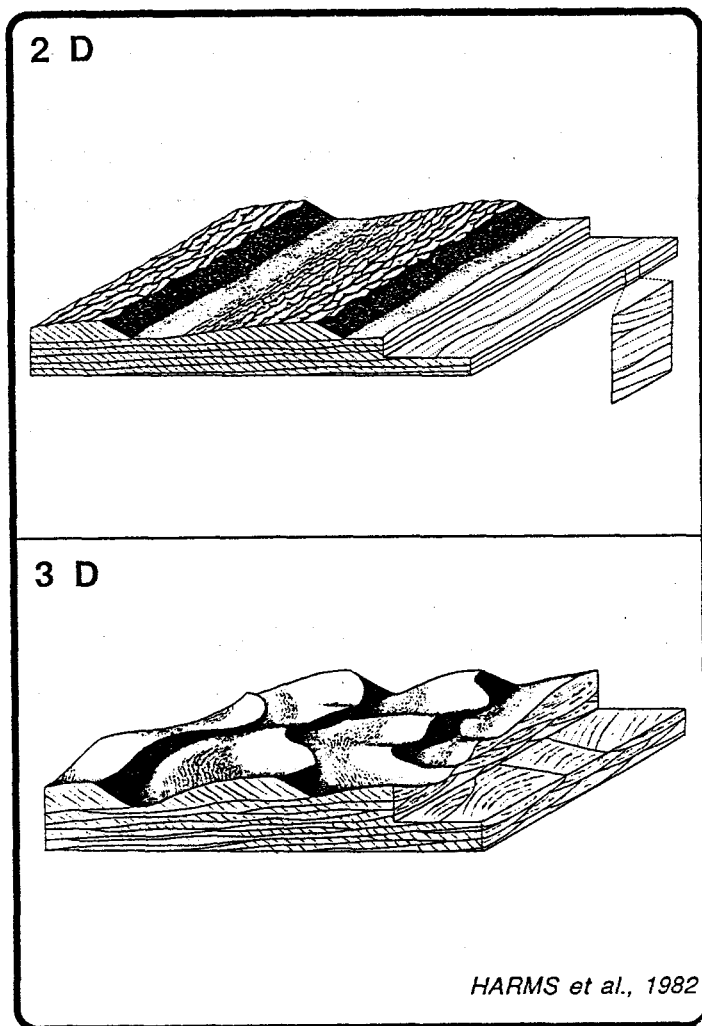


Figure 1C- 6 : Stratifications obliques produites par des dunes bi- et tri-dimensionnelles (Harms et al., 1982). Dans le premier cas, la stratification est oblique tabulaire, dans le second elle est oblique en auge ou en berceau.

## D - LA MAREE

Les origines et les effets des marées sont aujourd'hui bien connus. Leur connaissance est bien sûr nécessaire à la compréhension de la formation des corps sableux tidaux, mais aussi à la reconstitution des paléo-environnements. On trouvera dans Guilcher (1965), Stride (1982), Dyer (1986), Pugh (1987) et Nio et Yang (1989) le détail des informations à l'origine de ce paragraphe.

### 1 - L'ORIGINE DES MAREES

La Terre et la Lune tournent autour d'un même centre de gravité, situé à l'intérieur de la Terre. L'attraction gravitationnelle entre-elles est contrecarrée par la force centrifuge créée par la révolution orbitale. A la surface de la Terre, cette force centrifuge est constante ; par contre, l'accélération gravitationnelle due à la Lune est plus importante du côté le plus proche de celle-ci : un observateur situé du côté de la lune pèse moins lourd qu'un autre situé aux antipodes. Le résultat est un bombement de la surface de l'eau en face de Lune et à l'opposé. Comme la Terre tourne, ce renflement, qui reste situé dans l'axe de la Lune, se déplace en créant une "onde de Kelvin", dont l'amplitude serait de 30 cm si la Terre était entièrement couverte d'eau et la période d'une demi-journée. En fait, dans le même temps, la Lune tourne autour de la Terre (en 29 jours) et la période de cette marée est celle d'une "demi-journée lunaire", soit 12H25mn. Comme la Lune se déplace plus vite sur son orbite au voisinage de l'apogée que vers le périgée, la durée de la marée semi-diurne oscille entre 12.25 et 12.75 heures. De plus, l'orbite de la Lune ne se trouve pas dans le plan de l'équateur mais oscille par rapport à celui-ci (l'angle entre ces 2 plans est appelé la déclinaison). Il existe une inégalité entre les deux marées semi-diurnes d'une même journée lunaire (fig. 1D-1), d'autant plus importante que la déclinaison sera grande. Une façon d'exprimer cette inégalité est de décomposer la marée en 2 ondes sinusoïdales de périodes égales à une journée et une demi-journée lunaires.

Le passage de la Lune à l'apogée (distance Terre-Lune de 405800 km) et au périgée (distance Terre-Lune de 375200 km) entraîne également une variation (de l'ordre de plus ou moins 15%) de l'amplitude des marées, de période égale à 27.6 jours). L'attraction solaire agit de la même façon que celle de la Lune mais avec une période principale de 12 heures et une amplitude de moitié moindre que celle de la Lune, du fait de la distance beaucoup plus grande qui le sépare de la Terre.

Quand la Terre, la Lune et le Soleil seront alignés (nouvelle et pleine Lune), les forces d'attraction seront plus importantes (vive eau) que lorsque la Lune se trouve dans un plan perpendiculaire à l'axe Terre-Soleil (morte-eau) ( fig. 1D-2). La période de ce cycle vive eau - morte eau - vive eau est de 14.77 jours.

Deux fois par an (respectivement en Mars et en Septembre), la pleine Lune et la nouvelle Lune se produiront au moment du passage de la Lune au périégée, créant les marées d'équinoxes. Des marées de plus longue période peuvent aussi être reconnues (8.85, 18.61 et 21000 ans) mais leur effet est négligeable, comparé à celui des autres facteurs pouvant renforcer les courants de marée (houle, vent).

En définitive, la marée observée en un lieu est la combinaison de plusieurs marées partielles, de phases et d'amplitudes différentes, qui peuvent être prédites en fonction des mouvements astronomiques. Les principales composantes de la marée sont indiquées dans le **tableau 1D-1**.

En pratique, ce sont les amplitudes relatives des marées diurnes et semi-diurnes qui permettent de distinguer les différents types de marée (**fig. 1D-3**).

Plus précisément, c'est le rapport  $R = (AK1 + AO1) / (AM2 + AS2)$  qu'on utilise pour distinguer entre les trois types de marée, où AK1, AO1, AM2 et AS2 sont les amplitudes respectives des ondes de marée partielles K1, O1, M2 et S2 définies dans le **tableau 1D-1**.

Ce sont les phénomènes de résonance (paragraphe suivant) qui détermineront, pour une zone géographique, le type de marée dominant, dont la répartition est indiquée sur la **figure 1D-4**.

**La marée semi-diurne** (R inférieur à 0.25) ( 2 pleines mers et 2 basses mers par jour) est caractéristique de la plupart des zones à fort marnage. On l'observe en Atlantique, dans l'Océan Indien, en Nouvelle Zélande et en Méditerranée.

**La marée diurne** (R supérieur à 3) (une haute mer et une basse mer par jour) est la moins répandue ; on l'observe dans le Golfe du Mexique, localement aux Antilles, en Indonésie, au Viet-Nam, dans le le Golfe de Finlande. En général, les marnages observées sont faibles, bien qu'ils atteignent 4 m à Haïphong.

**La marée mixte** est une combinaison des 2 précédentes, l'une ou l'autre pouvant dominer. On l'observe surtout dans le Pacifique, mais aussi au Brésil, dans le golfe Persique et sur les côtes françaises de la Méditerranée.

Une autre façon de classer les zones de marées est basée sur leur amplitude. On distingue ainsi les secteurs macro-, méso- et micro-tidaux selon que l'amplitude est supérieure à 4m, comprise entre 4 et 2m ou inférieure à 2m (**fig. 1D-5**).

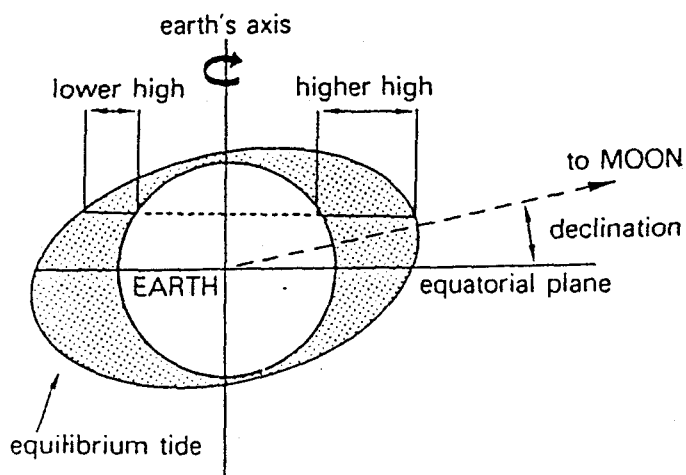


Figure 1D-1 : Origine de l'inégalité diurne de la marée (Nio et Yang, 1989). Cette inégalité est d'autant plus forte que la déclinaison est grande.

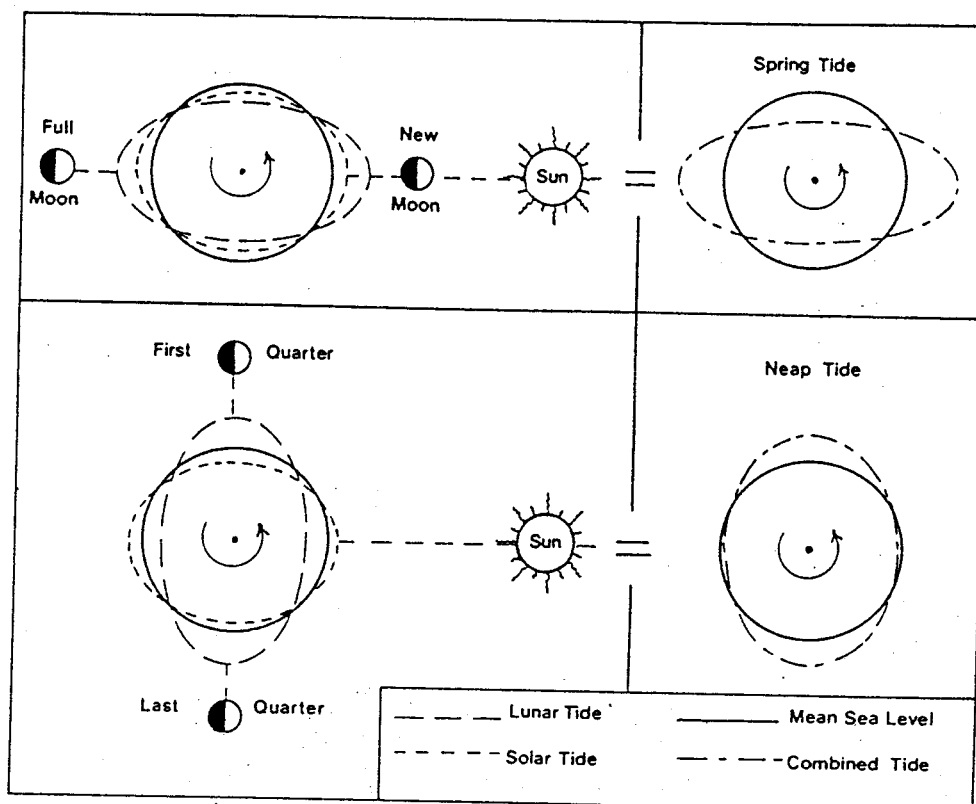


Figure 1D-2 : Origine des marées de vive eau (en haut) et de morte eau (en bas) selon la position relative de la Terre, de la Lune et du Soleil (Pugh, 1987).

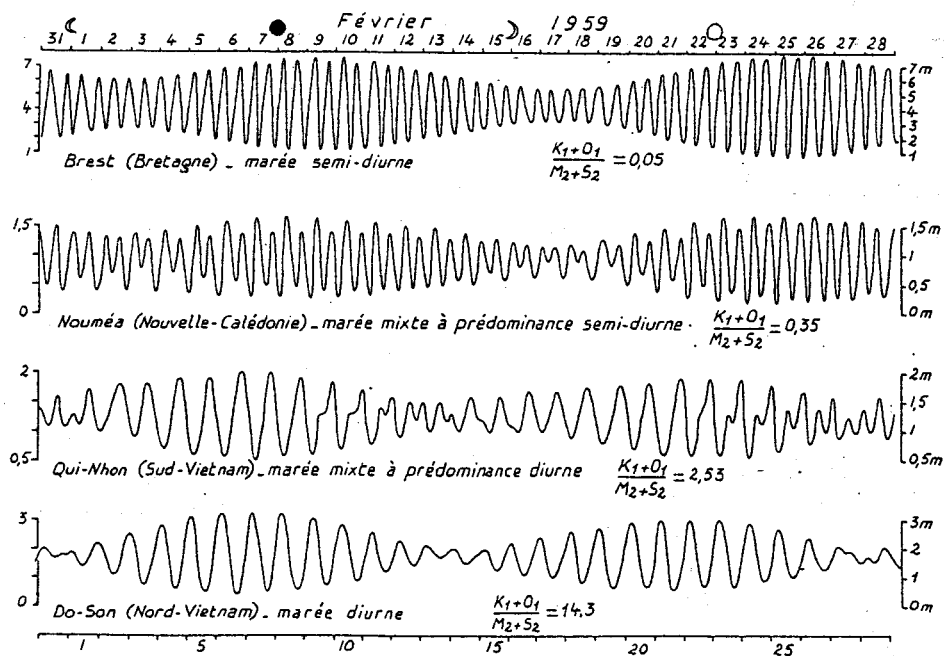


Figure 1D-3 : Différents types de marée selon l'importance relative de la composante diurne et semi-diurne de la marée lunaire (Guilcher, 1965).



Ondes	Symbole	Période en heures solaires
<b>I. SEMI-DIURNES</b>		
lunaire principale . . . . .	M2	12,42
solaire principale . . . . .	S2	12,00
lunaire elliptique majeure . . . . .	N2	12,66
lunisolaire . . . . .	K2	11,97
solaire elliptique principale . . . . .	T2	12,01
lunaire elliptique secondaire . . . . .	L2	12,19
<b>II. DIURNES</b>		
lunisolaire . . . . .	K1	23,93
lunaire principale . . . . .	O1	25,82
solaire principale . . . . .	P1	24,07
lunaire elliptique principale . . . . .	Q1	26,87
lunaire elliptique secondaire . . . . .	M1	24,84
petite lunaire elliptique . . . . .	J1	23,10
<b>III. A LONGUE PÉRIODE</b>		
lunaire de quinzaine . . . . .	Mf	327,86
lunaire mensuelle . . . . .	Mm	661,30
solaire semi-annuelle . . . . .	Ssa	2191,43

Tableau 1D- 1 : Les quinze composantes principales de la marée (Guilcher,1965).

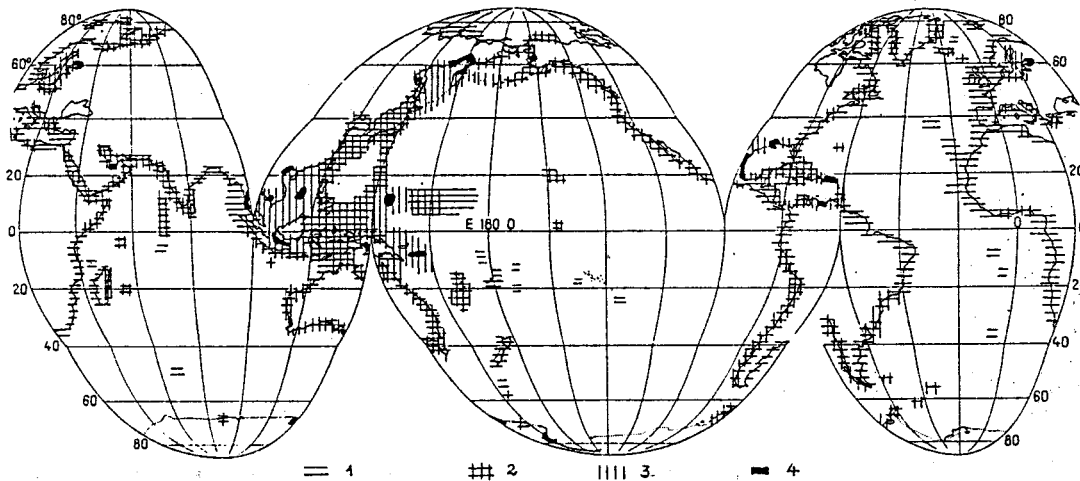


Figure 1D-4 : Répartition des marées diurnes et semi-diurnes dans le monde (Guilcher, 1965).  
 (1) marées semi-diurnes, (2) marées mixtes à prédominance semi-diurne, (3) marées mixtes à prédominance diurne, (4) marées diurnes.

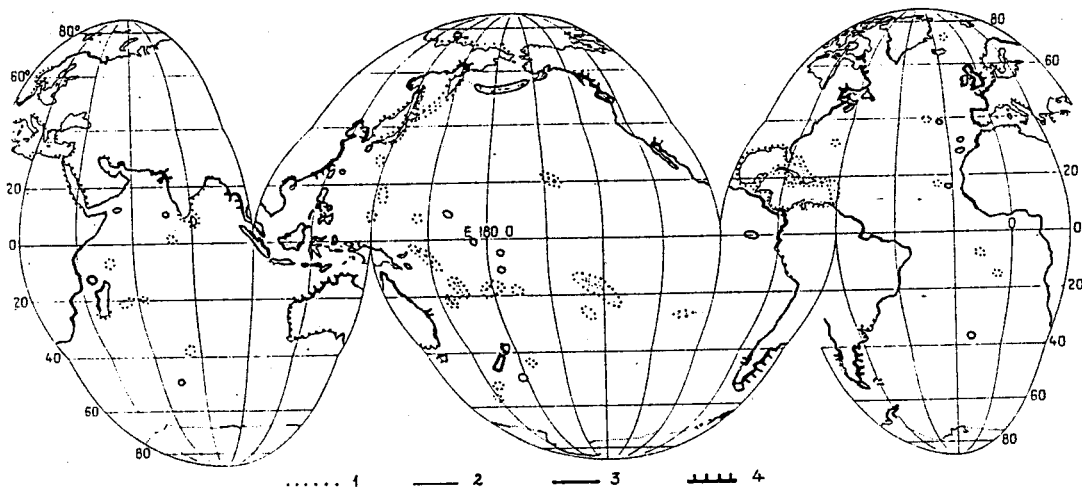


Figure 1D-5 : Amplitude moyenne des marées dans le monde (Guilcher, 1965).  
 (1) 0.10 à 1m, (2) 1 à 2m, (3) 2 à 4m, (4) plus de 4m.

## 2 - LA MAREE SUR LES PLATEFORMES CONTINENTALES

Les marées observées sur les plateformes continentales sont le résultat de la propagation des marées générées dans le domaine océanique adjacent. C'est pourquoi les mers mal connectées aux océans présentent des marées peu importantes. En domaine océanique, la marée est caractérisée par des mouvements d'eau verticaux alors que sur les plateformes, les variations de niveau sont le résultat de mouvements horizontaux. L'onde progressive en provenance de l'océan voit son énergie progressivement dissipée par les forces de friction sur le fond et est déviée par la force de Coriolis. Par contre, elle est amplifiée par la réduction de la section du "bassin" (diminution de la profondeur d'eau et de la largeur) et, parfois, par des réflexions à l'origine de l'établissement d'ondes stationnaires. Sa vitesse de propagation sera :

$$C = (gh)^{1/2} \text{ où } h \text{ est la profondeur d'eau.}$$

Dans un système fermé (un lac par exemple), la période fondamentale d'oscillation  $T$  est donnée par la formule de Merian :

$$(1) T = 2LC^{-1} = 2L(gh)^{-1/2} \text{ où } L \text{ est la longueur du bassin.}$$

Dans un système ouvert à une extrémité, comme une plateforme continentale, elle sera :

$$(2) T = 4L(gh)^{-1/2}$$

Les noeuds de cette onde stationnaire (appelés points amphidromiques) sont caractérisés par un marnage nul et une intensité des courants maximum, alors que les ventres présentent un marnage maximum et une intensité des courants minimum. L'espacement des noeuds et des ventres est égal au quart de la longueur d'onde. Le cas de résonance le plus simple est celui où la longueur du bassin sera égale au quart de la longueur d'onde de la marée, mais une amplification se produit également pour des longueurs égales à  $3/4$ ,  $5/4$  ... de cette longueur d'onde ; au delà d'une certaine distance, l'importance des phénomènes de friction vient cependant contrarier ce phénomène d'amplification. A l'opposé, si la longueur de la plateforme est inférieure au quart de la longueur d'onde de la marée (ce qui est le cas de la plupart des plateformes actuelles), l'amplification est très faible. On peut supposer que l'existence de grandes plateformes continentales, à certaines périodes des temps géologiques, a favorisé ces processus et pourrait être une des causes de la relative abondance des dépôts tidaux que l'on observe dans les roches sédimentaires, comparativement à l'extension limitée des environnements tidaux actuels. Les cas de résonance parfaite sont très rares et la marée réelle est généralement la combinaison d'une onde stationnaire et d'une onde progressive ; dans ce cas, la période de courant nul ne correspondra pas aux "étales" (basse mer et pleine mer) mais est décalée par rapport à celle-ci. Ce décalage a un effet important sur les processus sédimentaires, par exemple si

l'intensité du courant devient maximum au moment des basses mers, lorsque la surface mouillée des zones intertidales est réduite aux zones de chenaux.

En Manche, dont la longueur est approximativement 400 km et la profondeur moyenne 40m, L'onde  $M_2$  parcourt 900 km en 24 heures, soit 2 fois la longueur du bassin. La Manche fonctionne comme un système résonant fermé (équation 1) avec un noeud au centre de la Manche (marnages minimum, vitesse de courant maximum) et un ventre au niveau du Pas-de-Calais (marnage maximum, vitesse minimum) (fig. 1D-6). L'augmentation de l'amplitude de la marée le long de la côte française est liée à la force de Coriolis et à une résonance locale de type "quart d'onde" (équation 2) dans le golfe normano-breton.

Les plus forts marnages observés au monde se trouvent en baie de Fundy (16.3m, Dalrymple, 1990) et, en Europe, dans le golfe normano-breton (14m à Granville).

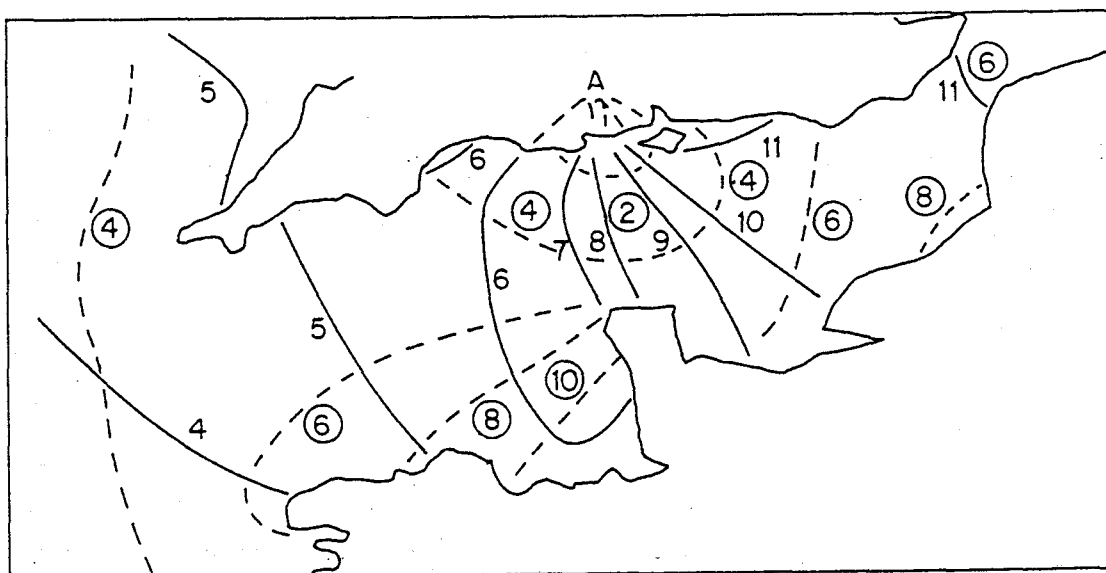


Figure 1D-6 : La marée en Manche (Dyer, 1986).

Les lignes pleines représentent les courbes cotidiales, joignant les points se trouvant à marée haute au même instant (heure de référence : passage de la Lune au méridien de Greenwich); les lignes pointillées sont les courbes de co-amplitude (les chiffres entourés sont les amplitudes en marée de vives eaux moyennes). A : point amphidromique.

### 3 - LES COURANTS DE MAREE

Le courant de marée en un point peut être défini par un vecteur de module et de direction variables. La forme de l'enveloppe de ce vecteur, mesuré pendant un ou plusieurs cycles; définira des marées rectilinéaires (l'enveloppe ressemble à une ellipse très aplatie dont le grand axe correspond à la direction flot-jusant) ou au contraire circulaires.

L'intensité des courants engendrés par la marée ne dépend pas uniquement de l'amplitude celle-ci. Une brusque remontée du fond ou le resserrement du bassin où se propage la marée engendrent de très forts courants, même dans des environnements micro-tidaux comme certains atolls du Pacifique. Pour la même raison, on mesure des courants de 4 m/s à l'entrée du golfe du Morbihan où le marnage est de 5.5m alors qu'ils sont de l'ordre de 1m/s à l'entrée de la baie du Mont St Michel, où le

marnage atteint 12m. Un autre phénomène conduisant à l'intensification du courant est le resserrement des lignes cotidales (lignes le long desquelles l'amplitude de la marée est la même). Cette augmentation de gradient s'observe par exemple dans le détroit de Messine, où le décalage de la marée entre les mers Tyrrhénienne et Ionienne atteint 6 heures sur une distance de 3km.

#### 4 - LES PALEO-MAREES

L'énergie actuellement dissipée par les marées du fait de la friction est estimée à  $4 \times 10^{12}$  watts. Cette perte d'énergie entraîne un ralentissement de la vitesse de rotation terrestre. Le moment angulaire du système Terre-Lune étant constant, il en résulte un éloignement de la Lune, estimé à 0.04m par an. L'étude des vitesses de croissance de certains organismes fossiles ou l'analyse des faisceaux de marée (paragraphe 1-E) indique effectivement que le nombre de jours par an était plus important dans les périodes éloignées, mais les résultats obtenus sont trop dispersés pour permettre de reconstituer la chronologie de ce phénomène. Si la vitesse d'éloignement était constante, la distance Terre - Lune (dont la valeur moyenne est aujourd'hui de 384400 km) aurait été inférieure de 6000km il y a 150 millions d'années (au Jurassique supérieur), ce qui aurait entraîné une augmentation de 5% de l'amplitude de la marée. Cette augmentation des marées serait elle-même à l'origine d'une augmentation des pertes d'énergie et donc d'un accroissement de la vitesse d'éloignement de la Lune. Des calculs itératifs ont été tentés, qui indiquent qu'aux alentours de 1000 millions d'années, la Lune se serait trouvée à une distance faible de la Terre, de l'ordre de quelques dizaines de milliers de km. Cette période, connue comme l'évènement de Gerstenkorn, n'a cependant pas pu être reconnue dans les roches sédimentaires. D'autres travaux indiquent au contraire que l'énergie des marées n'aurait pas changé de façon drastique durant les derniers 4500 millions d'années (Pugh, 1987). Quoiqu'il en soit, de nombreux dépôts tidaux sont connus au Précambrien et une analyse de Fourier des rythmites de l'"Elatina formation" (SW de l'Australie), datées de 650-800 millions d'années, indique pour cette époque une année de 400 jours (Williams, 1989a et b) (Tableau 1D-2). Ceci implique qu'au Précambrien supérieur, la Lune ne se serait pas trouvée à une distance de la Terre très différente de ce qu'elle est actuellement, et par conséquent que des forces plus importantes que la friction des marées auraient ralenti la rotation terrestre depuis cette époque.

Un autre point important à prendre en compte pour la compréhension des dépôts tidaux dans les séries anciennes est l'influence des variations du niveau relatif de la mer: Celle-ci intervient de deux façons :

- Les périodes de bas niveau, en diminuant la friction, diminuent le moment d'inertie de la Terre et correspondent donc à une accélération de sa vitesse de rotation.

- Pour certains niveaux de la mer, les bassins sédimentaires se trouvent en situation de résonance, ce qui augmente l'influence des marées, donc l'érosion côtière. Pour une période très courte, à l'échelle géologique, on peut ainsi passer d'un régime microtidal à un régime macrotidal, ce qui entraîne des variations importantes des taux de sédimentation et des faciès préservés. En baie de

Fundy par exemple, on a pu déterminer qu'entre 14 et 15000 BP, des conditions microtidales prévalaient, suivies jusqu'à 8000 BP d'un régime macrotidal, puis mésotidal jusqu'à 4000BP et à nouveau macrotidal jusqu'à nos jours (Amos et Zaitlin, 1985).

Parameter	Modern	Late Precambrian		
		Lambeck (1978, 1988) <sup>1</sup>		This study <sup>2</sup>
		(a)	(b)	
Days in lunar month	29.53	30.7	30.2	c. 30.5 ( $\pm 1.5$ )
Lunar months in year	12.4	14.4	13.2	13.1 ( $\pm 0.5$ )
Spring tides in sawtooth envelope	14.0 ( $\pm 1.4$ )			14.6 ( $\pm 2.2$ )
Lunar apsides cycle (years)	8.85			9.7
Lunar nodal cycle (years)	18.61			19.5 ( $\pm 0.5$ )
Days in year	365	c. 440	c.400	c. 400 ( $\pm 20$ )

Tableau 1D-2 : : Les cycles lunaires au Précambrien et de nos jours (Williams, 1989a).

## E - PRINCIPAUX MODELES DE STRUCTURES INTERNES

La compréhension des mécanismes de formation des dunes et la comparaison avec des équivalents fossiles dans les roches sédimentaires passe par la connaissance de leur structure interne. Cette structure peut être considérée comme l'enregistrement de l'"histoire" de ces dépôts, pour peu que l'on soit capable de déchiffrer les messages qu'elle renferme. Cette traduction est relativement simple lorsqu'on s'intéresse à des corps simples et de taille réduite, tels que ceux que l'on peut reproduire expérimentalement en bassin. Il n'en va pas de même pour les grands corps sédimentaires marins, qui sont le résultat d'une combinaison et d'une succession de processus hydrodynamiques variables dans le temps et l'espace. Les mauvais résultats du carottage dans les corps sableux marins et les limitations de la sismique très haute résolution sont à l'origine de l'absence de véritable "modèle" de dune basé sur une description des dépôts actuels. Cette carence est notée par de nombreux auteurs : Allen (1982b, t 1, p. 463) écrit que *"presque tout reste à faire"* pour l'étude de cette structure interne des "sand waves". Belderson *et al.* (1988) estiment que *la structure interne des "sand waves" est la question la plus importante à résoudre pour l'étude des dépôts clastiques de plate-forme*, Mc Cave (1985), qu'elle est *"matière à spéculation"* en l'absence d'observations en dessous de 0.5 m. Richards (1986) note *la pauvreté de nos connaissances en domaine sub-tidal, comparées aux travaux dans l'inter-tidal*. Kreisa *et al.* (1986, p. 278) notent qu'*en dépit des travaux des dix dernières années, le plateau est le moins bien connu des systèmes de dépôt, car les corps sédimentaires qu'on y trouve n'ont jamais été carottés avec succès et leur structure interne reste un sujet "ouvert à spéculation"*.

En l'absence de véritables données de terrain, différents modèles conceptuels ont été proposés, basés sur des considérations théoriques, sur l'analogie avec les structures intertidales, sur l'extrapolation des données de carottages superficiels et enfin, sur la comparaison avec l'observation des dépôts fossiles interprétés comme d'anciennes vagues sableuses.

### 1 - LE MODELE DE REINECK (1963)

Ce modèle a été établi à partir de l'étude des vagues sableuses situées dans les chenaux de marée de l'estuaire de la Jade (Allemagne). Il s'agit de structures à crête légèrement sinueuse, de 2 à 5 mètres d'amplitude, et faiblement asymétriques. Elles sont recouvertes de mégarides dont la polarité s'inverserait à chaque marée. A partir de carottages superficiels (50 cm), Reineck a proposé un modèle de structure interne constitué d'un empilement de structures élémentaires plus petites et de polarités inverses, correspondant à des mégarides de flot et de jusant superposées (fig. 1E-1).

Ce schéma suppose un régime tidal où la compétence du flot et celle du jusant sont à peu près équivalentes, et des pentes de flancs doux et "raides" suffisamment douces pour permettre le développement des mégarides sur chacun d'entre eux.

## 2 - LE MODELE DE MCCAIVE (1971)

I. N. McCave a étudié le grand champ de dunes qui s'étend sur près de 15000 km<sup>2</sup>, entre Ostende et Texel, dans le Sud de la mer du Nord.

L'analyse de la morphologie, à partir des données bathymétriques et de la variabilité de la granularité le long de la vague sableuse, conduit cet auteur à plusieurs conclusions :

- Les "*sand waves*" seraient une expression de la perturbation de la vitesse de transport en suspension, alors que les mégarides surimposées correspondraient à une perturbation du transport par charriage.

- La région immédiatement en amont et en aval de la crête de la vague sableuse est constituée de sédiment plus grossier, transporté essentiellement par charriage, alors que la base de la vague sableuse est constituée de particules plus fines déposées après transport en suspension.

Un modèle de structure interne, constitué de deux zones, est proposé (fig. 1E-2) :

- A la base, une zone de sédiment fin bioturbé, à litage de rides en chevron.
- Dans la partie supérieure, un sédiment plus grossier structuré en grands lits frontaux d'avalanche, éventuellement recouvert par des lits obliques de taille intermédiaire, produits par les mégarides surimposées.

Walker (1984) fait remarquer la contradiction apparente entre les pentes relativement faibles des flancs "raides" des dunes étudiées par Mc Cave et l'hypothèse de l'existence de grands lits frontaux d'avalanche ; il propose en conséquence un modèle plus proche de celui de Reineck où les mégarides continueraient de prograder sur le flanc raide de la structure (fig. 1E-3).

## 3 - LE MODELE DE NIO (1976)

La démarche initiale de S.D. Nio était d'utiliser des exemples de vagues sableuses connues dans l'ancien pour expliquer la genèse de leurs équivalents actuels en mer du Nord. Parmi les trois cas étudiés (Roda dans les Pyrénées espagnoles, l'île de Wight en Angleterre, et la molasse suisse), c'est le premier qui a le plus retenu l'intérêt de la communauté scientifique internationale et fait aujourd'hui l'objet de nombreuses excursions de terrain.

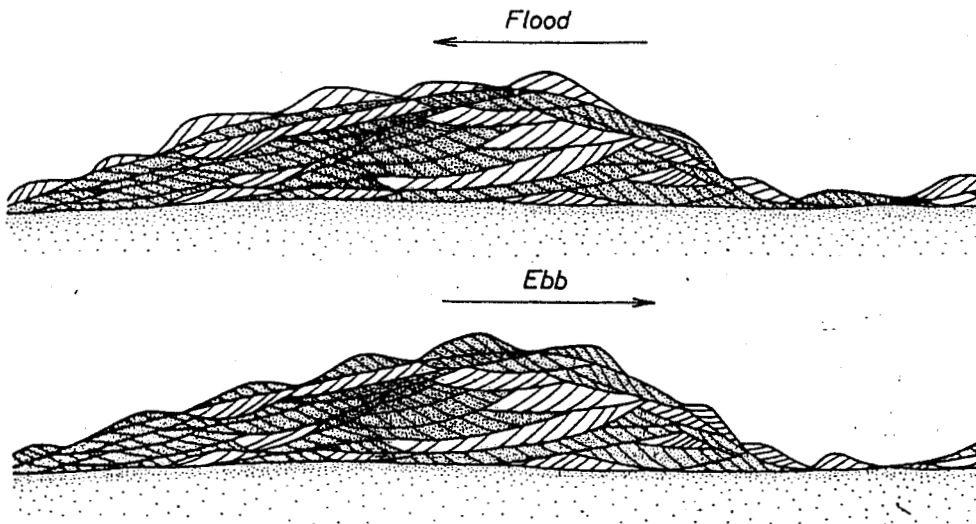


Figure 1E-1 : Modèle de structure interne de "ride géante" de Reineck (1963). L'exagération verticale est de 10 ; les mégarides de flot sont en blanc, les mégarides de jusant en gris.

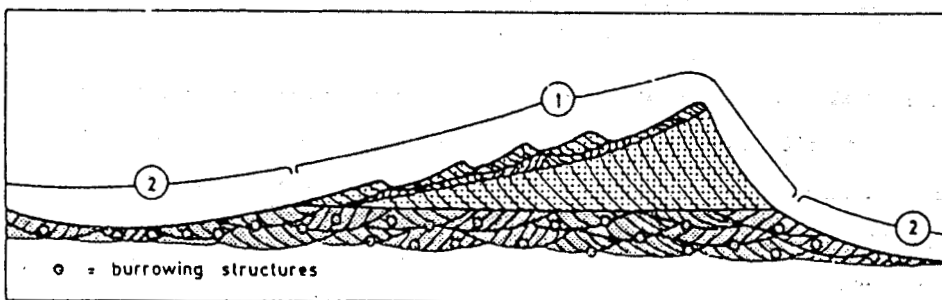


Figure 1E-2 : Modèle de structure interne de vague sableuse de McCave (1971). La zone 1 correspond aux sables les plus grossiers transportés par charriage, la zone 2 aux sédiments plus fins déposés après suspension.

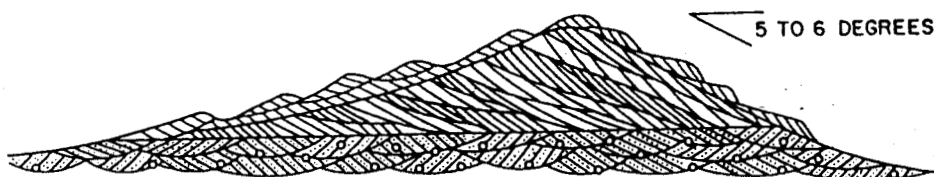


Figure 1E-3 : Modèle de structure interne de vague sableuse de Walker (1984), d'après une modification du modèle de McCave (1971). Les grands lits frontaux d'avalanche sont remplacés par des sets à litage de mégaride, la pente du flanc raide étant trop faible pour permettre des phénomènes d'avalanche à grande échelle.



Les grès de Roda présentent un ensemble de faciès que Nio attribue à des stades successifs de croissance, maturité et décadence des vagues sableuses au cours d'une transgression marine. Ces

faciès peuvent s'observer séparément ou, à travers un seul corps gréseux, sous forme d'une variation latérale depuis le premier terme (initiation) jusqu'au dernier (abandon) :

- La phase d'initiation correspond à des mégarides se construisant verticalement et latéralement pour devenir des vagues sableuses : des sets de 0.30 à 1.50 m présentent des litages obliques tabulaires de mégarides, à contact tangentiel, avec des surfaces de réactivation portant éventuellement des rides. Ce stade est attribué à un environnement peu profond où l'ellipse de marée est très aplatie.

- La phase "vague sableuse" correspond à des sets d'épaisseur comprise entre 5 et 20m, constitués par des faisceaux de lits frontaux fortement pentés (phénomène d'avalanche à grande échelle), repris à leur sommet par des surfaces érosives et des litages de mégarides créés par un courant subordonné. Ce stade correspond au maximum de courant et d'apport sédimentaire, dans un environnement déjà plus profond.

- La phase "post-vague sableuse" est marquée par des sets faiblement pentés, où les mégarides présentent une plus grande diversité d'orientations. Ce stade correspond à une diminution du courant tidal du fait de l'approfondissement, la progradation de la vague sableuse étant remplacée à ce stade par une oscillation des mégarides surimposées qui peut produire une importante accrétion verticale. Le stade final est marqué par un aplanissement des structures, une plus forte bioturbation et une influence plus marquée de la houle.

En termes de modèle de faciès, la question essentielle posée par l'interprétation de Nio concerne la dimension des dunes. La taille des lits frontaux préservés implique l'existence de dunes à face d'avalanche dont l'amplitude atteindrait 25m. Plus récemment, les grès de Roda ont été ré-interprétés comme un front d'éventail deltaïque recouvert par des corps plus petits à influence tidale (Puigdefabregas, 1985). Nio lui-même propose maintenant un modèle de formation plus complexe, où les variations relatives du niveau de la mer jouent un rôle important et où les grands foresets seraient associés à des barres de méandres géantes (Nio et Yang, 1989).

Quoiqu'il en soit, même si l'interprétation des faciès proposée par Nio est erronée, ses conclusions sur la relation entre l'existence des "sand waves" et les périodes transgressives semblent aujourd'hui vérifiées.

#### 4 - LE MODELE DE HINE (1977)

Cet auteur a étudié de petites vagues sableuses (1 à 2 m d'amplitude) formées à la périphérie du grand banc des Bahamas.

Il propose un modèle hypothétique d'un type très particulier pour la structure interne de ces vagues sableuses oolithiques, qui résulterait à la fois de l'action des tempêtes et des courants de marée (fig. 1E-5) :

- Les forts courants associés aux ouragans entraîneraient une progradation des vagues sableuses du large vers le lagon interne. Ces vagues sableuses sont arasées, recouvertes de mégarides de haute énergie (tri-dimensionnelles) et dissymétriques. La structure interne correspondante serait caractérisée par un litage en auge des mégarides unidirectionnelles, et vers le flanc raide de la structure, par des lits frontaux d'avalanche (fig. 1E-4a ).

- Le retour aux conditions normales, dominées par la marée, s'accompagnerait d'une croissance par aggradation verticale, et de formes plus symétriques. La structure interne résultante serait un empilement de structures de mégarides en chevrons, semblable au modèle de Reineck (fig. 1E-4b à d). L'extension latérale des "sets" de mégarides de flot et de jusant est cependant plus importante dans le modèle de Hine, ce qui suppose des migrations de ces mégarides très importantes à chaque cycle de marée, en contradiction avec les observations de l'auteur. On peut donc supposer que les sets seraient beaucoup plus "imbriqués" que ne le suggère Hine.

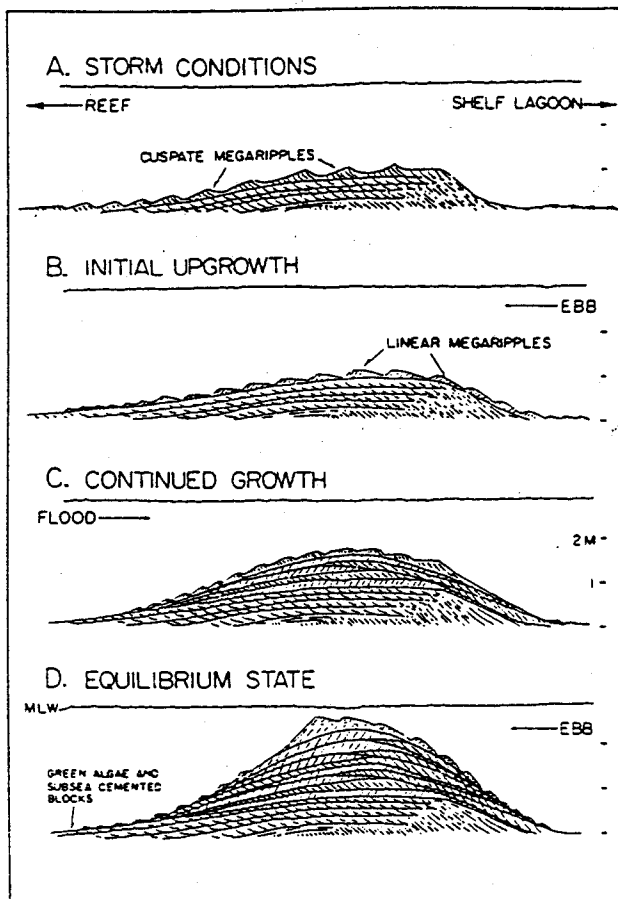


Figure 1E-4 : Modèle de structure interne de vague sableuse de Hine (1977). A : conditions de tempête ; la structure est arasée, très dissymétrique et recouverte de mégarides 3-D qui alimentent la face d'avalanche. B à C : retour aux conditions tidales dominantes, aggradation verticale. D : état d'équilibre, l'aggradation est stoppée du fait de la trop faible épaisseur de la tranche d'eau.

## 5 - LE MODELE D'ALLEN (1980a)

Il s'agit sans conteste du modèle le plus complet et le plus utilisé. Les mécanismes de formation qu'il suggère sont très controversés, mais les différentes classes proposées correspondent bien aux types de faciès que l'on rencontre à l'affleurement dans les séries anciennes.

Ce modèle a été établi pour des structures en équilibre de 4.25 m d'amplitude, 210 m de longueur d'onde, dans un sable de 250  $\mu\text{m}$  et par une profondeur d'eau de 24.5 m (la précision de ces chiffres tient au fait qu'ils sont des moyennes calculées après compilation de 11 études).

L'idée simple qui gouverne la classification d'Allen est que l'asymétrie du courant de marée va contrôler la structure interne. Il est facile de quantifier cette asymétrie et de proposer à partir des valeurs des indices de compétence et de symétrie  $V_1$  et  $V_2$  définis au §1.A une typologie des structures dominées par des lits frontaux d'avalanche, ou au contraire, par une superposition de structures internes de mégarides (fig. 1E-5). Une expression directe de l'asymétrie du courant se trouvera dans la valeur de la pente du flanc raide ( $\beta$ ) qui sera d'autant plus forte que l'asymétrie sera prononcée.

Le tableau 1E-1 présente, pour les 6 classes d'Allen, les valeurs correspondantes de  $V_2$  et  $\beta$ . Pour les classes I à IV, on distingue en outre les types A et B, correspondant respectivement aux fortes et faibles valeurs de  $V_1$ .

Les classes I à III ont une structure interne analogue à celle proposée par McCave, la classe IV se rapproche du modèle de Walker et les classes V et VI (marée pratiquement symétrique) sont proches du modèle de Reineck.

La classe I (dunes) correspond à un courant unidirectionnel et à un décollement de la couche limite à grande échelle (*large scale separate flow*), à l'origine de la surface érosive de 1<sup>er</sup> ordre  $E_1$ . Le transport sableux est permanent et le sable, accumulé au sommet jusqu'à la limite de stabilité, alimente des avalanches périodiques. Il en résulte un litage oblique à grande échelle (*large scale cross bedding*), constitué de lits frontaux d'avalanche, inclinés à l'angle résiduel de dépôt. Pour de fortes valeurs de  $V_1$ , les lits basaux (*bottom sets*) sont plus développés et présentent des rides de retour (*back-flow ripples*) (classe IA). Pour des valeurs plus faibles de  $V_1$ , les lits basaux sont plus fins et non ridés, les lits frontaux peuvent même avoir un contact angulaire avec la surface d'érosion  $E_1$  (classe IB). Cette distinction se retrouve pour les classes II, III et IV qui présentent une séparation du flot. La classe I ne présente pas de surfaces de réactivations, mais des surfaces érosives de 2<sup>ème</sup> ordre ( $E_2$ ), créées par les fluctuations de l'intensité du courant unidirectionnel, peuvent se former.

La classe II se distingue de la précédente par la présence de surfaces érosives de 2<sup>ème</sup> ordre, développées sur toute l'épaisseur de l'unité et à concavité dirigée vers le bas. Ce type de pseudo-surface de réactivation serait créée par le passage d'une forme plus petite et migrant plus rapidement que la forme principale, en l'occurrence une mégaride (ou petite dune) ayant atteint le sommet du flanc doux.

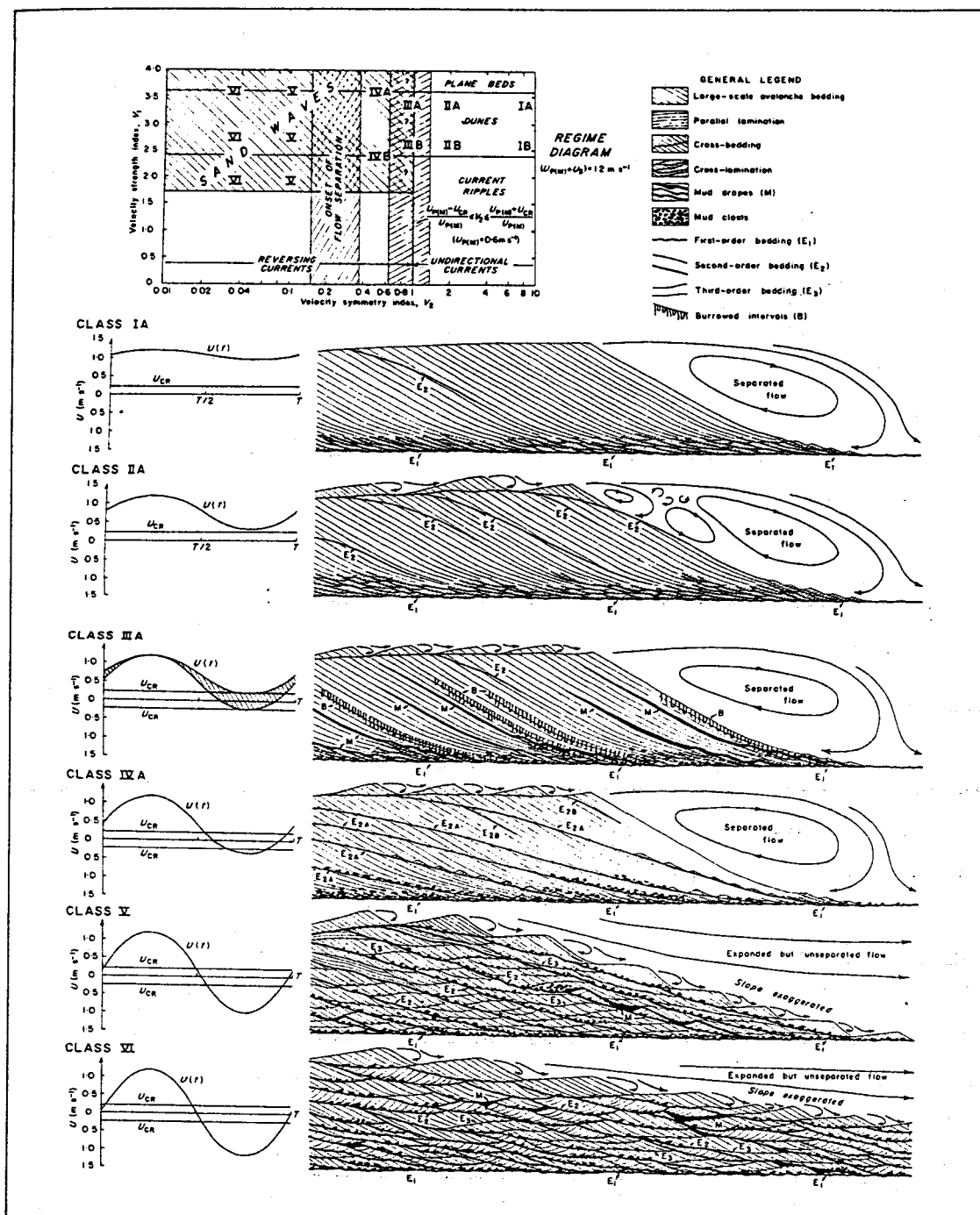


Figure 1E-5 : Modèle de structure interne de vague sableuse d'Allen (1980a). C'est la dissymétrie et l'instabilité du courant qui contrôlent la structure interne. Les classes I et II sont des "dunes" qui peuvent être créées par un courant unidirectionnel, les types III à VI sont des "sand waves" au sens de l'auteur. Voir les explications dans le texte.

Tableau 1E-1 : Valeurs de l'indice de symétrie du courant ( $V_2$ ) et de la pente du flanc raide des vagues sableuses ( $\beta$ ) pour les différentes classes d'Allen (1980a). Le tableau regroupe les informations fournies par l'auteur. Pour les classes I à IV, on distingue en outre le type A où l'indice de compétence VI est fort et le type B, où il est plus faible.

	$V_2$	$\beta$
Classe I	10	20-30°
Classe II	- 2	20-30°
Classe III	$(UPM-UCR) / UPM < V_2$ $V_2 < (UPM+UCR) / UPM$	20°
Classe IV	0.57 $V_2 < (UPM-UCR) / UPM$	12.5°
Classe V	0.1	4.2°
Classe VI	0.035	3°

La classe III correspond d'une part aux courants unidirectionnels très instables, d'autre part aux courants bidirectionnels tidaux où le courant subordonné n'atteint pas une valeur suffisante pour transporter le sable. La variabilité du courant permet la formation de drapages argileux (*mud draps*) et/ou le développement de la bioturbation le long des lits frontaux et basaux, pendant les périodes où le courant est trop faible pour transporter du sable en charriage. La partie supérieure de la structure peut présenter des surfaces érosives de 2<sup>ème</sup> ordre, créées par l'action du courant subordonné, plus efficace au sommet qu'à la base de la vague sableuse.

La classe IV est également dominée par des lits frontaux fortement pentés. Cependant, ces lits frontaux sont assemblés en ce qu'Allen appelle des faisceaux (*bundles*), limités par deux types de surfaces d'érosion.

Les plus fréquentes sont des discontinuités sigmoïdes (E<sub>2A</sub>), parcourant toute la structure. Elles correspondent à l'action érosive du courant subordonné.

Les discontinuités E<sub>2B</sub>, plus courtes et plus pentées, sont formées par la reprise de la crête de la vague sableuse par une mégaride surimposée. La plupart des drapages argileux ne sont pas préservés du fait du transport sableux en charriage durant le courant subordonné, et seuls des clastes argileux persistent.

La classe V peut correspondre à des intensités de courant très variables, mais le transport résiduel par charriage est trop faible pour créer des pentes de flancs raides permettant une séparation de l'écoulement. Le vannage et l'affouillement entre les vagues sableuses produisent, comme dans les autres classes, la surface érosive E<sub>1</sub>, mais les grands lits frontaux et basaux sont absents. La structure interne est dominée par un litage principal (*master bedding*) constitué par des surfaces érosives E<sub>2</sub> très rapprochées et inclinées. Ces surfaces correspondent à l'action érosive du courant subordonné et, éventuellement, dans la partie sommitale, à la reprise par une forme surimposée. Entre 2 surfaces E<sub>2</sub>, on observe une lamination oblique de ride ou un litage oblique de mégaride, à pendage conforme à celui du litage principal et se présentant sous forme de *sets* chevauchants limités par des surfaces érosives de troisième ordre E<sub>3</sub>. Des lits plans peuvent également être préservés. On observe un épaissement des *sets* vers le haut, les mégarides du sommet de la vague sableuse étant plus hautes qu'à la base.

La classe VI correspond au modèle de Reineck (1963) ; le litage principal est très découpé et entre les surfaces E<sub>2</sub>, on observe une lamination de rides et un litage de mégarides en "chevrons", caractéristiques de l'inversion de courant.

Un modèle de structure interne légèrement différent, modifiant la classe IV et regroupant les classes V et VI, a été proposé par Teysse (1984), à partir de l'étude de la Minette de Lorraine.

## 6 - LE MODELE DE VISSER (1980)

A l'occasion des travaux d'obturation de l'estuaire septentrional de l'Escaut, dans le Sud des Pays-Bas, M.J. Visser a pu décrire des structures sédimentaires de remplissage de chenal qui se seraient mises en place en milieu subtidal franc (-10 à -15 m) au 17<sup>e</sup> ou 18<sup>e</sup> siècle. L'épaisseur préservée des sets est comprise entre 0,20 et 2,50 m.

Reprenant la terminologie de Boersma (1969), Visser définit des faisceaux (*bundles*). Rappelons que pour Boersma, un faisceau correspond au sédiment mis en place pendant le courant dominant sur la face progradante d'une ride sédimentaire. Ce faisceau est délimité par des disconformités correspondant aux étales, ces discontinuités pouvant être érosives si le courant subordonné est suffisamment important (fig. 1E-6).

A partir d'une analyse statistique de l'épaisseur des faisceaux, Visser a pu mettre en évidence l'enregistrement de la cyclicité lunaire, les faisceaux les plus épais correspondant aux périodes de vives eaux, et les faisceaux les plus fins aux périodes de mortes eaux (fig. 1E-7).

Cette découverte a eu un écho considérable auprès des géologues travaillant sur les dépôts anciens puisqu'elle fournissait le premier véritable outil de reconnaissance des environnements tidaux et de reconstitution des paléo-marées. De nombreux auteurs ont, par la suite pu reconnaître cette cyclicité dans les dépôts anciens (voir au chapitre 4), et déterminer par analyse spectrale les différentes cyclicités tidales des époques correspondantes (Allen, 1982a ; Yang et Nio, 1985 ; Tessier et Gigot, 1989 ; Williams, 1989a et b).

Un autre phénomène essentiel décrit par Visser est la formation des **doublets argileux** ("*mud couplets*") : après le dépôt du faisceau sableux pendant le courant dominant, un drapage argileux se produit pendant l'étales. Pendant la renverse, le courant subordonné - plus faible - dépose une fine couche sableuse qui est à son tour recouverte par un drapage argileux pendant l'étales suivante ; le courant dominant suivant dépose un nouveau faisceau épais de sable. Cette dissymétrie du transport sableux est à l'origine des doublets argileux qui peuvent s'observer du sommet à la base des lits frontaux et se suivre dans les lits basaux. Outre le fait qu'ils facilitent le comptage et la mesure des faisceaux, ces doublets prouvent selon Visser que le dépôt s'est effectué en milieu subtidal, puisqu'en domaine intertidal un seul drapage se dépose, à l'étales de pleine mer.

Aussi remarquable que soit l'exemple décrit par Visser, il doit cependant être considéré comme relativement exceptionnel. En effet, les vitesses de migration des dunes qu'il implique (de l'ordre du mètre par cycle de marée) correspondent plus aux mégarides du domaine intertidal qu'aux grandes vagues sableuses du plateau continental, qui ont le plus de chance d'être préservées dans les dépôts anciens. Par ailleurs, le nombre de faisceaux déposés pendant un cycle morte-eau - vive-eau risque fortement d'être inférieur à 28 (en régime semi-diurne) soit du fait de l'érosion par le courant subordonné, soit en raison d'un non-dépôt pendant les mortes-eaux. Enfin, la présence d'un doublet argileux, en particulier au sommet des lits frontaux, est soumise à deux conditions. La plus importante réside dans l'existence de matière en suspension en forte quantité, liée à la proximité d'un

estuaire ou d'un milieu relativement fermé. La seconde condition est que le courant subordonné doit être assez fort pour déposer une fine pellicule sableuse, mais trop faible pour éroder le drapage argileux, voire les lits frontaux sous-jacents. Dans un second article qui a moins retenu l'attention, de Mowbray et Visser (1984) soulignaient d'ailleurs que la formation des doublets argileux correspondait à des conditions de sédimentation relativement rares, et ils indiquaient les différents types de surface de réactivation susceptibles de se former en fonction de l'intensité du courant subordonné.

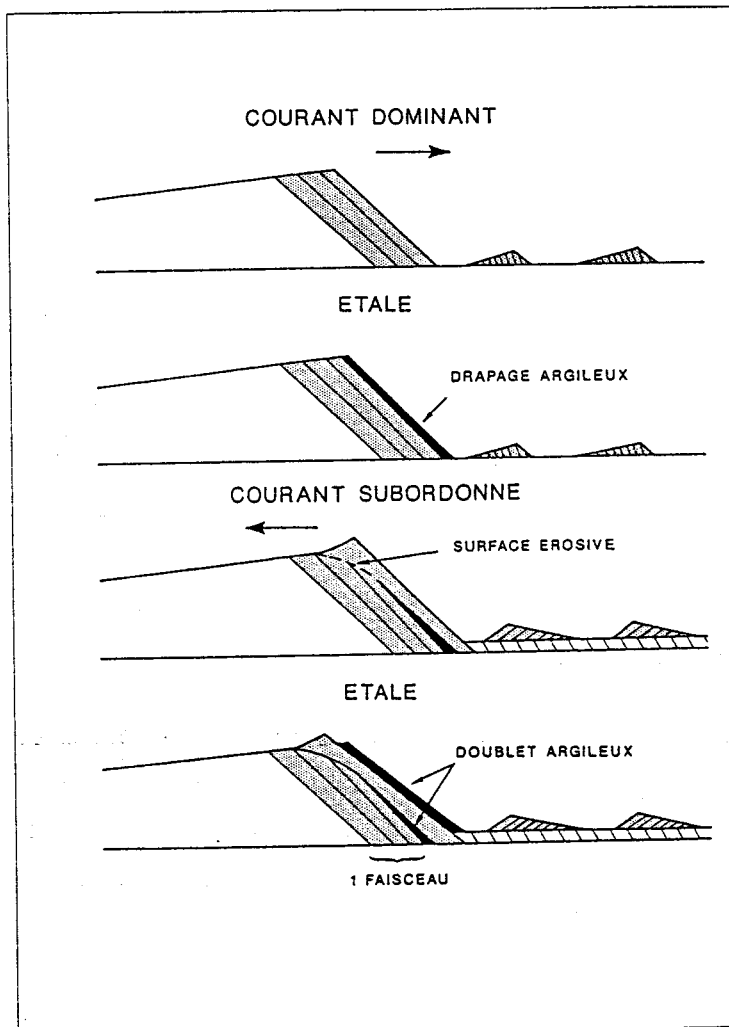


Figure 1E-6 : Création d'un faisceau et d'un doublet argileux sur la face progradante d'une vague sableuse subtidale. Modifié d'après Visser (1980). A : formation d'un faisceau sableux pendant le courant dominant. B : dépôt d'un drapage argileux pendant l'étalement. C : érosion d'une partie du drapage et dépôt d'une fine pellicule sableuse pendant le courant subordonné. D : dépôt d'un drapage argileux pendant l'étalement suivante.

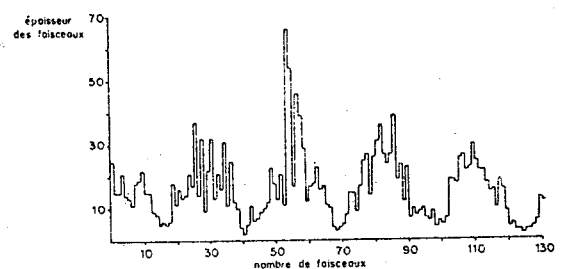


Figure 1E-7 : Enregistrement de la cyclicité tidale durant la progradation d'une vague sableuse (Visser, 1980). Les faisceaux épais correspondent aux vives eaux, les faisceaux fins aux mortes eaux. Ce dépôt correspond à un régime semi-diurne ( 28 faisceaux pour un cycle morte eau-vive eau).

## F - REPARTITION DES DUNES SOUS-AQUATIQUES DANS LES ENVIRONNEMENTS ACTUELS

Dans la nouvelle classification d'Ashley (1990) le terme de dune désigne tous les corps sédimentaires transverses au courant correspondant à un régime compris entre celui des rides (ripples) et celui du lit plan supérieur. En domaine sous-aquatique, les dunes peuvent être rencontrées dans pratiquement tous les environnements, depuis les fleuves jusqu'aux plaines abyssales. Si ce terme générique satisfait les hydrauliciens, il ne répond donc pas aux problèmes des géologues sédimentaires qui souhaitent pouvoir caractériser les différents milieux de dépôt. C'est pourquoi le terme de **dune tidale** a été proposé au paragraphe 1.B, afin de désigner les dunes dont l'agent essentiel de formation est le courant de marée. On verra au Chapitre 3 que cette distinction, à première vue simple et même simpliste, peut devenir délicate lorsque plusieurs agents hydrodynamiques (la houle et la marée par exemple) se combinent pour édifier et modifier les corps sédimentaires. Bien que les dunes tidales fassent l'objet du présent travail, il est intéressant de signaler les autres environnements actuels où des dunes sont observées, ne serait-ce que pour garder à l'esprit, dans l'interprétation des séries anciennes, que de tels dépôts ne sont pas cantonnés aux zones d'estuaires et de plateforme interne.

### 1 - LES DUNES TIDALES

Il s'agit de corps sédimentaires en équilibre avec les conditions de marée actuelles ou récentes. Un critère de reconnaissance simple sera que la crête de ces dunes est à peu près perpendiculaire au grand axe de l'ellipse du courant de marée. Stride (1982) propose une relation empirique entre la valeur du "courant de surface maximum de vive-eau moyenne" et l'existence de grandes dunes tidales, ces dunes n'apparaissant que pour des valeurs supérieures à  $65\text{cms}^{-1}$ . En première approximation, on peut considérer que de tels courants se rencontrent essentiellement sur les plateformes et dans les zones côtières à régime macro- ou mésotidal, dont la répartition est indiquée sur la figure 1D-5. Il a toutefois déjà été signalé que des phénomènes locaux peuvent amplifier l'intensité des courants de marée, comme dans le détroit de Messine où des dunes tidales ont été signalées par 400m de profondeur (Collela, 1990). A l'inverse, l'absence d'un stock sableux suffisant et/ou l'intensité trop forte du courant empêchent la formation de dunes tidales dans certaines zones macrotidales, comme en Manche occidentale.

La figure 1F-1 présente un inventaire des dunes tidales signalées dans la littérature. On remarque leur abondance dans les mers épicontinentales, les détroits et au débouché de nombreux grands fleuves (Gironde, Mississipi, St Laurent, Gange, Amazone, Huang Ho, Changjiang). La rareté des dunes tidales décrites dans certaines régions comme l'Afrique et l'Amérique du Sud tient certainement en partie à la faiblesse des recherches océanographiques dans ces continents.



Les dunes tidales, très rarement isolées, se présentent le plus souvent sous la forme de "champs de dunes" ou à la surface des bancs tidaux (fig. 1F-2). D'après Stride (1982), ces deux modes de répartition correspondent à deux grands faciès de dépôts tidaux, baptisés "*sand sheet facies*" et "*sand bank facies*".

Sur les **plateformes externes**, on rencontre également des dunes tidales, mais elle ne semblent plus en équilibre avec les conditions de marée actuelles et se seraient formées durant la transgression holocène, lorsque les niveaux marins plus bas étaient à l'origine de courants plus violents. Ainsi, pour la Mer Celtique, le modèle numérique établi par Belderson, Pingree et Griffith (1986), supposant un niveau de la mer inférieur de 100 m à l'actuel (début de la transgression holocène) fait apparaître dans la zone des grands bancs des courants de marée jusqu'à 2.5 fois supérieurs à ceux mesurés aujourd'hui, et dont le grand axe correspond à celui des bancs. De la même façon, en mer de Chine, les grands bancs situés au large du Changjiang seraient le résultat du remaniement par la marée de l'ancien delta du fleuve, pendant la transgression holocène (Nio et Yang, 1989). Du fait des taux de sédimentation très élevés dans cette région, le potentiel de préservation de ces corps tidaux est grand. Nio et Yang (1989) ont pu ainsi identifier des corps tidaux fossiles pléistocènes, similaires à ceux de l'Holocène, recouverts par des dépôts de haut niveau marin.

Le **haut des pentes continentales** est très souvent recouvert de grandes structures sédimentaires dont l'origine a été longtemps débattue. L'explication la plus généralement admise est maintenant celle de l'action des **ondes internes**. En effet, en raison de la stratification de la colonne d'eau et de l'augmentation de la friction du fond au niveau des pentes continentales, des ondes de faible vitesse mais de forte amplitude peuvent se propager à l'interface de deux couches d'eau de densité différente, et être à l'origine de corps sédimentaires de grande taille. Ce phénomène, démontré expérimentalement (Southard et Cacchione, 1972), serait à l'origine des dunes du Banc de la Chapelle (Mer Celtique) qui semblent actives de nos jours (Heathershaw et Codd, 1985). A la limite du plateau continental de la mer de Bering, Karl, Cacchione et Carlson (1986) ont décrit des dunes chevauchantes dont ils attribuent également l'origine à l'action des ondes internes. Contrairement au Banc de la Chapelle, celles-ci ne paraissent pas actives et auraient été mises en place en période de bas niveau marin. De grandes dunes du rebord du plateau continental atlantique au large du New Jersey pourraient avoir la même origine (Knebel et Folger, 1976).

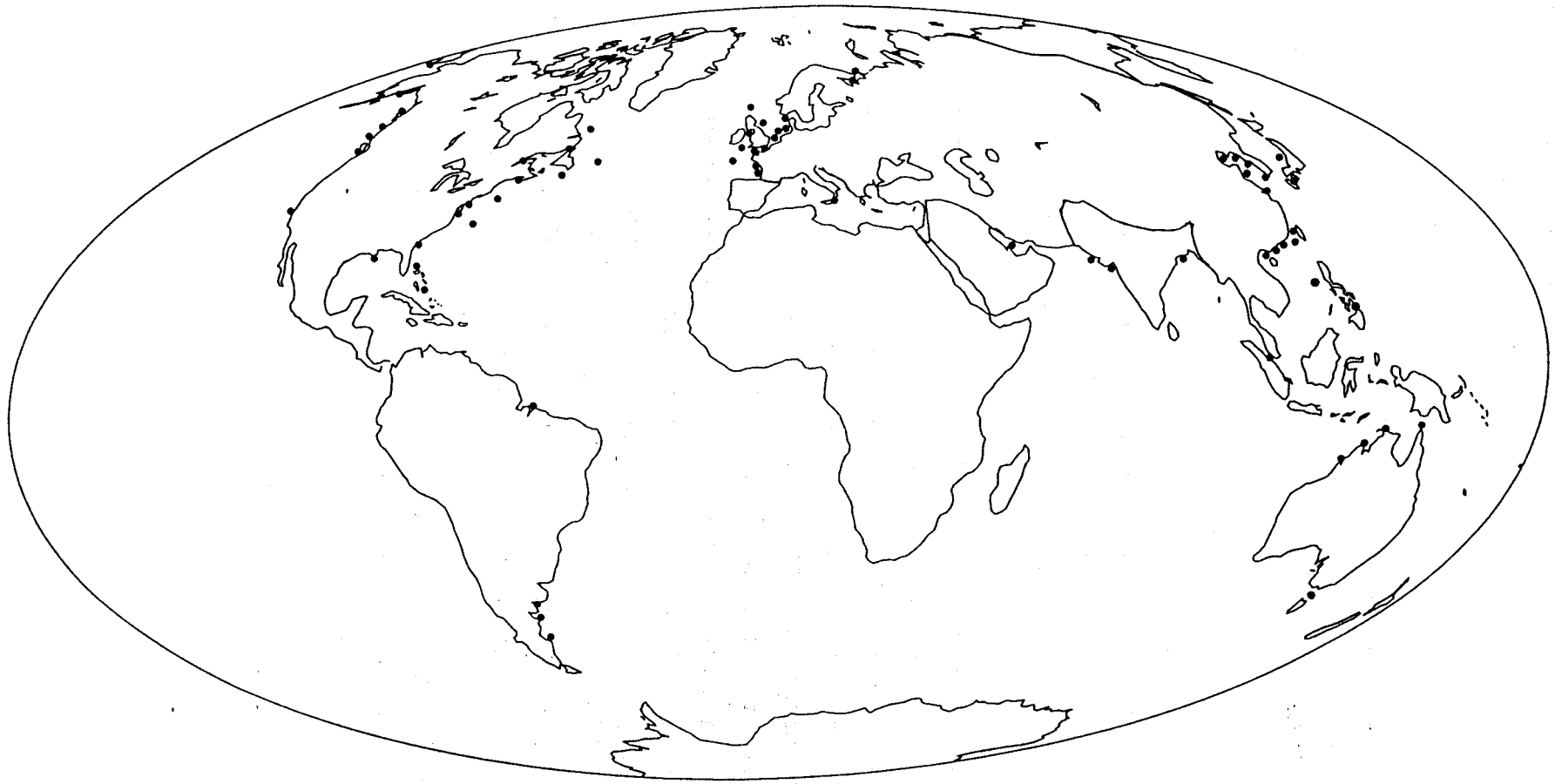


Figure 1F-1 : Répartition des dunes tidales dans le monde. D'après Alliota et Perillo (1987), Amos et King (1984), d'Anglejean (1971), Anima et al. (1989), Ashley (1978), Ball (1967), Collela (1990), Belderson et al. (1978), Belderson (1986), Bouma et al. (1977), Harris, 1988), Hine (1977), Klein et al. (1982), Ikehara (1988), Jordan (1962), Knebel et Folger (1976), Liu Zhenxia et al. (1986), Luders (1929), Malikides et al (1989), Moslow et al. (1989), Zarillo (1982).

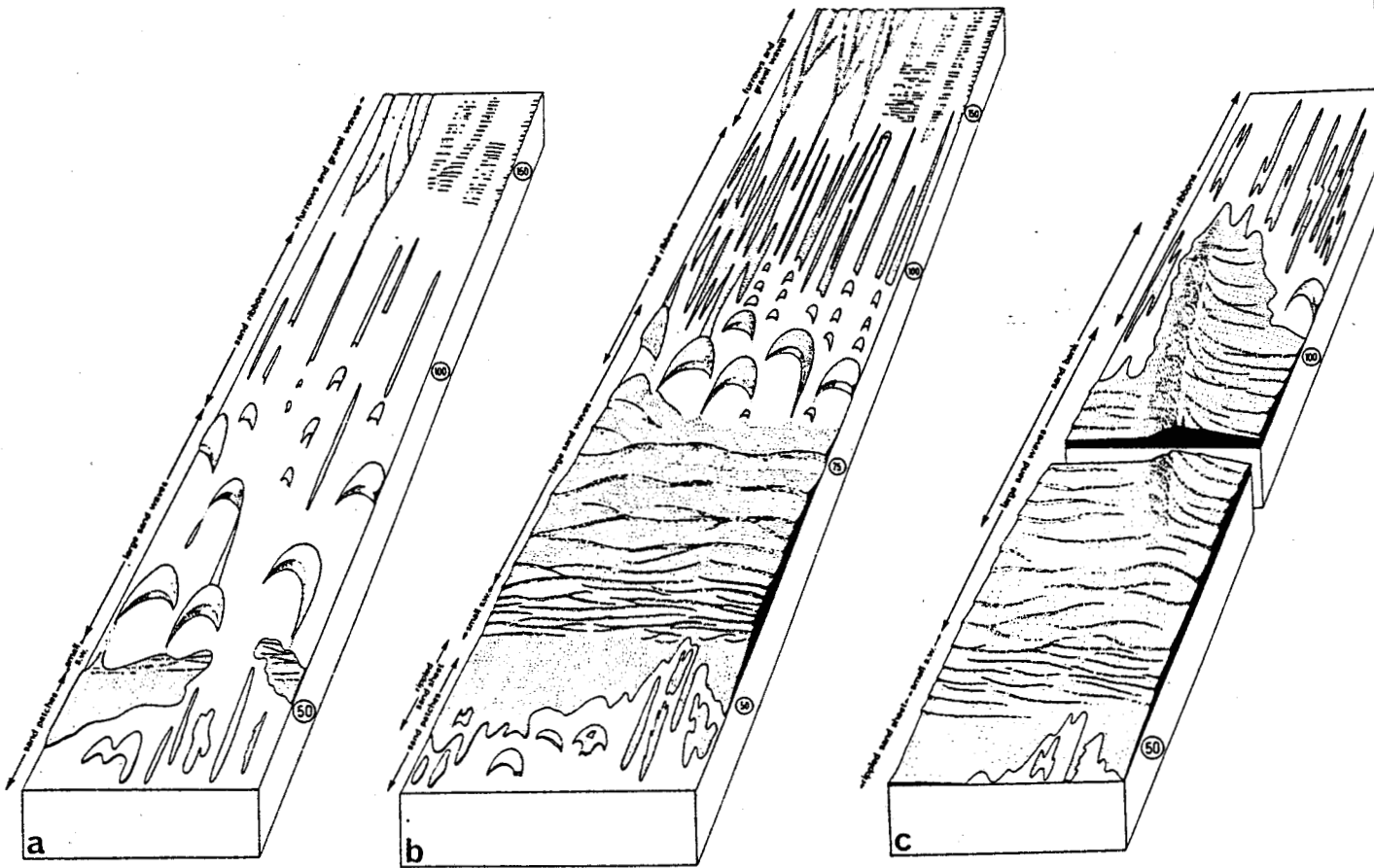


Figure 1F-2 : Enchainements de formes de dépôt en milieu tidal (Belderson et al., 1982). a : cas d'une zone en déficit sédimentaire, b : zone à apport sédimentaire modéré ("sand sheet facies"), c : zone à apport sédimentaire important ("sand bank facies").

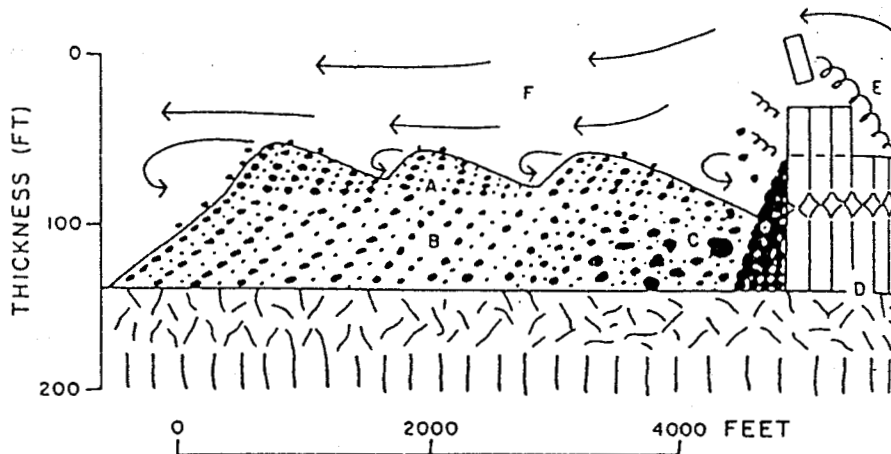


Figure 1F-3 : Structure interne d'une barre fluviale formée par le déversement du lac Missoula (Baker, 1973). Les dunes de la partie supérieure forment un "set" de 7m (20 pieds) et les lits frontaux de la barre fluviale proprement dite forment un second "set" de 20m.

## 2 - LES DUNES NON-TIDALES

C'est dans les grands fleuves comme le Mississippi que les dunes sous-aquatiques ont été décrites initialement (Cornish, 1914). Elles ont fait l'objet d'études très détaillées dans le Brahmaputre au Bangladesh (Coleman, 1969), la Tana en Norvège (Collinson, 1970), la Fraser (Pretious and Blench, 1951) et la Saskatchewan (Cant et Walker, 1978) au Canada. Ces études montrent que dans les fleuves où les fluctuations du débit sont importantes (crues et étiages marqués), plusieurs tailles de corps surimposés peuvent se former sur le flanc doux des dunes, comme c'est le cas en milieu tidal. La migration des formes les plus petites peut produire des surfaces d'érosion similaires aux surfaces de réactivation créées par le courant subordonné en milieu tidal, rendant la distinction des deux types difficile dans les dépôts fossiles.

Les ruptures de barrages naturels (voire artificiels), par les courants extrêmement forts qu'elles occasionnent, sont à l'origine de dunes de sédiments grossiers. Ce type de dépôt a été observé en particulier à la périphérie des lacs glaciaires. Theil (1932) a observé des rides d'environ 1m d'amplitude, formées au Pléistocène par la rupture d'un verrou glaciaire dans le Wisconsin. Pardee (1942) décrit des dépôts similaires dont l'amplitude atteint 17m dans l'Est du Montana. La rupture d'un barrage de glace sur le lac George (Alaska) a également occasionné la formation de dunes de graviers de 2m d'amplitude (Fahnestock *et al.*, 1969). A l'Est de l'état de Washington, Baker (1973) a réalisé une étude détaillée des dépôts pléistocènes formés par le déversement du lac Missoula. Des dunes de galets et de blocs atteignant 10m d'amplitude recouvrent des superficies très étendues. On observe également dans ce secteur des barres fluviales recouvertes de dunes dont l'origine est attribuée au même événement. Ces barres présentent des lits frontaux fortement pentés dont l'amplitude atteint 20m (fig. 1F-3).

En domaine marin, l'action de la houle est parfois invoquée pour la construction de "sand waves". L'exemple le plus connu, bien que très spéculatif, est celui de la plate-forme atlantique nord-américaine ("Mid-Atlantic Bight") où Swift et Freedland (1978) décrivent des vagues sableuses de faible amplitude (2 m) qui seraient formées à l'occasion des tempêtes de Nord-Est. Par ailleurs, la combinaison de la houle et du courant de marée est indiscutablement à l'origine de certaines dunes, comme celles décrites aux Bahamas (Hine, 1977, voir § E) ou en mer de Bering (Field *et al.*, 1981).

De la même façon, les courants de dérive induits par le vent peuvent modifier fortement les conditions de transport, particulièrement en domaine peu profond. Stride et Chesterman (1973) ont par exemple décrit au large du Danemark des "vagues sableuses" dans un environnement où le courant de marée ne dépasse pas  $25\text{cms}^{-1}$  mais où les courants de dérive sont particulièrement violents. Dans les régions tropicales, des vents saisonniers violents et de directions alternatives peuvent aussi amplifier ou annuler l'action des courants de marée, comme dans le détroit de Torres au Nord de l'Australie (Stride *et al.*, 1982). Dans le delta du Nil, Coleman *et al.* (1981) ont mesuré, par 20m de fond, des courants de dérive atteignant  $50\text{cms}^{-1}$ . Ces courants seraient à l'origine des bancs sableux longitudinaux, recouverts de dunes d'amplitude pluri-métrique, qui couvrent les fonds de 25

à 65 m. Le cap de Damiette, à l'Ouest du delta, engendre d'ailleurs un contre courant côtier : les corps sableux situés sur la partie distale du delta ont ainsi une polarité vers l'Est alors que ceux de la partie plus distale ont une polarité vers l'Ouest (fig. 1F-4). Une telle inversion, observable sur une distance de 40 km, est très similaire à celles observées dans les environnements tidaux.

Sur certaines plateformes continentales, les courants géostrophiques sont aussi à l'origine de grandes dunes, comme le courant d'Agulhas responsable de la construction de corps atteignant 17m d'amplitude sur le plateau continental au large de l'Afrique du Sud (Flemming, 1980). C'est le cas également du courant de fond méditerranéen à l'origine de grandes dunes à l'Ouest de Gibraltar (Kenyon et Belderson, 1973), ou du courant saisonnier de la mer Baltique, à l'origine des dunes de la "Langeland Belt" (Werner *et al.*, 1975). Dans le détroit d'Osumi (Sud de l'île de Kyushu, Japon), Ikehara et Kinoshita (1989) décrivent par 90m de profondeur des dunes atteignant 7m d'amplitude formées par le courant du Kuroshio, dont l'intensité dépasse épisodiquement 1m/s. Comme dans le cas des courants de dérive, la morphologie de la côte peut être à l'origine de tourbillons, induisant à l'échelle régionale des transports sédimentaires de sens opposés très similaires à ceux produits par les courants de marée. Un tel phénomène est ainsi décrit le long de la cote sud-africaine par Flemming (1988a).

En milieu plus profond, les courants de fond, et en particulier les courants de contour, seraient également à l'origine de vagues de vase ("*mud waves*") - (Bouma et Hollister, 1973 ; Ewing *et al.*, 1968 ; Fox *et al.*, 1968 ; Lonsdale et Hollister, 1979 ; Rona, 1969 ; Gardner et Kidd, 1987) de longueur d'onde pluri-kilométrique et d'amplitude décamétrique, observées jusqu'à 5000m de profondeur. Au large de Terre-Neuve, dans la zone prospectée dans le cadre de la recherche de l'épave du "Titanic", Uchupi *et al.* (1988) et Cochonat *et al.* (1989) ont décrit par 3800m de profondeur des dunes barkhanoïdes de sable fin, attribuées à l'action du "*West Boundary Undercurrent*" qui longe la marge nord-américaine.

Les upwelling côtiers pourraient également permettre la formation de vagues de sédiments fins, comme sur le pro-delta du Tibre (Trincardi et Normark, 1987), voire dans le lac Tanganyika (Mondeguer, 1991).

Les écoulements gravitaires engendrent des courants d'intensités très variables, susceptibles de transporter des particules de tailles très variées. De très nombreux auteurs ont décrit des vagues de vases situées sur les- ou à proximité des- pentes continentales. Un inventaire de ces travaux est présenté par Normark *et al.* (1980) d'où il ressort que ces vagues sédimentaires ont des longueurs d'onde généralement pluri- kilométriques et des amplitudes comprises entre 5 et 140 m. Des courants de turbidité de faible vitesse et de faible densité seraient responsables de ces structures, dont la polarité indique souvent une migration vers le haut de pente. La distinction entre ce type de corps et ceux créées par les courants de fond est souvent difficile. Sur les pentes continentales elles-mêmes, des vagues de sédiments très grossiers ont été décrites plus récemment. Ainsi, Piper *et al.* (1985) ont décrit des vagues de graviers de 2 à 5 m d'amplitude et 50 à 100 mètres de longueur d'onde par des profondeurs comprises entre 1500 et 3000 m, sur le delta profond du Saint-Laurent. Ces auteurs ont

émis l'hypothèse que les vagues de graviers auraient été créées par le courant de turbidité induit par le tremblement de terre de 1929. Des rides de galets ont été également décrites dans le canyon du Var (Malinverno *et al.*, 1988) par des profondeurs atteignant 2100m. Ces corps ont une amplitude plurimétrique et une longueur d'onde de l'ordre de la centaine de mètres (Savoie *et al.*, 1988). Plus au large, Foucault *et al.* (1986) ont décrit des dunes chevauchantes constituées de sédiments fins, dont l'amplitude atteint plusieurs dizaines de mètres et la longueur d'onde plusieurs kilomètres (fig. 1F-5). Sur les flancs de l'Ile de la Réunion, Ollier *et al.* (1989) décrivent également, par 1500 mètres de profondeur, des dunes de galets d'amplitude métrique et de 30 à 50 mètres de longueur d'onde. Il s'agit en l'occurrence de dépôts volcano-sédimentaires, formés à l'occasion des glissements qui affectent la partie sous-marine du volcan de la Fournaise.

En définitive, cette énumération non exhaustive montre que les dunes peuvent être rencontrées dans de nombreux milieux de dépôt. La définition de véritables critères tidaux s'avère d'autant plus nécessaire que des surfaces de réactivation ou la bi-directionnalité des stratifications obliques peuvent parfois être produites par des courants unidirectionnels.

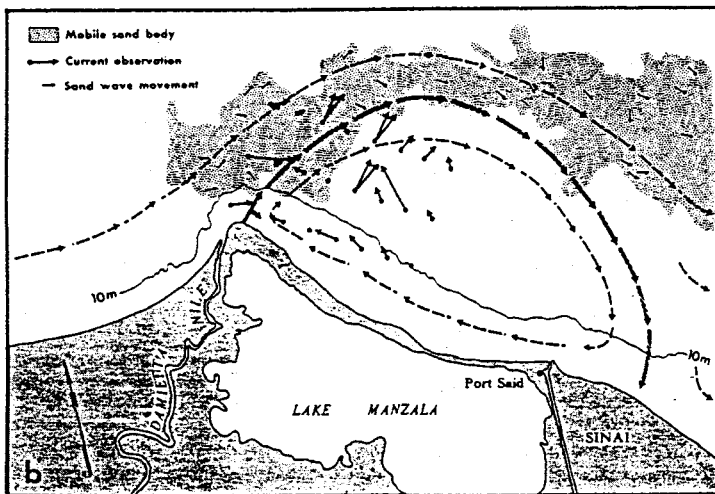


Figure 1F-4 : Orientation des dunes sur le pro-delta du Nil (Coleman *et al.*, 1981). Le cap de Damiette provoque une déviation du courant de dérive et un transport circulaire, similaire aux "cellules de convergence" observées en régime tidal dans certains estuaires ou à la périphérie des bancs.

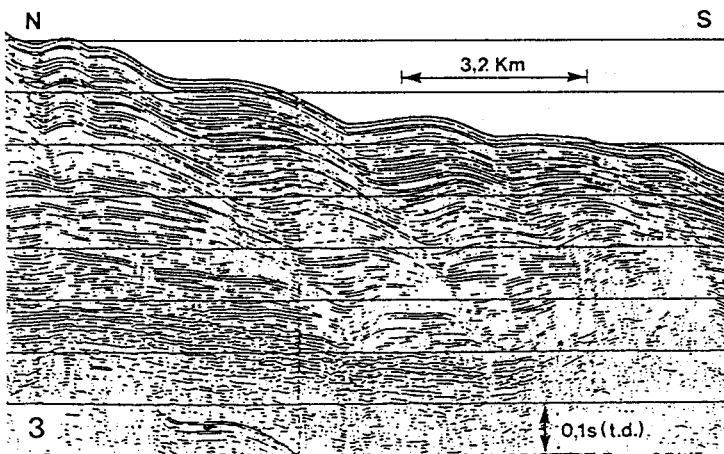
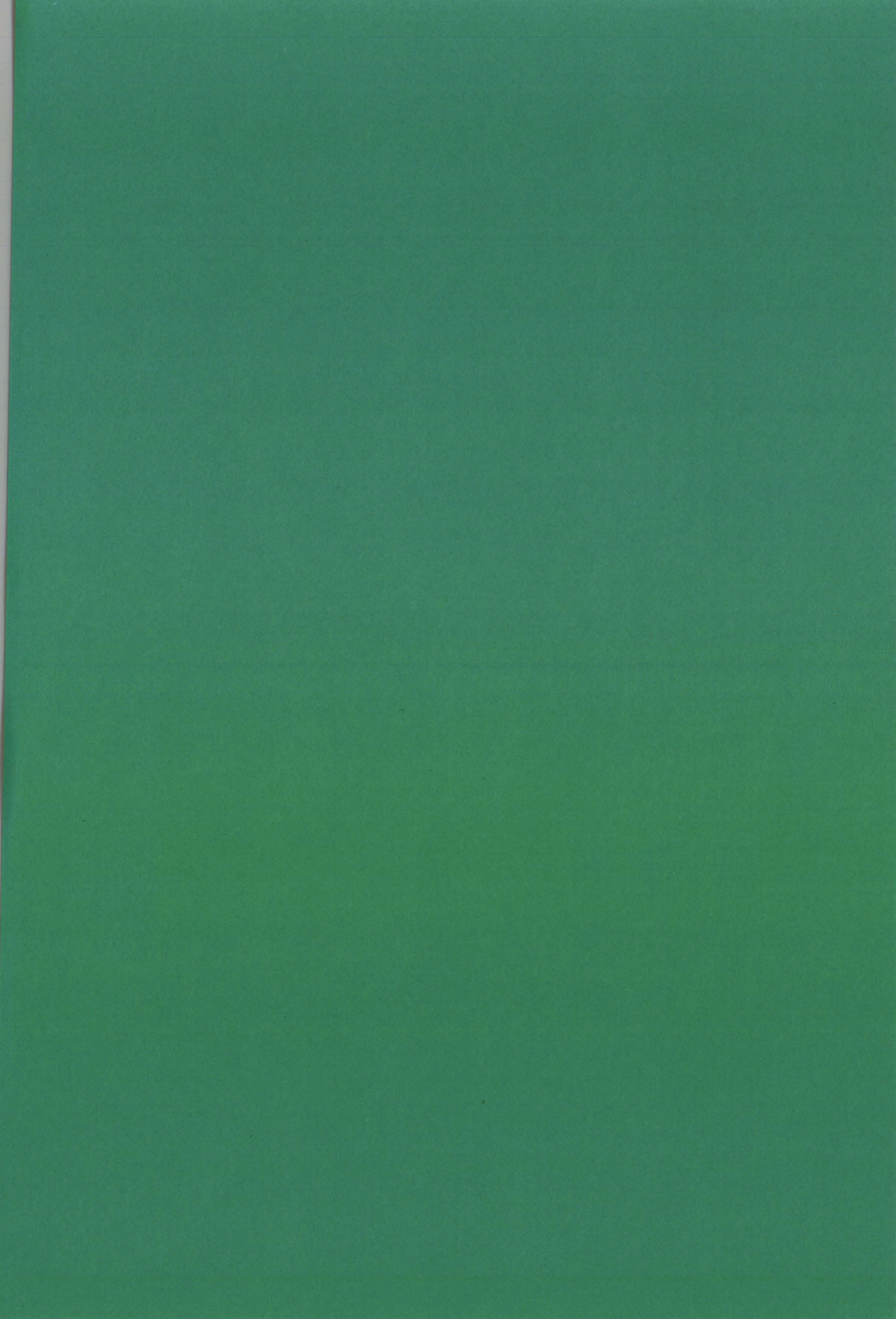
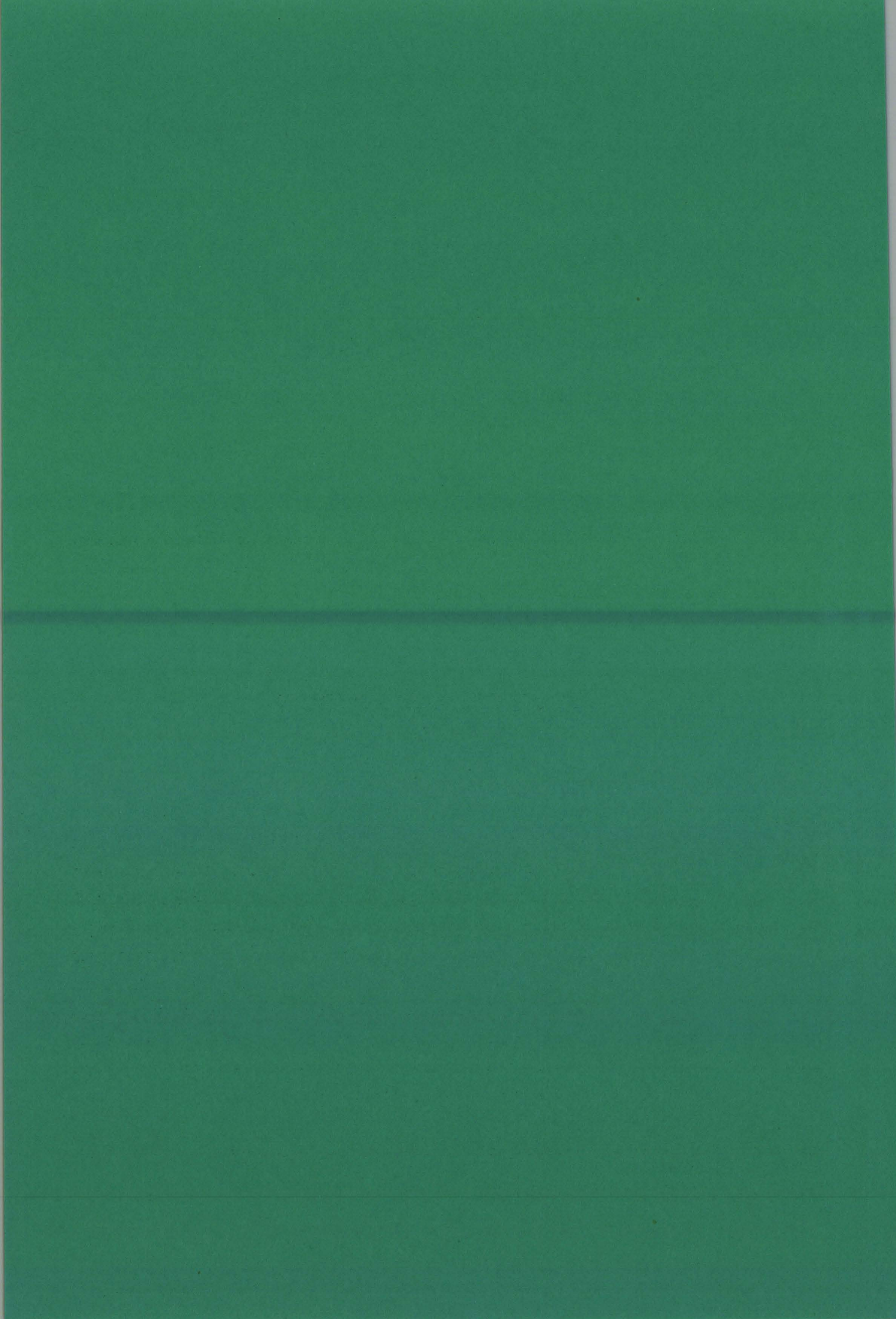


Figure 1F-5 : Dunes de sédiments fins de la ride du Var (Foucault *et al.*, 1986), attribuées à l'action des courants gravitaires.







## **CHAPITRE 2 : DES EQUIPEMENTS NOUVEAUX POUR L'ETUDE DES CORPS SABLEUX DE PLATEFORME**

Entre 1982 et 1987, une part importante de mon activité a été consacrée, en collaboration avec les services techniques de l'Ifremer et de Génavir, à l'acquisition ou au développement d'équipements adaptés aux programmes nouveaux en Géosciences Marines en domaine côtier. Bien que l'objet de cette thèse ne soit pas de dresser un tableau des techniques d'investigation en mer, il a paru intéressant de montrer les possibilités et les limites de ces nouveaux outils. Nous avons également eu accès, grâce à des coopérations avec SNEA(P) et l'Université de Bordeaux, à des outils et des compétences pour la représentation tri-dimensionnelle, le traitement sismique et l'imagerie sur carottes. Enfin, des traitements spécifiques comme l'analyse spectrale directionnelle ont été confiés à la CREO<sup>1</sup>. Nous ne présenterons dans ce cours chapitre que les techniques développées à l'Ifremer dans le cadre du projet sur les corps sableux marins.

### **A- IMAGERIE ACOUSTIQUE<sup>2</sup>**

#### **1 - RAPPELS**

Les applications civiles du sonar latéral datent de l'après-guerre (Chesterman *et al.*, 1958). Le principe de cet équipement réside dans l'utilisation de deux transducteurs, montés sur un poisson remorqué, émettant un signal de très courte durée d'impulsion, dont le lobe d'émission est très étroit dans un plan horizontal (gisement) et très large dans un plan vertical (site). Ce signal, rétrodiffusé par le fond de la mer avec plus ou moins d'intensité selon sa nature et l'angle d'incidence, est capté par les mêmes transducteurs et visualisé sous forme de lignes successives suivant l'avance du navire, produisant une image du fond de la mer (fig. 2A-1). Sur les enregistrements graphiques ainsi produits, les zones rétrodiffusant le plus d'énergie apparaissent plus sombres que celles qui rétrodiffusent moins. L'imagerie acoustique des sonars est riche d'informations puisqu'elle renseigne à la fois sur le relief et la nature des fonds. Cette dualité du message transmis peut être source

---

<sup>1</sup> La Compagnie de Recherches en Océanographie est une filiale de l'Ifremer spécialisée dans les études d'océanographie côtière.

<sup>2</sup> Modifié et complété d'après Berné et al., 1986.

d'incertitude : par exemple, une zone sombre (très rétrodiffusante) peut correspondre à un faciès sédimentaire grossier ou au contraire à une zone pentée où les ondes acoustiques éclairent à incidence normale. L'existence de telles ambiguïtés est une des difficultés de l'interprétation de l'imagerie sonar, que seule peut lever la pratique de la "vérité-terrain".

Jusqu'à ces dernières années, l'utilisation des données analogiques conduisait à deux types de déformations géométriques sur les sonogrammes :

- Pour une émission perpendiculaire à la route suivie, le signal rétrodiffusé transversalement à l'antenne et représenté par une ligne de l'enregistrement graphique correspondait à des trajets obliques, et donc à une déformation des distances vraies sur le fond dépendant de l'altitude du poisson. Autrement dit, une même distance de terrain paraissait sur l'enregistrement graphique d'autant plus grande qu'elle était éloignée de la verticale du poisson.

- Dans le sens de progression du poisson, l'image du fond de la mer subissait une compression ou une dilatation, la vitesse de défilement des enregistreurs graphiques n'étant pas asservie à la vitesse du navire.

Ces déformations rendaient l'interprétation délicate et parfois imprécise, ce qui a longtemps freiné la généralisation de l'utilisation des sonars dans la communauté scientifique, en particulier en France. Pour pallier à ces inconvénients et obtenir une représentation planimétrique du fond de la mer, des méthodes optiques (Clay, 1964 ; Cholet *et al.*, 1968 ; Sanders, 1969 ; Berkson *et al.*, 1973) ou graphiques (Flemming, 1976) ont été proposées. Plus récemment, de nombreuses équipes ont développé des méthodes de corrections géométriques numériques, après digitalisation des limites des faciès interprétés sur les sonogrammes.

Une nouvelle génération de sonars, basée sur l'utilisation des microprocesseurs, a fait son apparition dans les années 1980, permettant de s'affranchir de ces méthodes fastidieuses et d'améliorer la qualité des images. Ces équipements permettent la numérisation du signal sonar, son traitement en temps réel et l'archivage des données pour traitements ultérieurs. C'est le cas du système développé en 1980 par la firme américaine EGG.

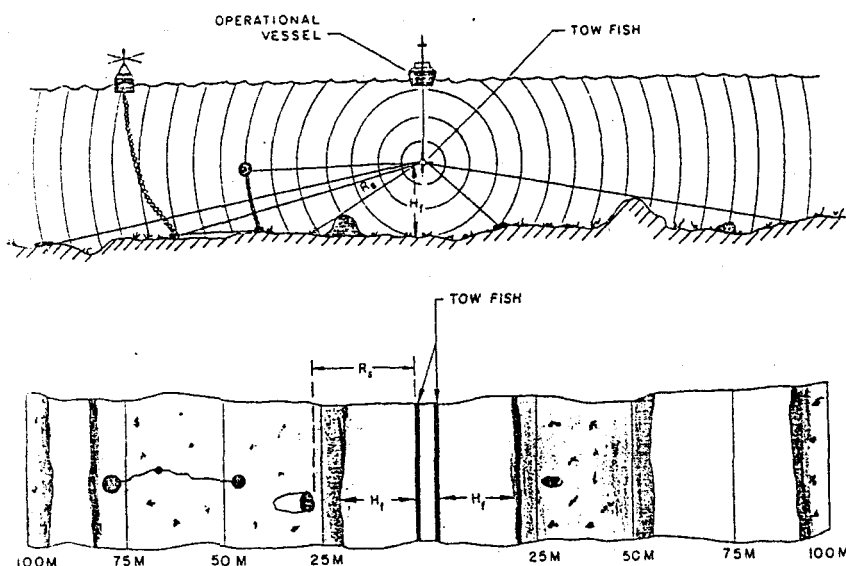


Figure 2A-1 : Schéma de principe du sonar latéral classique (sans correction d'anamorphose). A : propagation des ondes acoustiques dans un plan vertical), B : représentation du fond ( $H_f$  : altitude du poisson,  $R_s$  distance oblique). Document EGG.

## 2- CARACTERISTIQUES DE L'EQUIPEMENT UTILISE

L'ensemble des données sonar présentées ici proviennent d'un équipement EGG SMS 960 acquis par l'IFREMER en 1981, se composant d'un poisson remorqué, d'un câble électro-porteur, d'un enregistreur graphique et d'un enregistreur numérique.

Le "poisson" est équipé de deux antennes émettant latéralement des signaux de 105 kHz de fréquence, à courte durée d'impulsion (0.1ms) et à une cadence variable, déterminée par la portée sélectionnée par l'opérateur, telle que  $T = 0.0015 P$ ,

où T est la cadence d'émission exprimée en secondes et P la portée exprimée en mètres.

Le lobe d'émission est étroit dans le plan horizontal ( $1,2^\circ$ ) et large de  $20$  ou  $50^\circ$  dans le plan vertical. En fait, l'existence de lobes secondaires élimine presque complètement la zone aveugle à la verticale du poisson, mais la résolution transversale y est bien moindre.

Bien que le fabricant annonce des portées atteignant 500m (pour chaque voie), plusieurs années de pratique dans des conditions très variables indiquent qu'elles ne dépassent pas 300 à 400m dans les meilleurs cas (altitude du poisson de l'ordre de 50m, câble de longueur inférieure à 300m pour limiter l'atténuation du signal). Dans la pratique, on utilise surtout les portées 100 et 200m, mais par faible profondeur d'eau (moins de 10m) la portée efficace est inférieure à 50m.

Le poisson est relié à l'enregistreur par un câble électro-porteur à 7 conducteurs, par l'intermédiaire d'un treuil à collecteur tournant permettant le pilotage du poisson. Compte-tenu de l'atténuation du signal, la longueur des câbles employés ne peut dépasser 600m, ce qui limite la profondeur des zones explorées à environ 200m.

**L'enregistreur SMS960** associe plusieurs fonctions :

- Les fonctions électroniques classiques (amplification, gain à temps variable,...) et la numérisation du signal.

- La détection du fond à partir du signal numérisé (fig. 2A-2). Cette opération permet de calculer l'altitude du poisson au dessus du fond, de supprimer sur l'enregistrement en temps réel l'image correspondant au trajet des ondes acoustiques dans l'eau, et de réaliser en temps réel la correction d'anamorphose (voir plus loin).

- L'asservissement du défilement de l'enregistreur graphique à la vitesse du navire (correction de compression).

- La visualisation des données corrigées géométriquement sur une imprimante à 16 niveaux de gris et 2048 pixels par ligne.

- L'entrée d'informations telles que date, heure, vitesse, cap, numéro de profil, de façon manuelle ou par l'intermédiaire d'une interface RS232.

L'enregistreur numérique est un dérouleur de bandes Kennedy 9000 de densité 1600 bpi. Il reçoit les données brutes (après traitement par le gain à temps variable automatique, mais sans

correction géométrique). Ces données sont préalablement formatées grâce à un "buffer-formater" (Kennedy 9217B/9218), ce qui accroît la capacité de stockage (42 minutes d'autonomie d'enregistrement dans le cas d'une portée de 100m) et permet la relecture par un ordinateur. La numérisation s'effectue à une fréquence variable, de façon à conserver le même nombre d'octets (1800) quelque soit la portée sélectionnée (6 KHz pour chaque voie en portée 100m, 1.2 kHz en portée 500m). Pour chaque tir, l'enregistrement de 1800 octets comporte 32 octets d'informations de contrôle (n° de profil, date, vitesse) et deux fois 884 octets correspondant aux deux voies multiplexées, codées sur 6 bits soit une dynamique de 64 niveaux).

### 3- ANALYSE DES DONNEES

Afin de mieux percevoir les possibilités du système et les règles à respecter durant l'acquisition, ainsi que pour comprendre les traitements réalisés en temps réel ou au replay, il est intéressant d'analyser les caractéristiques des données fournies par l'équipement. La résolution, en particulier, est à la fois conditionnée par les caractéristiques physiques du matériel, les paramètres de la numérisation et les conditions opératoires.

#### 3.1- Résolution transversale

La résolution  $D$ , ou pouvoir séparateur, du sonar est limitée transversalement par la durée d'impulsion  $\tau$  du signal. Par analogie avec les radars, on peut admettre que si les échos sont séparés dans le temps par moins de  $\tau / 2$ , ils seront indiscernables. Dans le cas étudié, nous aurons ainsi pour une portée de 100m et une altitude de 10m :

$$D = (C \tau \cos \rho) / 2$$

En limite de portée, à 100m, l'angle de rasance  $\rho$  sera de  $5,7^\circ$  et  $D = 0,07m$ .

Une approche plus réaliste de la résolution consiste à prendre en compte la résolution déterminée par le pas d'échantillonnage du système. Si l'on considère les fronts d'onde émis par les transducteurs (fig. 2A-5), le pas d'échantillonnage  $\Delta t$  correspondra sur le fond à des échantillons de longueur variable ( $x_i - x_{i-1}$ ). La correction d'obliquité ou d'anamorphose consiste à replacer le point d'ordre  $i$  de l'échantillonnage à l'abscisse  $x_i$ . Cette abscisse peut être déterminée à partir des relations suivantes :

$$R_i = R_{i-1} + C \Delta t$$

$$R_i = H + i C \Delta t$$

$$R_i^2 = H^2 + x_i^2$$

d'où il vient :

$$x_i = i C \Delta t (1 + 2H/i C \Delta t)^{1/2}$$

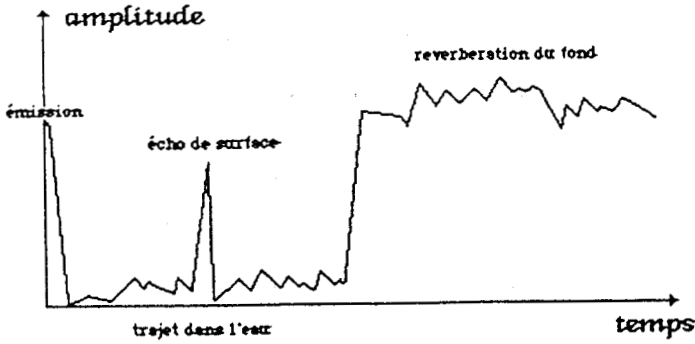


Figure 2A-2 : Exemple d'enregistrement d'un tir sur une des voies du sonar, en amplitude en fonction du temps. On distingue de gauche à droite le signal correspondant au tir (temps 0), le bruit de fond dans l'eau, la réflexion de l'émission du lobe arrière sur la surface, les arrivées du fond, dont la première qui correspond, dans le cas d'un fond plat, à la verticale du poisson. Dans le cas où le poisson est plus près de la surface que du fond de l'eau, la détection automatique du fond, nécessaire au calcul de l'amplitude et à la correction d'anamorphose, nécessite le choix d'un seuil supérieur à l'écho de surface et inférieur à la première arrivée du fond.

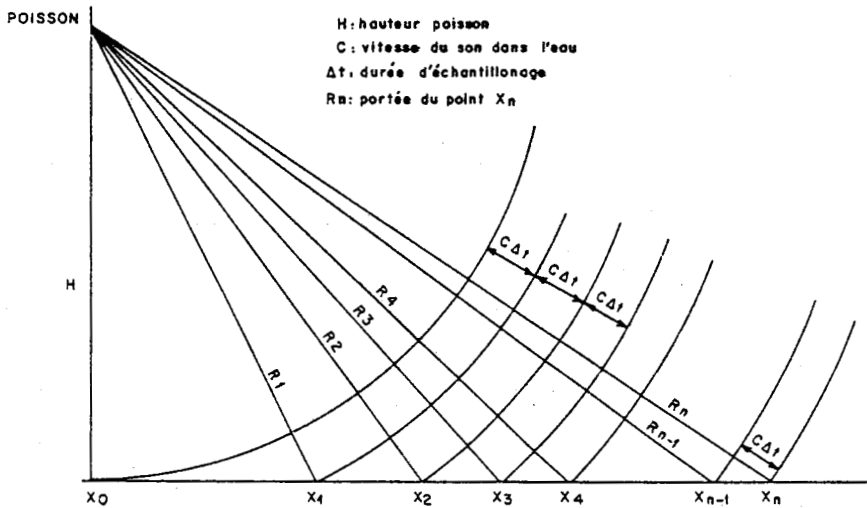


Figure 2A-3 : Echantillonnage transversalement à la progression du poisson. C : vitesse apparente (correspondant au trajet aller et retour) du son dans l'eau =  $750\text{ms}^{-1}$  ; P : portée (déterminée par le constructeur, elle peut être choisie entre 100 et 500m, avec un pas de 100m);  $\Delta t$  : pas d'échantillonnage, il dépend de la portée, et est donné pour chaque voie par  $\Delta t = P / 600\ 000$  (exprimé en secondes); on a donc  $c\Delta t = 1,25 \cdot 10^{-3} P$  ; H : altitude du poisson ;  $x_i$  : abscisse du ième point échantillonné.

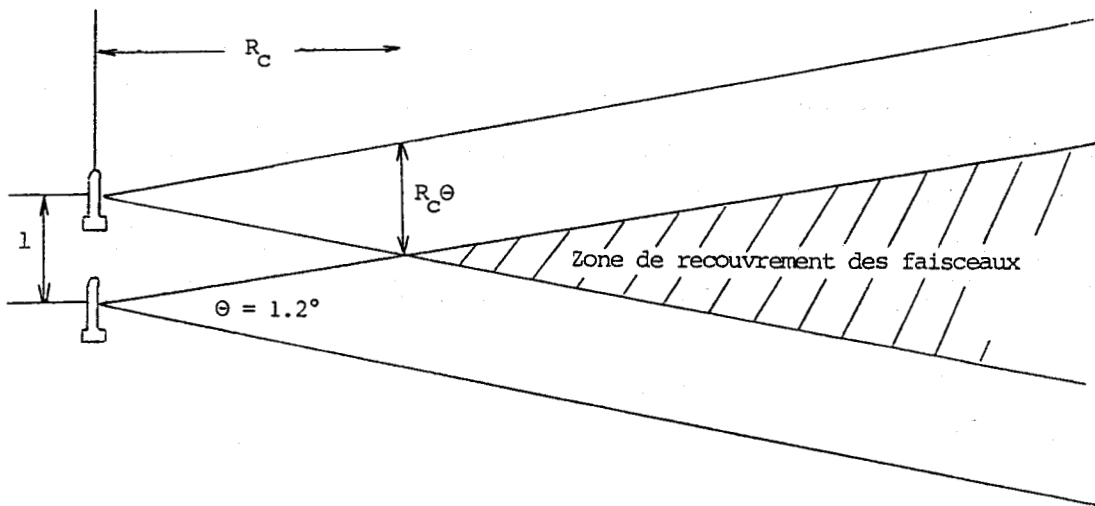


Figure 2A-4 : Echantillonnage dans le sens de progression du poisson.  $l$  : distance parcourue dans l'intervalle de temps entre 2 émissions.  $R_c$  : distance oblique minimum pour avoir recouvrement entre 2 émissions.

CHAPITRE 2 : des outils nouveaux

ou encore :

$$x_i = 1,25 \cdot 10^{-3} iP (1 + 2H/1,25 \cdot 10^{-3} iP)^{1/2} \quad (2A-1)$$

La taille d'un échantillon de rang i sera donc  $L_i$  :

$$L_i = x_i - x_{i-1} = ic\Delta t (1 + 2H/ic\Delta t)^{1/2} - (i-1) c\Delta t (1 + 2H/ (i-1)c\Delta t)^{1/2}$$

$$L_i = 1,25 \cdot 10^{-3} P [ i (1 + 2H/ 1,25 \cdot 10^{-3} iP)^{1/2} - (i-1) (1 + 2H/ 1,25 \cdot 10^{-3} (i-1) P)^{1/2} ]$$

Quelles que soient l'altitude et la distance oblique, la longueur des pixels est donc toujours supérieure à 0,128m en portée 100m (ou 0,375m en portée 300m), soit nettement plus que la résolution théorique du système. De plus, la résolution diminuera très fortement au centre de l'image, pour dépasser plusieurs mètres au niveau du premier pixel (Tableau 2A-1).

Li (cm) i	P = 100 m			P = 300 m		
	H = 10 m	H = 20 m	H = 30 m	H = 10 m	H = 30 m	H = 50 m
1	1.59	2.24	2.74	2.76	4.76	6.14
2	0.664	0.933	1.140	1.180	1.99	2.56
3	0.514	0.719	0.877	0.930	1.54	1.97
4	0.437	0.609	0.742	0.804	1.31	1.67
5	0.389	0.539	0.656	0.725	1.17	1.48
6	0.355	0.489	0.594	0.671	1.06	1.35
7	0.329	0.452	0.548	0.631	0.987	1.25
8	0.309	0.423	0.512	0.600	0.926	1.18
9	0.292	0.399	0.482	0.575	0.877	1.10
10	0.279	0.379	0.457	0.555	0.837	1.05
20	0.210	0.276	0.329	0.459	0.631	0.767
30	0.183	0.233	0.275	0.426	0.549	0.653
40	0.168	0.209	0.244	0.410	0.505	0.589
50	0.159	0.194	0.224	0.400	0.477	0.548
100	0.140	0.159	0.177	0.384	0.419	0.457
200	0.130	0.140	0.149	0.378	0.391	0.409
300	0.128	0.133	0.140	0.376	0.384	0.394
400	0.127	0.130	0.135	0.376	0.380	0.387
500	0.126	0.129	0.132	0.375	0.379	0.384
600	0.126	0.128		0.375	0.378	0.387
700	0.126			0.375	0.377	
800						
i max1						
804	→ 0.126					→ 0.377
724		→ 0.127				
644			→ 0.130			
857				→ 0.375		
751						→ 0.379
i max2						
724	→ 0.126					→ 0.377
655		→ 0.127				
595			→ 0.131			
774				→ 0.375		
678						→ 0.380

Tableau 2A-1 : Longueur  $L_i$  échantillonnée sur le fond, perpendiculairement à la progression du poisson, pour un pixel de rang i, en fonction de H et P.

L'équation 2A-1 permet d'autre part de préciser les conditions optimales d'utilisation de l'équipement. Pour ceci, calculons le rang du dernier pixel enregistré sur la bande :

884 pixels sont enregistrés sur chaque voie, mais une partie de ces points correspond au trajet dans l'eau ; le rang  $i_{\max 1}$  du dernier pixel enregistré sera donc :

$$i_{\max 1} = 884 - 800H/P$$

Sur l'enregistreur graphique du SMS960, la visualisation s'arrête effectivement à la portée choisie : le dernier pixel visualisé aura une abscisse  $x_{i_{\max 2}}$  égale à la portée :

$$x_{i_{\max 2}} = P$$

d'où il vient :

$$P = 1,25 \cdot 10^{-3} i_{\max 2} P (1 + 2H/1,25 \cdot 10^{-3} i_{\max 2} P)^{1/2}$$

d'où l'on tire :

$$i_{\max 2} = 800 [(H/P)^2 + 1]^{1/2} - H/P$$

Pour disposer d'une portée de P, il faudra que  $i_{\max 2} \leq i_{\max 1}$  ou encore :

$$800 [(H/P)^2 + 1]^{1/2} - H/P \leq 884 - 800H/P$$

d'où il vient :

$$H \leq 0,47P \quad (2A-2)$$

Cette relation est importante d'un point de vue pratique puisqu'elle donne l'altitude du poisson à ne pas dépasser en fonction de la portée choisie. Par exemple, pour une portée de 100m, l'altitude devra être maintenue inférieure à 47m. Dans les conditions réelles d'utilisation, on se trouve souvent dans le cas inverse où  $i_{\max 2}$  est supérieur à  $i_{\max 1}$ , et un certain nombre de points, bien qu'échantillonnés, ne seront pas visualisés en temps réel. Il sera par contre possible de les restituer au rejeu, en augmentant ainsi la portée effective. Par exemple, pour  $H=10m$  et  $P=100m$ , 80 pixels, représentant une distance de 11m sur le fond, peuvent ainsi être "récupérés" au rejeu, soit un gain de 11% de la couverture.

### 3.2- Résolution longitudinale

La largeur  $l_i$  d'un échantillon, mesurée parallèlement à la route du poisson, est :

$$l_i = R_i \theta$$

avec  $\theta = 0,021$  rd (largeur du lobe d'émission dans un plan horizontal)

ou encore :

$$l_i = \theta (H^2 + X_i^2)^{1/2}$$

$$l_i = 0,021 (H^2 + 1,56 \cdot 10^{-6} i^2 P^2 + 2,50 \cdot 10^{-3} i H P)^{1/2}$$

CHAPITRE 2 : des outils nouveaux

Le tableau 2A-2 présente les valeurs de  $l_j$  en fonction de H et P ; On constate, comme pour la résolution transversale, une grande variabilité de la résolution longitudinale, avec des valeurs comprises entre 0,21 et 6,96 mètres.

Compte-tenu de la vitesse du poisson et de la cadence d'émission, un même point pourra être éclairé plusieurs fois ou au contraire "oublié" (fig.2A-4).

$i \setminus j$	P = 100 m			P = 300 m		
	H = 10 m	H = 20 m	H = 30 m	H = 10 m	H = 30 m	H = 50 m
1	0.21	0.42	0.63	0.22	0.64	1.06
2	0.22	0.43	0.64	0.23	0.65	1.07
3	0.22	0.43	0.64	0.23	0.65	1.07
4	0.22	0.43	0.64	0.24	0.66	1.08
5	0.22	0.43	0.64	0.25	0.67	1.09
10	0.24	0.45	0.66	0.29	0.71	1.13
20	0.26	0.47	0.68	0.37	0.79	1.21
30	0.29	0.50	0.71	0.45	0.87	1.29
40	0.32	0.53	0.74	0.53	0.95	1.37
50	0.34	0.55	0.76	0.60	1.02	1.44
100	0.47	0.68	0.89	1.00	1.42	1.84
200	0.73	0.95	1.16	1.79	2.21	2.63
300	1.00	1.21	1.42	2.57	2.99	3.41
400	1.26	1.47	1.68	3.36	3.78	4.20
500	1.52	1.73	1.94	4.15	4.57	4.99
600	1.79	2.00	2.21	4.94	5.36	5.77
700	2.05	2.26		5.72	6.14	6.56
800	2.31			6.51	6.93	
$i \text{ max } 1$						
804	→ 2.32					→ 6.96
724		→ 2.32				
644			→ 2.32			
857				→ 6.96		
751						→ 6.96
$i \text{ max } 2$						
724	→ 2.11					→ 6.33
655		→ 2.14				
595			→ 2.19			
774				→ 6.31		
678						→ 6.39

Tableau 2A-2 : Largeur  $l_j$  échantillonnée sur le fond dans le sens de progression du poisson, en fonction de H et P.



La correction géométrique de la vitesse (correction de compression) consiste en fait à attribuer à chaque échantillon la même valeur  $l$  pour  $l_i$  :

$$l = VT$$

où  $V$  est la vitesse du poisson en  $\text{ms}^{-1}$ ,  $T$  la cadence d'émission en secondes ( $T = 0,0015P$ ).

Pour ne pas avoir de "trou" dans l'échantillonnage, il faudra que :

$$H\theta \geq 0,0714 VP \quad (2A-3)$$

Autrement dit, plus la vitesse augmentera et plus il faudra remonter le poisson loin du fond. Par exemple, pour  $V = 6$  noeuds ( $3,09\text{ms}^{-1}$ ),  $H \geq 22\text{m}$  en portée 100m.

Si l'on se place à la portée maximum  $P_M$ , le nombre de fois où une cible ponctuelle sera vue est :

$$N = (P_M \theta C) / (2VP_M) = \theta C / 2V \text{ soit environ } 6 \text{ pour une vitesse de } 6 \text{ noeuds.}$$

La correction de compression, en dupliquant les lignes, aura tendance à accentuer ce phénomène de lignage, visible dans la partie la plus marginale des sonogrammes.

En définitive, si l'on rapproche cette relation des conditions exprimées par la formule 2A-2, de bonnes conditions d'utilisation du sonar EGG SMS 960 requièrent que :

$$0,47P \geq H \geq 0,0714 VP$$

#### 4 - TRAITEMENT DES IMAGES SONAR : LE LOGICIEL "TRIAS"

Pour des reconnaissances régionales, la qualité des données produites en temps réel, corrigées de l'obliquité et de la vitesse, est généralement suffisante pour permettre la cartographie et l'interprétation géologiques. Le stockage des données brutes permet cependant, pour des études de détail, d'améliorer fortement la qualité des images et la précision du report cartographique. Un logiciel très complet a été développé par le Département Informatique de l'Ifremer (Augustin *et al.*, 1990), permettant le transcodage, le traitement et la visualisation de toutes données numériques de sonars, en particulier du sonar grand fond "SAR" et du sonar "petit fond" EGG. Implanté sur VAX 11/780, ce logiciel interactif, baptisé "TRIAS" permet de réaliser un certain nombre d'opérations, résumées dans le diagramme de la **figure 2A-5** :

- Décodage et démultiplexage des bandes magnétiques.
- Transfert de la navigation du bateau.
- Transfert des données sonar.

Un certain nombre d'opérations sont effectuées simultanément au transfert, de façon automatique : détection de l'altitude du poisson, correction de l'obliquité, correction de vitesse, rehaussement de contraste, suppression du halo central, ré-équilibrage des deux voies, correction de l'atténuation et des lobes d'antennes.

- Report des images dans un repère cartographique. Cette opération consiste à affecter une position à chacun des pixels de l'image sonar, puis à assembler les profils entre eux afin de créer une mosaïque.

- Restitution sur enregistreur graphique SORO, VERSATEC ou DOWTY. Ce tracé peut être effectué à une échelle choisie, la résolution étant simplement conditionnée par les conditions initiales d'acquisition. Dans la pratique, l'expérience prouve qu'en dehors de la représentation de zones d'intérêt particulier pouvant faire l'objet de "zooms" au 1/500 ou au 1/250, les échelles de restitutions les plus appropriées au sonar EGG sont comprises entre 1/1250 et 1/5000.

- Archivage sur disque optique. Cette dernière étape, la plus récente, permet de stocker sur un même support une campagne complète, avec la possibilité de jeux ultérieurs.

A l'exception de rares cas où les données sonar n'avaient pas été enregistrées sous forme numérique, l'ensemble des documents présentés dans le chapitre 3, et en particulier les mosaïques, a été traité selon cette méthode.

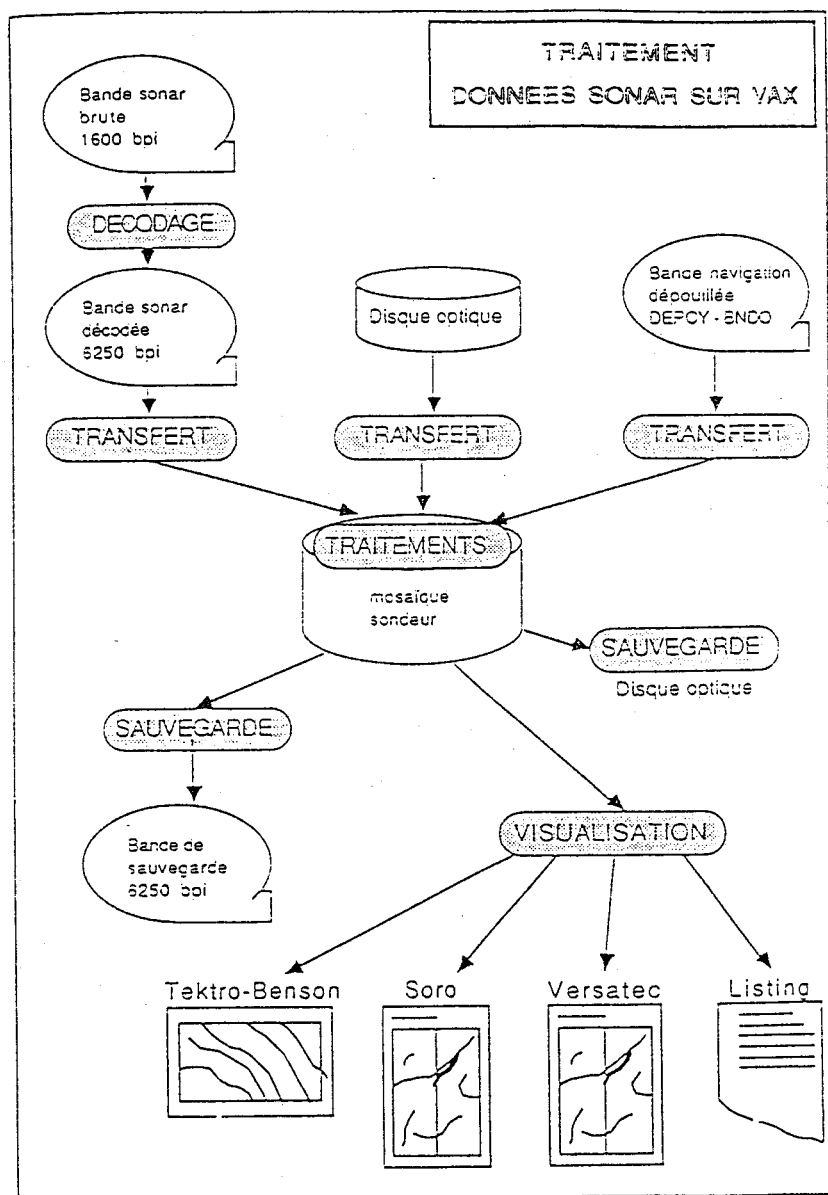


Figure 2A-5 : Architecture du traitement des données sonar (Le Drezen, 1988).

## B- SISMIQUE TRES HAUTE RESOLUTION

Depuis leur première utilisation marine dans le golfe du Mexique dans les années 1950, les méthodes sismiques ont subi des progrès considérables, liés en particulier à l'exploration pétrolière. Parmi les innombrables méthodes employées pour générer des ondes acoustiques capables de se propager dans les sous-sols marins, on distingue généralement, selon la fréquence des sources utilisées et donc en fonction des profondeurs d'investigation souhaitée, la sismique lithosphérique, la sismique conventionnelle (parce que pétrolière), la sismique haute résolution et la sismique très haute résolution. Ce dernier terme désigne les méthodes employant des sources dont les fréquences sont situées entre plusieurs centaines et plusieurs milliers de Hertz. Dans cette gamme, les sources employées sont, par ordre de fréquence décroissante, les sondeurs de sédiment, les boomers, les sparkers et les canons à eau (fig. 2B-1). Si les ouvrages traitant de sismique conventionnelle sont abondants, par contre ceux traitant de la sismique haute résolution sont peu nombreux (Leenhardt, 1973, Trabant, 1984). Ce type d'investigation à haute résolution est pourtant très employé, qu'il s'agisse de reconnaissances à caractère géotechnique pour la pose d'ouvrages en mer, de prospection de ressources minérales, d'études d'environnement ou de programmes scientifiques sur les sédiments superficiels. Mais les développements technologiques dans ce domaine n'ont pas suivi le même rythme que ceux concernant la sismique conventionnelle. Ainsi, les équipements employés dans les années 80 étaient ceux développés durant l'après-guerre. C'est pourquoi l'IFREMER s'est attaché, à partir de 1984, à réaliser une nouvelle chaîne sismique très haute résolution, basée sur le passage à l'acquisition numérique.

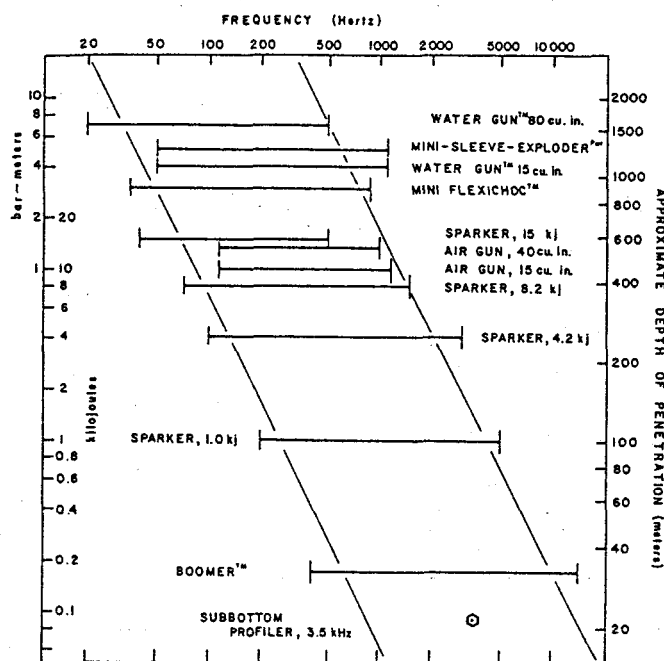


Figure 2B-1 : Comparaison des sources sismiques haute et très haute résolution, en fonction de leur fréquence. Les profondeurs approximatives de pénétration et la puissance des sources sont indiquées également. (Trabant, 1984).

## 1- MATERIEL D'ACQUISITION

La plupart des données présentées dans cette étude ont été obtenues avec une source EDO 515A-250, de fréquence 2.5kHz. Equipée d'un booster de 10 kW, cette source permet des pénétrations de l'ordre d'une dizaine de mètres dans les sables moyens à grossiers. La base d'émission-réception est montée sur un "poisson" remorqué par un câble électro-porteur, le système devant être suffisamment immergé pour permettre une utilisation à pleine puissance du transducteur et afin que les arrivées réfléchies à la surface de l'eau (les "fantômes") ne se mélangent pas avec le signal utile. La signature de cette source a été mesurée en piscine, les essais montrant une tendance à l'oscillation quelles que soient l'immersion et la puissance (fig. 2B-2). Cette diminution de la résolution de la source est accentuée par un effet de résonance du poisson qui allonge le signal, ce dernier phénomène étant cependant surtout gênant à l'interface eau-sédiment et diminuant ensuite très rapidement du fait de l'atténuation comme le montre le sismogramme de la figure 2B-3. A pleine puissance, la directivité de la source est faible, comme le montre le diagramme de la figure 2B-4. En pratique, la résolution du système varie de 1m à 40cm, ce qui confère à cet équipement des performances très intéressantes compte-tenu de sa pénétration importante. Des essais comparatifs, réalisés sur une base d'essai des sources sismiques située en rade de Brest, nous ont montré que l'on obtenait des résultats de qualité équivalente avec une base 3,5 kHz du même constructeur. Dans ce cas particulier, ce n'est donc pas la fréquence qui intervient dans l'augmentation de la pénétration par rapport aux sondeurs de sédiments classiques, mais probablement l'utilisation d'un booster.

Dans certains cas, un sparker SIG 1580A a été employé. Sa particularité est de permettre une modulation des puissances de tirs, entre 12 et 1580 Joules. Associé à un système d'électrodes développé par l'IFP (baptisé "cage d'écureuil") et à une flûte sismique de 2 traces (à 4 et 8 hydrophones), cet ensemble a été utilisé pour l'étude des corps sableux de plus forte épaisseur, comme le banc de Serk.

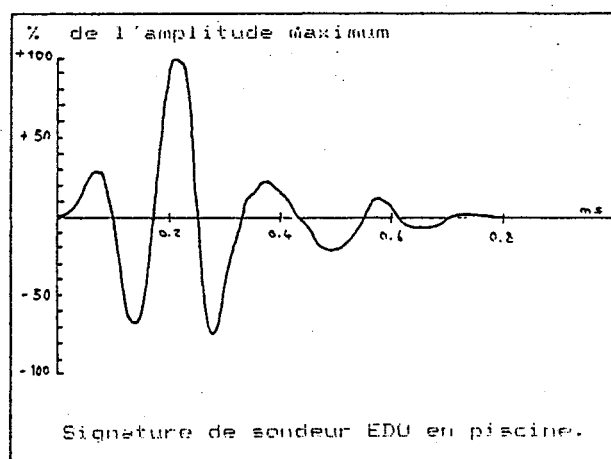


Figure 2B-2 : Signature de la base EDO 515A-250, mesurée en piscine (Guillemot, 1986).

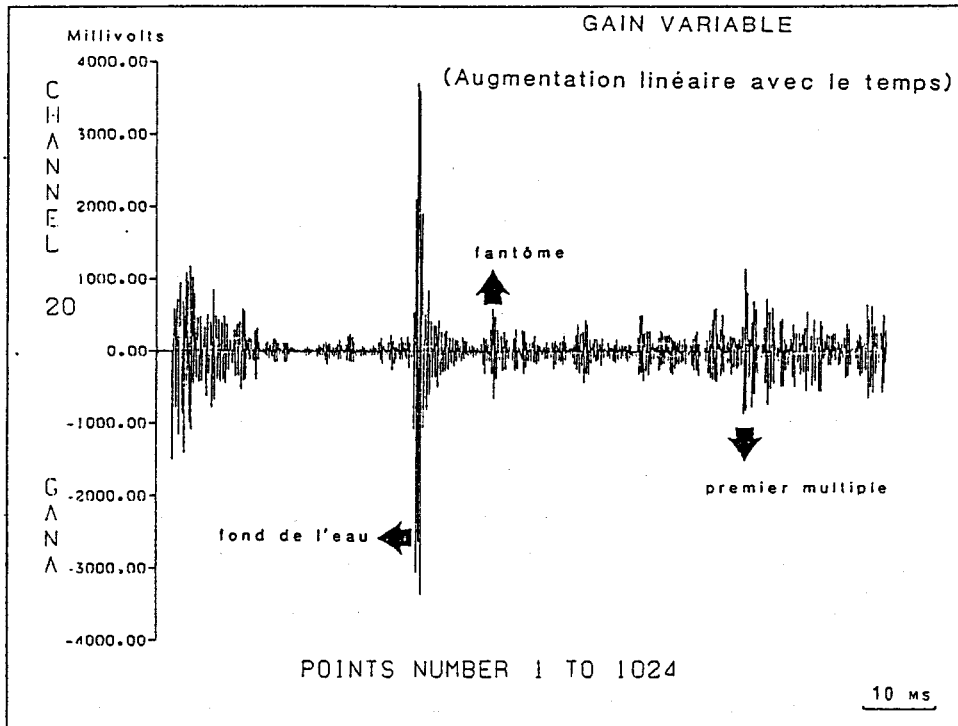


Figure 2B-3 : Sismogramme d'un tir du sondeur EDO, traité par un gain variable (Guillemot, 1986).

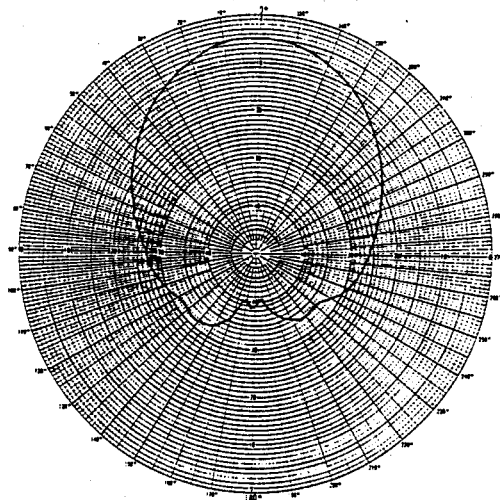


Figure 2B-4 : Lobes d'antennes de la base 515A-250, mesurée pour une puissance d'émission de 10 kW.

## 2- LA CHAINE DE NUMERISATION "SINUP"

Alors que les données de sismique conventionnelle pétrolière sont numérisées et traitées depuis fort longtemps, l'interprétation des données très haute résolution était basée jusqu'à ces dernières années sur l'interprétation des seuls enregistrements analogiques acquis en temps réel. Grâce au développement des micro-processeurs l'IFREMER a développé à partir de 1987 un système de numérisation à haute fréquence, baptisé "SINUP" (Lericolais *et al.*, 1988). L'unité de base du système est constituée par un micro-ordinateur HP 9000 de la série 320, associé à une carte de conversion analogique/numérique qui permet une fréquence d'échantillonnage de 15 kHz, ce qui convient parfaitement aux gammes de fréquence utilisées. Le système permet d'autre part le contrôle en temps réel des paramètres d'acquisition et la visualisation à l'écran des tirs, en particulier pour le contrôle de la répétabilité du signal. Les données, traitées en temps réel ou non, sont visualisées sur une table électrostatique Bell et Howell ou Dowty. Enfin, un listing résumant les conditions d'acquisition et les modifications effectuées par l'opérateur est imprimé. L'organigramme du système est présenté sur la **figure 2B-5**.

Compte-tenu des cadences de tirs élevées utilisées en sismique THR (de 1 à 6 tirs par seconde), il n'a pas été possible d'utiliser les formats "standard" de la géophysique pétrolière, comme SEG-Y. Le fichier des données sismiques comprend un entête de description des conditions d'acquisition, les données correspondant à un tir et un enregistrement de date tous les 10 enregistrements de données. Cette dernière information permet le recalage ultérieur avec les fichiers de navigation.

Cet équipement a été utilisé pour la première fois à Surtainville durant la campagne Géobase 1 en Juillet 1987 (paragraphe 3.A) et fonctionne depuis lors.

## 3- LE LOGICIEL DE TRAITEMENT "SITHERE"

Au delà du traitement en temps réel, la numérisation de la sismique a été conçue pour permettre une amélioration des coupes sismiques grâce au traitement. Ce logiciel a été développé à l'IFREMER en \88-89 (Lericolais et Berné, 1990), où il est implanté sur station de travail SUN. Il permet un certain nombre d'opérations de transfert de données, corrections géométriques, traitements d'images, traitement du signal et visualisation, dont la philosophie s'apparente à celle du logiciel "TRIAS" (§2.A.4).

*Les modules de transfert* permettent entre autre le transcodage des données sismiques brutes et des données de navigation sur le calculateur, la mise au format SEG-Y permettant l'accès aux logiciels pétroliers de traitement sismique (comme le logiciel ELSA de Elf-Aquitaine) ainsi que le passage au format "GRINGO" utilisé à l'Ifremer pour le traitement d'image.

*Les modules de correction géométrique* permettent de restituer la forme véritable des dépôts par une mise à l'échelle, corrigée de la vitesse sonique dans l'axe vertical et de la vitesse du navire

dans l'axe horizontal. Ils permettent également le calcul de la position géographique d'un tir particulier.

*Les modules de traitement du signal* comprennent pour l'instant différentes méthodes de filtrage, d'égalisation spectrale, de corrections de gain, de corrélation spatiale des réflecteurs, de moyennes sur des tirs successifs, de correction de l'effet de la houle et de calculs de sismogrammes synthétiques.

*Les modules de visualisation* permettent le tracé de profils sismiques en mode galvanométrique ou en mode "raster" sur imprimantes électrostatiques ou à jet d'encre, ainsi que la création de tables de pseudo-couleurs.

*L'archivage des données* est, comme pour l'imagerie sonar, réalisé sur disque optique.

On trouvera aux paragraphes 3.A et 3.B des exemples de coupes sismiques traitées grâce au logiciel Sithere, illustrant l'amélioration importante de la qualité des coupes qu'a permis ce nouvel outil encore en phase de perfectionnement.

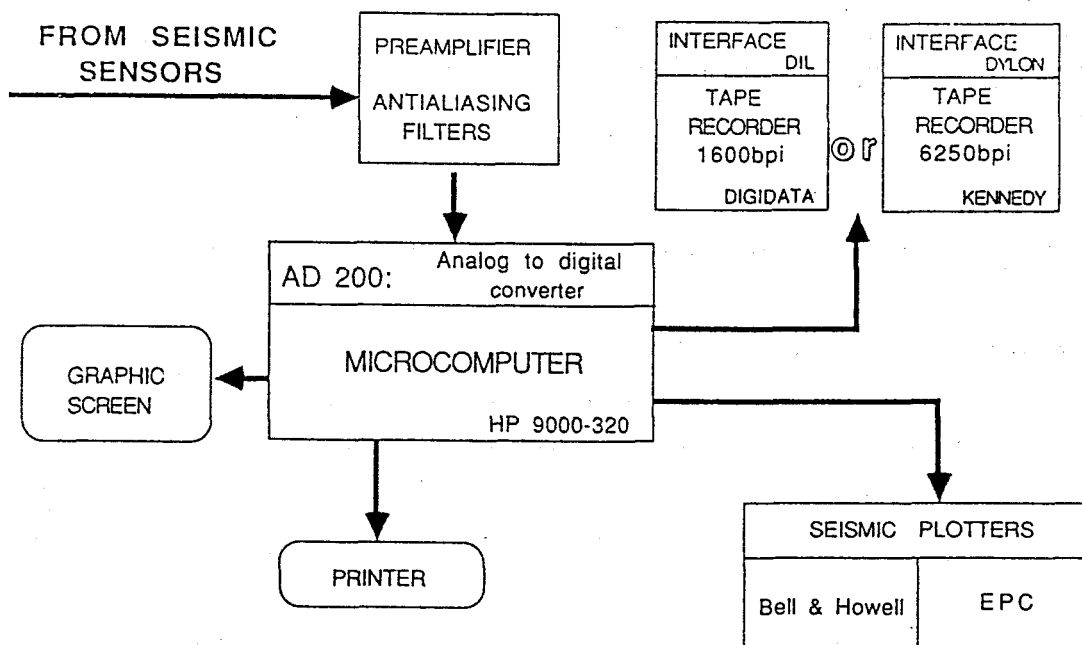


Figure 2B-5 : Architecture du système de numérisation "SINUP" (Lericolais *et al.*, 1988)

## C- LE SYSTEME INTEGRE "ADOP"

La réalisation en 1985 du système "ADOP" (système d'Acquisition des Données Océanographiques du Plateau continental, Berné *et al.*, 1986) répondait au besoin de gérer un nombre croissant de capteurs géophysiques et de positionnement. Marinisé et mobile afin de s'adapter aux différents navires côtiers, ce système est organisé autour d'un micro-ordinateur HP9000 de la série 200. Il permet d'assurer plusieurs tâches :

- *Des fonctions d'acquisition* pour les données de faible débit :

- *Acquisition du positionnement.* Deux systèmes de positionnement peuvent être acquis simultanément, qu'il s'agisse de systèmes radio-électriques comme le Sylédis, le Toran, le Mini-ranger ou des systèmes satellites, comme le Transit et le GPS.

- *Acquisition du cap et de la vitesse surface.* Ces mesures peuvent servir par exemple à calculer la correction de dérive à appliquer aux images sonar, par différence avec les cap et vitesse fond fournis par le système de positionnement.

- *Acquisition des données bathymétriques* fournies par tout sondeur équipé d'une sortie numérique (Furuno 881, Simrad EK400, DESO 20...). Pour les navires n'étant pas équipés d'un sondeur hydrographique, un système mobile Furuno 881 est utilisé, une base étant alors fixée à l'extrémité d'une perche fixée à la coque du bateau. La plupart des données bathymétriques présentées ici ont été acquises avec un sondeur Furuno, dont l'angle d'ouverture est de  $5.4^\circ$  et la fréquence 200 kHz.

- *Acquisition d'autres valeurs numérisées*, comme le magnétisme ou la gravimétrie. Ces options n'ont pas été employées dans le cadre de nos études à caractère sédimentologique.

Les reconnaissances détaillées du bassin d'Arcachon, de l'estuaire de la Gironde, de la baie de Bourgneuf, de Surtainville et du Pas-de Calais ont été réalisées avec le système Sylédis, soit en mode circulaire en installant à terre notre propre réseau de balises, soit en utilisant les réseaux hyperboliques des ports autonomes, de la Marine Nationale ou du Centre d'Essais des Landes. La précision du positionnement variait alors, selon les cas, de 1 à 10m. Plus au large, les systèmes Toran, dans le Golfe de Gascogne, et Rana, en Manche, furent employés, avec des précisions variant de la dizaine à la centaine de mètres.

Les données géophysiques à fort débit comme l'imagerie sonar et la sismique sont acquises indépendamment (paragraphes 2A et 2B).

- *Une fonction d'aide à la navigation.* Certains systèmes comme le Toran mesurent le déphasage entre deux émetteurs situés à terre. Ces valeurs doivent être converties en coordonnées géographiques. L'opération est assurée en temps réel par le calculateur, qui permet également



d'indiquer à l'homme de barre la route à suivre selon différentes méthodes (suivi de profil, ralliement vers un point de prélèvement, tenue au point fixe...).

- *Une fonction de synchronisation des capteurs.* Pour des levés détaillés, il est fondamental que les différentes mesures puissent être parfaitement recalées entre elles. C'est l'heure, fournie par l'horloge interne du calculateur, qui est utilisée comme référence, et qui permet d'envoyer un topage simultané à tous les capteurs (bathymétrie, sonar, sismique). La vitesse-fond est également envoyée au sonar afin de permettre en temps réel le calcul de la correction de compression (paragraphe 2.A).

- *Une fonction d'enregistrement et d'édition des données.* Tous les paramètres mentionnés précédemment sont stockés sur disquettes et listés par une imprimante. La cadence d'acquisition est d'un enregistrement toutes les 10 secondes, à l'exception des sondes bathymétriques acquises à la cadence d'une valeur (en décimètres) par seconde. En option, un tracé de la navigation est effectué en temps réel sur une table traçante. Toutes les modifications des conditions d'acquisition, ainsi que les numéros et heures de début et fin de profils, sont également enregistrés. Pour chaque campagne, les informations générales (nom de la mission, du navire, "offset" antenne du positionnement - base du sondeur... sont stockées en entête.

L'organisation générale du système d'acquisition est présentée sur la figure 2C-1.

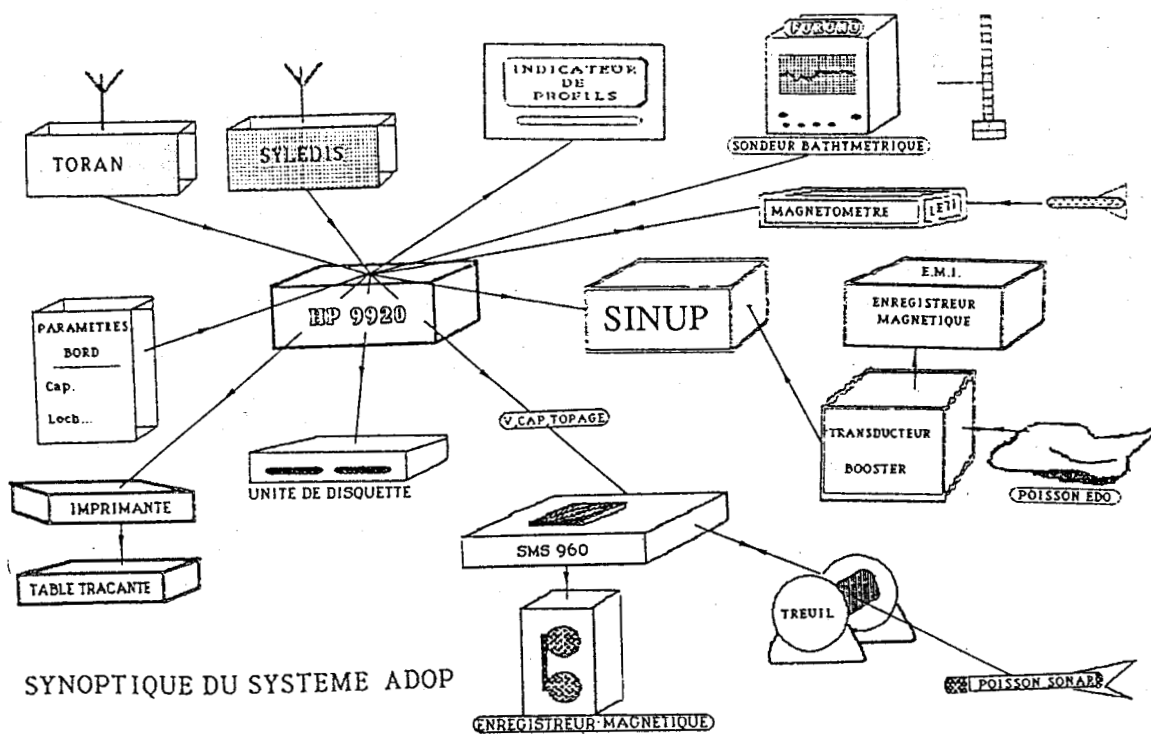
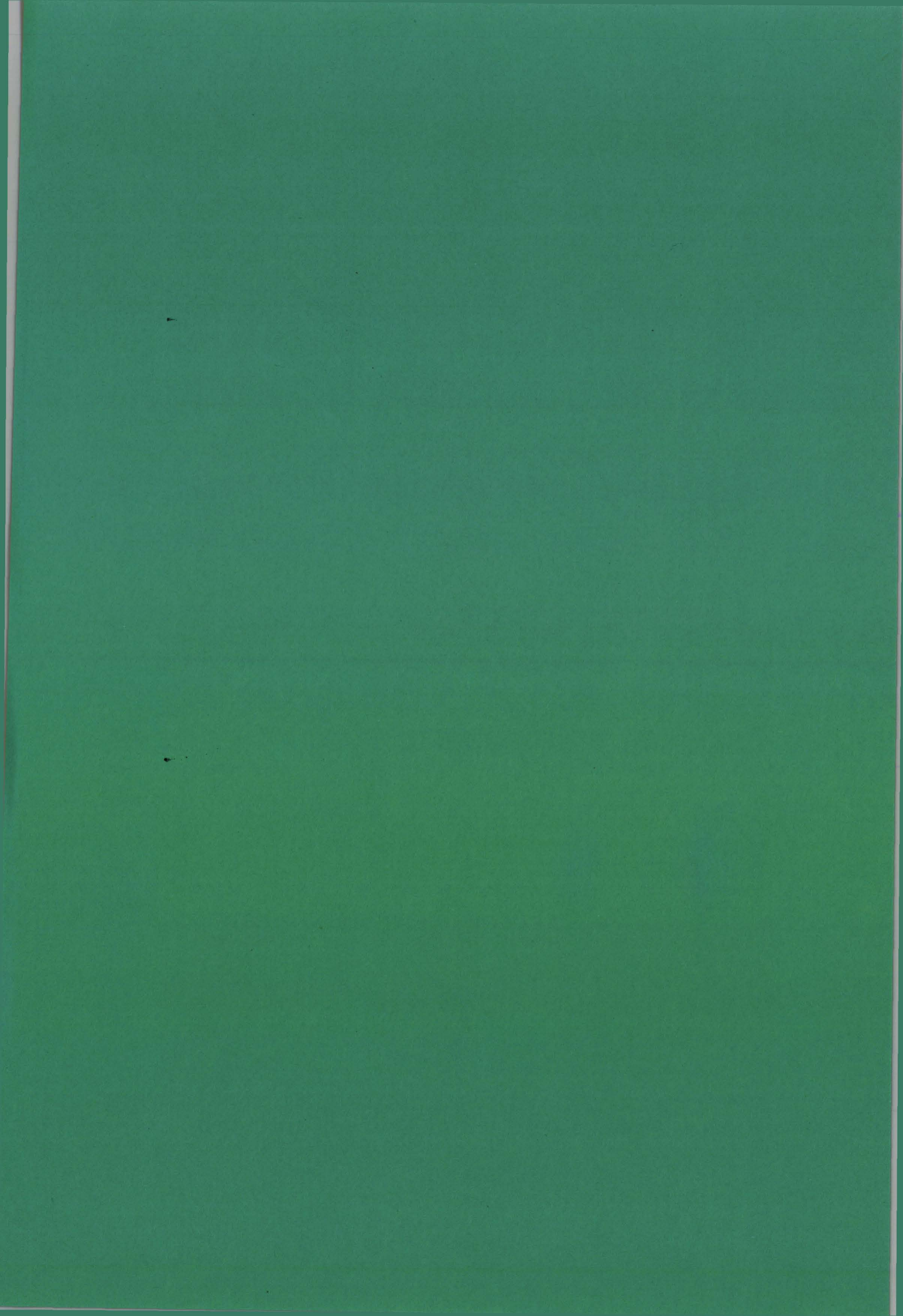
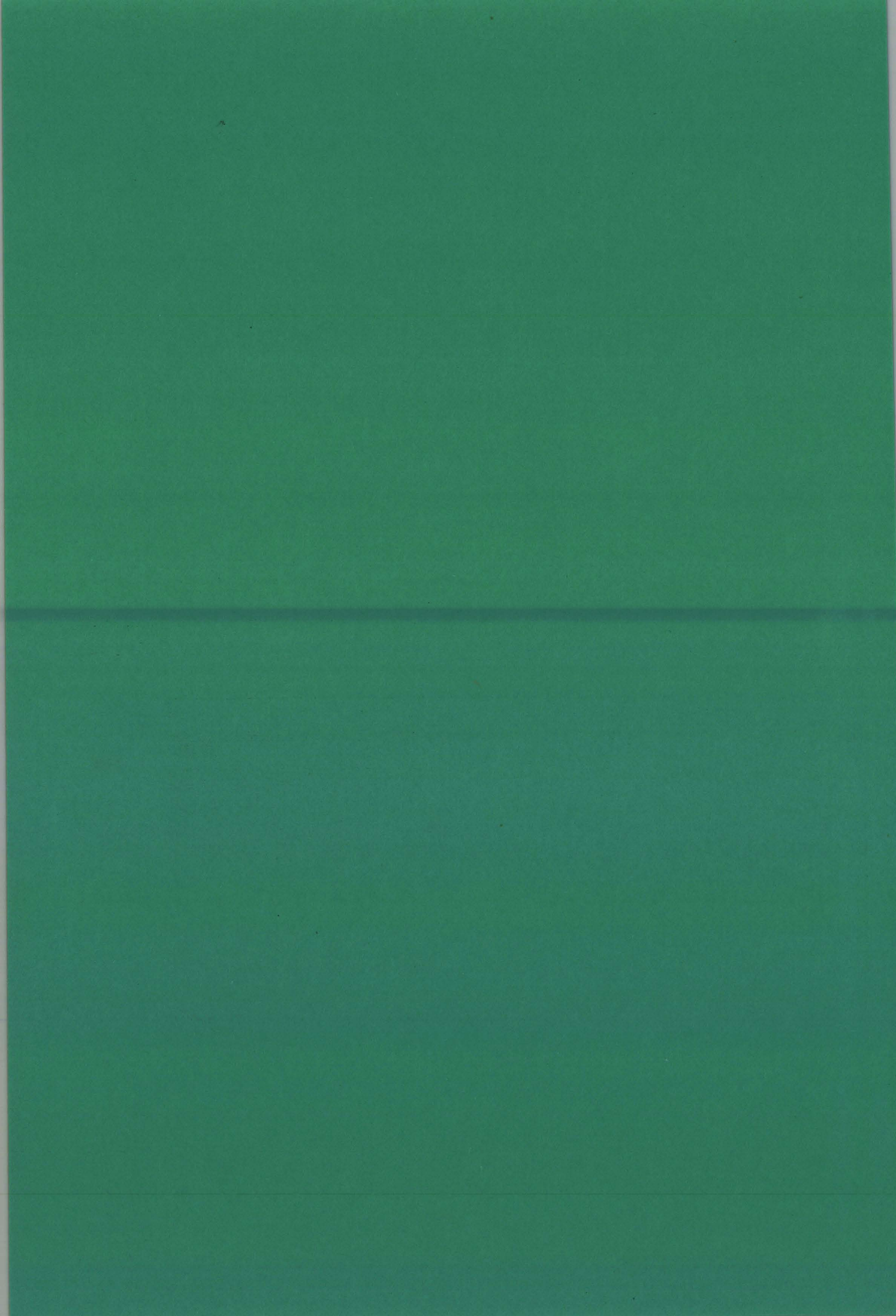


Figure 2C-1 : Synoptique du système intégré "ADOP" d'acquisition de données (Berné et al., 1986).





## CHAPITRE 3 : RESULTATS DANS DIFFERENTS CONTEXTES HYDRO-SEDIMENTAIRES

### A- SURTAINVILLE : UN ENVIRONNEMENT MACROTIDAL EN DEFICIT SEDIMENTAIRE

C'est à Surtainville qu'a débuté le programme d'étude des dunes tidales mené par l'Ifremer entre 1985 et 1989. Une première campagne, en Juillet 1985, devait en effet révéler, pour la première fois, la structure interne des dunes situées entre Carteret et Surtainville (Berné *et al.*, 1988). Ces résultats préliminaires conduisirent à l'organisation de deux autres campagnes, en 1987 et 1988, effectuées en collaboration avec les universités de Caen et Bordeaux, et avec le soutien d'Elf et Total. Les résultats présentés ici sont issus du rapport final réalisé pour Elf et Total (Berné, Bourillet et Lericolais, 1990).

#### 1 - CADRE GENERAL

La zone étudiée est située au Nord-Ouest de Carteret (Cotentin) (fig. 3A-1) ; elle est caractérisée par un régime **macro-tidal**, avec une amplitude des marées comprise entre 4 et 10 mètres. Les fonds

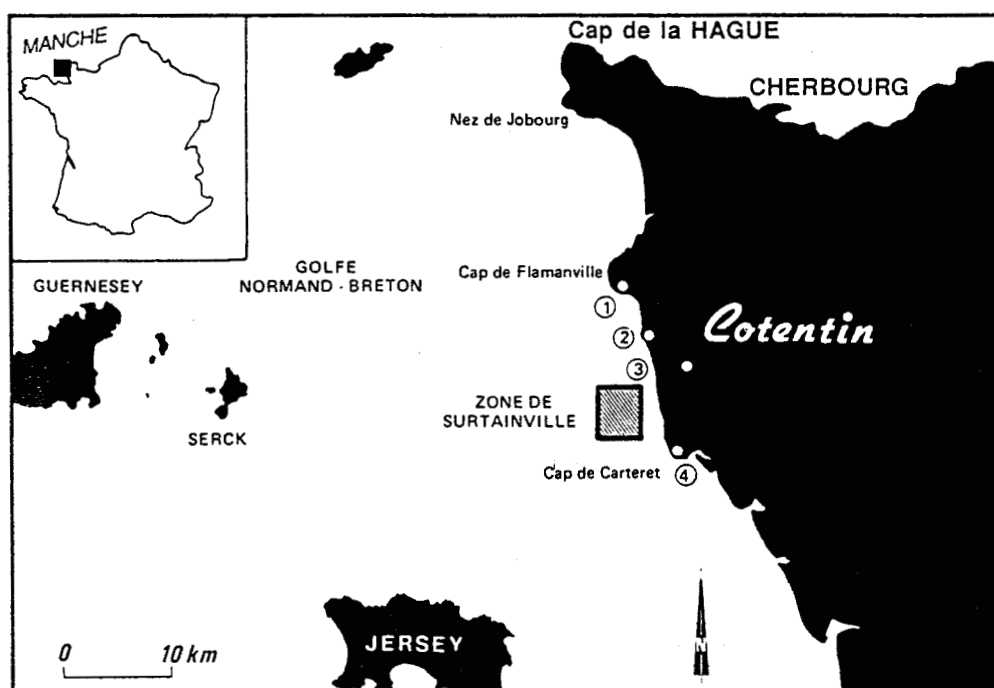


Figure 3A-1 : Localisation de la zone étudiée. (Les chiffres représentent la position des balises Sylédis installées pour le positionnement des 3 campagnes).

sont constitués de sédiments grossiers correspondant à d'anciens épandages fluviaux pré-flandriens, au travers desquels pointe localement le substratum rocheux. Une couverture holocène discontinue, composée de sables marins moyens à grossiers, à forte teneur en bioclastes (40 % en moyenne) est modelée par la forte dynamique tidale. La profondeur moyenne de la surface flandrienne est comprise entre 15 et 20 m par rapport au niveau des plus basses mers. Sur ce niveau de base plan et faiblement penté vers l'Ouest (0.1°) sont construits les différents corps sableux qui font l'objet de la présente étude. Il s'agit, au Sud, de dunes isolées et, au Nord, de dunes amalgamées formant la partie méridionale du banc de Surtainville. Pour faciliter la description des dunes, un numéro a été attribué à chacune d'entre-elles (fig. 3A-2).

Des mesures de courant réalisées antérieurement par EDF (H. Allen, 1976) à proximité de la zone illustrent le caractère typiquement alternatif de la marée, avec une composante de flot orientée pratiquement au Nord et une composante de jusant pratiquement au Sud (fig. 3A-3).

La dissymétrie de la marée apparaît également clairement sur ces enregistrements, avec une dominance du flot particulièrement marquée en période de vives-eaux. Cette tendance se retrouve dans les modèles numériques établis pour la région, qui indiquent un transport résiduel vers le Nord (Orbi, 1986).

La houle atteint une hauteur maximum annuelle de 6.1m à Flamanville, à quelques kilomètres au Nord de la zone étudiée, les houles décennales et centennales étant respectivement de 8.4 et 10.6m au même site (LCHF, 1981). Les houles de Sud-Ouest ont un fetch relativement court, tandis que les houles d'Ouest perdent une grande partie de leur énergie par diffraction sur les nombreux îlots et hauts-fonds. Ce sont les houles de Nord-Ouest, dont la période peut atteindre 12s, qui pénètrent le plus dans le secteur et qui occasionnent les transports sédimentaires les plus importants (Larsonneur et Walker, 1982).

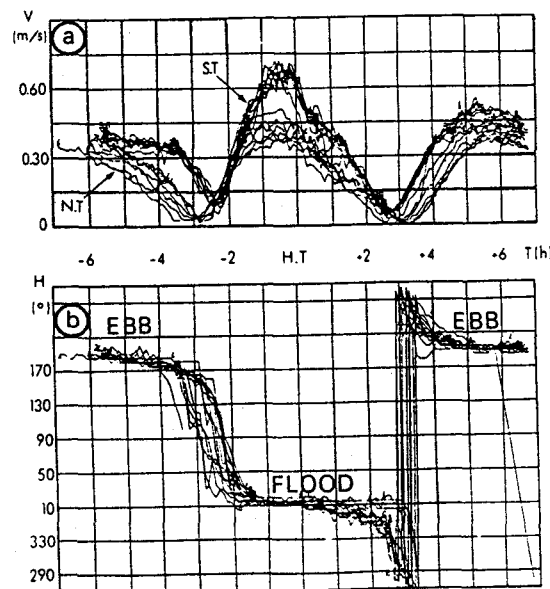


Figure 3A-3 : Le courant à Surtainville (d'après H. Allen, 1976). Mesures réalisées à 9m du fond sur une période de 40 jours.

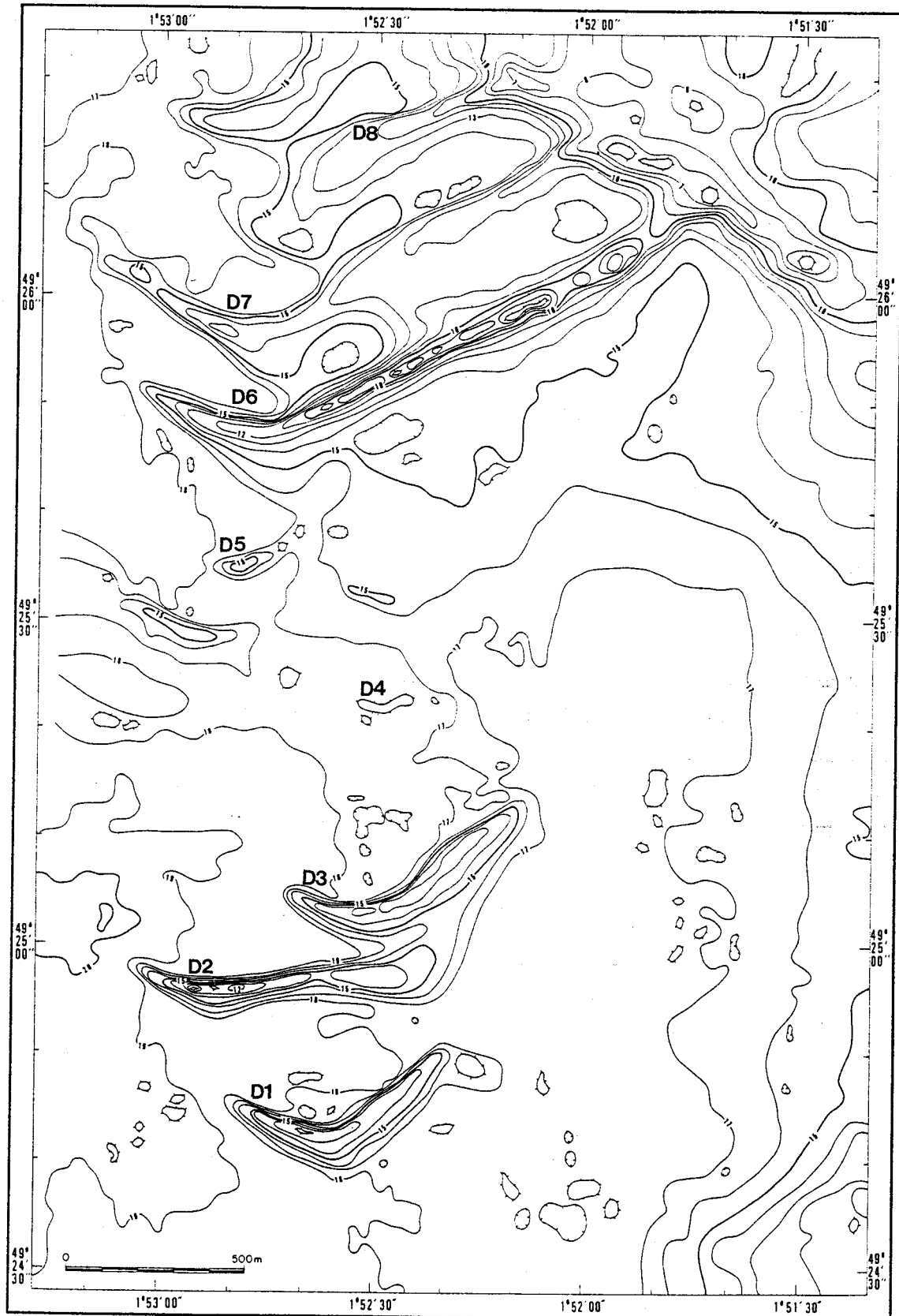


Figure 3A-2 : Carte bathymétrique de la zone étudiée. Les numéros des dunes sont utilisés pour la description dans le texte. Carte réalisée à partir des levés de 1987. Les sondes sont rapportées au zéro des cartes marines.

## 2 - METHODES

Trois campagnes ont été organisées en Juillet 1985, Juillet 1987 et Septembre 1988 sur la zone de Surtainville :

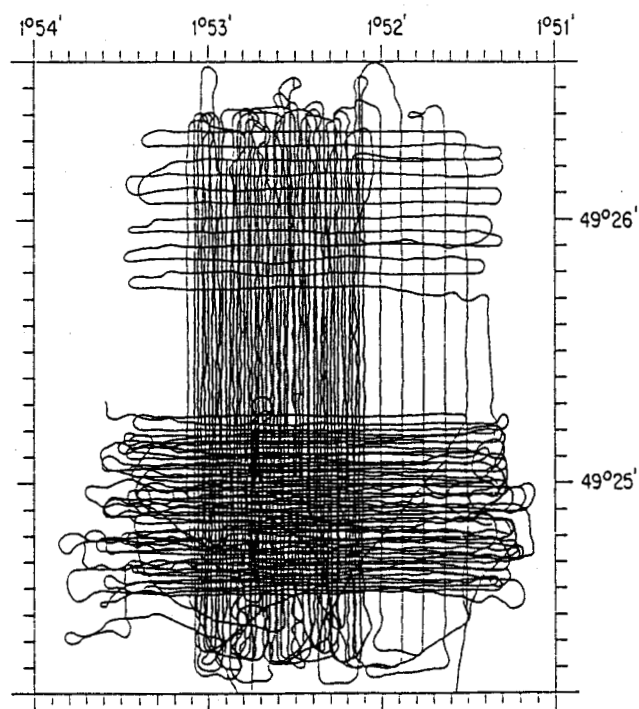
- Durant la campagne "GOLFE" du "Thalia", une journée de levés a permis d'identifier les corps sableux et d'en révéler pour la première fois la structure interne (Berné *et al*, 1988). Des profils de bathymétrie, de sonar et de sismique ont été effectués avec une maille de 200m.

- La campagne **GEOBASE 1**, avec 2 navires côtiers de 25 et 17m (le "Thalia" et le "Côte de Normandie") était consacrée à un levé géophysique très détaillé (bathymétrie fine, sonar latéral, sismique très haute résolution), avec des profils Nord-Sud et Est-Ouest espacés de 25m. Dans le même temps, des mesures de courants et des prélèvements à la benne étaient réalisés avec le second navire.

- La campagne **GEOBASE 2**, avec un navire de 55m ("Le Suroît") et un navire côtier (le "Thalia") était essentiellement consacrée au carottage des cibles identifiées grâce à la mission précédente. Un nouveau levé géophysique détaillé a permis d'apprécier l'évolution des figures sédimentaires dans l'intervalle d'un an; enfin, de nombreux profils verticaux de courant ont été effectués à différents niveaux des dunes et des prises de vues et mesures sur le fond ont été effectuées par une équipe de plongeurs autonomes.

### 2.1 - Positionnement

Un positionnement radio-électrique a été mis en oeuvre pendant les 3 missions, à l'aide d'un réseau **Sylédis** circulaire utilisant 4 balises implantées à terre (**fig. 3 A-1**). Après calibration, la précision du système est de l'ordre du mètre. Les décalages entre l'antenne Sylédis et la position des différents capteurs géophysiques ou appareils de prélèvements ont été systématiquement corrigés. Le tracé des profils effectués en 1987 est indiqué sur la **Figure 3A-4**.



**Figure 3A-4** : Localisation des profils géophysiques de la campagne Géobase 1.

## 2.2 - Bathymétrie

Le sondeur bathymétrique Furuno 881 à faisceau étroit et haute fréquence d'émission (200 KHz) a été utilisé durant chaque campagne. Les données, en décimètres, étaient numérisées à la cadence d'un échantillon par seconde et stockées, en même temps que la navigation, grâce au système "ADOP" (chapitre 2). Durant les campagnes de 1987 et 1988, un marégraphe "Sea Data" enregistrait les variations de la marée afin de corriger les sondes brutes. Les pressions enregistrées par le marégraphe étaient transformées en hauteur d'eau en tenant compte des influences de la pression atmosphérique (relevée au sémaphore de Carteret et réduite au niveau de la mer), de la température et de la salinité de l'eau de mer (mesurées par les courantographes situés à proximité du marégraphe). Un profil de marée levé par la CREO sur le littoral de Surtainville a permis de recalibrer la courbe de marée par rapport au 0 NGF. En raison des bonnes conditions météorologiques, les mesures se sont avérées très précises, le test sur les croisements entre profils de la mission de 1987 indiquant une différence moyenne de 5 cm et maximum de 40 cm. Le calage vertical des 2 levés s'est également avéré très bon, les sondes mesurées au même point à l'occasion de chaque campagne étant rigoureusement identiques, sauf bien sûr dans les secteurs de migration des dunes. Les données corrigées ont permis de tracer automatiquement des cartes bathymétriques contourées et différents blocs diagrammes, grâce au système "Intergraph" de SNEA(P). Les profils verticaux des différentes campagnes ont été représentés grâce aux logiciels de cartographie "Geol" et "Blue-Pack" de l'IFREMER. Les données bathymétriques de 1985 ont été corrigées à l'aide d'une courbe de marée prédite. Le calage a ensuite été réalisé sur les mesures de 1987 et 1988, en particulier pour le tracé des profils verticaux permettant de suivre la migration des dunes.

## 2.3 - Sonar latéral

Les faciès sédimentaires ont été cartographiés à l'aide du sonar latéral EGG SMS 960. Les données acoustiques, digitalisées en temps réel, ont été traitées grâce au logiciel "TRIAS" (chap.2) afin d'améliorer le contraste des images et de supprimer les effets de halo. Après mixage avec la navigation, les profils jointifs ont été assemblés afin de produire des mosaïques au 1/5000 et au 1/2500. Certaines zones d'intérêt particulier ont été restituées au 1/1250. Des mosaïques ont ainsi été réalisées pour chacune des 3 campagnes, en particulier afin d'apprécier l'évolution des fonds durant une période de 3 ans. L'étalonnage des faciès acoustiques a été assuré grâce à 34 prélèvements à la benne, réalisés en 1987. Les mosaïques et les cartes bathymétriques et lithologiques de 1987 sont présentées en annexe (planches 1 à 4). L'interprétation des données sonar a été améliorée en utilisant également les profils Est-Ouest, plus bruités car suivis perpendiculairement au courant, mais où les petites dunes perpendiculaires au balayage apparaissent mieux.



## 2.4 - Sismique très haute résolution

En même temps que le sonar, une source sismique EDO de fréquence de 2.5 kHz était remorquée à 8m de profondeur. Durant la campagne de 1985, seules des données analogiques furent acquises. Par contre, les données de 1987 et 1988 furent numérisées en temps réel grâce au système "SINUP" (Lericolais *et al.*, 1988). Ces données numériques ont été traitées grâce au logiciel "SITHERE", certaines sections d'intérêt particulier étant ensuite migrées et déconvoluées à SNEA(P) grâce au logiciel ELSA.

## 2.5 - Courantologie

La mise en oeuvre et le dépouillement des données hydrodynamiques ont été confiés à la CREO. Trois courantographes électro-magnétiques "Sea-Data" et "S4", préalablement inter-calibrés, ont été mouillés durant les deux dernières campagnes, ainsi que 7 courantographes mécaniques "Anderaa" entre le 6 et le 13 Juillet 1987 pour Géobase 1, du 5 au 19 Septembre 1988 pour Géobase 2. Durant ces deux périodes de mesures, les coefficients de marée variaient respectivement de 50 à 95 et de 32 à 87. Durant la première campagne, on s'est attaché à déterminer les caractéristiques du courant tidal près du fond, d'une part en dehors de la zone où les écoulements se trouvent perturbés par le relief des dunes (détermination du courant général dans la zone), d'autre part en différents points sur les - et à proximité des - dunes afin d'apprécier l'influence du relief sur les écoulements secondaires qu'il induit. Durant la campagne de 1988, nous nous sommes intéressés plus

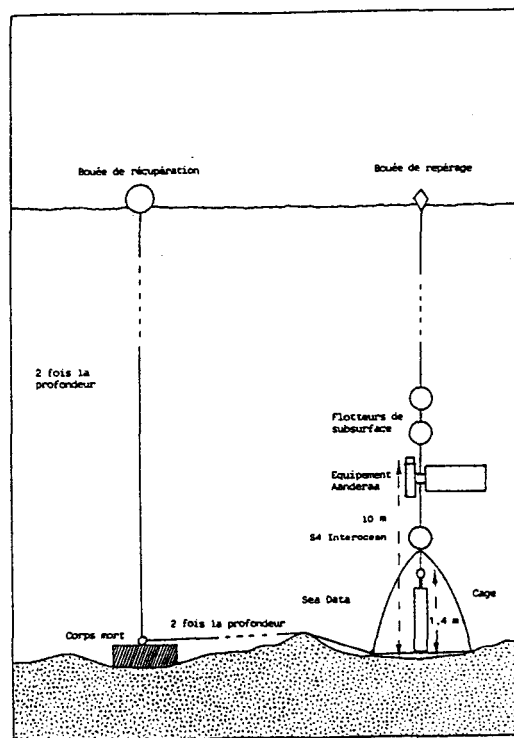


Figure 3A-5 : Dispositif de mesure de courants et de houle au point fixe.

particulièrement à la variabilité verticale du courant, d'une part en mouillant en un point fixe durant un cycle morte-eau-vive eau une chaîne de 3 courantographes situés à 1.4, 2.5 et 10m du fond (fig. 3A-5) et d'autre part en réalisant des profils verticaux en immergeant à différents niveaux un courantographe électromagnétique équipé d'un capteur de pression. En ce qui concerne les mesures au point fixe, le courantographe S4 ayant mal fonctionné, seules les mesures effectuées à 1.4 et 10 m du fond furent exploitées.

Les courantographes électromagnétiques enregistraient une valeur moyenne de la vitesse et de la direction du courant toutes les 7.5mn et les courantographes Anderaa toutes les 5mn. En mode "profil vertical", l'appareil effectuait une mesure instantanée toutes les 0.5s et enregistrait une valeur moyenne toutes les 5s. Pour chaque palier d'immersion, une valeur moyenne de la profondeur, de la direction et de la vitesse du courant est préservée. Pendant la campagne de 1988, des mesures de houle ont été réalisées grâce à l'équipement "Sea data". L'échantillonnage du courant instantané et de la pression était effectué toutes les 0.5s, une salve de 72 mesures étant enregistrée toutes les 11.25mn. Les paramètres statistiques de la houle ont été calculés à partir de groupes de 8 salves consécutives. La présentation complète des résultats a fait l'objet de deux rapports d'études (CREO, 1988, 1990).

## 2.6 - Prises de vues vidéo

Deux systèmes de prises de vues, l'un monté sur une "troïka" traînée sur le fond et l'autre fixé sur un châssis déplacé à faible vitesse au-dessus du fond, ont permis d'étalonner les faciès acoustiques. Des prises de vues plus ponctuelles, au front des dunes, ont été effectuées par les plongeurs du centre sportif universitaire de Caen durant "GEOBASE 2", ainsi que la pose de jalons permettant de suivre les déplacements à court terme des dunes. Les images permettent de plus de reconnaître des structures trop petites pour être détectées au sonar et de mettre en évidence, en maintenant la caméra immobile, les différents phénomènes de transport sédimentaire.

## 2.7 - Prélèvements

Durant la campagne de 1987, 34 prélèvements à la benne ont été réalisés par l'Université de Caen. Les échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique et calcimétrique, l'ensemble des résultats étant synthétisé sous forme de fiches descriptives (Auffret, 1988).

Des carottages ont été effectués à l'aide d'un vibro-carottier de l'Ifremer durant la campagne "GEOBASE 2". Le navire était préalablement mouillé sur 3 ancres, afin de pouvoir se déplacer et prélever exactement au point choisi. Certaines des carottes ont été orientées, des plongeurs allant relever l'azimut d'une génératrice tracée sur le tube du carottier. Il s'est avéré impossible d'obtenir des récupérations supérieures à 2.2m dans les sables dunaires, en raison d'un effet de pieu durant la pénétration du carottier. Durant la période de vives eaux où le courant était trop fort pour permettre de mouiller, des carottages Kullenberg ont été réalisés.

Les carottes ont été radiographiées par SNEA(P) à l'aide d'un scanner médical (Champanhet *et al.*, 1989), leur densité et leur radioactivité naturelle mesurées au laboratoire de sédimentologie de SNEA(P), puis elles ont été ouvertes, décrites et radiographiées au laboratoire de sédimentologie de l'Université de Bordeaux.

### 3 - GEOMETRIE EXTERNE ET LITHOLOGIE DES CORPS SABLEUX

#### 3.1 - Typologie des corps sableux

Un des intérêts du secteur de Surtainville est de présenter, sur une surface réduite, un large éventail de corps sédimentaires créés par les courants de marée, mais également par la houle.

##### 3.1.1 - Les figures parallèles au courant

Elles sont présentes sur toute la zone : il s'agit de **rubans sableux** dont l'épaisseur est inférieure au mètre et l'allongement parfois supérieur à 1 km. Leur grand axe est parfaitement aligné sur la direction du grand axe de l'ellipse de marée (N 355°). Des "**queues de comètes**" (Werner *et al.*, 1980) permettent d'ailleurs en de nombreux points de déterminer le sens du transport ; il s'agit de figures érosives, formées à l'aval d'un obstacle et qui apparaissent sur l'image sonar sous la forme d'un faciès acoustique sombre dans le sillage des rochers.

##### 3.1.2 - Les figures perpendiculaires au courant

Elles sont de trois types :

- **Les rides**, invisibles au sonar, ont été observées en vidéo sous-marine et en plongée ; leur polarité s'inverse à chaque marée.

- **Les petites dunes (mégarides)** conservent même en jusant de vives eaux, leur polarité vers le Nord, mais leur crête est alors complètement remaniée par un "*ebb-cap*" de polarité inverse. Elles présentent une importante ségrégation granulométrique, les bioclastes grossiers s'accumulant à leur base. Les plus importantes (40 cm d'amplitude) présentent de véritables faces d'avalanche avec des marques caractéristiques de coulées sableuses. Elles sont disposées soit en "*champs de petites dunes*", en particulier dans la partie Est de la zone d'étude, soit sur les flancs doux des dunes. Dans les zones les moins profondes, où le courant est le plus fort, elles adoptent une forme tri-dimensionnelle en croissant, alors qu'elles sont pratiquement bi-dimensionnelles ailleurs. Leur **longueur d'onde**, comprise entre 3 et 20m, traduit également la variabilité des processus hydrodynamiques : on observe très nettement sur les mosaïques sonar, en particulier dans la zone Nord, que cette longueur d'onde augmente lorsque l'on remonte le flanc doux des dunes (Planche 1 en annexe).

- Les grandes dunes sont, comme les petites, de 2 types, bi- et tri-dimensionnels. Pour faciliter la description, elles ont été numérotées de 1 à 8 en partant du Sud.

Au Sud, il s'agit de structures en croissant ou sinueuses (fig.3A-6) de 2.5 à 7.5m d'amplitude et de longueur d'onde comprise entre 55 et 135m. L'extension latérale de ces formes, qui s'apparentent aux barkhanes et dunes transverses du domaine éolien est comprise entre 140 et 640m. 5 dunes isolées, appelées D1 à D5, peuvent être reconnues. Leurs caractéristiques morphologiques sont résumées dans le Tableau 3A-1. Les pentes des flancs raides de ces dunes sont beaucoup plus élevées que celles généralement rapportées dans la littérature, puisqu'elles atteignent parfois 28° sur plusieurs mètres de dénivellation. Si l'on considère des profils sériés parallèles à la direction générale de progradation de ces dunes, on constate par ailleurs une grande variabilité des paramètres morphologiques (Tableau 3A-2), en particulier de la pente du flanc raide, qui passe ainsi sur la dune 2 de 28° à 14° pour un déplacement latéral de 50m.

Au Nord se trouvent 3 grandes dunes bi-dimensionnelles, (D6 à D8) à crêtes rectilignes et parallèles, orientées N65°- N245°. Leur extrémité orientale est raccordée au Banc de Surtainville. Ces dunes ont des amplitudes comprises entre 6 et 11m et une extension latérale qui atteint 1700m ; elles se terminent à l'Ouest par une forme en croissant, similaire à celle des dunes de la zone Sud. Leurs flancs raides sont beaucoup moins pentés et la couverture sableuse est ici continue.

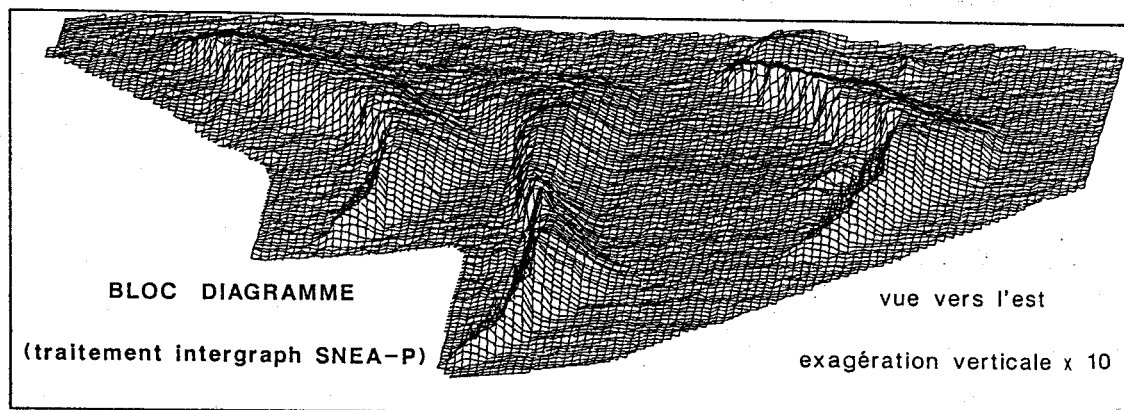


Figure 3A-6 : Bloc diagramme des dunes de la zone Sud (traitement Ifremer et Intergraph SNEA-P).

	Hauteur H	Longueur		Largeur B	Craux C	Longueur de crête Lc
		Flanc doux a	Flanc raide b			
D1	6,5	75 à 100	30	565	160	632
D2	7	80 à 100	25	?	?	?
D3	8	100	35	670	140	740
D4	2,5	55	15	140	25	155
D5	4	35 à 50	20	325	60	340

Les valeurs sont exprimées en mètres

	Pente en degrés		Indice vertical orthogonal (8-b)/H	Indice vertical parallèle B/H	Indice de symétrie a/b	Indice d'ellipticité C/(B/2)	Indice de sinuosité Lc/B
	doux α	raide β					
D1	4 à 5	10	28	16 à 20	87	2,5 à 3,3	0,56
D2	4 à 7	13	27	12 à 18	?	2,4 à 4	?
D3	3	8	22	22	112	2,9	0,42
D4	3	7	17	28	56	3,7	0,36
D5	5 à 7	11	27	14 à 17	81	1,8 à 2,5	0,36

Tableau 3A-1 : Caractéristiques morphologiques des dunes de Surtainville. La pente moyenne du flanc raide est mesurée entre le point le plus haut et le plus bas de la structure, alors que la pente maximum correspond à celle de la partie supérieure de la dune.

CHAPITRE 3 : Résultats dans différents contextes hydro-sédimentaires

N° Prof./dune	a (m)	b (m)	L (m)	H (m)	alpha(°)	béta(°)	a/b	L/H
400-1	55	20	75	3,5	4,5	15	2,75	21,429
450-1	75	15	90	5,5	5,5	20,5	5	16,364
550-1	105	20	125	6,75	4,5	20,5	5,25	18,519
600-1	125	20	145	6,25	4	20,5	6,25	23,2
675-1	133	35	168	6,5	2,5	17	3,8	25,846
725-1	175	32	207	5,5	2	8	5,469	37,636
800-1	175	20	195	5	2	17	8,75	39
900-1	150	25	175	4,5	1,5	12	6	38,889
1000-1	113	23	136	1,75	1	3,5	4,913	77,714
150-2	55	15	70	5,5	7	18,5	3,667	12,727
225-2	80	30	110	6,5	5,5	14	2,667	16,923
250-2	88	25	113	7,5	4,5	17	3,52	15,067
300-2	95	20	115	7	4,5	20,5	4,75	16,429
350-2	90	15	105	7	4,5	28	6	15
400-2	70	30	100	6,5	6,5	14	2,333	15,385
450-2	65	25	90	7	6,5	18,5	2,6	12,857
550-2	85	15	100	5,5	4	25	5,667	18,182
600-2	90	20	110	4,5	3	17	4,5	24,444
675-2	100	25	125	4	4	15	4	31,25
725-2	105	28	133	5,5	4	15	3,75	24,182
1000-2	262	35	297	4,75	1,5	9	7,486	62,526
550-3	60	20	80	3,5	4,5	10,5	3	22,857
600-3	70	25	95	5	5	15	2,8	19
675-3	90	20	110	5,25	4,5	20,5	4,5	20,952
725-3	125	20	145	5	3	17	6,25	29
800-3	125	20	145	4,75	2,5	15	6,25	30,526
900-3	155	45	200	5	2,5	7	3,444	40
1150-3	155	15	170	3,5	2	11	10,333	48,571

Tableau 3A-2 : Paramètres morphologiques le long des profils sériés sur les dunes de la zone Sud. Les paramètres sont les mêmes que dans le Tableau 3A-1. Béta est la pente du flanc raide mesurée entre le sommet et le point d'inflexion à la base.

numéro échantillon	faciès acoustique ou morphologique	moyenne (mm)	moyenne du faciès	Skweness	Kurtosis
2	doux V.1	0,673		-0,22	2,47
3	doux V.1	0,874		0,25	2,64
4	doux V.1	0,988		-0,63	2,80
5	doux V.1	0,622		-0,56	3,07
20	doux V.1	0,697		-0,49	2,85
21	doux V.1	0,679		-0,13	3,31
23	doux V.1	0,473		-0,91	3,88
24	doux V.1	0,509	0,69	-0,83	3,29
22	grossier V.1	0,55		-0,2	2,58
12	grossier	0,917		0,12	2,58
26	grossier	0,78	0,92	-1,34	3,91
27	grossier	1,014		-0,56	2,52
11	grossier V.1-V.2	0,927		-1,27	3,42
13	grossier V.2	0,938		-0,12	3,39
7	lanice V.1	0,554		-0,19	3,30
10	lanice V.1	0,405		-0,49	3,49
19	lanice V.1	0,586		-0,37	2,82
9	lanice V.1	0,512		-0,83	4,31
15	lanice V.2	0,537	0,52	0,38	5,53
17	lanice V.2	0,514		0,09	4,27
29	mégaride (moyen)	0,694		-1,04	2,67
1	placage V.1	0,449		-0,61	3,40
6	sommet V.1	0,787		-0,19	2,35
8	sommet V.1	0,851		0,23	2,50
18	sommet V.1	0,723		-0,35	2,58
25	sommet V.1	0,463	0,71	-0,53	4,08
14	sommet V.2	1,063		-0,17	2,51
16	sommet V.2	1,149	1,11	0,19	3,73
28	raide b1	0,386		-0,94	4,22
30	inter b1-b2	0,412		-0,99	4,06
31	placage	0,385		-0,22	2,37

Tableau 3A-3 : Caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés.

### 3.1.3 - Les figures de houle

Elles affectent uniquement les sédiments grossiers (faciès acoustique sombre) ce qui laisse supposer une action déjà ancienne, sans qu'il soit possible de dater le phénomène à l'origine de leur formation. Elles sont pratiquement symétriques, d'amplitude égale à environ 50 cm (d'après les mesures en plongée) et de longueur d'onde comprise entre 2,5 et 3m. L'orientation de leurs crêtes est de N170°-N350°, c'est-à-dire conforme à la direction de propagation des houles dominantes dans le secteur, et pratiquement perpendiculaire à celle des rides de marée.

### 3.2 - Distribution des figures sédimentaires

La répartition des différentes figures sédimentaires tidales suit un enchaînement qui avait déjà été observé dans d'autres secteurs de la Manche par Stride (1982) et que cet auteur attribue à la déccélération du courant de marée ; du Sud vers le Nord de la zone, on observe successivement :

- des rubans sableux,
- des petites dunes isolées, bi-dimensionnelles (2D) ou tri-dimensionnelles (3D),
- des grandes dunes 3D isolées,
- des grandes dunes 2D amalgamées,
- le banc tidal proprement dit.

De la même façon, la **superposition** des différentes figures sédimentaires n'est pas quelconque :

- d'une manière générale, les plus petites structures se superposent aux plus grandes : rides sur petites dunes, petites dunes sur dunes, dunes sur banc tidal ;
- les petites dunes recouvrant une grande dune n'ont pas la même disposition de part et d'autre de sa crête : *sur le flanc doux*, elles sont parallèles ou légèrement obliques par rapport à la crête ; *sur le flanc raide*, en dehors de la face d'avalanche où elles sont absentes, elles sont pratiquement perpendiculaires à la crête. Cette différence, qui s'explique par des phénomènes de turbulence induite par le relief de la dune, est à souligner. En effet, elle a été fréquemment à l'origine de fausses interprétations, les petites dunes perpendiculaires étant interprétées comme des figures de vidange caractéristiques du milieu intertidal. Un bon exemple de cette disposition est visible sur la mosaïque sonar au 1/2500 (**planche 2 en annexe**), au pied de la branche est de la dune 1. Le même phénomène s'observe également sur les images vidéo, avec des rides disposées perpendiculairement au pied des petites dunes.

### 3.3 - Nature et distribution des sédiments

#### 3.3.1 - Les faciès

Quatre faciès acoustiques peuvent être reconnus sur les mosaïques sonar et ont été validés par les prélèvements et les prises de vues sous-marines. Le **Tableau 3A-3** résume les caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés.

- Les roches schisto-gréseuses du Paléozoïque affleurent localement à l'Ouest de la zone où elles forment des reliefs de plusieurs mètres. Elles produisent un écho acoustique caractérisé par des alternances de plages sombres très rétro-diffusantes et de plages claires correspondant aux zones d'ombre non éclairées par le capteur.

- Le substrat grossier de sédiments fluviatiles anté-holocènes produit également un faciès acoustique très rétro-diffusant, mais plus homogène. Il est constitué de 15% de galets, 30% de graviers et 55% de sables. Son diamètre moyen est supérieur à 1mm.

- Les "sables moyens" sont à l'origine du faciès acoustique clair qui constitue la composante majeure de toutes les figures sédimentaires créées par la marée. Ces dépôts à dominante sableuse ont en fait un diamètre moyen supérieur à 0.5mm en raison de leur hétérogénéité. Ils contiennent en effet de 0 à 5% de galets bioclastiques et de 5 à 20% de graviers. Les 75 à 95% de sables qui les composent ont un diamètre moyen de l'ordre de 0.45mm.

- Les accumulations bio-sédimentaires de Polychètes (*Lanicae conchilega*) constituent un quatrième faciès très caractéristique sur les images sonar. Il s'agit de vers annélidés fixés, vivant en colonies, formant des accumulations dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres. Le faciès acoustique est gris, avec des limites anguleuses et en relief. Situés à l'aval des dunes, à l'abri du courant dominant, ces organismes fixent les particules les plus fines provenant en grande partie de la "pluie sableuse" créée au niveau des crêtes de ces dunes.

### 3.3.2 - Variation de la granularité en fonction de la morphologie

Les prélèvements de surface effectués à différents niveaux des dunes indiquent quelques tendances générales :

- dans le sens du transport résiduel, le diamètre moyen augmente depuis le pied jusqu'au sommet du flanc doux (fig. 3A-7), en même temps que le tri s'améliore (fig. 3A-8). Cette observation rejoint celle réalisée par Malikides *et al.* (1989) sur les dunes tidales du détroit de Bass (Australie), et peut s'expliquer par le vannage exercé au sommet de la dune où l'intensité du courant est plus forte du fait du rétrécissement de la tranche d'eau.

- à l'aval des dunes, dans les zones à lanices, se trouve le sédiment le plus fin. Cette caractéristique peut être attribuée au rôle de fixation joué par les lanices mais aussi par le fait que c'est au pied des dunes que le sédiment le plus fin, transporté le plus loin en suspension, est déposé en "pluie sableuse" (Jopling, 1962; Allen, 1965).

- Sur la dune en croissant D1, on note une diminution du diamètre moyen des sables depuis le centre vers les branches de la barkhane, qui pourrait traduire les écoulements secondaires induits par le relief de la dune, le flot ayant tendance à contourner la partie centrale de la dune.

- De part et d'autre de la dune D6, au Nord de la zone étudiée, les 2 prélèvements effectués indiquent la présence d'un sédiment de granularité plus fine (moyennes de 0.38 et 0.41 mm) et mieux classé (indices de classement de 1.25 et 1.29).

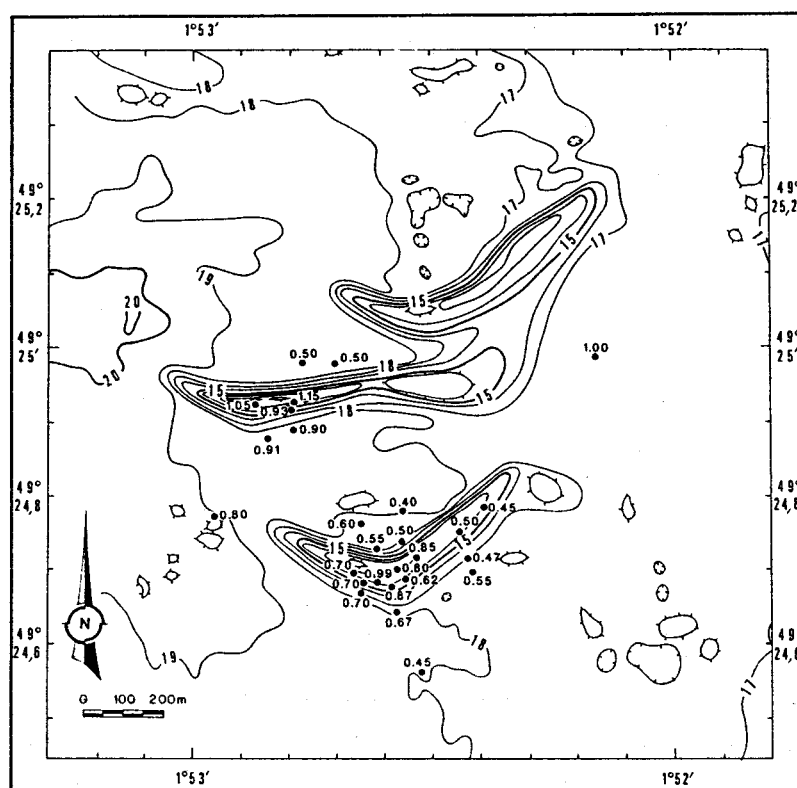


Figure 3A-7 : Diamètre moyen du sédiment (les valeurs sont exprimées en mm).

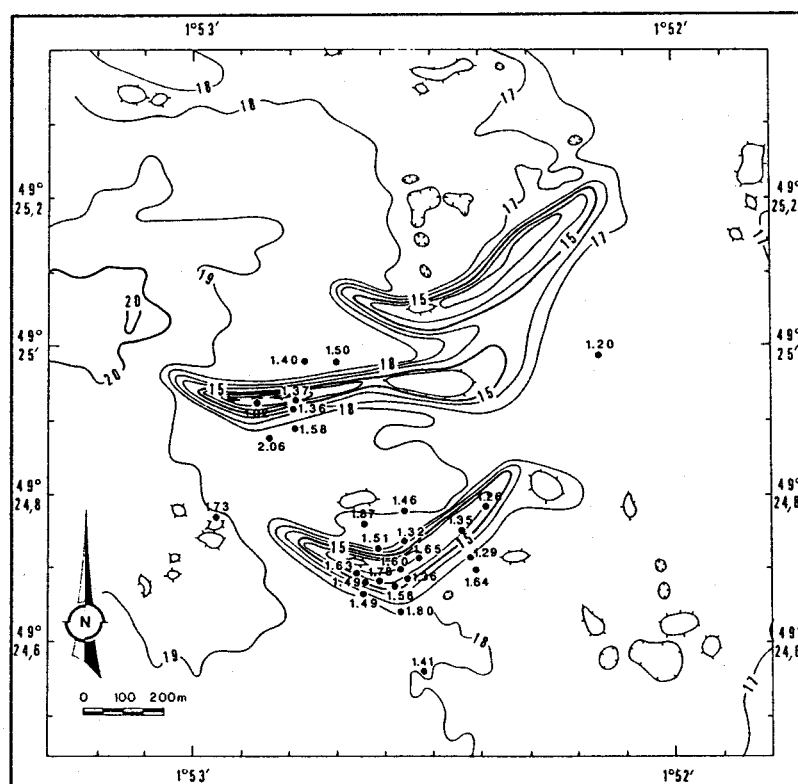


Figure 3A-8 : Indice de classement (sorting) du sédiment.



## 4 - DYNAMIQUE DES DUNES DE SURTAINVILLE

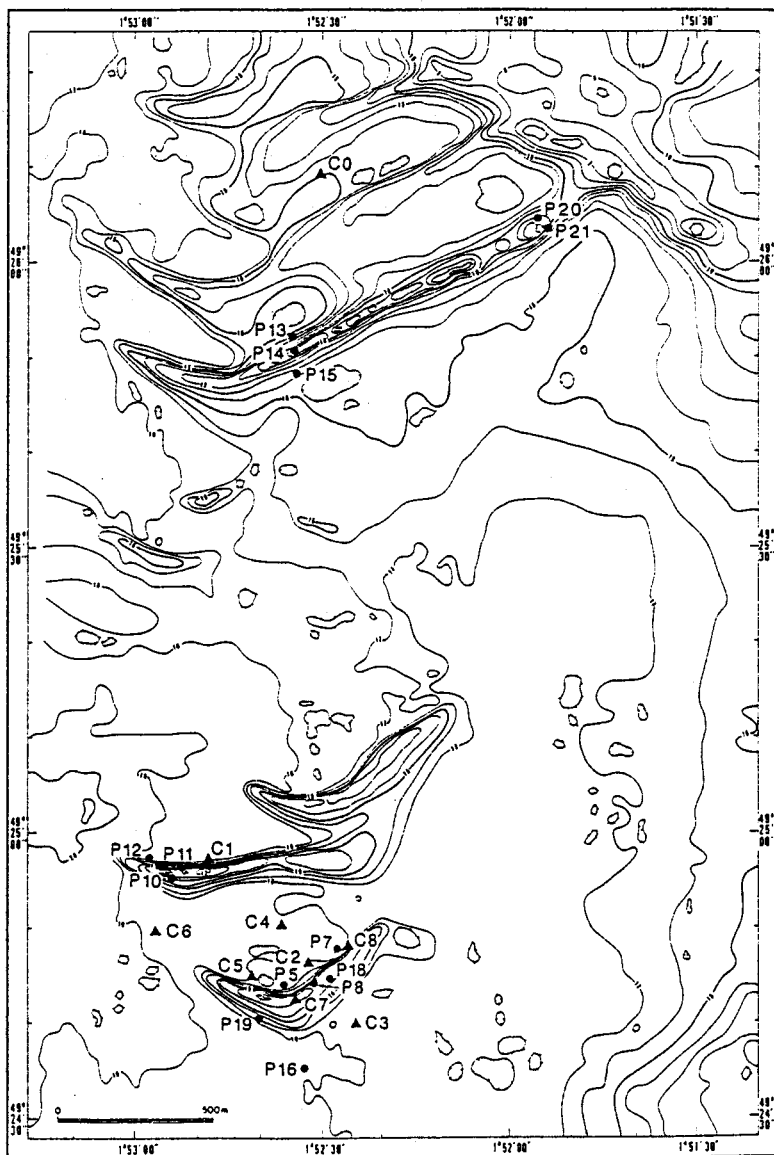
Trois approches complémentaires permettent d'appréhender la dynamique actuelle et donc les différents mécanismes de formation des dunes :

- la mesure des paramètres hydrodynamiques
- l'observation in-situ des phénomènes de progradation
- l'approche "historique", par comparaison des différents levés bathymétriques précis effectués dans la zone.

Ces trois approches ont pu être appliquées à Surtainville.

### 4.1 - Courants et transports

Les positions des points de mesure durant les campagnes de 1987 et 1988 sont indiquées sur la figure 3A-9.



**Figure 3A-9 :**  
Localisation des mesures de courant durant les campagnes Géobase 1 et Géobase 2.  
*Les triangles représentent les mesures de courant pendant une longue période, les points les profils verticaux.*

#### 4.1.1 - Le courant général dans la zone

Les capteurs du "Sea Data" mouillé en 1987 à 1.40m au-dessus du fond durant un cycle morte eau - vive eau, à l'écart de la zone où le courant est modifié par le relief des dunes, permettent de préciser les caractéristiques de la marée à Surtainville (fig. 3A-10).

Le marnage mesuré sur zone est compris entre 4.35m (coefficient 52) et 9.22m (coefficient 95). La masse d'eau est pratiquement toujours en mouvement puisque les vitesses inférieures à 0.1m/s ne représentent que 2 % des observations, alors qu'elles dépassent 0.3m/s durant 63% du temps. La renverse s'effectue par l'Est à PM - 2 et par l'Ouest à PM + 4. La durée moyenne du flot (6h) est inférieure à celle du jusant (6h50mn). La mesure de l'intensité du courant montre une forte asymétrie en faveur du flot, qui atteint 0.90 m/s en vive eau alors que le jusant ne dépasse pas 0.50 m/s durant la même période. Cette asymétrie n'apparait en fait qu'en période de vive eau, puisqu'en morte eau flot et jusant sont d'intensité pratiquement égales, de l'ordre de 0.50 m/s. Plus précisément, l'intensité maximum du flot double pratiquement entre morte eau et vive eau alors que sa durée diminue, tandis que le jusant diminue légèrement d'intensité en vive eau du fait de l'augmentation de sa durée. L'ellipse de marée est très aplatie (marée de type alternatif), son grand axe est orienté N350°-N170°. On notera que cette orientation coïncide parfaitement avec celle des rubans sableux et des queues de comètes visibles sur les images sonar, qui traduisent l'orientation des transports sableux résultants par charriage.

La résultante eulérienne du transport liquide, calculée sur une période d'une semaine, indique une direction N005°, peu différente de celle du grand axe de l'ellipse de marée (fig. 3A-12/6). On observe également sur ce diagramme que le mouvement résiduel est pratiquement nul pour les coefficients inférieurs à 60.

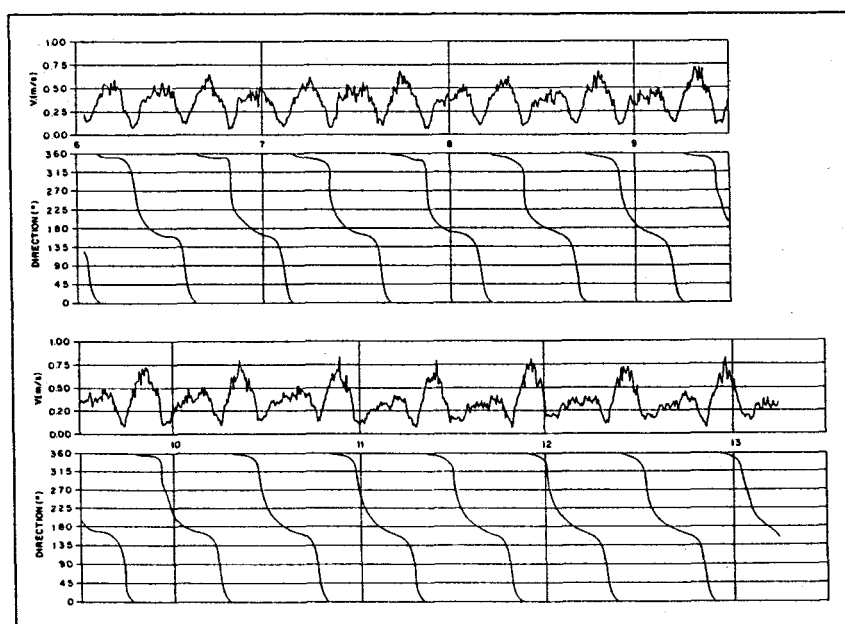


Figure 3A-10 : Mesures du courant au point C6 (voir position fig. 3A-9) pendant la mission Géobase 1. Mesures effectuées avec un courantographe électro-magnétique Sea Data à 1.5 m du fond, en dehors de la zone perturbée par le relief des dunes, du 6 au 13 juillet 1987 (coefficients de marée compris entre 52 et 95).

#### 4.1.2- Variabilité du courant dans un plan horizontal

En raison de leur relief important, les dunes induisent une forte modification de la propagation de l'onde de marée. Par faible fond, cet effet est même observable en surface et peut être détecté sur les images de radar aéroporté comme celles du satellite "Seasat" (Wadsworth, 1983). Selon Soulsby (1983), la topographie du fond modifie les écoulements lorsque :

$$Hh/L^2 > 2.10^{-5}$$

Où H et L sont respectivement l'amplitude et la longueur d'onde de la dune et h la profondeur d'eau moyenne. Dans le cas de Surtainville, ce rapport est de l'ordre de  $10^{-2}$  pour les grandes dunes. Afin de quantifier les modifications des écoulements, nous avons mouillé des courantographes près du fond sur les dunes 1 et 2 et à leur proximité. La comparaison des valeurs de direction et d'intensité du courant mesurées en ces différents points avec celles mesurées en dehors de la zone des dunes (au point C6) confirme l'existence de phénomènes de turbulence à grande échelle.

Les circulations secondaires induites par le relief peuvent être mises en évidence par les différents types de représentation du courant près du fond : diagrammes de dispersion (fig. 3A-11), hodographes (fig. 3A-12) et roses de courant (fig. 3A-13). Le blocage des moulinets par des algues dérivantes limite malheureusement la durée d'enregistrement de certains courantographes mécaniques.

**Sur la dune 1**, on peut distinguer le cas du flot et du jusant :

Cas du flot (fig. 3A-14) : à la base du flanc doux les vitesses sont légèrement inférieures à celles du courant général. Les valeurs de la direction du courant sont peu perturbées. Sur la crête, les vitesses semblent supérieures à celles du courant général et les directions inchangées. La diminution de la tranche d'eau au-dessus de la dune peut expliquer ce résultat, qui concorde en outre avec les données granulométriques (augmentation du diamètre moyen du pied du flanc doux au sommet avec amélioration du tri). Les écoulements au pied du flanc raide sont très perturbés avec des vitesses inférieures de 0,25 m/s à celles du courant général, et des directions dépendantes de l'emplacement :

- sur la branche ouest les courants portent au NW et au N,
- sur la branche est ils portent au NNE,
- au centre ils portent au NE.

Cas du jusant (Fig. 3A-15) : à la base du flanc doux les vitesses sont légèrement inférieures à celles du courant général. L'écoulement s'effectue le long de la dune vers le SSW et non vers le Sud.

Sur la crête, les vitesses sont supérieures à celles du courant général et les directions plus dispersées, probablement du fait d'une turbulence plus importante. Au pied du flanc raide, les vitesses sont identiques à celles mesurées en dehors de la zone d'influence des dunes. Le courant

reste longtemps orienté au SW, avant de tourner brusquement vers le SE au moment de la renverse. Il semble donc que les écoulements soient déviés par le relief de la dune.

Sur la dune 2, les phénomènes sont semblables, et on observe en particulier une grande dispersion du courant de jusant au pied du flanc raide, du fait de la déviation des écoulements par le relief de cette dune. Durant le flot, alors que le courant général porte au Nord et atteint de fortes valeurs, les vitesses mesurées au pied du flanc raide sont très faibles et l'orientation du courant est très variable, parfois dirigée vers le Sud.

Comme l'avaient montré les premières expérimentations de Raudkivi (1963) réalisées en bassin sur de petites rides, il existe donc bien au pied des grandes dunes une zone où le courant est très turbulent mais de faible intensité. Ce phénomène résulte d'un décollement de la couche limite au niveau du point de rupture au sommet du flanc raide de la dune, à l'origine d'une "bulle de séparation" dont l'extension est proportionnelle à la hauteur de la dune. Selon Allen (1980a), ce décollement se produirait, pour les dunes, lorsque la pente du flanc raide dépasse  $12^\circ$ . Selon Dyer (1986, p. 69), le décollement surviendrait lorsque l'indice de forme verticale L/H est inférieur à 15. Quoi qu'il en soit, ces deux conditions se trouvent respectées, puisqu'au niveau du point de mouillage du courantographe 2 la pente du flanc raide est de  $23^\circ$  et le rapport L/H est égal à 12. Le courant de retour ainsi créé, que nous avons effectivement observé au pied de la dune, pourrait être à l'origine de formes équivalentes aux rides de retour ("back-flow ripples") décrites en milieu intertidal. Par contre, aucune des petites dunes visibles au sonar au pied des grandes dunes ne présente de polarité vers le Sud. Si l'on transpose aux grandes formes transverses les estimations de Raudkivi (1963) établies pour des petites rides, selon lesquelles la zone affectée par la "bulle de séparation" couvrirait une distance horizontale de l'ordre de 4 à 6 fois la hauteur de la dune, cette distance serait de 20 à 40m pour les dunes de la zone Sud de Surtainville.

Les hodographes montrent également une grande variabilité des mouvements résiduels (fig. 3A-12), contrôlée par la topographie. Au pied des dunes, en particulier, la direction du mouvement résiduel est très différente de celle observée en dehors de tout relief, par exemple au point C6. Lorsque la dune est sensiblement rectiligne, comme la dune 2, le déplacement résiduel s'oriente vers le Sud, à l'opposé de la direction générale de progradation. Lorsque la dune présente une morphologie en barkhane (dune 1), le déplacement résiduel, bien que toujours opposé à la direction générale, montre une tendance à la divergence vers l'extérieur de la dune, c'est-à-dire vers l'Ouest (mesures au point 5) ou vers l'Est (mesures au point 2). Cette tendance se matérialise par l'orientation des mégarides situées au pied de la dune 2, qui ont une orientation similaire à celle indiquée par la résiduelle eulérienne, selon un schéma analogue aux "ripples fans" du milieu intertidal (voir par exemple Allen, 1982b, tome 2, p. 160).

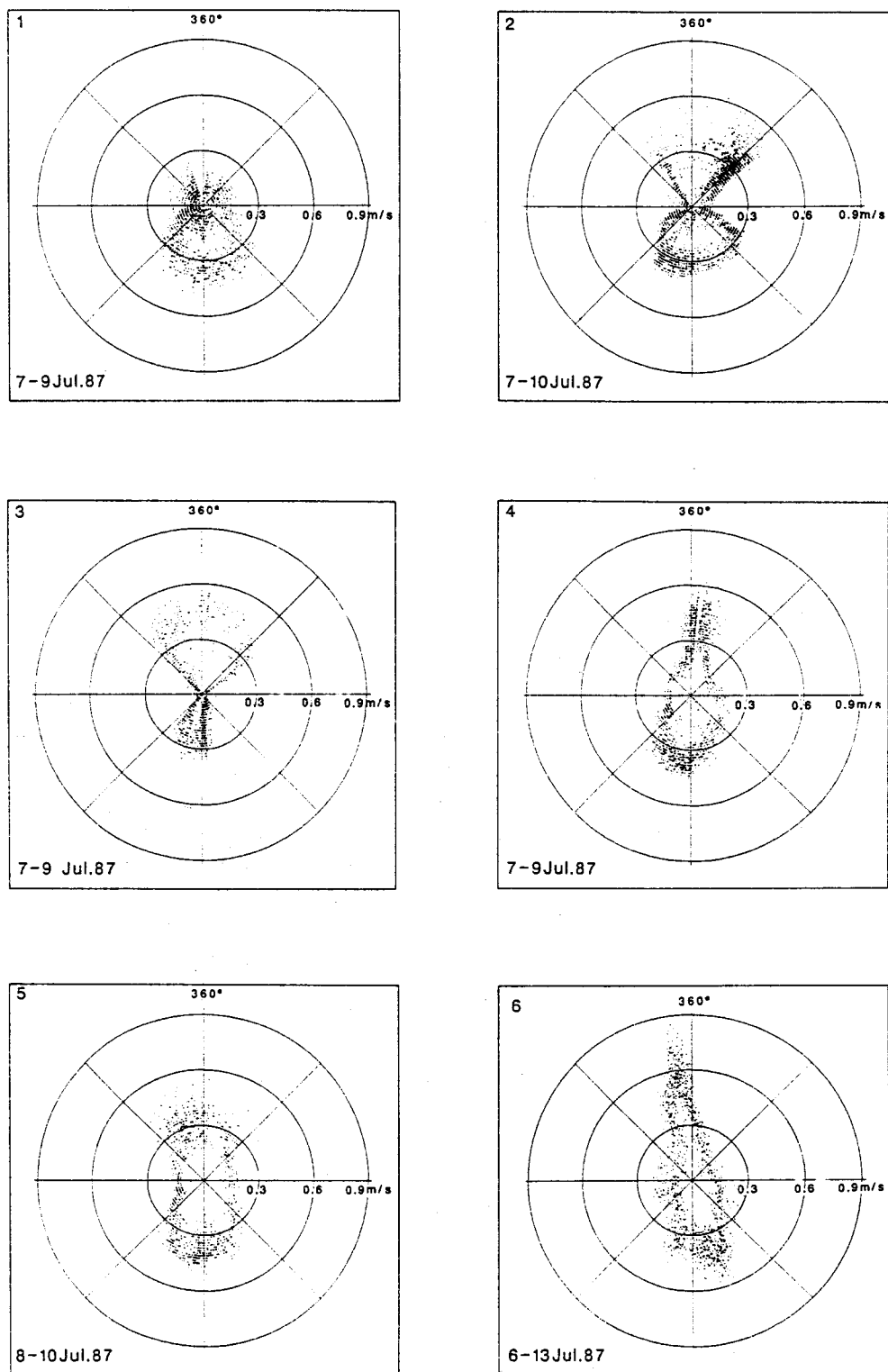


Figure 3A-11 : Diagrammes de dispersion du courant aux différents points de mesure (voir position fig. 3A-9). La période de mesure est indiquée pour chaque diagramme. Le point C6 correspond au courant mesuré en dehors de la zone d'influence des dunes.

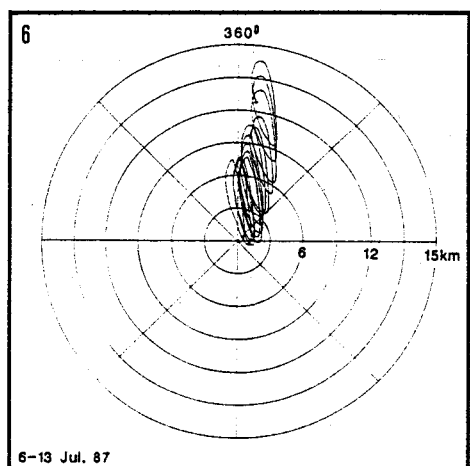
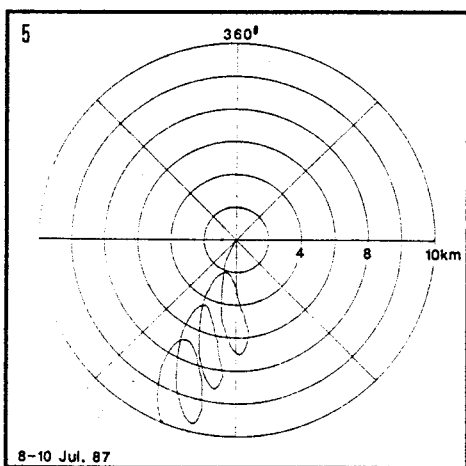
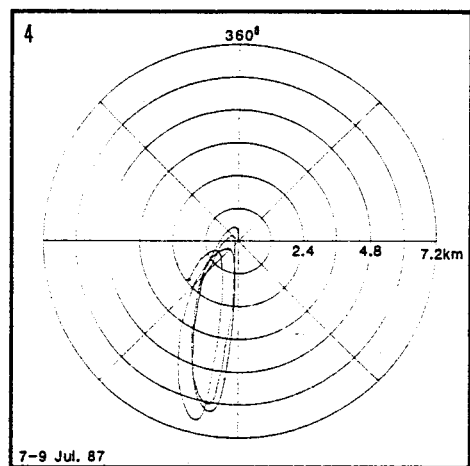
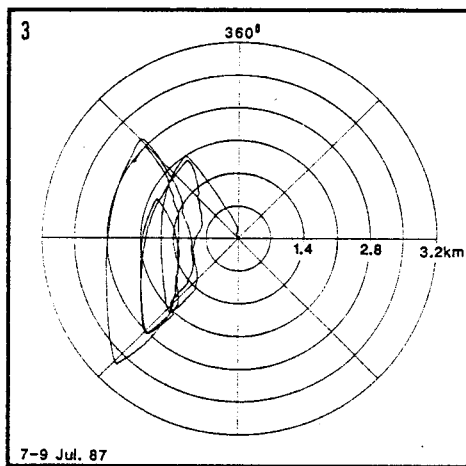
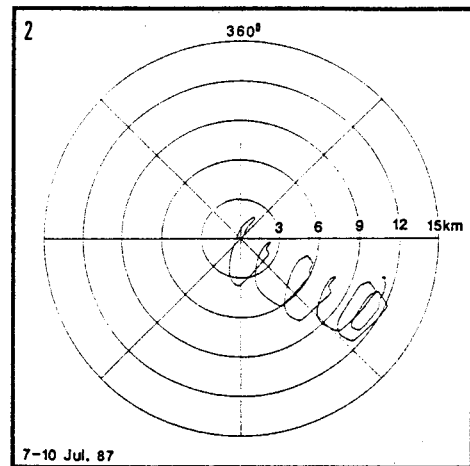
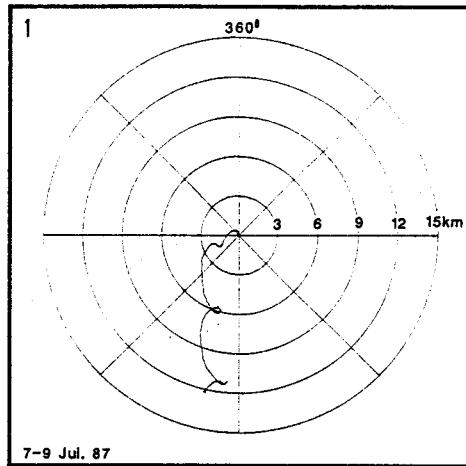


Figure 3A-12 : Hodographes du courant (résiduelles eulériennes) aux différents points de mesure (voir positions fig. 3A-9). La période de mesure est indiquée pour chaque diagramme. Le point C6 correspond au courant mesuré en dehors de la zone d'influence des dunes. Les échelles de distance sont différentes, du fait de la grande variabilité des valeurs mesurées.

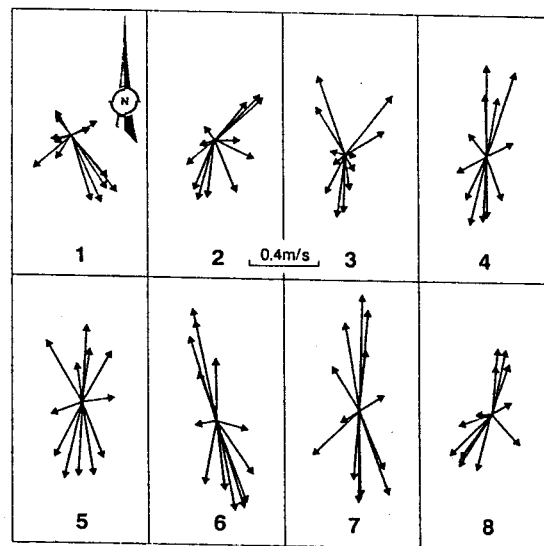


Figure 3A-13 : Vecteurs courant heure par heure aux différents points de mesure pour une marée moyenne (coefficient 70) (voir position fig. 3A-9). Le point C6 correspond au courant mesuré en dehors de la zone d'influence des dunes.

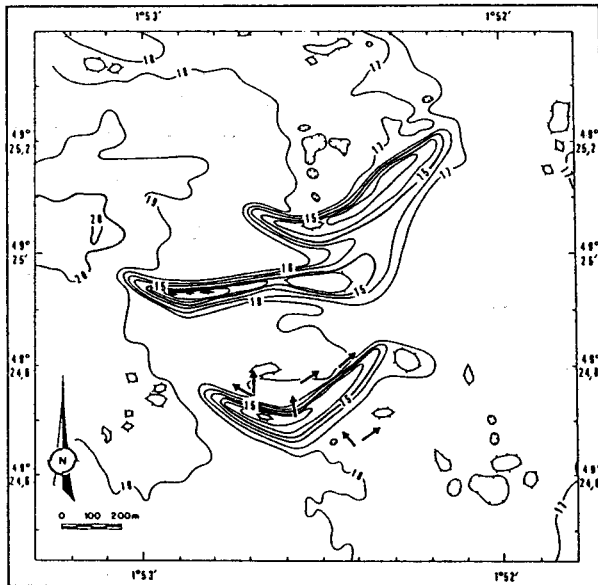


Figure 3A-14 : Directions du courant d'intensité maximum pendant le flot en différents points de la dune 1. Position des points de mesure sur la figure 3A-9.

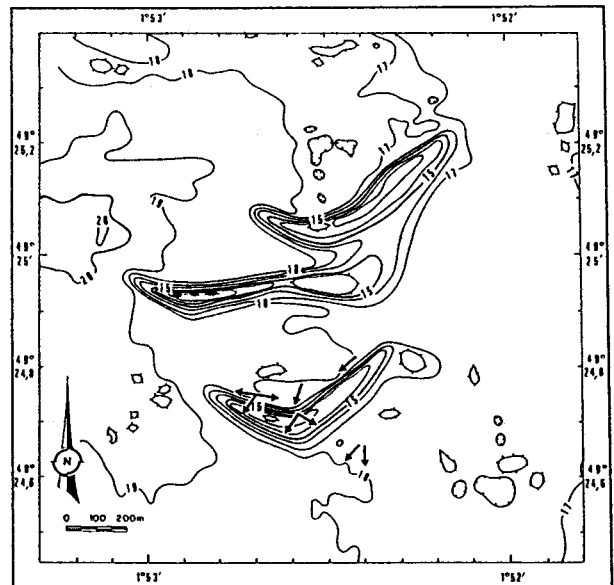


Figure 3A-15 : Directions du courant d'intensité maximum pendant le jusant en différents points de la dune 1. Position des points de mesure sur la figure 3A-9.

### 4.1.3 - Variabilité du courant dans un plan vertical

Dans le cas d'un écoulement turbulent au-dessus d'un fond fixe plan, la théorie et les expérimentations en bassin indiquent que, dans le premier mètre au-dessus du fond, la vitesse du courant suit une loi logarithmique conforme à l'équation de Prantl-von Karman :

$$k U(Z) / U_* = \text{Ln} (Z/Z_0) \quad (1)$$

où  $U(Z)$  est la vitesse à l'altitude  $Z$  au-dessus du fond,  $k$  la constante de Von Karman égale à 0.4,  $U_*$  la vitesse de frottement et  $Z_0$  la "longueur de frottement". Soulsby et Dyer (1981) signalent cependant que cette équation s'applique mieux aux courants stationnaires, des écarts de 20% pouvant être observés durant les phases d'accélération et de décélération qui ponctuent les courants tidiaux.

La vitesse de frottement est reliée à la tension de frottement  $\tau$  par :

$$\tau = \rho U_*^2$$

$\rho$  étant la masse volumique de l'eau. Dans le cas d'écoulements au-dessus de grandes formes sédimentaires comme les dunes, la tension de frottement varie cependant d'un point à l'autre (Dyer, 1970; Taylor et Dyer, 1977). En effet, l'obstruction créée par les dunes induit des gradients de pression qui augmentent la résistance au courant et permettent la formation d'une couche limite interne dont l'épaisseur est de l'ordre de plusieurs fois celle de l'amplitude dunaire. Cette résistance correspond au frottement de forme ("*form drag*"), qui est l'intégrale de la composante horizontale de la pression le long de la dune. Ce frottement ne provoque pas directement un transport sédimentaire, mais contribue à diminuer la capacité du courant au transport. En définitive, le frottement total exercé par le fond ("*total drag*") est la somme du frottement de forme et du frottement de surface ("*skin friction*"), ce dernier provoquant seul le transport sédimentaire. Dans le cas où, comme à Surtainville, plusieurs formes se superposent (rides, petites dunes, grandes dunes), certains auteurs proposent d'assimiler l'écoulement à la superposition de plusieurs couches limites, chacune correspondant à l'une des classes de forme sédimentaire (Smith et McLean, 1977; Rubin et McCulloch, 1980). Chacune de ces couches limites est caractérisée par une longueur de frottement différente, qui peut être calculée grâce à l'équation (1). Les mesures effectuées par Smith et Mc Lean (1977) indiquent des valeurs comprises entre 0.05cm pour  $Z_0$  associée au grain du sédiment et aux petites rides, jusqu'à 6.5 cm pour  $Z_0$  associée aux grandes dunes. Les travaux de Dyer (1980), Terwindt et Brouwer (1986), Yang (1986) et Van Gastel (1987) indiquent enfin que  $Z_0$  ne varie pas seulement spatialement mais également temporellement, entre le flot et le jusant et selon le coefficient de marée. L'effet de frottement exercé par le fond s'avère donc très difficile à quantifier, et la détermination précise d'une longueur de frottement moyennée spatialement et temporellement nécessiterait la mise en oeuvre de très nombreux capteurs durant un grand laps de temps. Les mesures que nous avons réalisées permettent simplement de mettre en évidence les phénomènes et d'évaluer des ordres de grandeur.



a- Mesures sur un cycle morte eau-vive eau

La chaîne de capteurs mouillée au Nord de la dune 7 a fonctionné pendant 15 jours, couvrant un cycle morte eau- vive eau. Le mauvais fonctionnement du courantographe intermédiaire empêche malheureusement d'apprécier la forme du profil vertical de vitesse, seules les mesures à 1.40 et 10 m au-dessus du fond étant exploitables (fig. 3A-16 et 3A-17).

Bien que le mouillage soit situé au Nord de la crête de la dune 7, il semble que la pente du flanc raide de celle-ci ne soit pas suffisamment forte pour induire un décollement de la couche limite. En effet, le courant près du fond présente des caractéristiques (intensité, direction) semblables à celles du courant général mesuré au point C6 (fig. 3A-10 et 3A-11-6), et en particulier l'absence d'un courant de retour durant le flot. L'effet de la topographie se marque cependant près du fond par une diminution relative de l'intensité du flot par rapport au jusant, et par une déviation vers l'Est de la résultante eulérienne (fig. 3A-18). Le même phénomène s'observe d'ailleurs au point C2, situé dans une position équivalente par rapport à la crête de la dune 1. Il correspond à une déviation vers l'Est du courant de flot lorsque la crête de la dune est orientée NE-SW, et vers l'Ouest lorsque la crête de la dune est orientée NW-SE. En valeurs absolues, on observe que le courant de flot atteint 1m/s à proximité du fond et 1.6 m/s à 10m du fond, c'est-à-dire près de la surface. Même durant les faibles coefficients, le courant est suffisamment intense pour déplacer le sédiment puisqu'il dépasse 0.3 m/s durant 75% du temps.

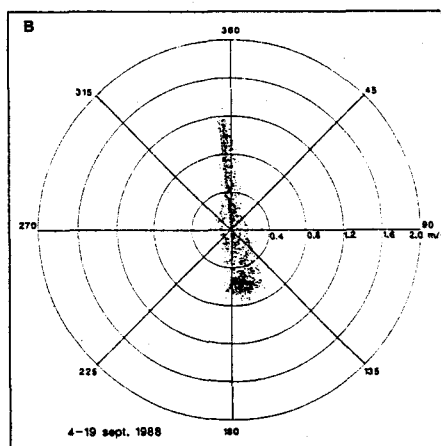
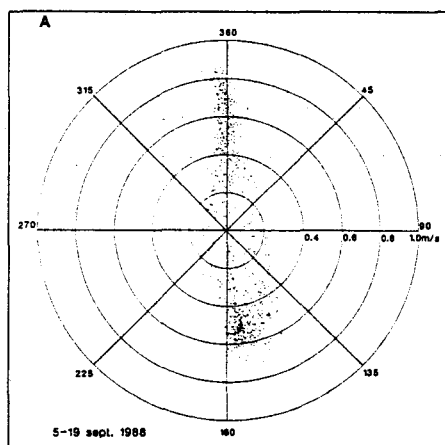


Figure 3A-17 :

Dispersion du courant au point C0 (position fig. 3A-9) entre le 4 et le 19 septembre 1988 (mission Géobase 2). Mesures effectuées à 1.40m au-dessus du fond (A) et à 10m au-dessus du fond (B).

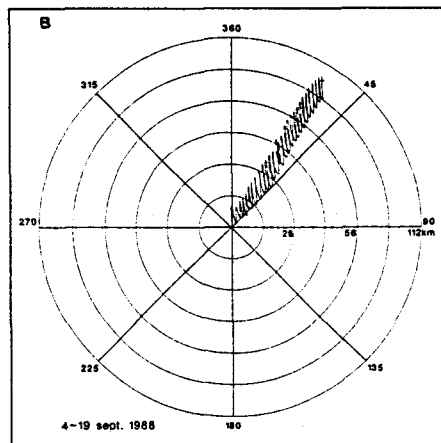
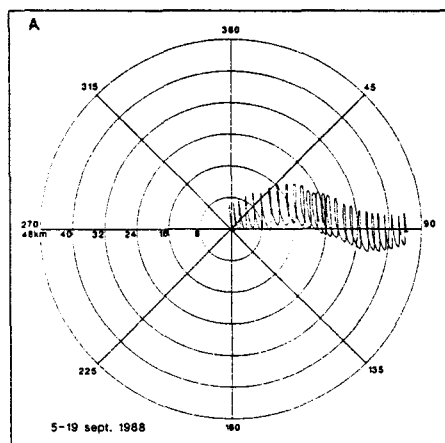


Figure 3A-18 :

Hodographes au point P0 (position fig. 3A-9) entre le 4 et le 9 septembre 1988 (mission Géobase 2). Mesures effectuées à 1.40m au-dessus du fond (A) et à 10m au-dessus du fond (B).

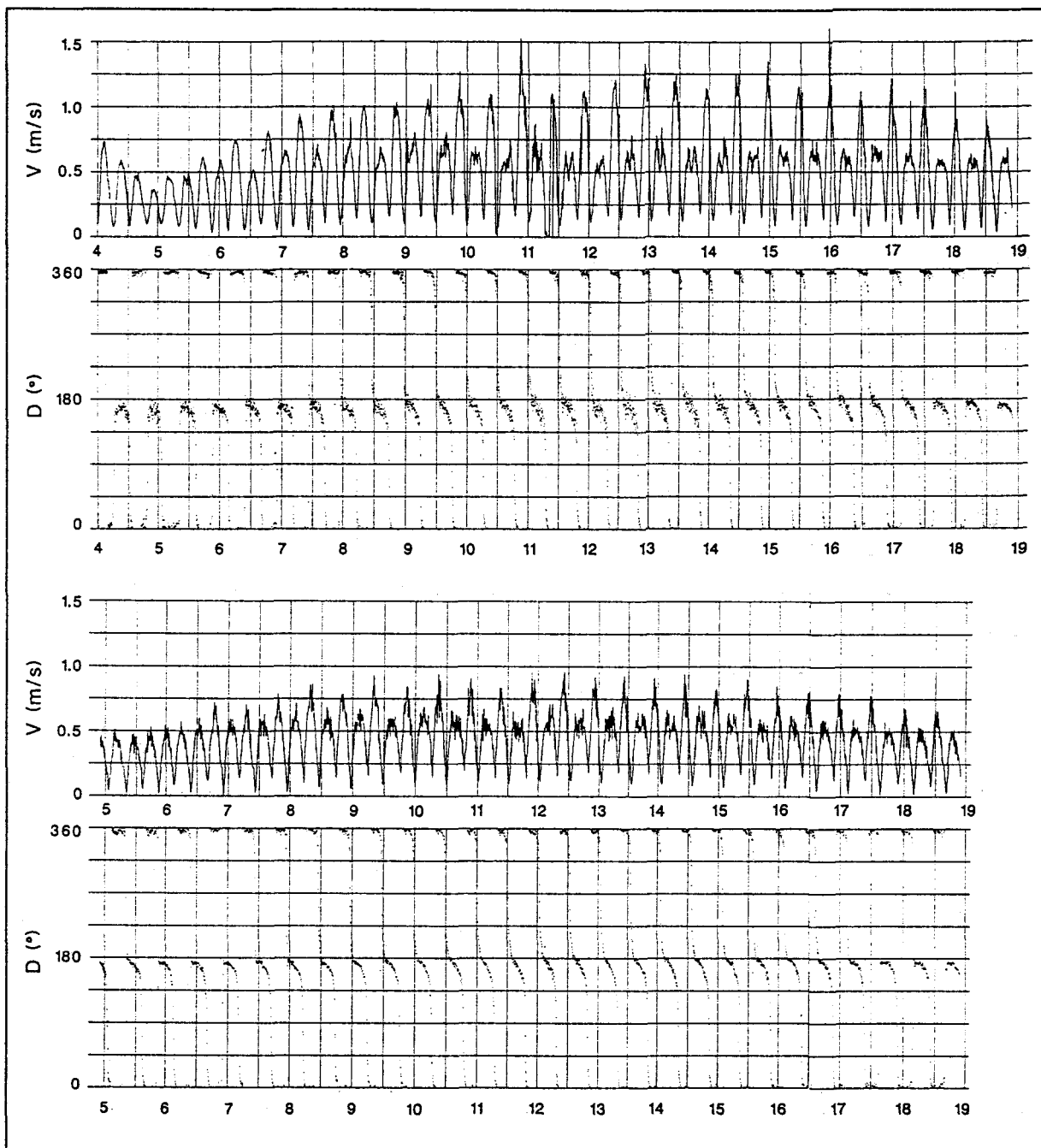


Figure 3A-16 : Vitesse et direction du courant mesurées au point C0 (position fig. 3A-9) entre le 4 et le 19 septembre 1988 (mission Géobase 2). Mesures effectuées à 10m au-dessus du fond (A) et à 1.40m au-dessus du fond (B).

*b- Profils verticaux de vitesse en différents points*

Pour chaque profil vertical, on a représenté la vitesse du courant  $U(z)$  en fonction de la profondeur  $Z$ , en utilisant pour chaque palier de mesure une vitesse moyennée. Des courbes de régression de la forme:

$$Z = A.B^{U(z)} \quad (2)$$

ont été calculées pour chacun des profils verticaux, A et B étant deux constantes déterminées par le calcul. Lorsque le coefficient de corrélation est supérieur à 0.8, on considère que la vitesse suit effectivement un profil logarithmique. Il est alors facile de déduire les valeurs de  $Z_0$  et  $U^*$ . En effet, l'équation (1) peut s'écrire:

$$Z/Z_0 = \exp(k U(z) / U^*)$$

De plus,  $B^{U(z)} = \exp(U(z) \ln B)$ , donc :

$$Z_0 = A$$

$$U^* = k / \ln B$$

Les mesures effectuées au moment des renverses de courant n'ont pas été retenues. Les autres mesures, qui correspondent principalement à des périodes de jusant, sont présentées à la **figure 3A-19**. L'examen des courbes permet de distinguer plusieurs types de profils. Certains ont une loi de vitesse logarithmique pratiquement parfaite, comme le profil 10 dont le coefficient de corrélation atteint 0.99. D'autres profils présentent une inflexion, généralement située entre 4 et 6 mètres au-dessus du fond. On peut alors calculer deux courbes de régression, correspondant aux parties inférieure et supérieure de la courbe des vitesses, et caractérisées par des valeurs de A et B différentes. C'est le cas des profils 5, 7 et 19. Un autre type, bien que d'aspect également logarithmique, présente un renflement à quelques mètres au-dessus du fond. C'est le cas en particulier du profil 20, qui correspond à des mesures effectuées en amont de la dune 6. Enfin, la dernière catégorie correspond aux profils non logarithmiques (coefficient de corrélation inférieur à 0.8). Il s'agit souvent de profils réalisés à proximité immédiate des crêtes dunaires, comme les profils 8 et 13, où le courant atteint des vitesses importantes dès les premiers décimètres au-dessus du fond.

Pour les profils présentant un aspect logarithmique, on a calculé  $U^*$  et  $Z_0$  selon la méthode indiquée ci-dessus (**Tableau 3A-4**). Les longueurs de frottement calculées à partir des profils logarithmiques sont comprises entre 0.019 et 4.98 cm, tandis que les vitesses de frottement sur le fond varient de 1.61 cm/s à 4.59 cm/s.

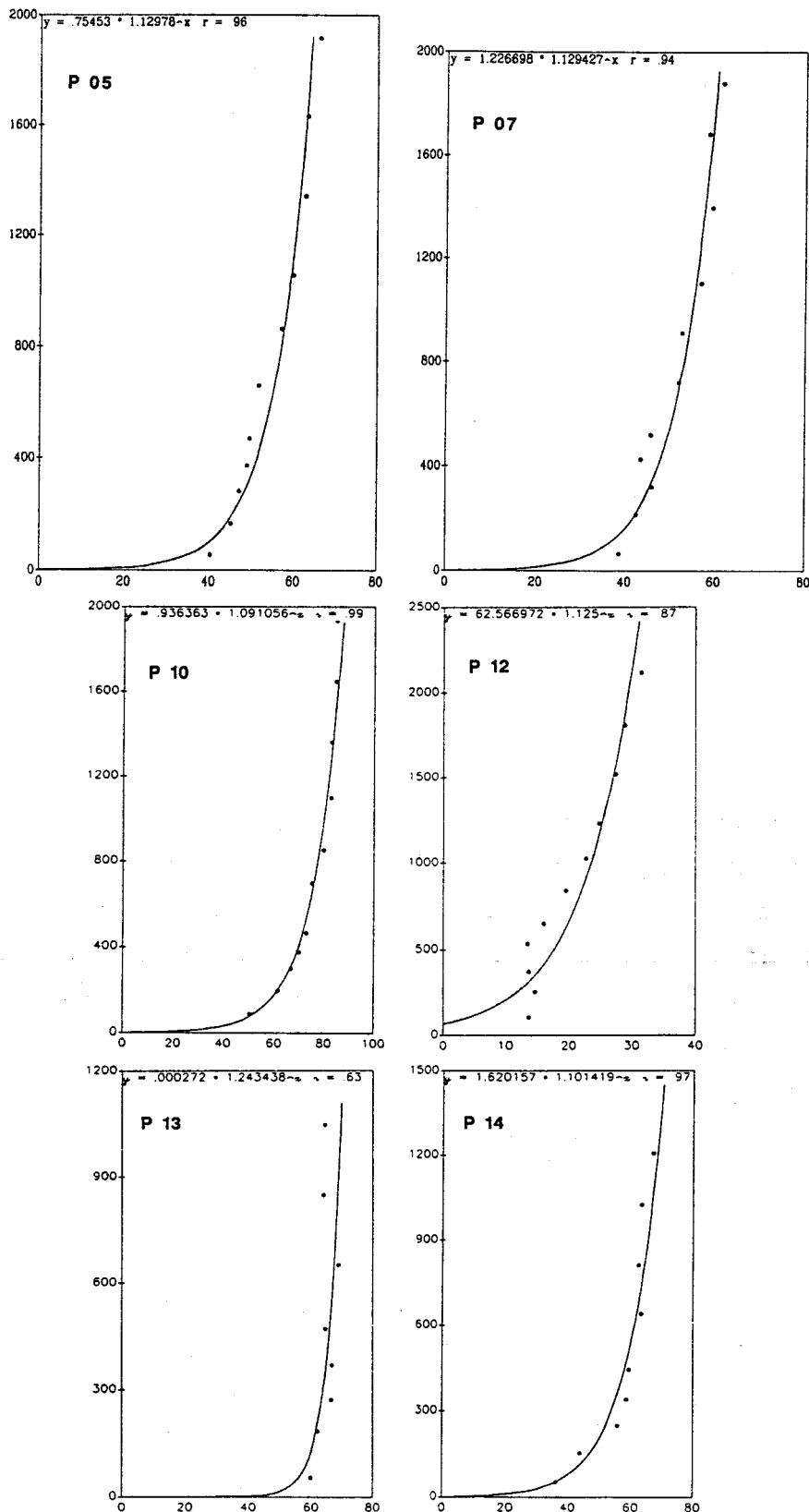


Figure 3A-19 : Profils verticaux de vitesse réalisés durant la campagne Géobase 2. Les positions des mesures sont indiquées à la Figure 3A-9. "r" désigne le coefficient de corrélation de la courbe de régression. Les profils effectués durant les renverses de courant ne sont pas représentés. Les vitesses (axe des x) sont exprimées en cm/s et les hauteurs au dessus du fond (axe des y) en cm.

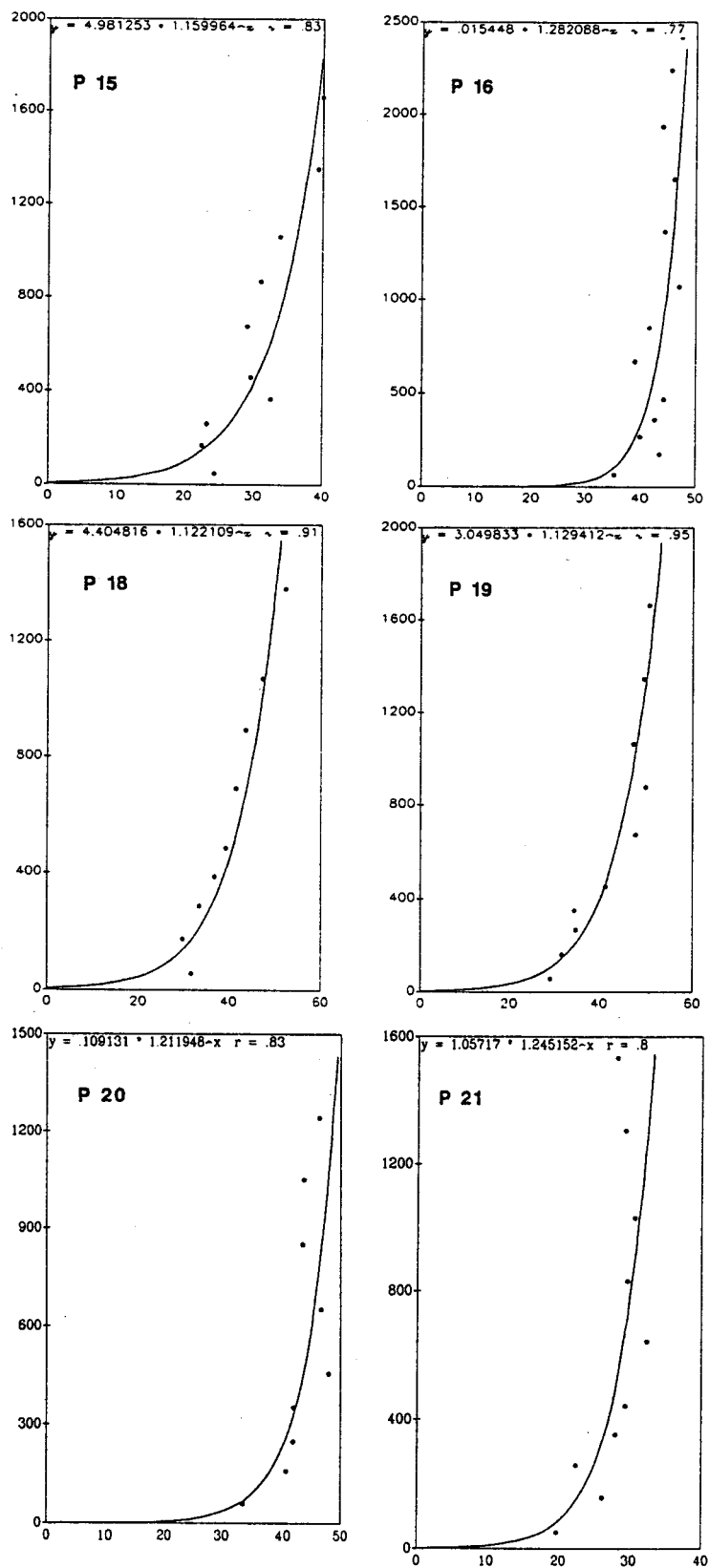


Figure 3A-19 (suite) : Profils verticaux de vitesse réalisés durant la campagne Géobase 2.

station	Ref. / Marée	Coefficient	Z0 (cm)	U* (cm/s)	(Z0)1 (cm)	U*1 (cm/s)	(Z0)2 (cm)	U*2 (cm/s)
P2	1h ap PM	33	0.019	1.73				
P5	0h20 ap BM	62	0.75	3.28	0.007	1.80	11.59	5.22
P7	0h30 av BM	85	1.23	3.29	0.005	1.59	10.67	4.80
P10	3h ap BM	50	0.94	4.59				
P14	2h av BM	44	1.62	4.14				
P15	1h av BM	39	4.98	2.69				
P16	1h av PM	35	0.015	1.61				
P18	3h ap PM	35	4.40	3.47				
P19	2h av BM	35	3.05	3.29	0.016	1.40	11.13	4.24
P20	1h av BM	33	0.11	2.08				
P21	BM	33	1.057	1.80				

Tableau 3A-4 : Caractéristiques des profils verticaux de vitesse durant Géobase 2. La vitesse de frottement  $U^*$  et la longueur de frottement  $Z_0$  sont calculées à partir des courbes de régression. Pour les courbes présentant une inflexion, on a calculé  $(Z_0)_1$  et  $U^*_1$ , correspondant à la couche limite inférieure, et  $(Z_0)_2$  et  $U^*_2$ , associées à la couche limite supérieure. Seuls les enregistrements présentant un profil logarithmique (coefficient de corrélation supérieur à 0.8) sont représentés. La position des profils est indiquée Figure 3A-9.

Pour les trois profils présentant une inflexion entre 4 et 6 mètres au-dessus du fond, on a décomposé la courbe en 2 tronçons (fig. 3A-20) correspondant à deux couches limites inférieure et supérieure, selon la méthode employée par Smith et McLean (1977). Les longueurs de frottement de la couche inférieure sont comprises entre 0.005 et 0.016 cm, tandis que celles associées à la couche supérieure varient de 10.6 à 11.13 cm. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles attribuées par Smith et McLean aux couches 0 et 2 (tableau 4 de ces auteurs), la première correspondant à l'effet de frottement lié aux grains et aux petites rides, et la seconde à la morphologie des grandes dunes. Dans notre cas, l'existence d'une couche limite intermédiaire, correspondant aux "mégarides", n'est pas apparente. Il est probable que notre couche limite inférieure correspond en fait à la combinaison des couches inférieure et intermédiaire de Smith et McLean, la résolution de nos mesures près du fond ne permettant pas de distinguer le passage de l'une à l'autre.

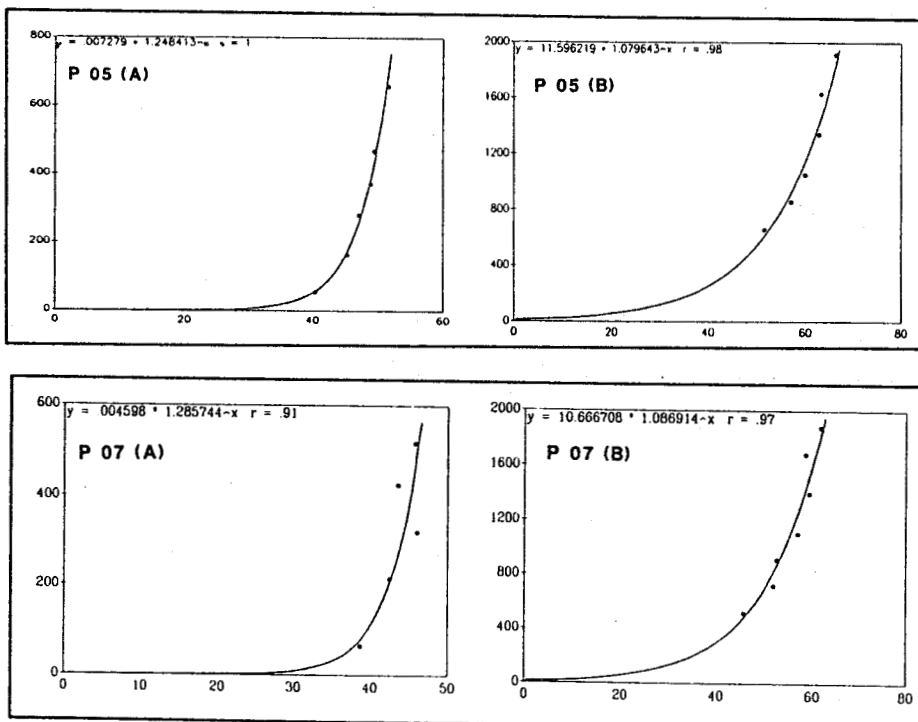


Figure 3A-20 : Décomposition du profil vertical de vitesse en deux courbes correspondant à une couche limite inférieure (A) et supérieure (B) pour les profils aux stations 5 et 7 (positions fig. 3A-9).

Il est difficile de comparer les différents résultats d'un point à un autre, dans la mesure où les enregistrements ne furent pas effectués dans les mêmes conditions de marée. Cette comparaison est toutefois possible dans 2 cas, correspondant à des conditions de jusant sur la dune 6 et de flot sur la dune 2.

Les profils 13, 14 et 15 ont été enregistrés dans des conditions similaires sur la dune 6, durant le jusant bien établi (fig. 3A-21). Pour ces 3 mesures, on observe une augmentation de  $U^*$  lorsqu'on se rapproche du sommet de la dune, le profil de vitesse n'étant plus logarithmique au sommet de celle-ci. Un phénomène similaire est décrit par Dyer (1970) sur des dunes de sable grossier du Solent (entre l'île de Wight et la côte anglaise), dont l'amplitude atteint 7m (profil 6 de la figure 4 de cet auteur). Dyer observe par ailleurs que les profils adoptent un aspect logarithmique sur toute l'épaisseur de la tranche d'eau lorsque les mesures sont effectuées sur le flanc doux des dunes (notre profil 14, les profils 4 et 5 de cet auteur).

Les profils 10, 11 et 12, situés respectivement sur le flanc doux, au milieu du flanc raide et au pied du flanc raide de la dune 2, ont été enregistrés durant le flot (fig. 3A-22). On constate que le profil 10 est parfaitement logarithmique (coefficient de corrélation de 0.99), la vitesse moyenne dépassant 0.50 m/s à 1m du fond. Au milieu du flanc raide, le profil 11 montre clairement l'existence d'une zone de cisaillement, située entre 3 et 4 m au-dessus du fond. Au-dessus de celle-ci, le courant est très homogène, de direction N350° conforme à celle du courant général, et de vitesse 0.40 m/s. En dessous, la dispersion des orientations et des vitesses est très forte, la valeur moyenne des vitesses étant seulement de 0.15 m/s. Le même phénomène s'observe au pied du flanc raide, sur le profil 12, mais la zone de cisaillement est ici située entre 7 et 8 m au-dessus du fond, c'est-à-dire à une altitude égale à l'amplitude de la dune. Ces deux derniers profils, qui correspondent au "type 3" de Dyer (1970), illustrent remarquablement l'effet de décélération du courant près du fond dans la zone abritée par les crêtes dunaires. Bien que le coefficient de la marée soit seulement de 50, on a donc ici une preuve du décollement de la couche limite que la forte pente du flanc raide (19°) de la dune laissait présager. Bien que de façon moins marquée, le même phénomène s'observe également durant le flot au milieu et à la base du flanc raide de la dune 1 (Profils 17 et 18).

La zone au pied du flanc raide des dunes se caractérise donc par une valeur *moyenne* du courant très faible, mais par l'existence de "bouffées" de courant violentes liées à la turbulence.

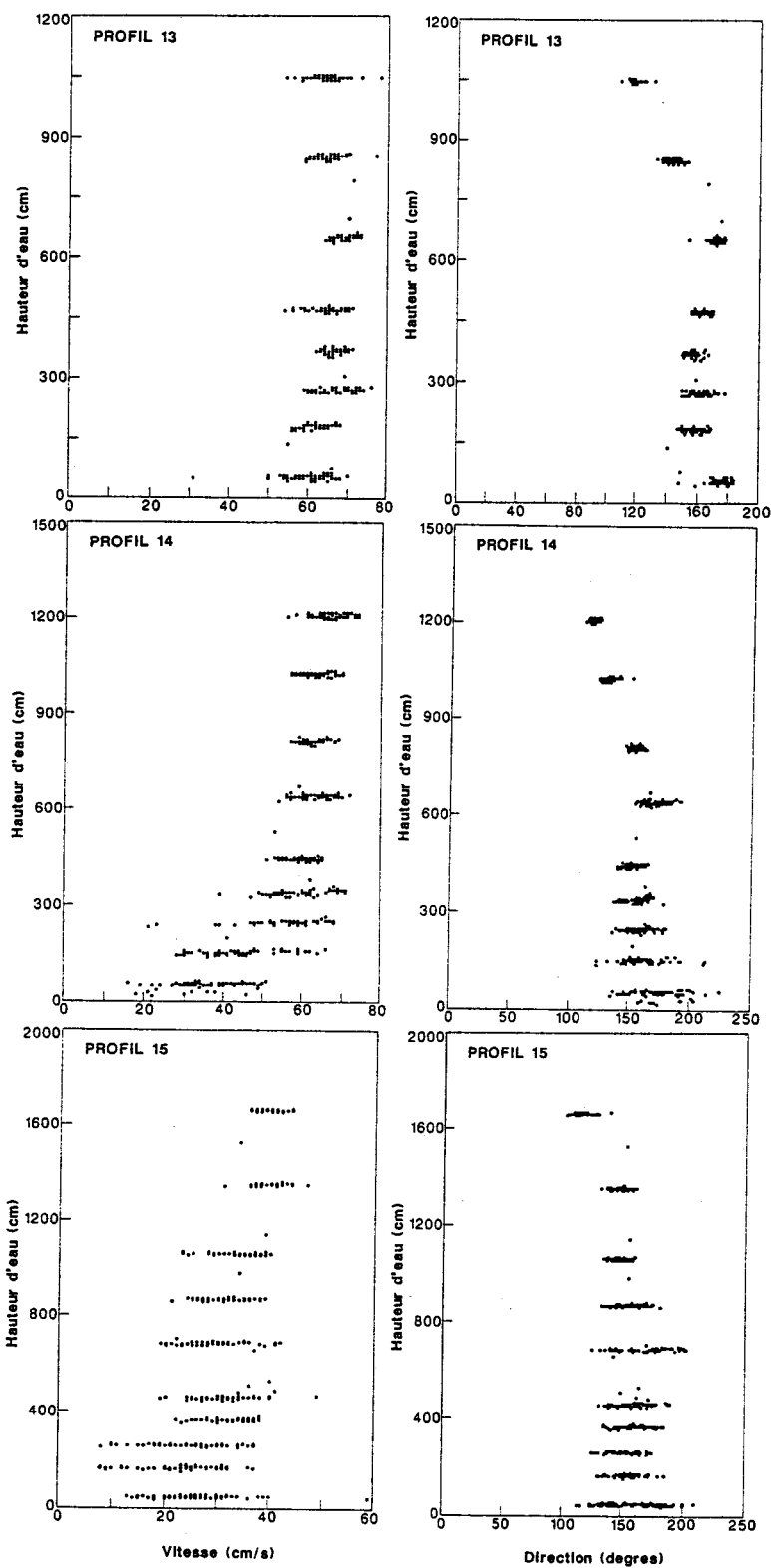
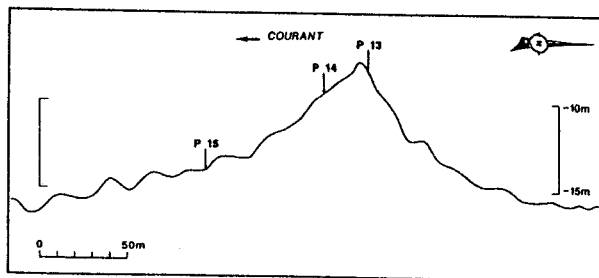


Figure 3A-21 : Relation entre topographie et profil vertical du courant sur la dune 6 pendant le jusant (coefficient 44 et 39). Le profil bathymétrique est issu des levés réalisés en 1988, simultanément avec les mesures de courant. La vitesse  $V$  et la direction  $D$  du courant sont exprimées en fonction de l'altitude  $H$  au-dessus du fond.





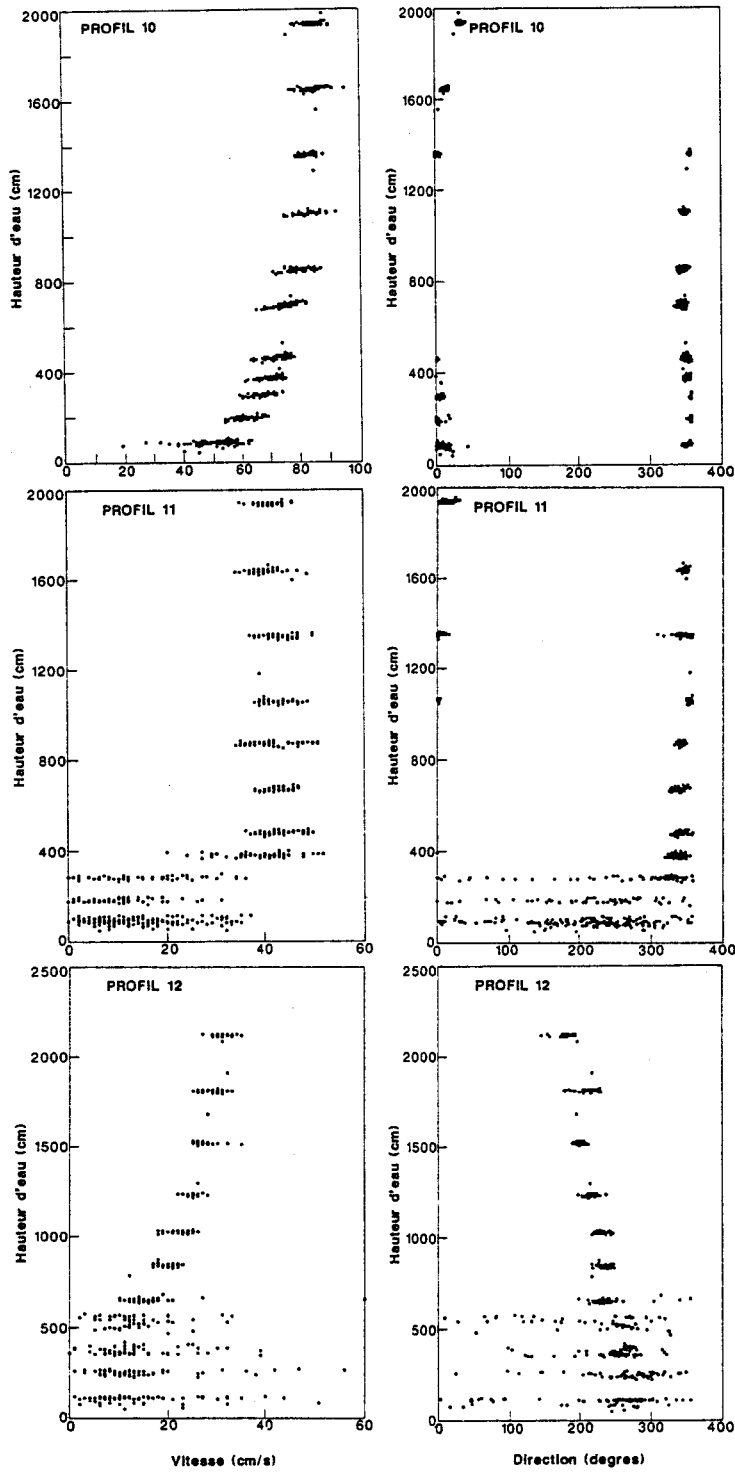
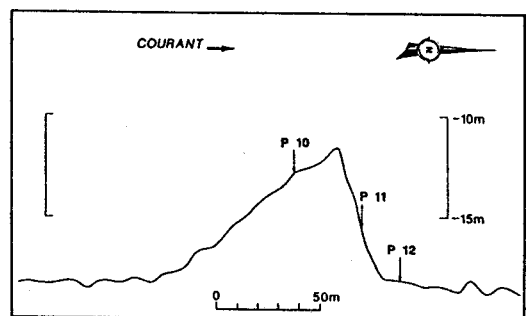


Figure 3A-22 : Relation entre topographie et profil vertical du courant sur la dune 2 pendant le flot (coefficient 50). Le profil bathymétrique est issu des levés réalisés en 1988, simultanément avec les mesures de courant. L'exagération du relief est de 10. La vitesse  $V$  et la direction  $D$  du courant sont exprimées en fonction de l'altitude  $H$  au-dessus du fond. Le profil 12 a été enregistré à la fin du flot, ce qui explique les intensités plus faibles et l'orientation différente du courant.



#### 4.1.4 - Calcul des débits solides

La quantification du transport sédimentaire est délicate car les relations entre vitesse du courant et transport de particules sont encore mal connues. Dans un examen comparatif des différentes formules de transport, Heathershaw (1981) montre ainsi que les résultats obtenus varient dans un rapport de 1 à 10 selon les formules employées. Afin d'estimer le transport de sédiment, nous avons utilisé la formule de Bagnold modifiée par Yang (1986), qui prend en compte le transport en charriage et en suspension :

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

où  $q_{sb}$  est le transport sédimentaire,  $\rho_s$  est la densité du sédiment,  $\rho$  la densité de l'eau,  $g$  l'accélération de la pesanteur,  $U_*$  la vitesse de frottement sur le fond et  $K$  le coefficient de transport de Bagnold. Yang montre que  $K$  varie non linéairement en fonction de l'excès de tension de frottement, selon une loi de la forme :

$$K = A (\tau_0 / \tau_{cr} - 1)^B$$

où  $\tau_0$  est la tension de frottement donnée par  $\tau_0 = \rho U_*^2$ , et  $\tau_{cr}$  la tension critique de mise en mouvement du sable. Les coefficients  $A$  et  $B$  dépendent de la granularité du sédiment ; pour un sable de 0.45 mm, on a d'après Yang :

$$A = 0.0972, B = 1.665.$$

$U_*$  a été déterminée en considérant que le profil de vitesse entre 1.40m et le fond était logarithmique et suivait la formule de Karman-Prandtl :

$$U_* = 0.4 U_{1.40} / \ln(1.4 / 0.01)$$

La valeur du seuil de mise en mouvement du sable a été fixée à 0.30 m/s à 1 m du fond (Heathershaw, 1981), soit  $U_{*cr} = 2.43$  cm/s.

A chaque point et pour chaque mesure, il a été établi la masse et la direction du flux de particules transportées. Cette valeur instantanée peut ensuite être intégrée sur une période plus au moins longue, correspondant soit à 24 heures de marée moyenne (coefficient 70), soit à la durée totale de la mesure. Le calcul a été appliqué aux différents points de mesures du courant. Il permet de déterminer l'*aptitude* au transport par le courant de marée, le transport réel dépendant du stock sableux disponible.

**Au point C6**, situé à proximité des dunes mais en dehors de la zone de turbulence créée par leur relief, on dispose de données sur une période de 7 jours, pour des coefficients compris entre 52 et 95. Les débits charriés instantanés sont faibles au début des mesures, avec des valeurs maximum, en flot comme en jusant, de l'ordre de 30g/m/s.

En fin de mesure, par fort coefficient, le flot est susceptible de transporter jusqu'à 290 g/m/s, tandis que le jusant ne peut transporter plus de 30 g/m/s. Si l'on considère la masse sédimentaire susceptible d'être charriée pendant toute la période de mesure (**fig. 3A-23**), on constate que le transport peut s'effectuer dans 4 directions, le N, le NW, le S et le SE, la direction N étant très largement dominante. Le transport résiduel sur la période de mesure est déterminé en calculant la résultante vectorielle de ces 4 valeurs, soit un transport de 5400 kg/m pour une durée de 7.1 jours dans la direction N355°, ou encore 760 kg/m/jour. Pour un coefficient de marée moyen de 70, on aboutit à un transport de même direction mais inférieur, égal à 410 kg/m/jour.

**Au point C0**, où des mesures ont été effectuées en continu pendant 14 jours pour des coefficients compris entre 32 et 87, les valeurs instantanées du transport sont, comme celles du courant, très semblables à celles du point C6. La comparaison des enregistrements du courant et de la valeur calculée du transport illustre clairement l'effet de l'asymétrie du courant de marée en période de vive eau sur le transport résiduel (**fig. 3A-25**). Du fait de l'absence de très fort coefficient pendant la période de mesure, et de la prédominance des faibles coefficients, on aboutit à un transport résiduel vers le Nord de 9 tonnes par mètre en 14 jours (**fig. 3A-24**), soient 642 kg/m/jour.

**Au pied du flanc raide des dunes**, le transport calculé pour une marée moyenne sur 24 heures est beaucoup plus faible et orienté vers le Sud: 18 kg/m/jour au N173° au point C1, au pied de la dune 2, et 34 kg/m/jour au N187° au point C5, au pied de la dune 1.

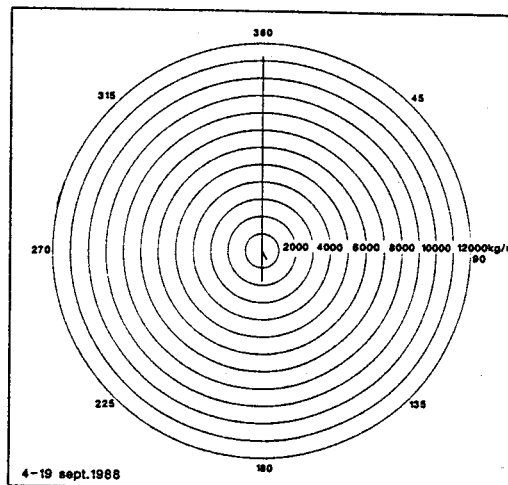
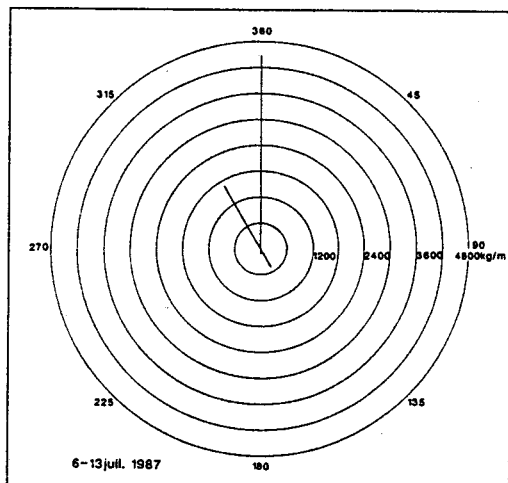


Figure 3A-23 : Capacité de transport sableux résiduel au point C6 (position fig.3A-9) entre le 6 et le 13 juillet 1987.

Figure 3A-24 : Capacité de transport sableux résiduel au point C0 (position fig.3A-9) entre le 4 et le 19 Septembre 1988.

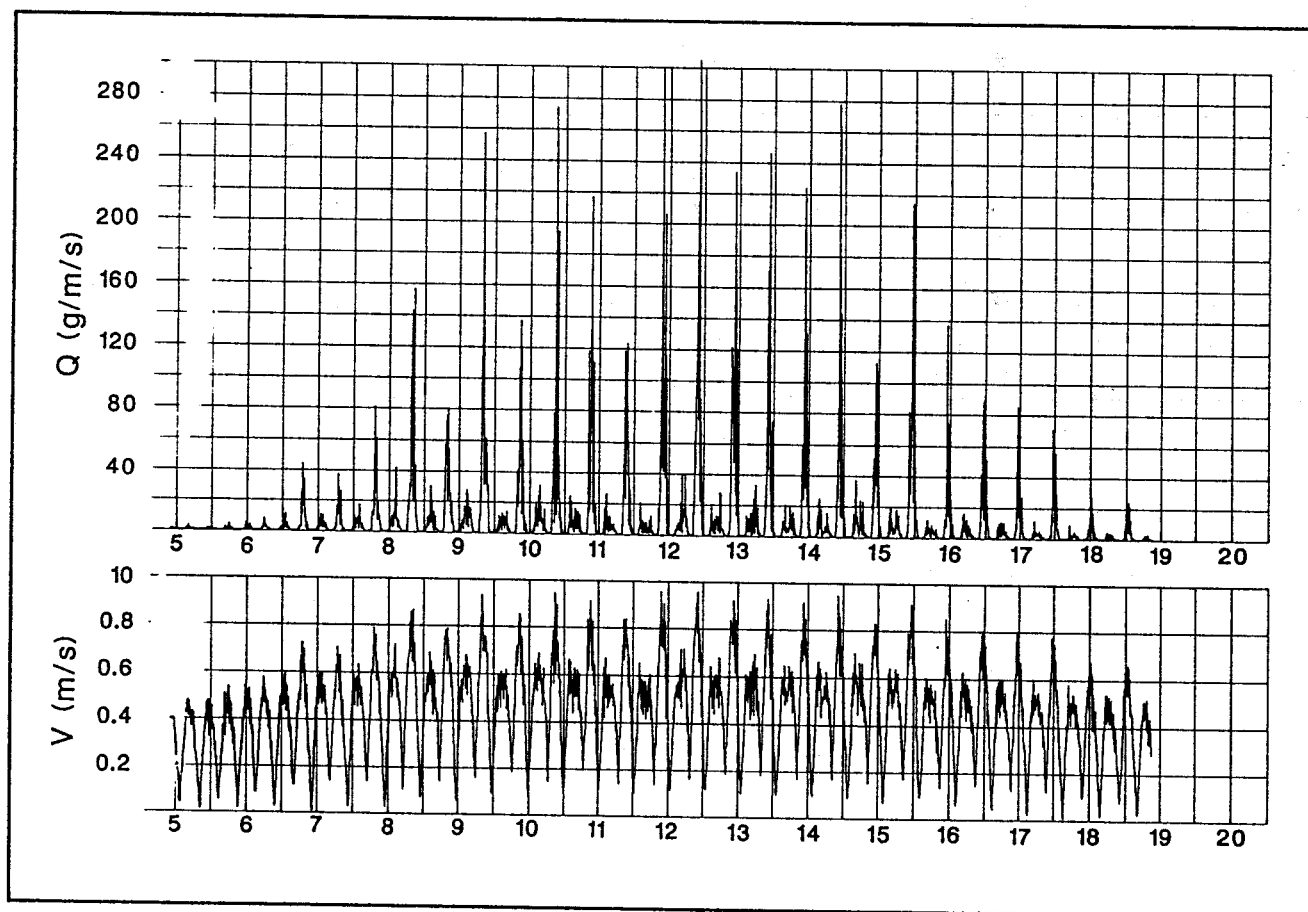


Figure 3A-25 : Débit solide calculé au point C0 entre le 4 et le 19 septembre 1988

#### 4.1.5 - Influence de la houle

L'interaction de la houle et du courant, et son effet sur le transport sédimentaire, sont parmi les processus physiques les moins bien connus en domaine de plateforme. En zone peu profonde, la houle peut intervenir de deux manières. (1) La houle seule peut engendrer, dans sa direction de propagation, des mouvements résultants appelés "dérive de Stokes". Ainsi, en utilisant la relation de Longuet-Higgins (1957), on calcule que par une profondeur de 20m, une houle de période 8s et d'amplitude de 2m peut engendrer une vitesse de frottement de l'ordre de 2cm/s. (2) L'effet le plus important est lié à la capacité de la houle à mettre en suspension les sédiments. Durant les périodes de tempête en particulier, la couche limite de la houle devient turbulente, et des "bouffées" de sédiment sont mises périodiquement en suspension, puis entraînées par le courant de marée. En utilisant la formule de Bijker, Heathershaw (1981) montre que, pour une houle de 8s de période et de 2m d'amplitude, et pour  $U_{100} = 0.4$  m/s, le rapport  $\tau_{wc} / \tau_{cu}$  est de l'ordre de 9 ( $\tau_{wc}$  étant la tension de frottement liée à l'action combinée de la houle et du courant,  $\tau_{cu}$  la tension de frottement correspondant au courant seul). Afin de prédire le transport sous l'action combinée de la houle et du courant, plusieurs auteurs ont proposé des formules dont la comparaison, réalisée par Pattiaratchi et Collins (1985), montre, comme pour le courant, une grande dispersion des résultats puisque les valeurs calculées en une même station varient de  $4 \cdot 10^{-3}$  à  $0.9$  g/cm/s.

Pour mettre en évidence cette action combinée, plusieurs approches indirectes peuvent-être employées. Ainsi, sur la plateforme est-américaine, Butman *et al.* (1979) montrent, en couplant un courantographe et des prises de vues répétées du fond de la mer, que le seuil de mise en mouvement du sédiment correspond à un courant moyen de l'ordre de 25-35 cm/s à 1 m du fond en période de beau temps, alors que le seuil descend à 5cm/s durant les périodes de tempêtes. Une autre approche indirecte du problème consiste à comparer le courant instantané, correspondant à la valeur totale du courant lié à l'action combinée de la houle et du courant de marée, au courant moyen, où l'effet de la houle est théoriquement annulé puisque les vitesses orbitales sont statistiquement d'intensité égale et de direction opposée. Les mesures effectuées en 1988 permettent cette approche, puisque la période d'acquisition des mesures a été marquée par deux périodes de mauvais temps, les 8 et 9 Septembre et les 12 et 13 Septembre.

### a- Résultats des mesures

Les caractéristiques de la houle ont été déterminées à partir des mesures de pression et de vitesse instantanée du capteur "Sea Data", mouillé au point C0 (position fig. 3A-9) par 14 m de profondeur, à 1.40 m au-dessus du fond, en utilisant la formule de Stokes :

$$H = ( 1.25 \cosh (2Hd/L)) P$$

où  $d$  est la hauteur d'eau,

$L$  est la longueur d'onde de la houle,

$P$  est la pression sur le fond.

$L$  étant donnée par :

$$L = (gT^2/2\pi) \tanh (2\pi d/L)$$

où  $T$  est la période de la houle.

Les périodes et hauteurs des houles étant connues, on a déterminé pour chaque groupe de 8 salves de mesures la hauteur maximum  $H_{\max}$ , la hauteur significative  $H_{1/3}$  (hauteur moyenne du tiers supérieur des vagues du groupe de mesures) et la période  $T_{H_{1/3}}$  associée à  $H_{1/3}$ .

Les vitesses instantanées du courant ont été traitées par analyse spectrale directionnelle, afin de déterminer pour chaque bande de fréquence l'énergie associée et sa direction de propagation. Pour les deux épisodes de mauvais temps, les vitesses instantanées ont été déterminées par filtrage de la composante continue liée à la marée. Le résultat du filtrage représente donc la turbulence du milieu, essentiellement liée à la houle mais probablement aussi à la perturbation des écoulements produite par le relief de la dune 7.

Les résultats montrent que les deux périodes de mauvais temps sont caractérisées par des houles différentes (fig. 3A-26).

Les 8 et 9 Septembre, le site est affecté par une houle de faible amplitude ( $0.5 \text{ m} < H_{1/3} < 1.0 \text{ m}$ ) et de longue période ( $10 \text{ s} < T_{H_{1/3}} < 12 \text{ s}$ ). Les observations du sémaphore de la Hague (à 40 km au Nord de Surtainville) indiquent un vent modéré, le plus souvent inférieur à 8m/s (force 4 Beaufort). L'analyse spectrale directionnelle montre que les vecteurs d'énergie maximum sont orientés Est-Ouest, avec des périodes dominantes de 10 à 15 s (fig. 3A-27). Les vitesses instantanées correspondantes, assimilées aux vitesses orbitales, atteignent 0.4 m/s, selon la direction dominante Est-Ouest (fig. 3A-29a).

Les 12 et 13 Septembre, l'amplitude de la houle est plus forte ( $0.75 \text{ m} < H_{1/3} < 1.5 \text{ m}$ ), les amplitudes maximum atteignant 3.5m ; mais sa période est plus courte ( $7 \text{ s} < T_{H1/3} < 8\text{s}$ ). Le vent à la Hague est établi à 12 m/s (force 6 Beaufort), avec des rafales de force 8 à 9 Beaufort. Les vecteurs d'énergie maximum près du fond sont orientés NW-SE, associés à des périodes plus faibles que durant le premier événement, de 5 à 7 s (fig. 3A-28). Les vitesses orbitales près du fond atteignent, comme durant le premier événement, 0.4 m/s, cette fois dans la direction NW-SE (fig. 3A-29b).

Les deux événements correspondent donc à des situations différentes. Le premier est associé à une houle longue provenant du large, tandis que le second correspond à une mer du vent locale. Bien que l'amplitude de la houle soit plus forte dans le deuxième cas, les énergies sur le fond durant les deux événements sont équivalentes en valeur absolue, mais la dispersion des directions est plus forte le 12-13 Septembre.

Pour apprécier l'effet de la houle sur le transport sédimentaire, on a estimé sur les enregistrements du Sea Data les valeurs de  $U_{C100}$  et  $U_{C,w100}$ , correspondant respectivement au courant de marée seul à 1 m du fond et au courant total instantané attribué à l'action combinée de la houle et du courant.  $U_{C100}$  est déterminé en prenant la valeur moyenne du courant pendant 7.5 mn, tandis que  $U_{C,w100}$  correspond à la valeur instantanée mesurée toutes les 0.5 s.

Pour estimer le transport sédimentaire résiduel correspondant à ces deux valeurs, on a utilisé la formule de Yang (1986). On calcule ainsi les débits charriés  $Q_C$  et  $Q_{w,c}$  correspondant à  $U_{C100}$  et  $U_{C,w100}$  dont la comparaison est très significative (fig. 3A-30 et 3A-31).

*Le 8 Septembre*, les valeurs instantanées de  $Q_C$  atteignent un maximum de 48 g/m/s vers le Nord, alors que celles de  $Q_{w,c}$  atteignent 132 g/m/s dans la même direction. Par contre, les valeurs résiduelles sur 24 heures sont du même ordre de grandeur, respectivement de 231 kg/m/j et 197 kg/m/j vers le Nord. La houle d'Ouest a donc tendance à freiner légèrement le transport vers le Nord. Par contre apparaît un transport orienté vers le NW, c'est-à-dire dans une direction correspondant à la résultante vectorielle des vitesses orbitales et des vitesses de courant de marée.

*Le 13 Septembre*, les valeurs instantanées de  $Q_C$  atteignent un maximum de 75 g/m/s vers le Nord, alors que celles de  $Q_{w,c}$  atteignent 334 g/m/s dans la même direction. Les valeurs résiduelles indiquent la même tendance, puisque  $Q_C$  est de 436 kg/m/j alors que  $Q_{w,c}$  atteint une valeur presque deux fois plus élevée de 770 kg/m/j. Un tel écart tient au fait que la houle est orientée cette fois dans une direction beaucoup plus proche de celle du courant de marée. On observe à nouveau une direction de transport secondaire NW sur le diagramme houle-courant, qui n'apparaît pas sur le diagramme courant.

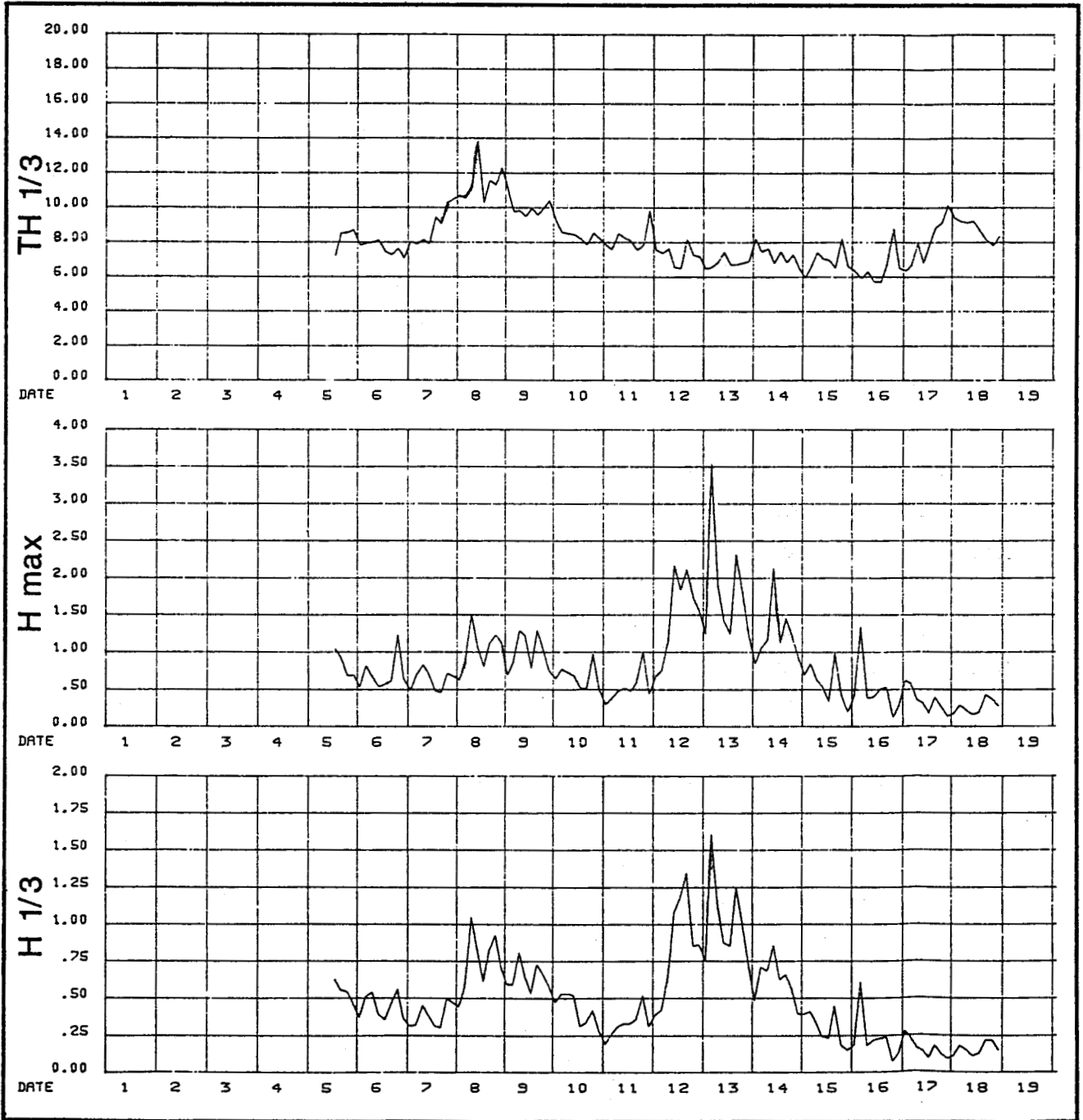


Figure 3A-26 : Périodes et amplitudes des houles à Surtainville du 5 au 19 Septembre 1988.



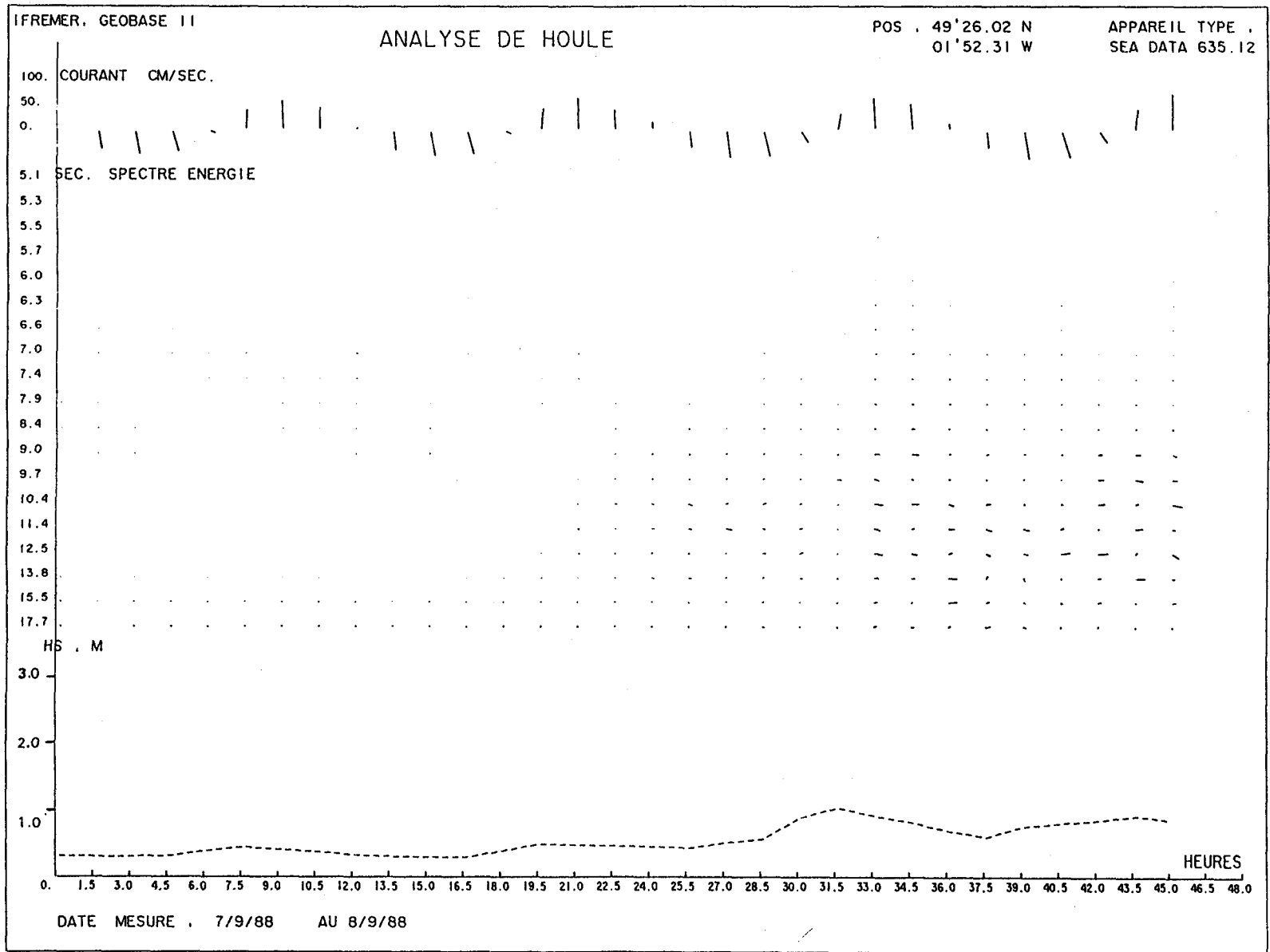


Figure 3A-27 : Analyse spectrale directionnelle de la houle du 7 au 8 Septembre 1988.

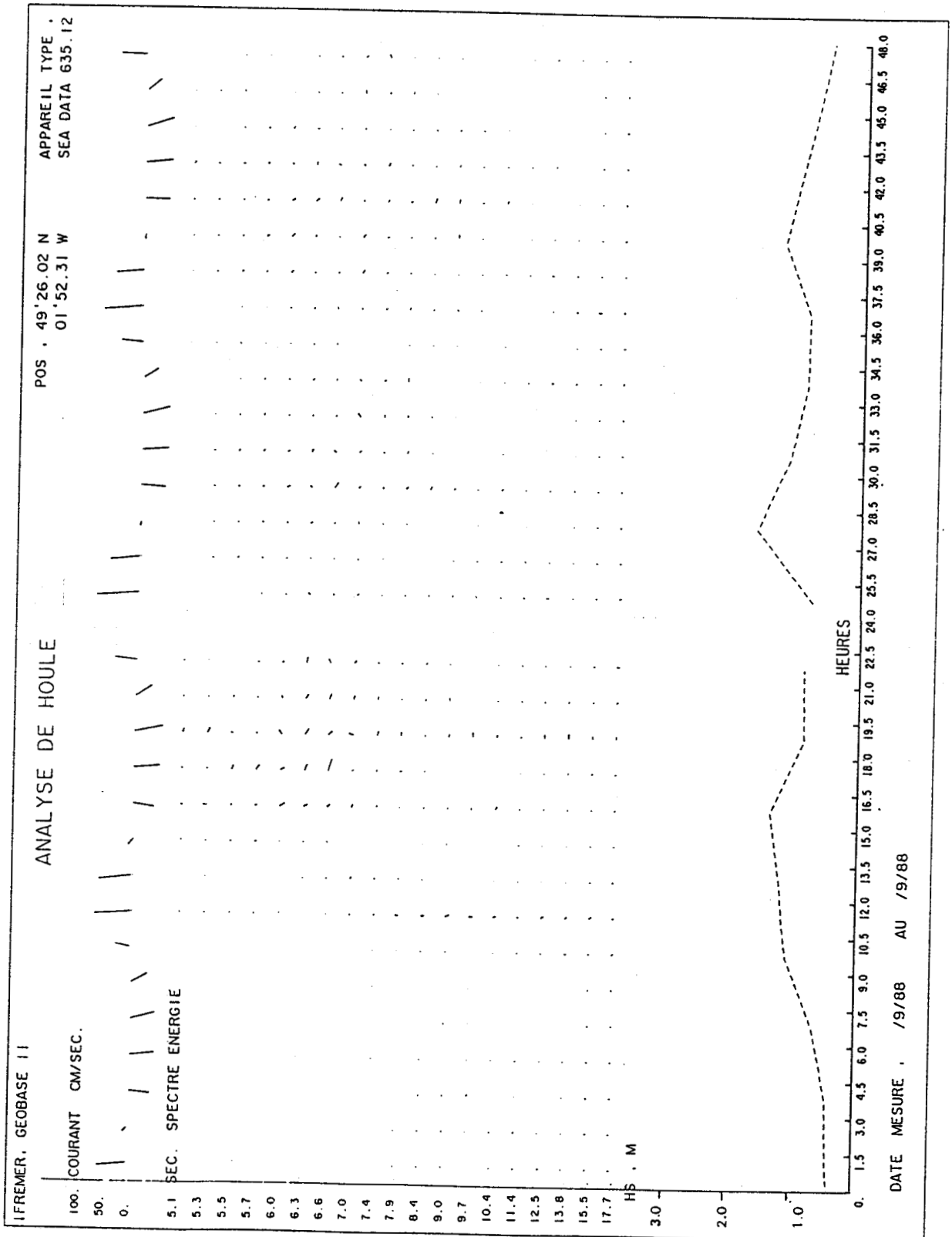


Figure 3A-28 : Analyse spectrale directionnelle de la houle du 12 au 13 Septembre 1988.

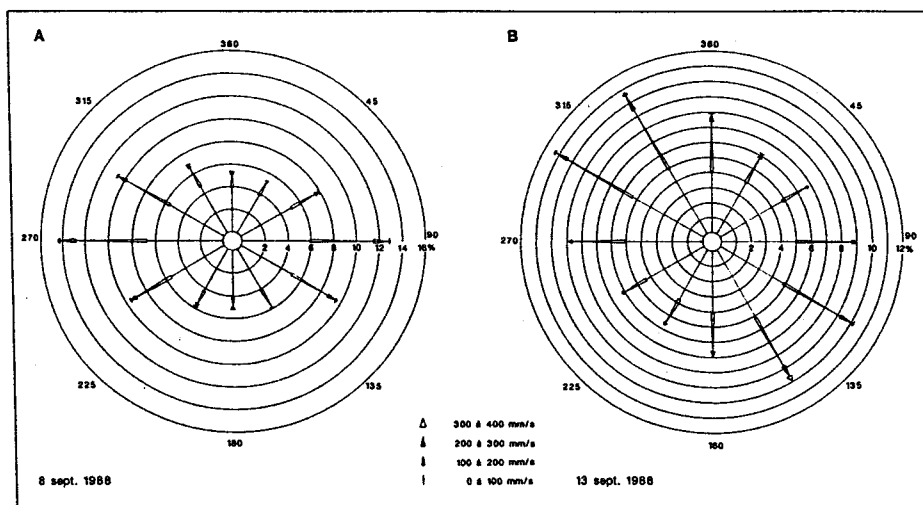


Figure 3A-29 : Distribution statistique des vitesses orbitales A : le 8 Septembre 1988, B : le 13 Septembre 1988.

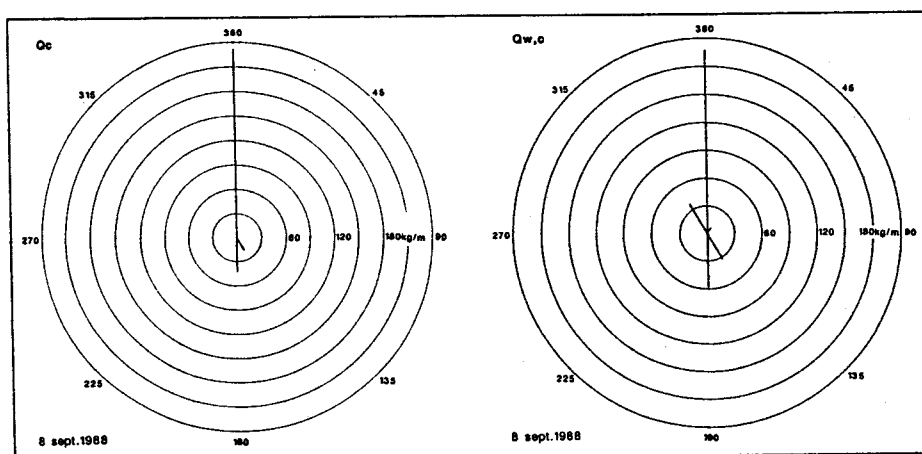


Figure 3A-30 : Comparaison du transport par charriage provoqué par le courant de marée seul ( $Q_c$ ) au transport total par la houle et le courant ( $Q_{w,c}$ ) le 8 Septembre 1988.

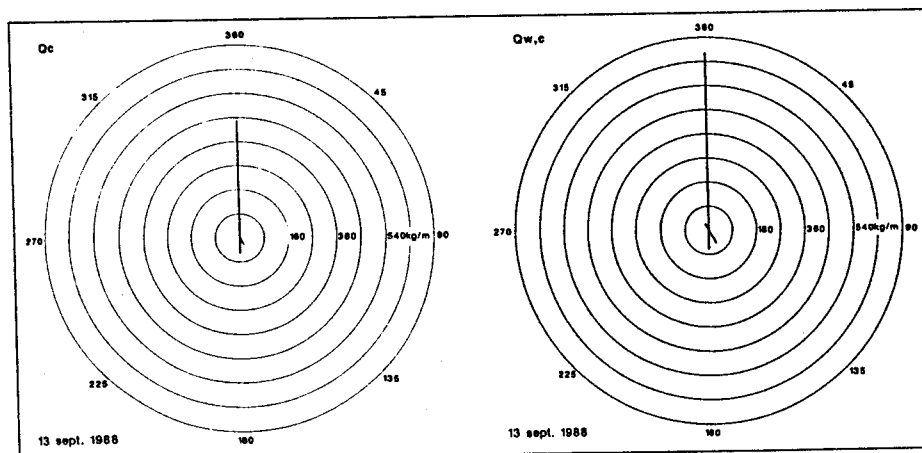


Figure 3A-31 : Comparaison du transport par charriage provoqué par le courant de marée seul ( $Q_c$ ) au transport total par la houle et le courant ( $Q_{w,c}$ ) le 13 Septembre 1988.

### *b- Conclusions sur l'effet de la houle*

Finally, on voit bien à travers ces deux exemples, qui correspondent à des événements d'énergie modeste et de durée limitée, que la houle intervient de façon notable sur le transport sédimentaire. Si un événement de durée et d'intensité limitées est capable de doubler les capacités de transport du courant, on peut imaginer facilement que les tempêtes paroxysmales qui surviennent épisodiquement dans la région modifient très fortement la morphologie des dunes, surtout lorsqu'elles surviennent en période de vive eau. Les *rides d'oscillation* formées dans les sables moyens, observées sur les images sonar au pied des dunes de la zone Sud à l'issue de la période de mauvais temps du 8 Septembre, sont une preuve directe de l'influence de la houle sur les structures sédimentaires. La direction relative du courant et de la houle, ainsi que la durée des périodes de mauvais temps, seront deux facteurs importants contrôlant le remaniement, ou l'édification, de corps sédimentaires. Un dernier point concerne les rides de houle visibles sur les images sonar dans les sédiments graveleux pré-holocènes. Contrairement aux précédentes, elles ne sont pas attribuables à des événements récents puisque les formes tidales les recouvrent souvent partiellement. Nous avons indiqué que leur orientation était sensiblement Nord-Sud, c'est-à-dire associée à une propagation des houles de l'Est vers l'Ouest qui ne correspond pas aux directions à priori les plus propices au transport sédimentaire. Nous manquons d'informations pour établir les conditions exactes de formation de ces "mégarides d'oscillation" que l'on rencontre d'ailleurs sur pratiquement toutes les plateformes continentales ouvertes (Leckie, 1988), mais il est probable qu'elles ne sont pas fossiles, leur origine étant à rechercher dans des événements exceptionnels du type tempête centenaire. Si l'on attribue à ce faciès un diamètre moyen de 2 mm, pour une houle centenaire de 10 m d'amplitude et de 12 s de période, on trouve en effet d'après les diagrammes de Castaing (1981) une possibilité d'entraînement de ces particules jusqu'à une profondeur d'environ 50 m.

### 4.2 - Observations in-situ

Les prises de vues par vidéo sous-marine remorquée et les plongées permettent d'avoir une appréciation qualitative des différents processus en jeu.

En période de vives-eaux, on observe, au moment du flot, la formation d'un nuage de sable en suspension à la crête des dunes. Les algues mélangées au sédiment permettent de visualiser le trajet des particules, qui décrivent effectivement un mouvement de retour lié au décollement de la couche limite.

Un autre phénomène mis en évidence est celui de l'avalanche sableuse. Il se traduit, le long de la crête, par l'existence de dépressions de 2 à 3 m de large, indétectables au sonar latéral mais bien visibles en plongée. La pente du flanc raide, mesurée à cet endroit, est constante du sommet à la base, et égale à 28°. Les mécanismes de l'avalanche, décrits au chapitre 1, ne sont donc pas limités aux dunes éoliennes (Hunter, 1977), ou aux petites dunes intertidales de 0.4 à 1.0 m d'amplitude

(Hunter, 1985b). Ces avalanches peuvent se produire à grande échelle aux front des dunes tidales de Surtainville, du fait de la forte pente de la face de progradation.

### 4.3 - Migration des dunes

Pour répondre à la question souvent controversée de la stabilité des dunes, nous avons réalisé des levés successifs et les avons comparés à des travaux plus anciens du Service Hydrographique de la Marine.

#### 4.3.1 - Détermination de la migration des dunes par des levés successifs

Deux types de documents ont été utilisés pour déterminer la migration des dunes de Surtainville:

- *Les minutes de sondes réalisées en 1948* par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. Il s'agit d'un levé au 1/10000, c'est-à-dire avec un espacement de 100 m entre chaque profil. La navigation était effectuée au cercle hydrographique, soit avec une précision meilleure que 10 mètres (M. Le Gouic, communication personnelle).

- *Les 3 campagnes de levés de l'Ifremer en 1985, 1987 et 1988*. Il s'agit de profils Nord-Sud espacés de 200m dans le premier cas, de profils Nord-Sud et Est-Ouest espacés de 25m en 1987 et de profils Nord-Sud espacés de 25m en 1988. Dans les 3 cas, le positionnement était le Sylédis, employé en mode circulaire et dans des conditions optimales (4 balises interrogées simultanément, bonne géométrie du réseau, distances mobile-balises largement inférieures à la portée du système). La précision de la position antenne, après calibration, était de l'ordre du mètre. Les décalages en X, Y et Z entre l'antenne et la base du sondeur ont été corrigés. Enfin, les conditions météorologiques d'acquisition durant les 3 campagnes furent idéales, avec des creux inférieurs à 0.5m dans les 3 cas. En définitive, on peut estimer que la précision des levés est de l'ordre de 3 mètres en X et Y, et de l'ordre de 1m en Z. Cette estimation est vérifiée aux niveaux des pointements rocheux, qui ont été utilisés comme points de calages pour vérifier la précision des levés. Le test sur les croisements de la campagne de 1987 indique un écart moyen de 5,3 cm, avec un maximum de 40 cm (fig. 3A-32).

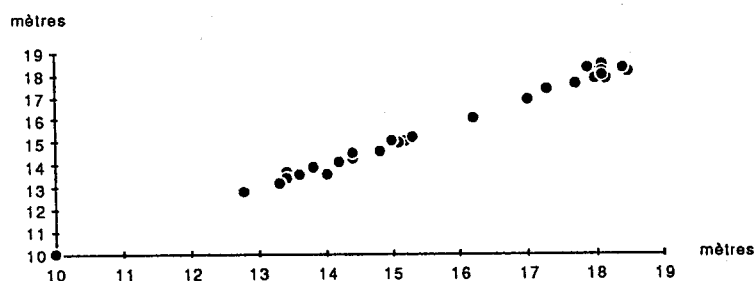


Figure 3A-32 : Test de croisement sur les données bathymétriques de la campagne de 1987. Les valeurs en abscisse représentent la sonde mesurée en un point sur les profils Nord-Sud, la valeur en ordonnée représente la sonde de ce même point mesurée sur un profil Est-Ouest.

### a - Migration des dunes à l'échelle décennale

L'évolution des fonds entre 1948 et la période récente a été déterminée en replaçant la position des crêtes dans un système de référence (projection Mercator, ellipsoïde de Hayford). Après identification sur la carte de 1948 des différentes structures (les dunes 1 et 5 n'y figurent pas), les crêtes ont été reportées sur un même document (fig. 3A-33), les décalages entre les structures de 1948, 1985 et 1987 ont été mesurés puis ramenés à un déplacement annuel. Les résultats montrent une décroissance de la vitesse de migration lorsque l'on se rapproche du banc de Surtainville, au Nord-Est de la zone étudiée. En effet, cette vitesse moyenne est de 11m par an pour la dune 2, de 12 m par an pour la dune 3, de 11m par an pour la dune 4. Plus au Nord, la dune 6, située à la périphérie SW du banc de Surtainville, présente une vitesse de migration plus

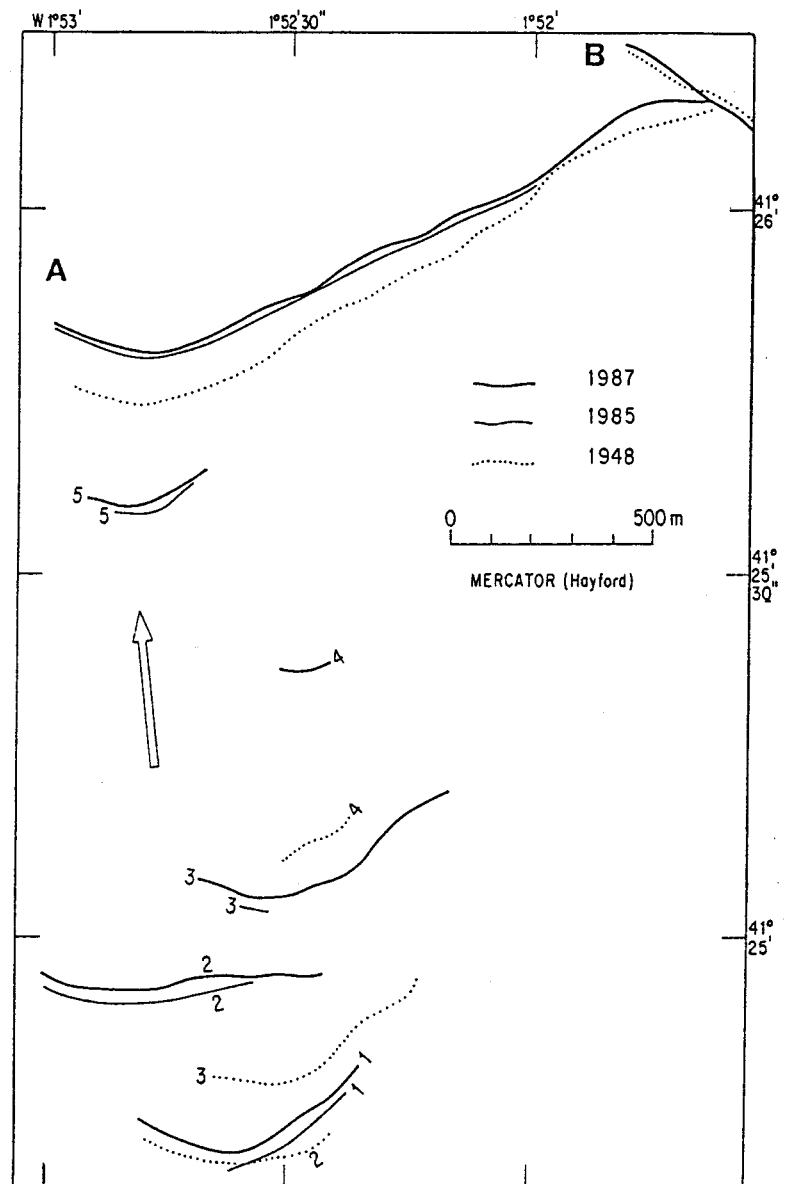


Figure 3A-33 : Déplacement des crêtes des dunes entre 1948 et 1987.

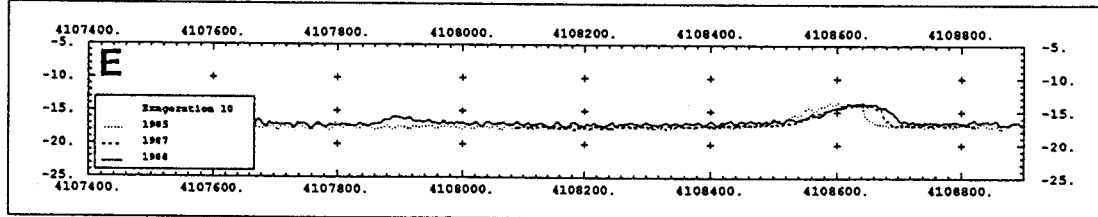
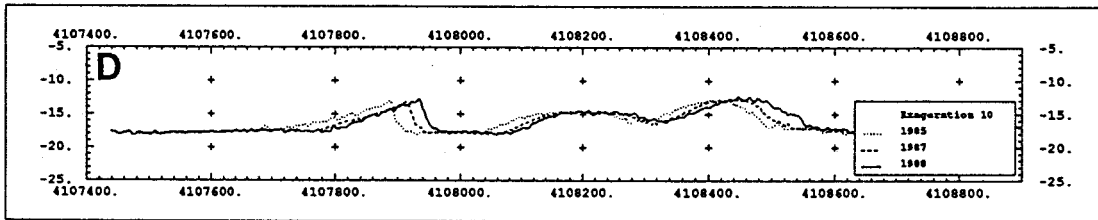
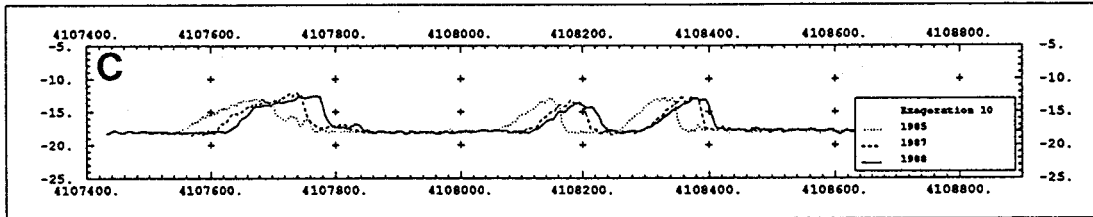
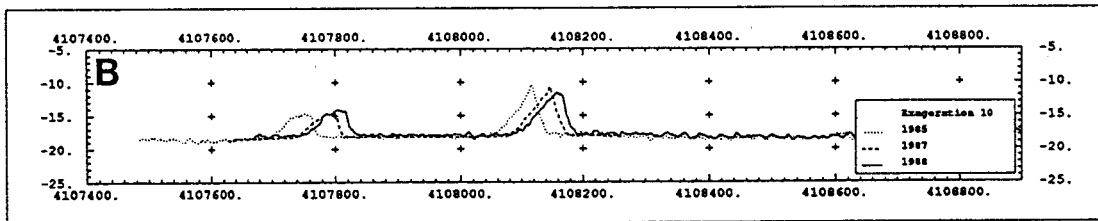
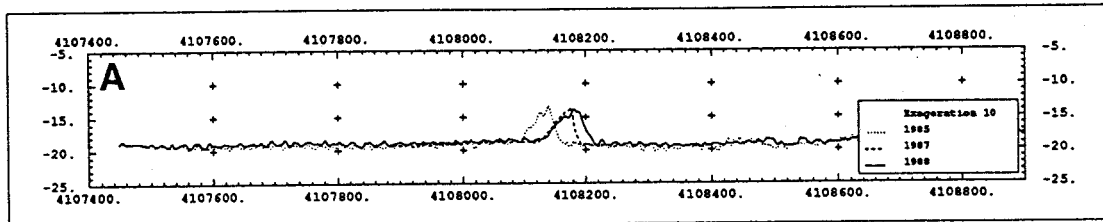
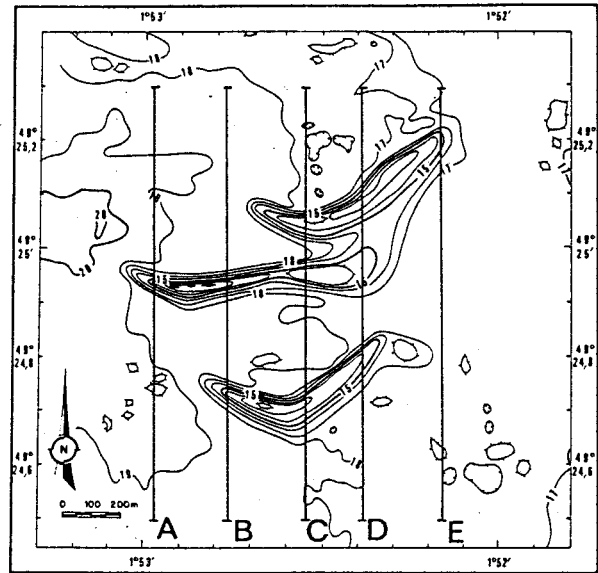
lente, et variable latéralement : 3 mètres par an au niveau de son extrémité occidentale, déplacement pratiquement nul au niveau de son ancrage sur le banc. Pour la dune 6, il serait préférable de mentionner une vitesse angulaire plutôt qu'une vitesse linéaire, par rapport à un pôle immobile constitué par l'intersection de sa crête avec celle du banc, qui constitue d'ailleurs le point le plus haut du secteur. Enfin, les profils topographiques indiquent à cet endroit une inversion de la polarité de la dune 6, dont le flanc le plus penté est orienté vers le Sud-Est. Tous ces indices conduisent à penser que le banc de Surtainville pourrait correspondre au centre d'une "cellule de convergence", similaire à celle décrite sur le banc de la Schôle (à 40 km au NW de Surtainville) par Walker et Orbi (1985). Ces auteurs ont en effet montré, en comparant un modèle numérique de courant et des levés sonar, que la

position du banc de la Schôle correspondait au coeur d'un vortex cyclonique, suggérant que l'édification du banc proviendrait du piégeage du sable par des tourbillons. Cette hypothèse ne peut être confirmée pour le banc de Surtainville, compte-tenu de la résolution des modèles numériques de courant disponibles sur le secteur, et parce que ce banc se raccorde à l'Est au prisme littoral. Quoiqu'il en soit, le banc de Surtainville apparaît, à l'échelle de nos observations, comme une structure stable autour de laquelle circulent des corps sableux beaucoup plus mobiles.

### *b - Migration des dunes à l'échelle annuelle*

Les 3 campagnes de Juillet 1985, Juillet 1987 et Septembre 1988 fournissent, sous forme numérique, une masse importante de données précises (30096 sondes pour la zone Sud levée durant la campagne de 1987) et acquises dans des conditions similaires. Nous avons sélectionné les 5 profils Nord-Sud ayant été effectués durant les trois campagnes et pour lesquels l'écart Est-Ouest des mesures était inférieur à 1m (fig. 3A-34). Les logiciels "Geol" et "Magma" permettent une manipulation aisée de ces données. Pour chacun de ces cinq profils, nous avons mesuré la vitesse de migration des 3 dunes de la zone Sud (Tableau 3A-5). Si l'on ramène les valeurs calculées sur les deux intervalles à des vitesses de migration annuelles, on obtient des valeurs comprises entre 4 et 28 m par an. Les valeurs obtenues pour les deux intervalles de mesure sont comparables pour les dunes 1 et 2, par contre, pour la dune 3, elles sont nettement plus importantes entre 85 et 87. **La vitesse de migration moyenne calculée à partir de ces mesures est de 15 m/an.** Si l'on compare l'évolution de la forme des 3 dunes, aussi bien grâce aux données bathymétriques qu'aux images sonar, on constate de plus que, malgré un taux de renouvellement important, la géométrie externe des corps est préservée durant l'intervalle de 3 ans, les 3 dunes restant parfaitement reconnaissables. Ainsi, la section des dunes, mesurée dans le plan vertical des profils bathymétriques, demeure pratiquement constante durant la période d'observation (Tableau 3A-6). Le taux de renouvellement calculé pour les deux intervalles 85-87 et 87-88, qui correspond au sédiment enlevé au flanc doux des dunes et déposé sur le flanc raide, est de l'ordre de 20 % (Tableau 3A-7). En 5 ans, le matériel constituant ces dunes est donc totalement renouvelé. Bien que la forme générale des dunes soit préservée, un examen détaillé indique certaines modifications. La plus notable concerne la dune 1, qui a tendance à devenir bi-dimensionnelle, ses branches migrant moins vite que sa partie centrale. La dune 2 au contraire a tendance à devenir plus arquée. On observe également sur de nombreux profils de 1988 une tendance à l'arasement du sommet des dunes, en particulier celui de la dune 2, où le bourrelet couvrant la partie occidentale de la crête en 1987 a disparu en 1988.

Figure 3A-34 : Comparaison de 5 profils bathymétriques des dunes de la zone Sud entre 1985, 1987 et 1988 .





Annual migration rate (in m/y)			
	from jul. 1985 to jul. 1987	from jul. 1987 to sept. 1988	Average rate
<b>Dune D1</b>			
A			
B	17	15	16
C	28	24	26
D	14	18	15
E			
<b>Dune D2</b>			
A	18	12	16
B	15	9	13
C	18	12	15
D			
E			
<b>Dune D3</b>			
A			
B			
C	22	4	15
D			
E	18	8	14

Measurement of cross-section areas (in m <sup>2</sup> )			
<b>Dune D1</b>			
	1 985	1 987	1 988
A			
B	183	182	184
C	607	634	674
D	386	398	390
E			
<b>Dune D2</b>			
	1 985	1 987	1 988
A	207	201	243
B	336	351	321
C	339	333	306
D			
E			
<b>Dune D3</b>			
	1 985	1 987	1 988
A			
B			
C	322	325	338
D			
E	394	369	331

Tableau 3A-5 : Vitesses de migration annuelle des dunes de la zone Sud, calculées sur les profils de la Figure 3A-34 pour les intervalles séparant les 3 campagnes de levés bathymétriques (Bourillet *et al.*, 1990).

Tableau 3A-6 : Section des dunes de la zone Sud, mesurée dans le plan vertical des profils bathymétriques pour les 3 campagnes de levés (Bourillet *et al.*, 1990)

Annual eroded (-) and deposited (+) sand pourcentages						Bed-load transport (in kg/day.linear meter)		
	from jul. 1985 to jul. 1987		from jul. 1987 to sept. 1988		Average pourcentage		Average value	
<b>Dune D1</b>								
	-	+	-	+	-	+	-	+
A								
B	34%	31%	12%	34%	26%	32%	208	259
C	18%	18%	16%	19%	17%	18%	463	497
D	19%	15%	9%	21%	16%	17%	266	285
E					20%	22%		
<b>Dune D2</b>								
	-	+	-	+	-	+	-	+
A	33%	31%	12%	39%	24%	32%	227	304
B	23%	25%	17%	23%	21%	26%	308	379
C	28%	25%	16%	21%	24%	25%	347	359
D								
E					23%	28%		
<b>Dune D3</b>								
	-	+	-	+	-	+	-	+
A								
B								
C	31%	27%	13%	17%	23%	23%	338	329
D								
E	12%	10%	9%	8%	12%	10%	183	157
					18%	17%		

Tableau 3A-7 : Taux d'érosion et de dépôt sur les dunes de la zone Sud, calculés pour les deux intervalles de temps séparant les 3 campagnes de levés bathymétriques. Les valeurs sont exprimées en pourcentage par rapport à la surface totale de la dune mesurée dans le plan vertical du profil. Les taux de transport sont calculés pour une densité du sable de 1600 kg/m<sup>3</sup> (Bourillet *et al.*, 1990).

La comparaison des images sonar des différentes campagnes fournit également des renseignements très intéressants, mais qui ne peuvent être directement exploités en terme de vitesse de migration compte-tenu de l'imprécision existant sur le positionnement du poisson remorqué. On a réalisé une comparaison sur la branche orientale de la dune 1, en "calant" les images acoustiques sur la position de la crête de cette dune fournie par les levés bathymétriques (fig. 3A-35). La bathymétrie indique à ce niveau une progradation de 13.5 m/an entre 1985 et 1987, et de 12 m/an entre 1987 et 1988. Les petites dunes, difficiles à détecter sur les enregistrements bathymétriques, présentent des vitesses de migration que l'on peut calculer à partir des images sonar "recalées". Pour les "petites dunes" 1 et 2 identifiées sur la figure 3A-35(A), dont l'amplitude ne dépasse pas 1m, ces vitesses sont respectivement de 61 et 45 m/an entre 1985 et 1987, et 46 et 38 m/an entre 1987 et 1988. On note de plus, sur la mosaïque de 1988, l'absence presque complète de petites dunes sur le flanc doux de D1 et leur remplacement par des formes en mamelon de 2 à 3 m de diamètre. Cette observation est à rapprocher des conditions d'acquisition des images sonar de 1988, qui ont été réalisées le 9-10 Septembre, c'est-à-dire immédiatement après une période d'agitation par les houles d'Ouest (§ 4-1-5). Ces formes pourraient être l'expression de "*hummocky cross-stratifications*" (Harms *et al.*, 1975), souvent décrites dans les dépôts fossiles dominés par la houle (Leckie, 1988), mais rarement observées dans les environnements actuels (Swift et Field, 1981 ; Swift *et al.*, 1983). Cette interprétation signifierait que dans l'intervalle de 36 heures entre la période d'agitation et le levé sonar, le courant tidal n'aurait pas eu le temps de reconstruire les petites dunes observées lors des deux autres reconnaissances. Un autre effet de l'épisode du 8 Septembre est observé sur les images sonar de 1988, où l'on distingue des rides d'oscillation symétriques, à crête rectiligne Nord-Sud et de longueur d'onde métrique, formées dans les sables moyens-fins tapissant le pied de la dune 2. Le fait que ces formes soient cantonnées au pied du flanc raide des dunes transverses est cohérent avec les mesures de courant de marée, qui indiquent que c'est à ce niveau que le courant de marée est le plus faible, et donc le moins susceptible de remanier les formes créées par la houle. Compte-tenu de l'avance rapide de la dune, ces structures peuvent fort bien être préservées par enfouissement sous des dépôts amenés en suspension ou par avalanche.

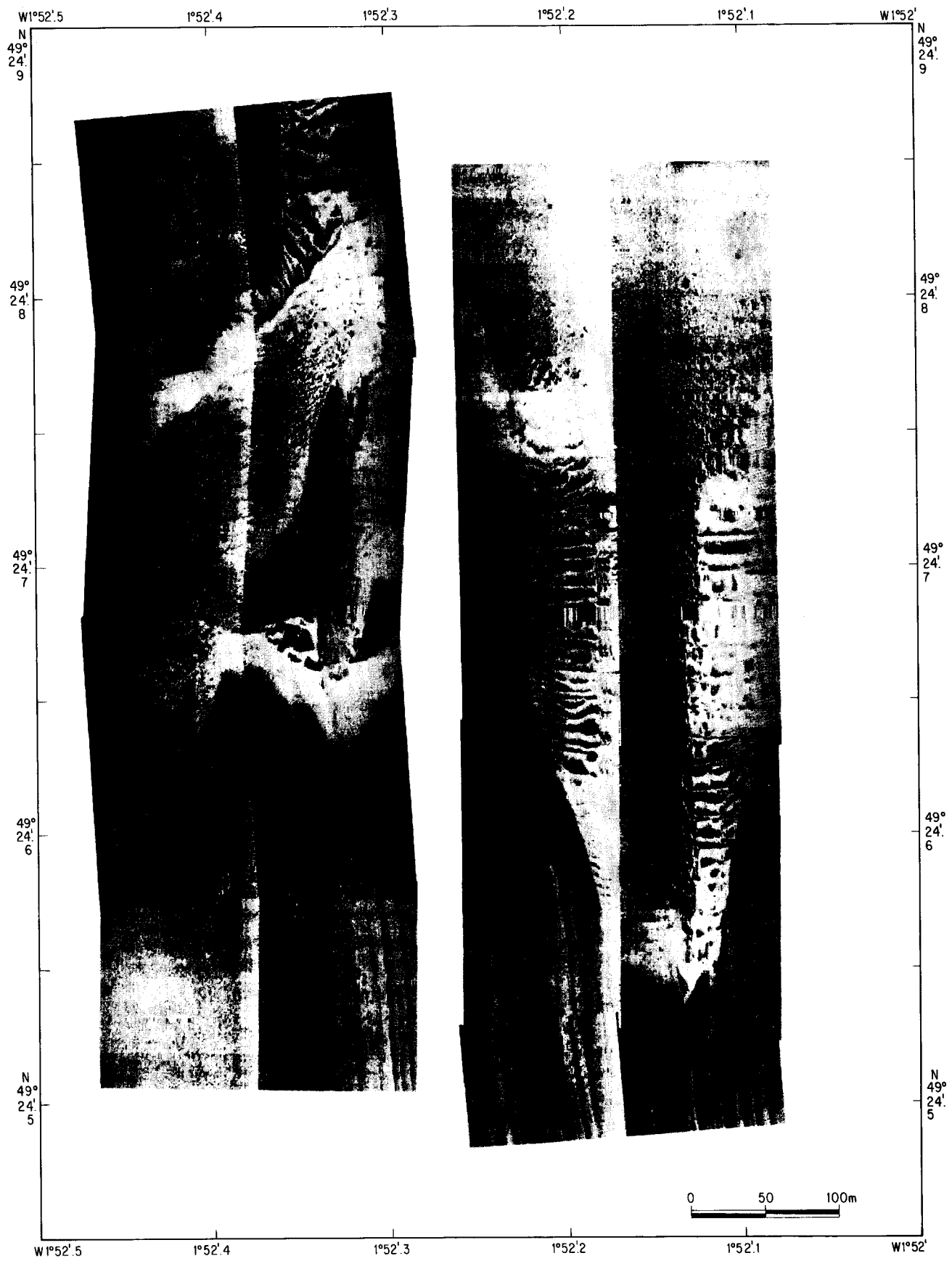


Figure 3A-35 : Comparaison des mosaïques sonar sur la branche orientale de la dune 1.  
(A) mosaïque de 1985.

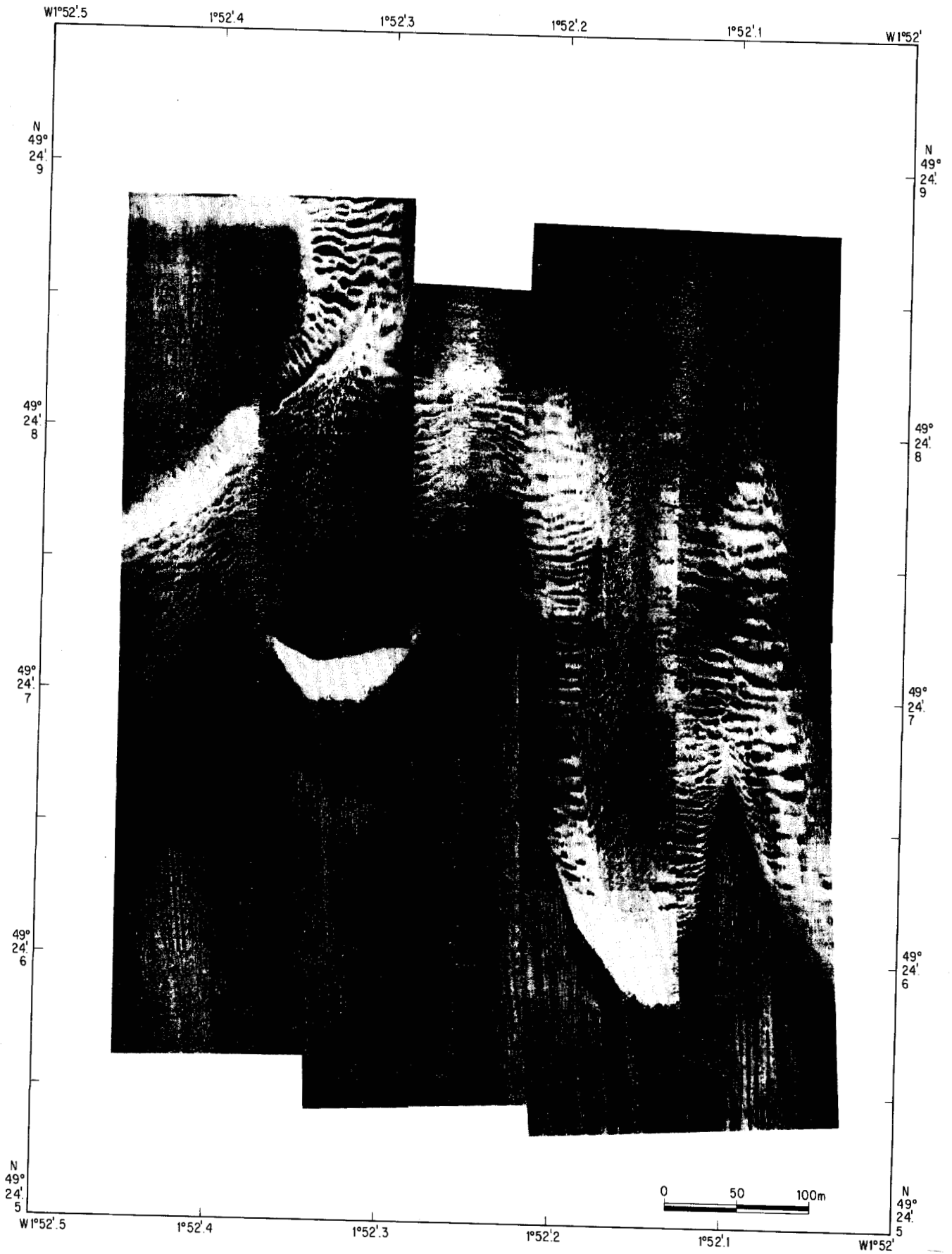


Figure 3A-35 : (B) mosaïque de 1987.



Figure 3A-35 : (C) mosaïque de 1988.

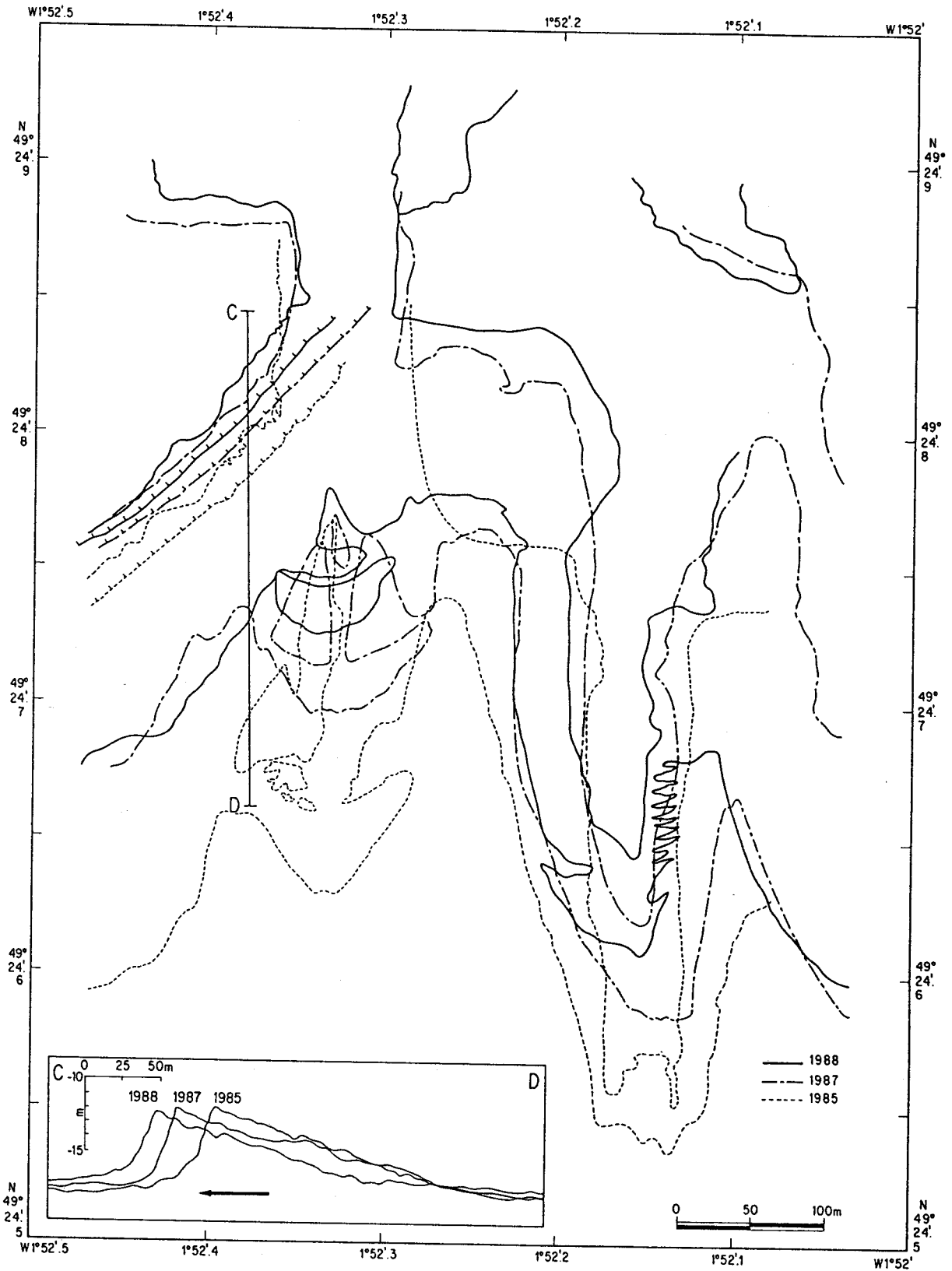


Figure 3A-35 : (D) interprétation des images. *pd1* et *pd2* désignent les petites dunes dont on peut suivre la migration. Les traits sombres sur la mosaïque de 1988 correspondent aux traces de dragage des ancres du "Suroît" durant les opérations de carottage.

*c - Migration durant un cycle morte eau-vive eau*

Entre le 7 et le 19 Septembre 1988, la pose de jalons et des observations répétées par plongeurs ont été effectuées au sommet de la dune 1. Beaucoup moins systématiques que les études de Langhorne (1982), ces observations fournissent néanmoins un complément d'information utile à l'interprétation des mesures indirectes.

*Le 7 Septembre après-midi*, durant l'étalement de courant suivant le jusant (coefficient de marée de 50), 7 tiges métalliques de 1.50 m ont été fixées sur la branche orientale de la dune 1, selon la position indiquée à la **figure 3A-36**. Les tiges 7, 6 et 1 étaient espacées de 10m dans une direction Nord-Sud sur le flanc doux, les tiges 4, 1 et 5 de 10 m dans une direction Est-Ouest, c'est-à-dire le long de la crête de la dune. Les tiges étaient fixées de façon à dépasser de 50 cm du sable, à l'exception de la tige 3 plantée dans les cailloutis, qui dépassait de 60 cm. Les observations des plongeurs indiquent à cet instant la présence d'un bourrelet de 40 à 50 cm au sommet de la dune, très meuble et orienté vers le Sud ("ebb-cap"), ainsi que l'existence de petites rides de jusant au pied du flanc raide.

*Le 10 Septembre à 9h30*, durant le flot bien établi (coefficient de marée 76), les plongeurs observent une avancée de la crête dunaire de 2.10m, mesurée par rapport aux marques 1 et 5. La pente du flanc raide, mesurée à l'inclinomètre, est alors de 25°. Au sommet de la dune, ils notent l'existence d'un "tapis" épais de 40 cm, formé de sable transporté en saltation.

*Le 18 Septembre en fin de jusant* (coefficient 69), la marque 1 se trouve légèrement sur la pente du flanc raide. En effet, la crête a légèrement reculé à cet endroit du fait de l'existence d'une "avalanche" large d'environ 1.50 m, semblable à celles observées au sommet des dunes éoliennes. Par contre, au niveau de la marque 5, la crête dunaire a progradé de 50 cm. Les piquets 4 et 7 n'ont pas été retrouvés, et se trouvaient donc probablement enfouis.

En définitive, on constate que les déplacements de la crête peuvent être très rapides (2.10 m en 3 jours) mais ne sont pas réguliers et varient latéralement. Les déplacements observés entre le 7 et le 10 ne sont pas significatifs, puisque réalisés à des moments différents par rapport au cycle de marée semi-diurne. Par contre, les observations entre le 7 et le 19 ont été effectuées au même stade de ce cycle, à l'étalement suivant le jusant, et la valeur de 50 cm de progradation vers le Nord mesurée au point 5 est compatible avec la vitesse moyenne de migration annuelle de la dune (15m/an, soit 41 cm en 10 jours). Le phénomène est compliqué par les processus intermittents d'avalanche, qui provoquent localement et temporairement un recul de la crête, ainsi qu'une avance de la base du flanc raide.

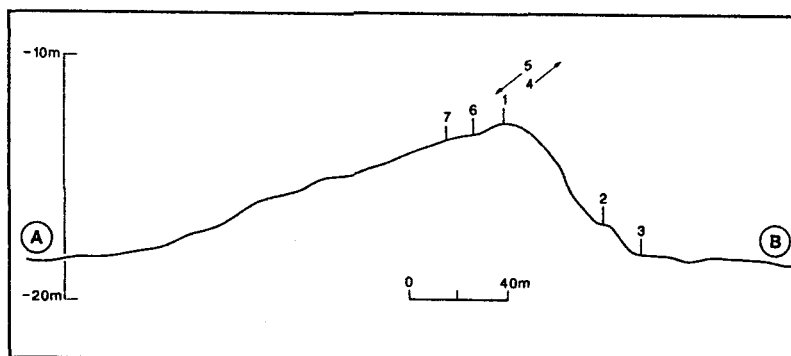


Figure 3A-36 : Position des jalons par rapport au profil bathymétrique de la dune 1 (levé du 9 Septembre 88).

#### 4.3.2 - Comparaison de la migration mesurée et de la migration calculée

La mesure ou le calcul du transport sédimentaire permet d'estimer la migration des dunes. Inversement, la connaissance de la migration permet de recalculer le transport sédimentaire. La première approche est utilisée par Cacchione *et al.* (1987) pour prédire la vitesse de migration de dunes barkhanoïdes de la plateforme est-américaine, tandis que la seconde est employée par Bokuniewicz *et al.* (1977) pour estimer le transport sédimentaire dans l'estuaire de Long Island (côte Ouest des Etats-Unis). Dans notre cas, les deux paramètres ont été déterminés indépendamment et il est intéressant de comparer les résultats des deux méthodes.

Le principe de la méthode de calcul des vitesses de migration des formes transverses à partir du transport par charriage est exposé par Simons *et al.* (1965). Plusieurs expressions en sont proposées (Bokuniewicz *et al.*, 1977 ; Rubin et Hunter, 1982 ; Allen, 1984, p. 67 ; Middleton et Southard, 1984 p. 278). Nous retiendrons la formule de Rubin et Hunter :

$$V_x = i_b / kH$$

avec  $V_x$  composante horizontale de la vitesse de migration de la dune,

$i_b$  "vitesse de transport des formes sédimentaires" ("*bedform transport rate*") définie comme la part du transport sédimentaire intervenant dans la migration de la dune, moyennée sur une longueur d'onde,

H amplitude de la dune,

k égal au rapport  $A_c / LH$ ,  $A_c$  étant la surface de la dune dans un plan vertical et L sa longueur d'onde.

Si  $q_{sb}$  est le transport sableux par charriage, on a:

$$i_b = q_{sb} / g,$$

g étant le poids volumique du sable, égal à  $1.6 \text{ g/cm}^3$ .



La plupart des auteurs emploient une version simplifiée de cette équation, en assimilant la surface de la dune dans un plan vertical à un triangle. On a alors :

$$V_x = 2i_b / H = 2q_{sb} / g H$$

Dans notre cas, les mesures précises de volume et de morphologie permettent de calculer plus précisément k. Pour la dune 2, on peut retenir :

$$A_c \sim 300 \text{ m}^2$$

$$L \sim 110 \text{ m}$$

$$H \sim 7 \text{ m}$$

d'où il vient  $k \sim 0.39$

La valeur utilisée pour le débit charrié moyen est celle calculée à partir des mesures de courant sur un cycle morte eau - vive eau au point C6, c'est-à-dire à proximité immédiate de la dune 2, mais en dehors de la zone perturbée par le relief des corps sableux. Compte-tenu des différentes estimations du transport, une valeur moyenne de 500 kg par mètre linéaire et par jour a été retenue (paragraphe 4.1.4), soit 0.058 g/cm/s. Si l'on assimile ce débit charrié à  $i_b$ , ce qui revient à considérer que tout le sédiment transporté est impliqué dans la migration de la dune, autrement dit qu'il n'y a pas de perte sous l'effet de la mise en suspension au niveau de la crête dunaire, on a alors :

$$V_x = q_{sb} / kH\gamma = 13.2 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s}$$

La vitesse de migration moyenne de la dune 2 ainsi prédite serait de **42m par an**. Cette valeur est largement supérieure à la valeur de 15m effectivement observée entre 1985 et 1988. Plusieurs raisons peuvent contribuer à expliquer cette différence. La première tient à l'imprécision de la formule de transport elle-même. Une seconde est liée à l'approximation qui consiste à considérer que tout le sédiment est "piégé" par le flanc raide de la dune, alors que les observations en plongée montrent qu'une fraction sableuse est entraînée en suspension. De plus, le calcul du débit solide fournit l'*aptitude* du courant à transporter le sédiment, et non la masse effectivement transportée qui dépend du stock sableux disponible. Or, la zone d'étude est précisément caractérisée par un déficit sédimentaire que traduit la discontinuité de la couverture sableuse. Si une partie de la fraction sableuse est "perdue" par la dune du fait d'un entrainement en suspension la partie la plus grossière, dominante au sommet de la dune, est moins sensible au transport (le diamètre moyen utilisé pour le calcul du charriage était de 0.45mm, et les prélèvements au sommet de la dune indiquent une granularité plus forte, de l'ordre de 0.7mm). Enfin, on peut supposer que les houles, en arrondissant la crête des dunes, ralentissent leur migration, la progradation étant momentanément stoppée jusqu'à ce que le profil d'équilibre soit reconstitué.

### 4.3.3 - Conclusions sur la migration des dunes

La précision des 3 levés successifs permet de prouver que les dunes de la région de Surtainville migrent de façon notable, selon une direction conforme au grand axe de l'ellipse de marée. La vitesse de migration dépend de la zone : 15 m par an au Sud, quelques mètres au Nord. La comparaison avec des levés plus anciens confirme ces valeurs moyennes. Toutes choses égales par ailleurs, les dunes migrent d'autant plus vite que leur amplitude est faible : de l'ordre de 50 m/an pour des dunes d'un mètre d'amplitude de la zone Sud, alors que leurs voisines de 6m se déplacent de 15 m par an.

Le calcul de la migration à partir des mesures de courant amène à la prévision d'un déplacement annuel de 42 m pour les grandes dunes de la zone Sud. Cette surestimation peut être attribuée à la formule de charriage employée, mais aussi au fait que la zone est en déficit sédimentaire, le calcul indiquant la *capacité* de transport et non le transport réel. Enfin, l'action érosive des houles pourrait conduire à un blocage momentané de la progradation. En fin de compte, trop de facteurs mal quantifiés interviennent pour que la migration des dunes soit modélisée numériquement avec précision. L'extrapolation de levés bathymétriques successifs demeure la méthode la plus précise et la plus fiable pour prédire l'évolution des fonds.



## 5 - STRUCTURE INTERNE DES DUNES

### 5.1 - Structures internes observées en sismique

L'utilisation de nouveaux outils d'acquisition et de traitement de sismique très haute résolution a permis de mettre en évidence des réflecteurs à l'intérieur des dunes. Des séquences sismiques ont été définies, limitées par des discontinuités. Il s'agit ici de micro-séquences, dont l'extension est inférieure à la durée du signal employé en sismique conventionnelle, mais les principes de base de la stratigraphie sismique peuvent être transposés et sa terminologie employée.

#### 5.1.1 - Typologie des réflecteurs sismiques

L'analyse des discontinuités fait apparaître une hiérarchie des réflecteurs, similaire à celle observée dans les dunes éoliennes. Par analogie, nous avons repris la terminologie des surfaces - limites ("*bounding surfaces*") définies par Brookfield (1977), sans préjuger bien sur des mécanismes de formation de ces surfaces. Trois types principaux de discontinuités, caractérisées par leur réflectivité, leur pendage et leur géométrie apparaissent. Comme dans toute classification, on note cependant l'existence de formes intermédiaires.

- **Les discontinuités de premier ordre** correspondent à des réflecteurs sub-horizontaux à fort contraste d'impédance. Elles se rencontrent à la base des dépôts sableux où elles constituent le toit des dépôts grossiers anté-holocènes qui correspondent, lorsqu'ils affleurent, au faciès acoustique sombre des images sonar. Elles se rencontrent également à l'intérieur des dunes, généralement dans leur partie sommitale, où elles apparaissent comme des niveaux érosifs recoupant les réflecteurs obliques sous-jacents.

- **Les discontinuités de deuxième ordre** sont des réflecteurs obliques, dont les pendages sont de même direction que celui du flanc raide de la dune. L'inclinaison de ces réflecteurs est généralement comprise entre 5 et 10°. Elles correspondent à des réflecteurs sismiques bien marqués, à fort contraste d'impédance, que l'on peut suivre du sommet à la base de la séquence sismique délimitée par les discontinuités d'ordre supérieur. Ces discontinuités sont parfois tabulaires et parallèles, mais adoptent le plus souvent une forme sigmoïde ou tangentielle oblique, selon la terminologie de Mitchum *et al.* (1977). Elles forment des surfaces d'érosion qui recoupent les niveaux sous-jacents en formant des "*toplaps*". L'épaisseur des micro-séquences sismiques délimitées par 2 surfaces est très variable, de quelques décimètres à plus de cinq mètres.

- On observe enfin des **réflecteurs obliques fortement pentés**, dont le pendage est généralement compris entre 20 et 25° (après migration) et le contact basal est angulaire. Il est probable que d'autres niveaux, plus pentés, ne sont pas visibles sur les enregistrements du fait de la

diffraction des ondes sismiques. Ces horizons fortement pentés sont généralement limités par deux discontinuités de premier ou deuxième ordre, et se terminent par un biseau de progradation ("downlap") et un biseau sommital ("toplap") mais il arrive qu'on puisse les suivre du sommet à la base de la dune, c'est-à-dire sur une amplitude de plusieurs mètres.

### 5.1.2- Architecture des différents types de dunes

Nous avons mentionné au paragraphe 3 la grande diversité morphologique des dunes de Surtainville, attribuée aux variations des conditions hydro-sédimentaires. Il en va de même pour la structure interne de ces dunes, où l'agencement et la part relative des différents types de réflecteurs sont très variables. La réalisation d'une maille extrêmement serrée de profils sismiques, effectués dans deux directions perpendiculaires, a permis de reconstituer la géométrie interne des dépôts. Les profils les plus caractéristiques, dont la position est indiquée sur les figures 3A-37 et 38, sont présentés ci-dessous.

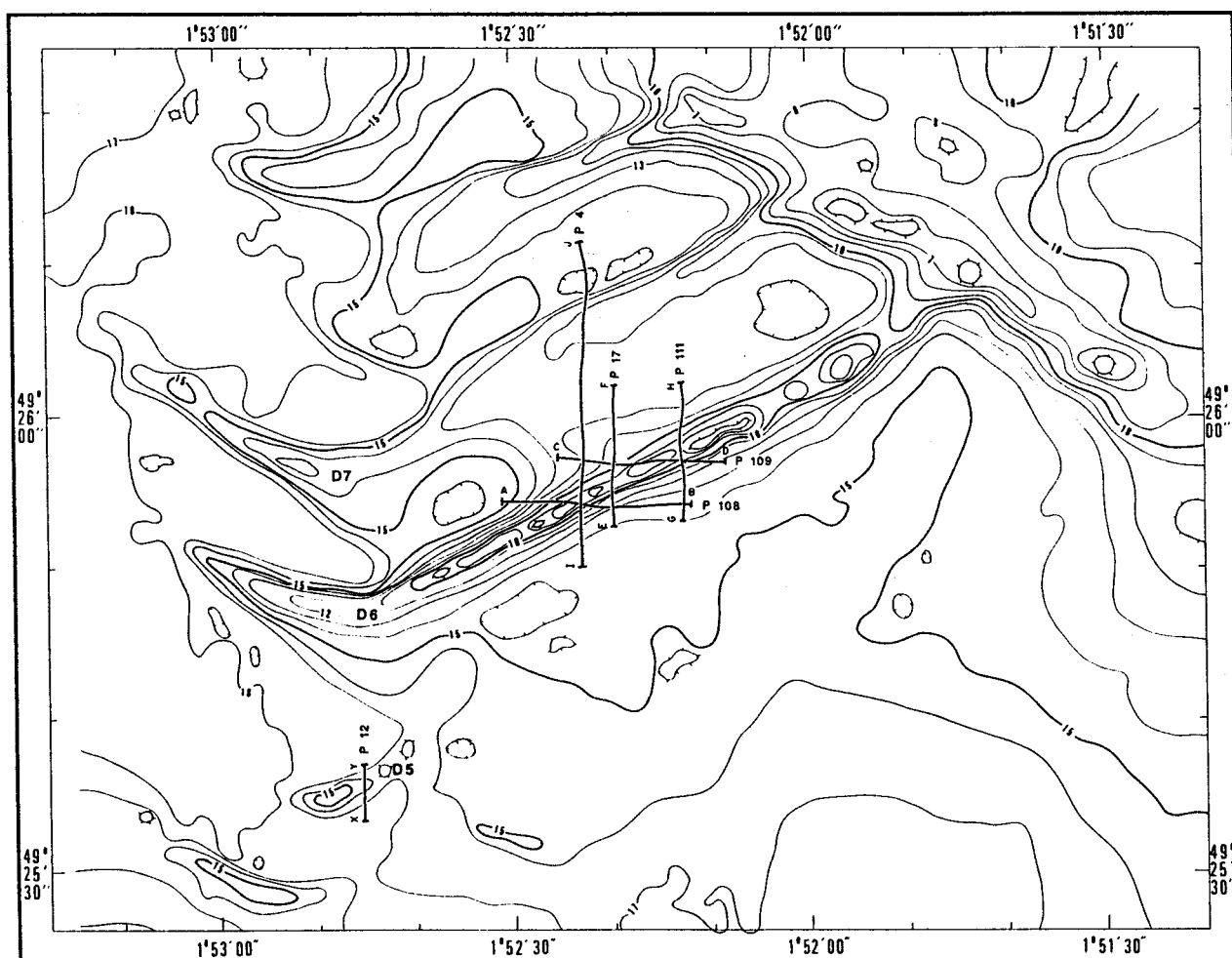


Figure 3A-38 : Localisation des profils sismiques et des carottages sur la zone Nord de Surtainville.

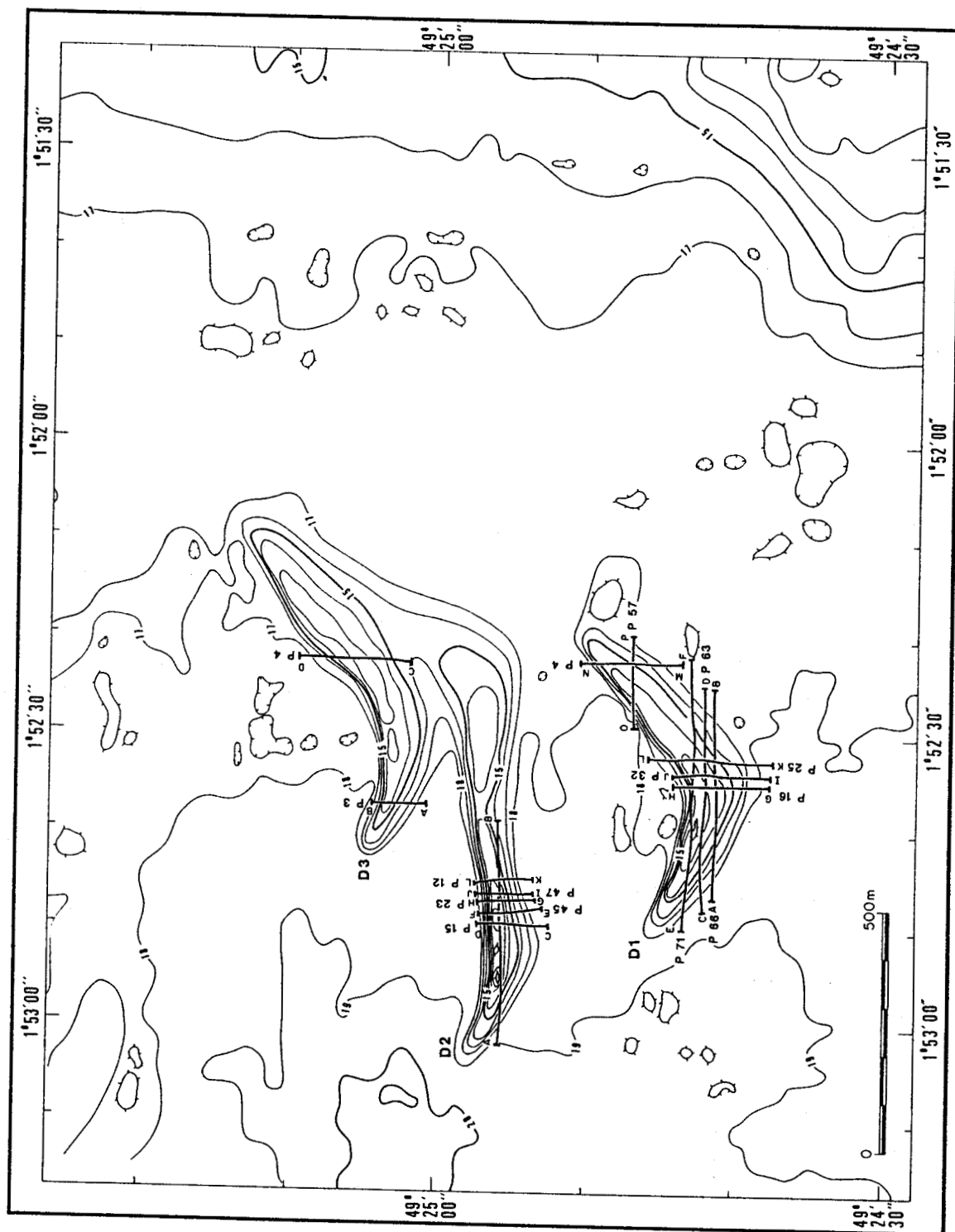


Figure 3A-37 : Localisation des profils sismiques et des carottages sur la zone Sud de Surtainville.

La vitesse du son dans les sédiments sableux a été calculée à partir de l'effet de remontée du réflecteur de base (effet de "pull up"). Ce réflecteur est en effet pratiquement plan et horizontal. Son aspect convexe vers le haut lorsqu'il est recouvert de sable dunaire tient donc à l'augmentation de la vitesse  $V_s$  dans le sable par rapport à la vitesse  $V_e$  du son dans l'eau. Si  $T_e$  est le temps de trajet dans l'eau pour atteindre ce réflecteur lorsqu'il affleure, et  $T_s$  le temps pour l'atteindre lorsqu'il est recouvert de sable, on a :

$$V_e T_e = V_s T_s$$

A partir d'une série de mesures, et en prenant  $V_e$  égale à 1500 m/s, on a trouvé une valeur moyenne de  $V_s$  égale à 1630 m/s.

### a - La dune 1

C'est la plus remarquable, avec une morphologie externe très comparable à celle des barkhanes éoliennes. Les profils Nord-Sud montrent une structure en "cosets"<sup>1</sup>, chacun étant délimité par une discontinuité d'ordre 2 (fig. 3A-39). Ces surfaces limites ont des géométries différentes : certaines sont rectilignes dans le plan Nord-Sud, avec un très faible pendage  $N1^\circ$  à  $N3^\circ$ , alors que d'autres ont une concavité marquée vers le bas, du fait d'une augmentation progressive du pendage vers le Nord qui atteint jusqu'à  $10^\circ$ . Entre chacune de ces surfaces, on retrouve des réflecteurs sismiques plus fortement pentés (de l'ordre de  $20^\circ$ ), dont l'extension verticale ne dépasse cependant pas 2.5m. Cette géométrie est très semblable à celle des surfaces-limites décrites par McKee (1979) dans des barkhanes éoliennes actuelles du Nouveau-Mexique, bien que les angles mesurés dans notre cas soient légèrement moins importants (encore une fois, il faut souligner que les horizons les plus pentés, surtout s'ils sont de faible extension, sont indiscernables en sismique). Des observations en plongée sur le flanc raide de la dune ont montré qu'il consistait en un véritable flanc d'avalanche, tabulaire, penté de  $22^\circ$  (au centre de la dune) à  $28^\circ$  (sur la branche orientale de la dune) sur une hauteur de 4m, dépourvu de formes surimposées (rides ou petites dunes) et recouvert de "langues" sableuses analogues aux dépôts d'avalanche des dunes éoliennes. Les coupes sismiques réalisées dans un plan perpendiculaire à la direction de progradation montrent que les réflecteurs adoptent une disposition générale en "berceau" ou en "auge" (fig. 3A-40 et 3A-41), caractéristique des formes tri-dimensionnelles (Harms *et al.*, 1982).

Les profils sismiques réalisés sur la partie orientale de la dune (fig. 3A-42) confirment les observations réalisées en plongée : dans cette zone, les pendages des réflecteurs très pentés, comme le flanc raide, sont plus fortement inclinés, puisqu'ils atteignent un pendage vrai de  $32^\circ$  au  $N290^\circ$  (valeur calculée à partir des mesures effectuées selon deux directions perpendiculaires). Dans cette

<sup>1</sup> Un *coset* est un groupement de *sets* ou faisceaux obliques (Gubler, 1966). Les deux termes anglo-saxons de *set* et *coset* sont les plus employés par les sédimentologues francophones.

partie, où l'amplitude de la dune est de l'ordre de 4m, ce sont d'ailleurs ces réflecteurs très pentés qui dominent, les surfaces limites étant seulement présentes dans la partie sommitale.

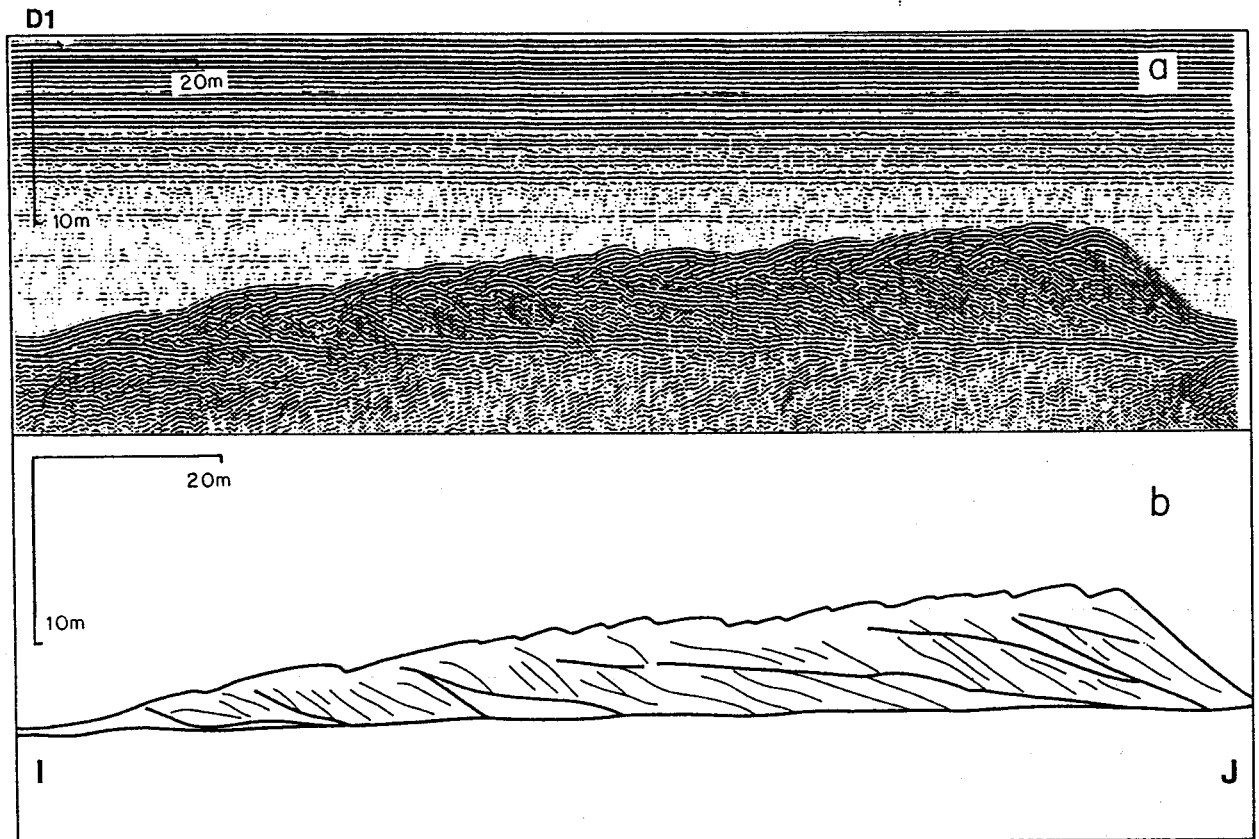


Figure 3A-39 : Coupe sismique Nord-Sud de la dune 1 (localisation fig. 3A-37) *Traitement "Sithere". Interprétation G. Lericolais.*

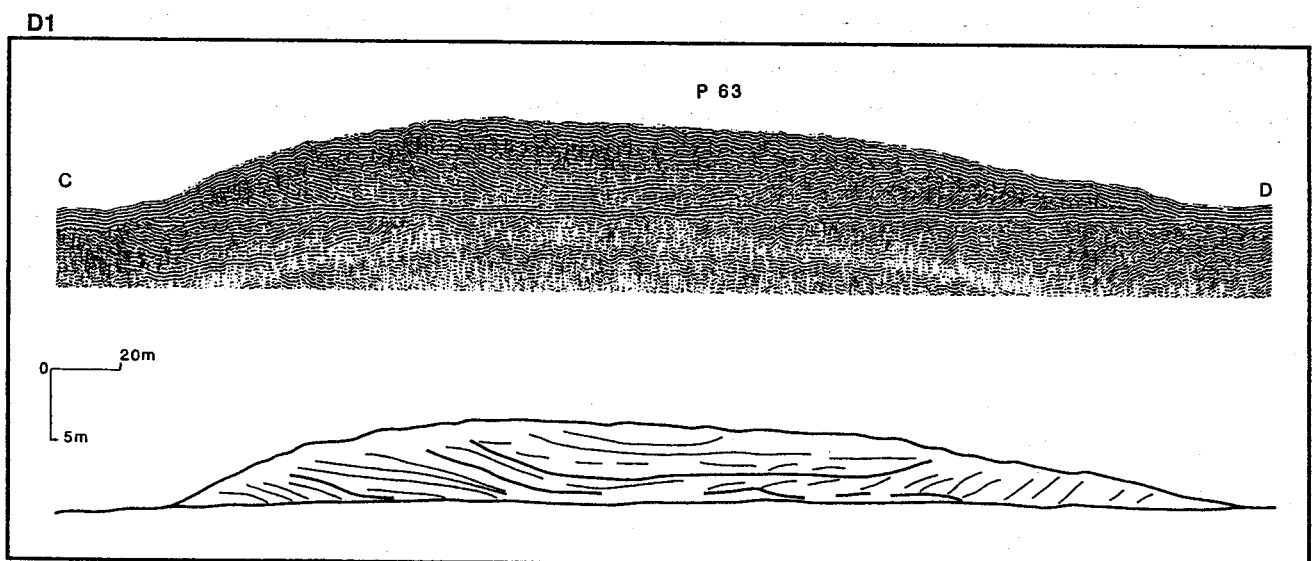


Figure 3A-40 : Coupe sismique Ouest-Est de la dune 1 (localisation fig. 3A-37) *Traitement "Sithere".*



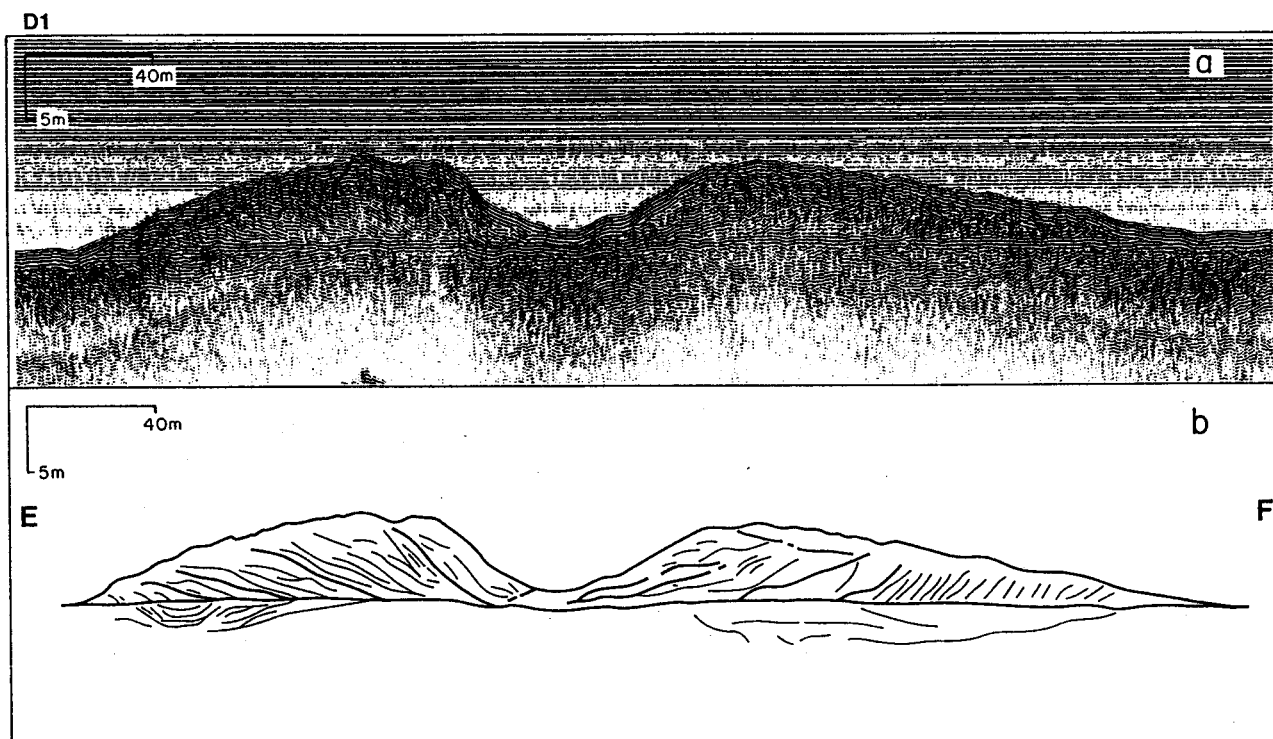


Figure 3A-41 : Coupe sismique Ouest-Est de la dune 1 (localisation fig. 3A-37) Traitement "Sithere", interprétation G. Lericolais.

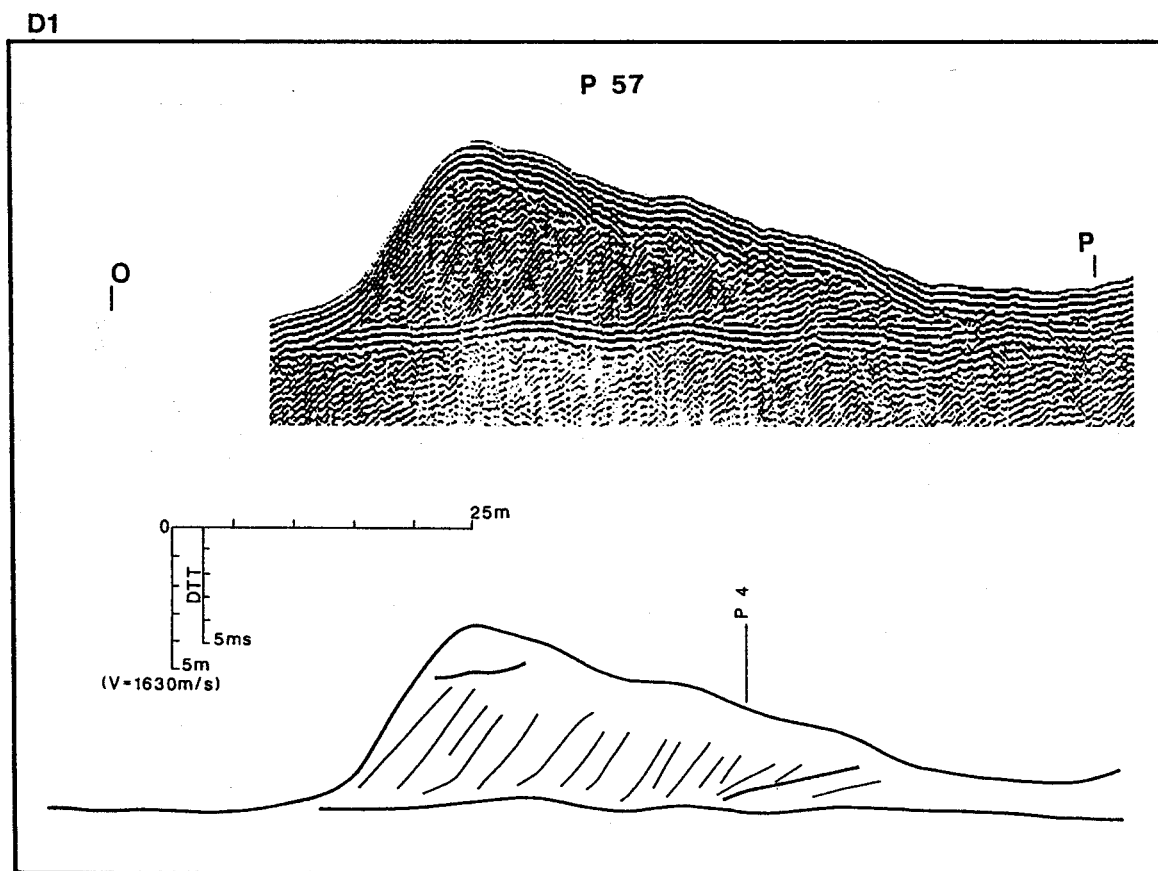


Figure 3A-42 : Coupe sismique Ouest-Est sur la branche orientale de la dune 1 (localisation fig. 3A-37) Traitement "Sithere". P 4 : intersection avec le profil N-S de la Figure 3A-42.

## b - La dune 2

C'est la plus haute de la zone Sud (7.5m d'amplitude). Sa structure interne présente, dans un plan Nord-Sud, des réflecteurs fortement pentés ( $17^\circ$  à  $22^\circ$ ), des discontinuités de deuxième ordre dont la pente moyenne est de l'ordre de  $10^\circ$ , planes ou à concavité vers le haut et enfin une discontinuité de premier ordre, tronquant les réflecteurs sous-jacents (fig. 3A-43). Cette surface se trouve à une altitude constante de 5.5m par rapport au substrat. Elle se corrèle très bien d'un profil à l'autre jusqu'à ce que, l'amplitude de la dune diminuant vers l'Est, elle se confonde avec le sommet. La dune est donc une forme composite, constituée par une dune dont le sommet est arrondi, coiffée en son centre par une unité de 1 à 1.50m d'amplitude qui présente elle-même des réflecteurs pentés dont certains adoptent une polarité de jusant. Ce phénomène s'enregistre dans la morphologie externe de la dune, qui présente sur son flanc doux un "replat" qui se prolonge intérieurement par la discontinuité érosive. Selon la terminologie de Van Veen (1935), il s'agit d'une morphologie en "cat back" à l'Ouest alors qu'elle est "progressive" plus à l'Est. Les discontinuités situées sur les profils Est-Ouest montrent une disposition en auge caractéristique des formes tri-dimensionnelles (Harms *et al.*, 1975). Elles sont facilement corrélables aux discontinuités de deuxième ordre observées dans la direction de progradation. Elles ne sont donc pas liées à phénomènes d'érosion locale, puisqu'elles affectent la totalité de la dune d'Est en Ouest (fig. 3A-44).

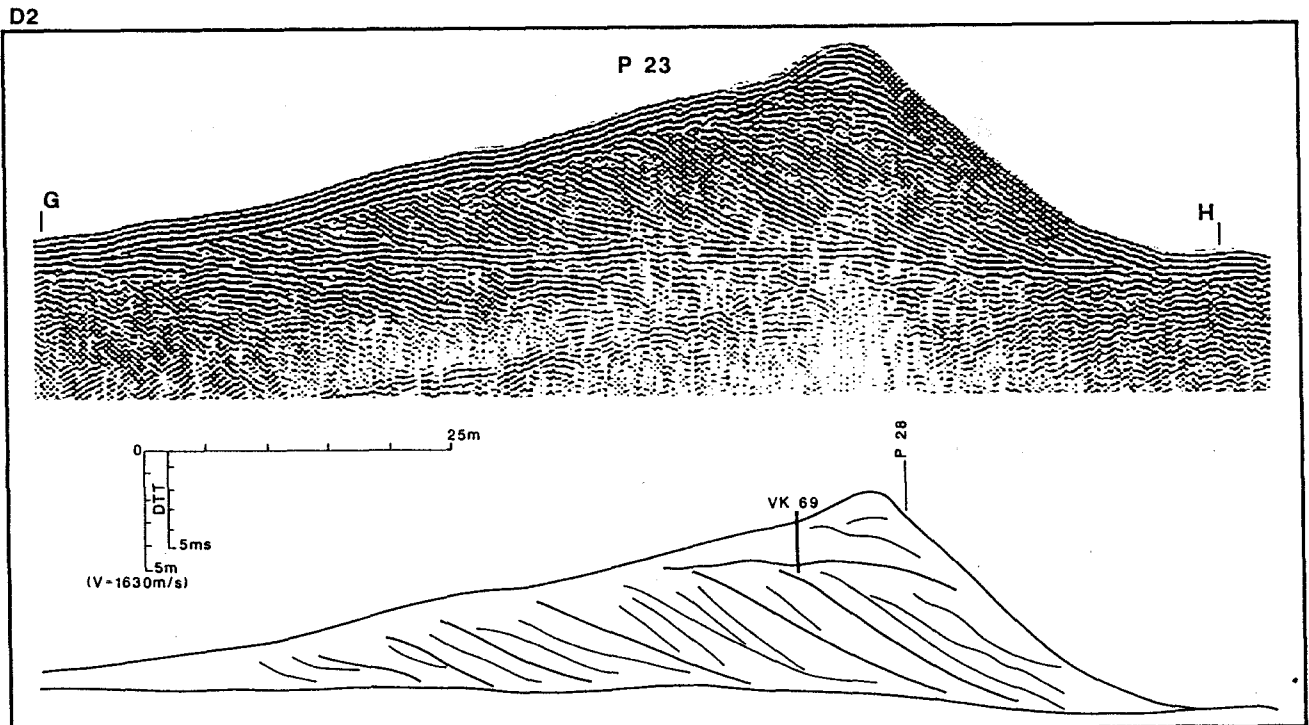


Figure 3A-43 : Coupe sismique Nord-Sud sur la dune 2 (localisation fig. 3A-37). Traitement "Sithere". VK 69 : position du carottage

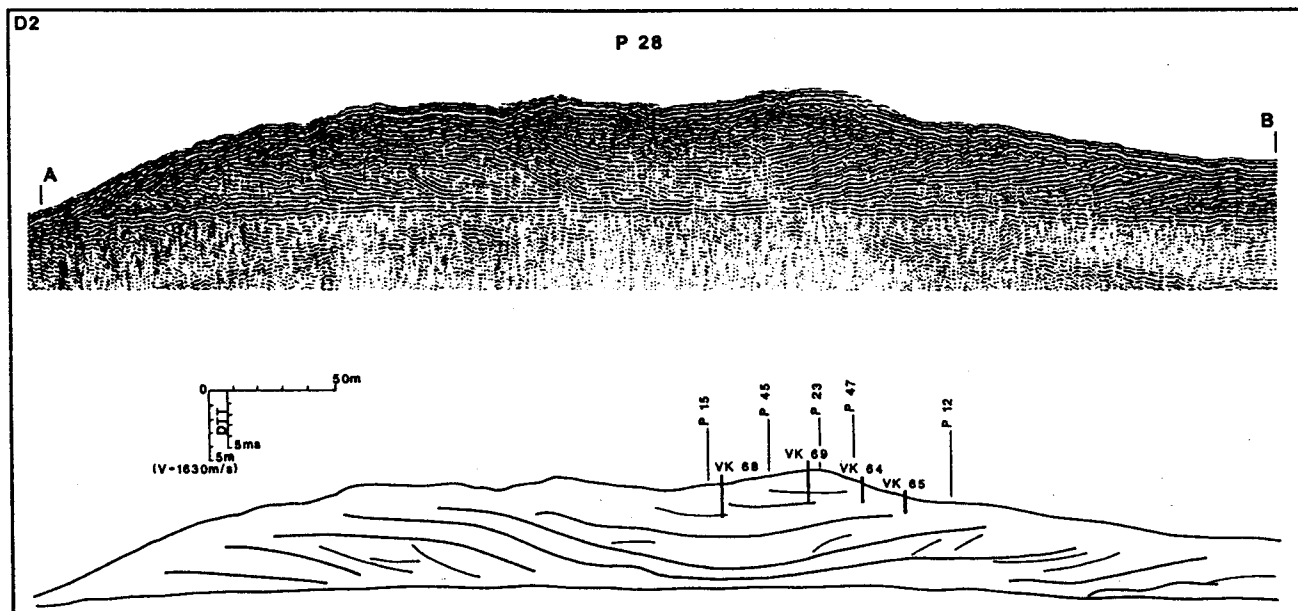


Figure 3A-44 : Coupe sismique Ouest-Est de la dune 2 (localisation fig. 3A-37) Traitement "Sithere"

### b - La dune 3

Elle n'a pas été étudiée en détail, dans la mesure où elle présente des structures internes similaires à celles des dunes 1 et 2, mais plus difficiles à pointer du fait des nombreuses hyperboles produites par les mégarides de surface. La morphologie de la dune est également barkhanoïde, mais elle s'anastomose à l'Est avec la dune 2, ainsi qu'avec une forme plus petite située plus au Nord. L'extrémité occidentale de cette dune présente une structure dominée par des réflecteurs fortement pentés, tronqués par une discontinuité de premier ordre au sommet (fig. 3A-45), alors qu'à l'Est, on observe principalement de grandes surfaces limites similaires à celles de la dune 1, délimitant des "cosets" de 2 à 3 mètres d'épaisseur et à inclinaison vers le Nord. Dans ces "cosets", on observe également des réflecteurs fortement déclives (fig. 3A-46). Une différence majeure entre les deux extrémités concerne la pente de leur flanc raide, véritable pente d'avalanche à l'Ouest alors qu'elle est suffisamment douce à l'Est pour permettre le développement de petites dunes.

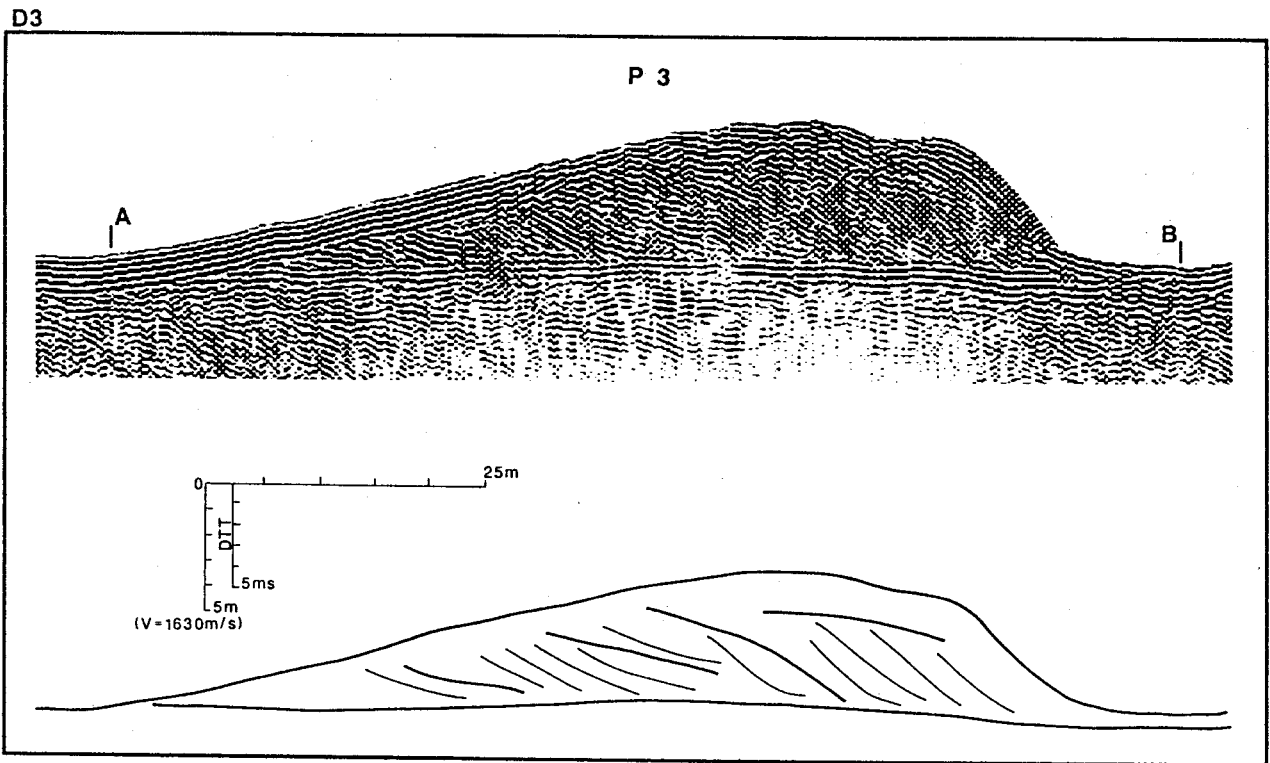


Figure 3A-45 : Coupe sismique Nord-Sud de la dune 3 (localisation fig. 3A-37) *Traitement "Sithere"*.

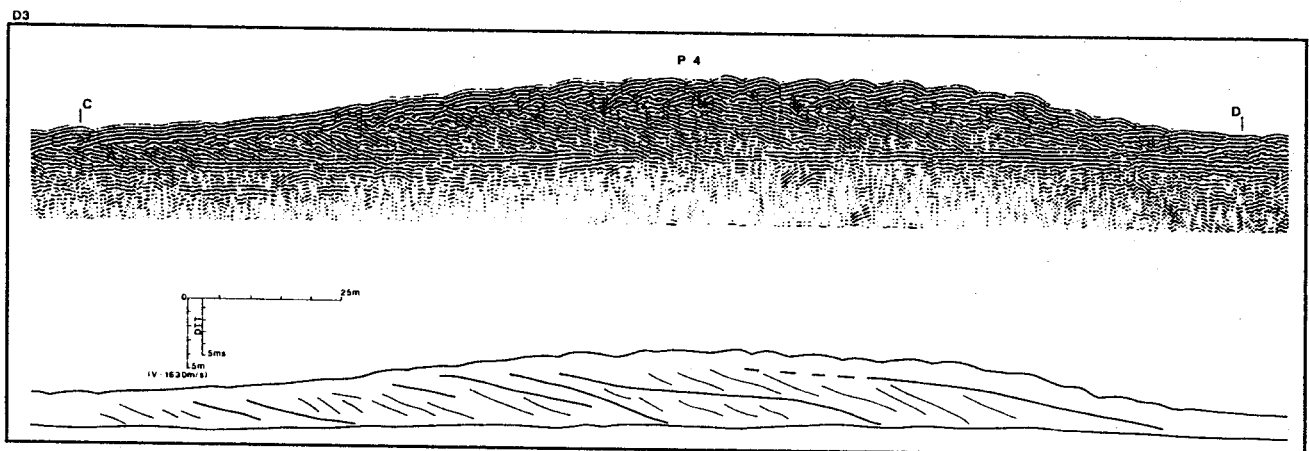


Figure 3A-46 : Coupe sismique Ouest-Est de la dune 3 (localisation fig. 3A-37) *Traitement "Sithere"*.

*c- La dune 5*

C'est le dernier corps sableux isolé en direction du Nord. De très faible longueur d'onde, cette dune présente des réflecteurs internes fortement pentés ( $18^\circ$  à  $27^\circ$ ) et une seule discontinuité de deuxième ordre (fig. 3A-47).

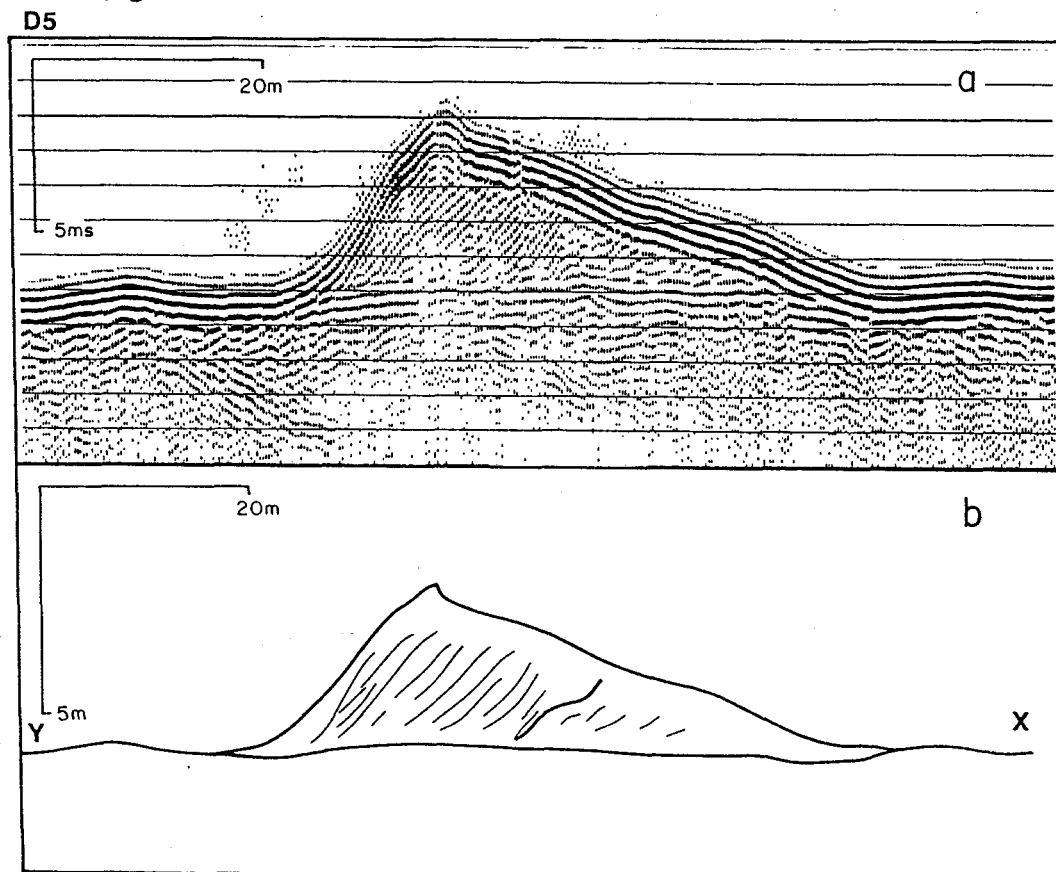


Figure 3A-47 : Coupe sismique Nord-Sud de la dune 5 (localisation fig. 3A-38) Traitement "Elsa" de SNEA(P)

*d - Les corps sableux de la zone Nord*

Ils correspondent à la partie méridionale du "Banc de Surtainville", qui est rattaché à la côte. Cette partie du banc est en fait constituée de 3 dunes isolées à l'Ouest, amalgamées au banc à l'Est, d'orientation moyenne  $N65^\circ$ - $N145^\circ$ , alors que la limite du banc proprement dit est orientée  $N120^\circ$ - $N300^\circ$ . Ces dunes présentent une crête rectiligne, de plus de 1200m d'extension pour la plus méridionale (la dune n°6), mais elles présentent à leur extrémité occidentale une forme en croissant, similaire à celle des dunes de la zone Sud. Le profil de ces dunes varie latéralement, en particulier celui de la dune n°6 qui est pratiquement symétrique à l'Est alors qu'il est asymétrique plus à l'Ouest. De ce fait, on observe une évolution des pentes du flanc doux (c'est-à-dire Sud) de cette dune, qui passe de  $2-3^\circ$  à l'Ouest à  $15^\circ$  à l'Est, alors que la pente du flanc "raide" varie beaucoup moins, de  $15-$

20° à l'Ouest à 10-15° à l'Est. De la même façon, la structure interne de la dune 6 varie latéralement : à l'Ouest, elle présente une structure similaire à celle de la dune 2, dominée par des discontinuités de deuxième ordre inclinées dans la direction de progradation et tronquées au sommet par une discontinuité de premier ordre (fig. 3A-48). La même dune présente plus à l'Est une structure radicalement différente, dominée par les discontinuités de premier ordre. Elle est en fait constituée d'un empilement de 6 "sets" épais de 0.5 à 3 m et délimités par des discontinuités de premier ordre. Dans chacun des sets, on observe des réflecteurs obliques (discontinuités de deuxième ordre ou réflecteurs fortement pentés) orientés dans la direction de progradation de la dune (fig. 3A-49 et 3A-50). Ces "sets" résultent du chevauchement des dunes les plus méridionales sur celles situées plus au Nord, comme le montre un profil à travers les dunes 6 et 7 (fig. 3A-51). Dans la terminologie de Hunter (1977) et d'Allen (1982b, p.353), il s'agit de sets "sub-critiques", formés par la migration de dunes dont l'angle de chevauchement ("*angle of climb*") est supérieur à 0° mais inférieur à celui du flanc doux de la dune précédente. Plus précisément, on observe que cet angle de chevauchement, toujours très faible, varie d'un point à l'autre, traduisant les fluctuations des conditions hydro-sédimentaires dans le temps, mais probablement aussi le fait que les dunes ne sont pas parfaitement bi-dimensionnelles et ont des tailles, et donc des vitesses de migration, variables. Par comparaison avec les séries anciennes, cet exemple est particulièrement intéressant puisqu'il montre un cas où il est possible de relier un "set" de stratifications obliques préservé et la dune qui est à son origine. On constate que le rapport entre l'amplitude H de la dune et la hauteur T du "set" préservé est de l'ordre de 2 (l'amplitude moyenne de la dune 7 est de 3.5m, celle du set préservé, calculée avec une vitesse du son dans le sédiment de 1630m/s est de 1.7m). Si l'on applique la formule proposée par Rubin et Hunter (1982) pour calculer l'amplitude d'une dune à l'origine d'un "set" de stratifications obliques, on trouve :

$$H = (TD / I)^{1/2} = 3.1\text{m}$$

où D est l'extension de la dune (500m) et I l'indice de forme verticale (86).

La différence entre H observée (3.5m) et H calculée (3.1m) est très faible, surtout si l'on considère que la formule établie par Rubin et Hunter s'applique à des formes bi-dimensionnelles, organisées en trains réguliers et pour lesquels tout le transport s'effectue en charriage (sans "*by-pass*" du sable au niveau des crêtes dunaires), toutes conditions qui ne sont qu'imparfaitement respectées dans notre secteur d'étude. Il semble de plus que les formes sédimentaires surimposées, c'est-à-dire les petites dunes, qui sont particulièrement développées ici puisque leur amplitude atteint 80cm, jouent également un rôle important dans l'érosion du flanc doux de la dune n°7. On observe en effet localement, entre les crêtes des dunes 6 et 7, des réflecteurs érosifs à la base de ces petites dunes, dont l'angle de chevauchement est légèrement négatif. Comme le suggèrent Rubin et Hunter, la taille importante de ces formes surimposées pourrait d'ailleurs s'expliquer par le fait qu'elles sont "alimentées" par l'érosion des dépôts sous-jacents.

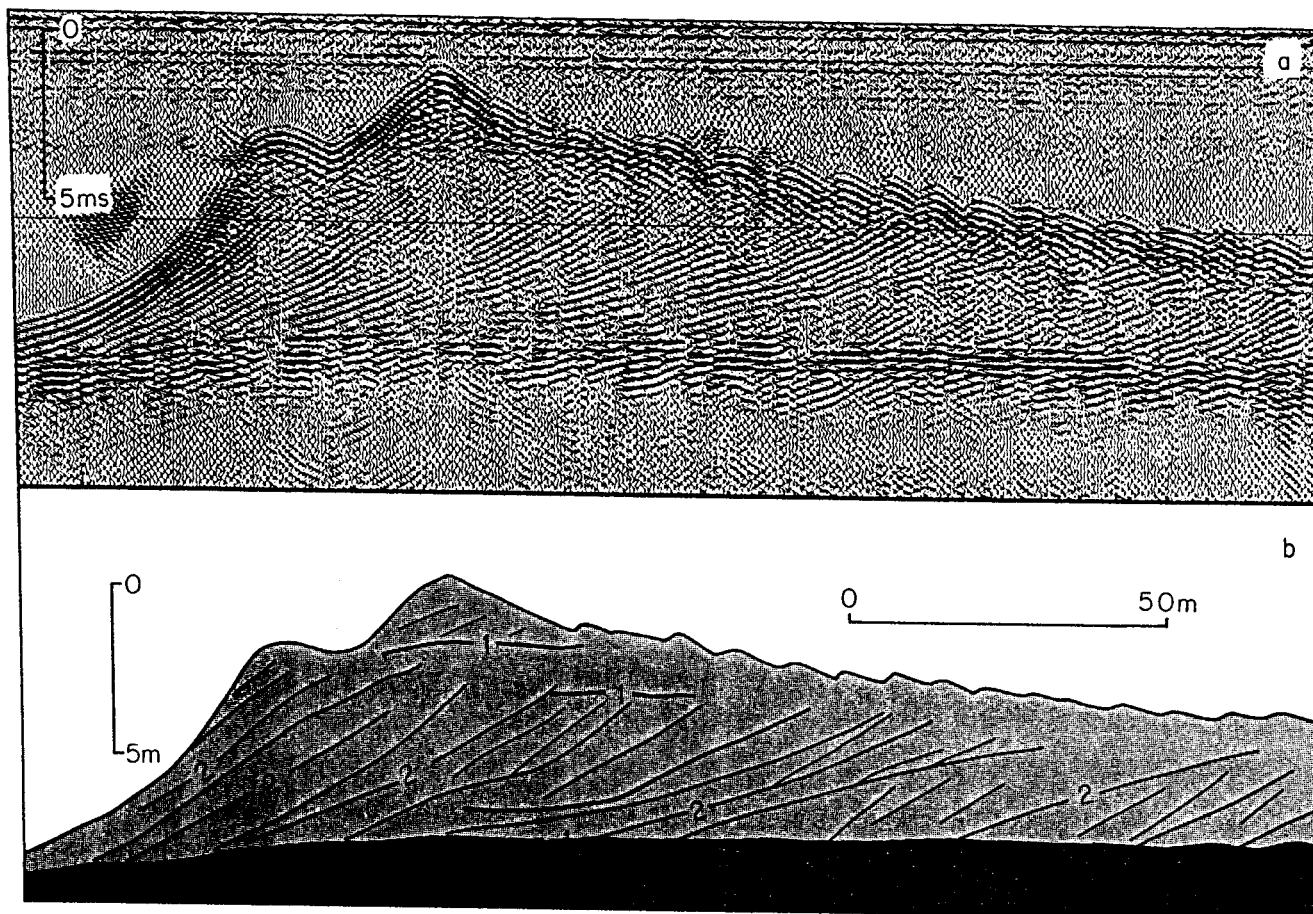


Figure 3A-48 : Coupe sismique Nord-Sud migrée de la partie occidentale de la dune 6 (localisation fig. 3A-38) Traitement "Insight 1" de ITA.

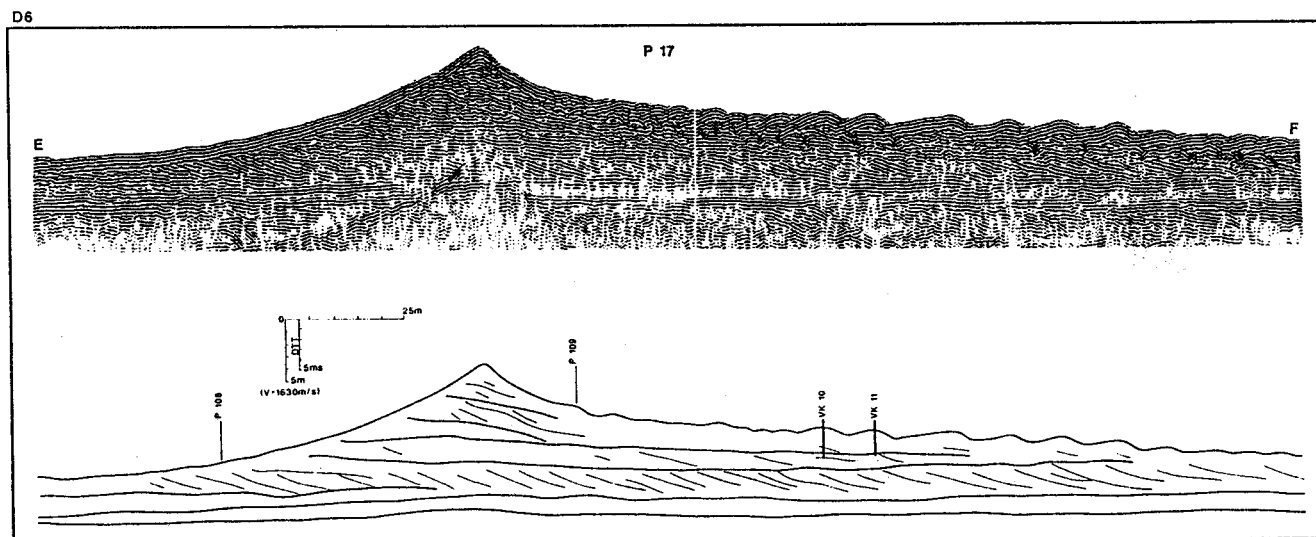


Figure 3A-49 : Coupe sismique Nord-Sud de la partie orientale de la dune 6 (localisation fig. 3A-38) Traitement "Sithere".

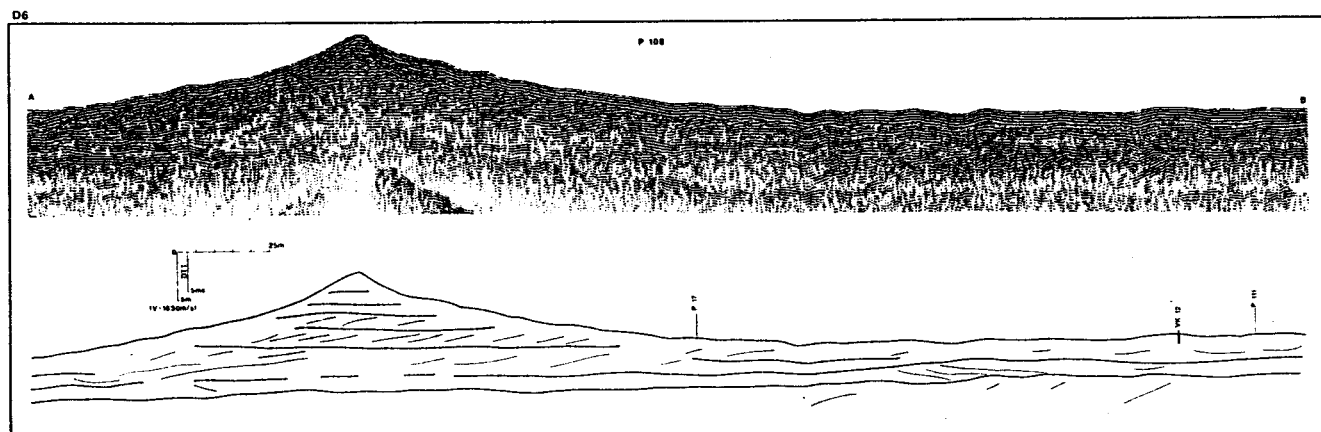


Figure 3A-50 : Coupe sismique Ouest-Est de la partie orientale de la dune 6 (localisation fig. 3A-38) Traitement "Sithere".

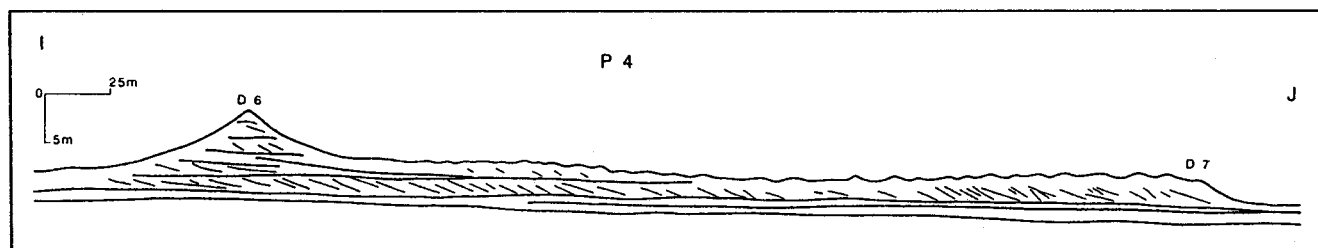


Figure 3A-51 : Représentation simplifiée de l'architecture des dunes 6 et 7, formant la partie méridionale du banc de Surtainville. On observe la continuité entre les stratifications obliques recouvertes par la dune 6 et les structures créées par la progradation de la dune 7. Les sets situés en dessous de cette unité pourraient correspondre à la progradation de dunes situées maintenant plus au Nord, mais l'absence de réflecteurs obliques et la minceur des dépôts préservés rendent toute corrélation impossible. (localisation fig. 3A-38).

### *c - Conclusions sur les structures visibles en sismique*

Bien que la zone étudiée soit de taille restreinte, on observe une grande variabilité des structures internes révélées par la sismique.

A la périphérie du banc, c'est à dire au Sud et à l'Ouest de la zone étudiée, les dunes isolées présentent un assemblage complexe de discontinuités érosives délimitant des lits obliques et formant des "cosets". Les profils orientés perpendiculairement à la direction générale de progradation montrent que les discontinuités affectent entièrement les dunes. Lorsque ces dernières ont une morphologie externe tri-dimensionnelle, les discontinuités internes présentent une disposition en auge similaire à celle observée dans les formes plus petites du domaine intertidal (Harms *et al.*, 1975).



Au Nord- Est, les dunes sont constituées d'un *empilement de sets de lits obliques*, délimités par des discontinuités de premier ordre. L'organisation générale du banc montre clairement que ces discontinuités sont le résultat de la migration des dunes, grandes ou petites, qui migrent vers le Nord en remaniant le flanc du Banc de Surtainville. Cela explique que les lits obliques soient systématiquement orientés vers le Nord, bien que la morphologie des dunes soit pratiquement symétrique.

Le passage d'un type de structure interne à l'autre peut se produire progressivement, par évolution latérale comme sur la dune 6.

A l'exception de la partie sommitale de la dune 2, toutes les structures visibles en sismique sont orientées dans la direction du courant de flot, bien que certains profils aient été réalisés durant le jusant de vive eau. L'origine des discontinuités affectant les grandes dunes tidales n'est donc pas à rechercher dans l'inversion semi-diurne des directions de transport sédimentaire mais dans des phénomènes plus énergétiques et/ou de durée plus importante.

## 5.2 - Structures observées sur carottes

Huit carottes, parmi les 71 prélevées, sont décrites ici. Elles ont été sélectionnées en raison de leur longueur et de la faiblesse des déformations dues au prélèvement. Leurs positions sont reportées sur les profils sismiques du paragraphe précédent. Les structures qu'on y observe sont très différentes et font l'objet d'une présentation distincte.

### 5.2.1 - Structure de la dune n°2

Les 4 carottes présentent une alternance de lits de sable moyen à grossier et de lits de sable grossier à très grossier, dont la fraction calcaire, qui atteint 50%, est constituée de débris coquilliers. On observe de plus une relation entre teneur en carbonates et granularité, les lits grossiers étant beaucoup plus carbonatés. Ces lits, dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à près de 10 cm, sont parfois fortement pentés. Sur les deux carottes orientées (VK 68 et VK 69), on observe des pendages apparents qui atteignent 26° (fig. 3A-52) dans le plan d'ouverture des carottes (respectivement N0° et N350°) (fig. 3A-53). Les pendages vrais n'ont pu être déterminés du fait de la mauvaise qualité ou de l'absence des clichés scanner.

Lorsqu'il existe, le grano-classement à l'intérieur des lits est généralement normal (granodécroissant vers le haut), ce phénomène étant particulièrement marqué sur la carotte 64, où l'on distingue, entre 0 et -65cm ; 5 séquences de 5 à 17cm, grano-décroissantes, de sable coquillier ocre passant à des sables moyens à grossiers (fig. 3A-52). Au sommet des carottes, on observe souvent (carottes 65, 68 et 69 en particulier) une fraction très grossière au sommet passant progressivement à des sables moyens-grossiers. Une explication pourrait être le vannage du sédiment sur le flanc doux de la dune, mais un lessivage de la fraction la plus fine au moment du prélèvement n'est pas à exclure.

L'existence de pendages aussi forts ainsi que le granoclasement des séquences permettent d'interpréter ces dépôts comme le résultat d'une alternance de phénomènes de pluie sableuse et d'avalanche sableuse. Des structures sédimentaires équivalentes sont en effet décrites dans les dunes éoliennes et les mégarides du domaine intertidal (McKee *et al.*, 1971 ; Hunter, 1977 ; 1985b). Elles n'avaient encore jamais été décrites à grande échelle dans les dunes sous-marines actuelles. Dans les dunes fossiles par contre, des exemples très caractéristiques sont décrits dans les "Lower Greensand" albo-aptiens du Bassin de Londres (Buck, 1985). Cette interprétation est en accord avec les observations réalisées par plongées sur la dune 1, où nous avons pu observer des figures de ravinement analogues aux "langues de sable" des dunes éoliennes. Les plongeurs ont pu mesurer la pente de ces grandes faces d'avalanche, qui atteint 28° sur des dénivellations de plusieurs mètres.

On observe d'autre part, à une profondeur variable ( -1.25m sur la 64, -1.10m sur la 65, -2.05m sur la 66), le passage à des sables plus fins, beaucoup moins carbonatés, de couleur grisâtre. Ces sables ne présentent généralement pas de structure sédimentaire préservée. Il semble que ces sables

sont à l'origine des problèmes de carottage rencontrés durant la campagne ; du fait de leur teneur en eau particulièrement élevée, des phénomènes de liquéfaction ont dû se produire sous l'effet de la vibration du carottier. C'est d'ailleurs une caractéristique des dépôts d'avalanche sableuse d'avoir une porosité particulièrement élevée.

Si l'on considère enfin l'évolution de la lithologie à l'échelle de l'échantillon complet, et non plus celle des séquences élémentaires, on observe une tendance générale très nette au grano-classement inverse, avec une base constituée de sables moyens à fins et un sommet de sables grossiers coquilliers.

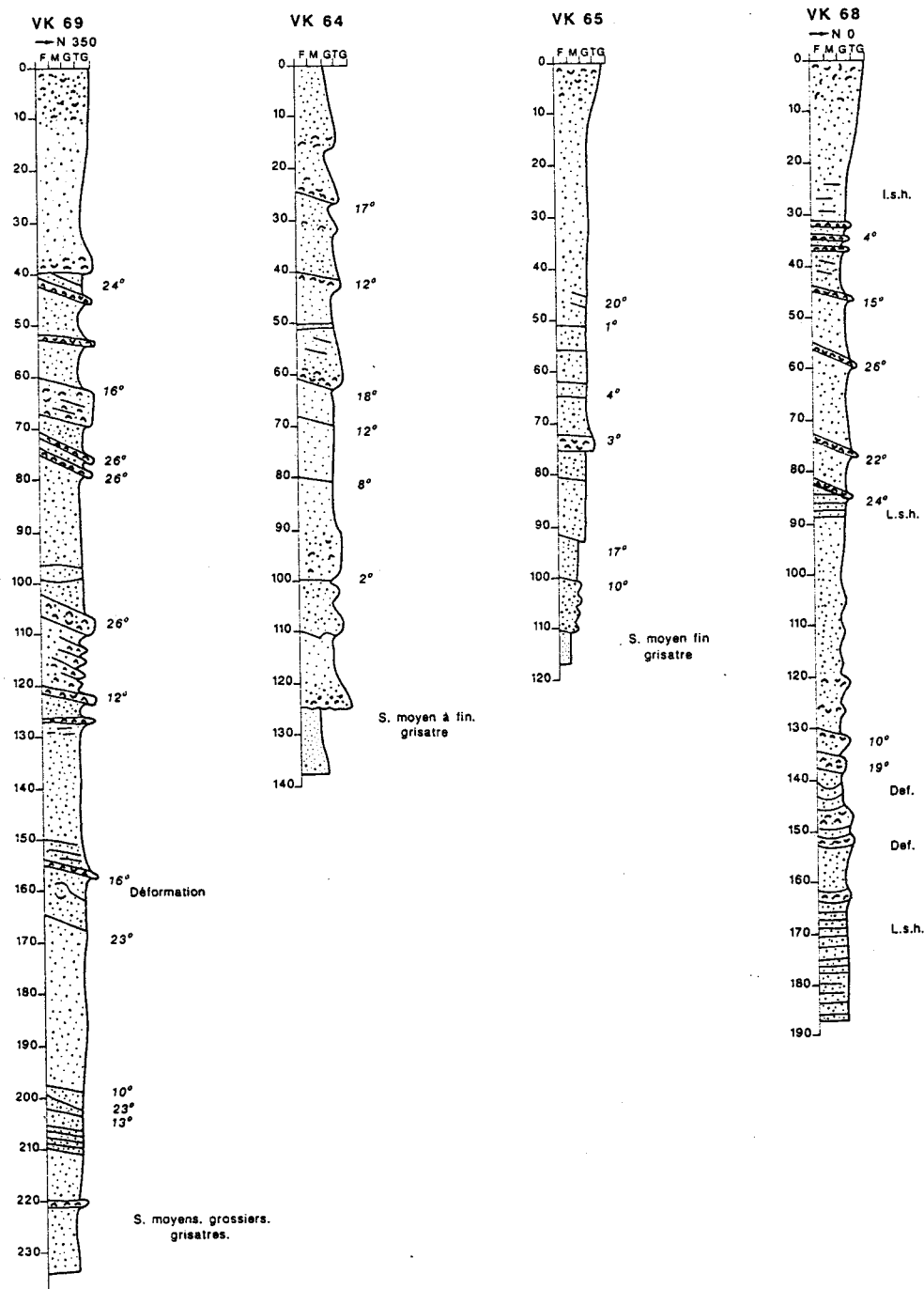


Figure 3A-52 : Logs synthétiques des carottes de la dune 2. La position des sondages est indiquée sur la figure 3A-37. Lsh : laminations sub-horizontales, def : déformations.

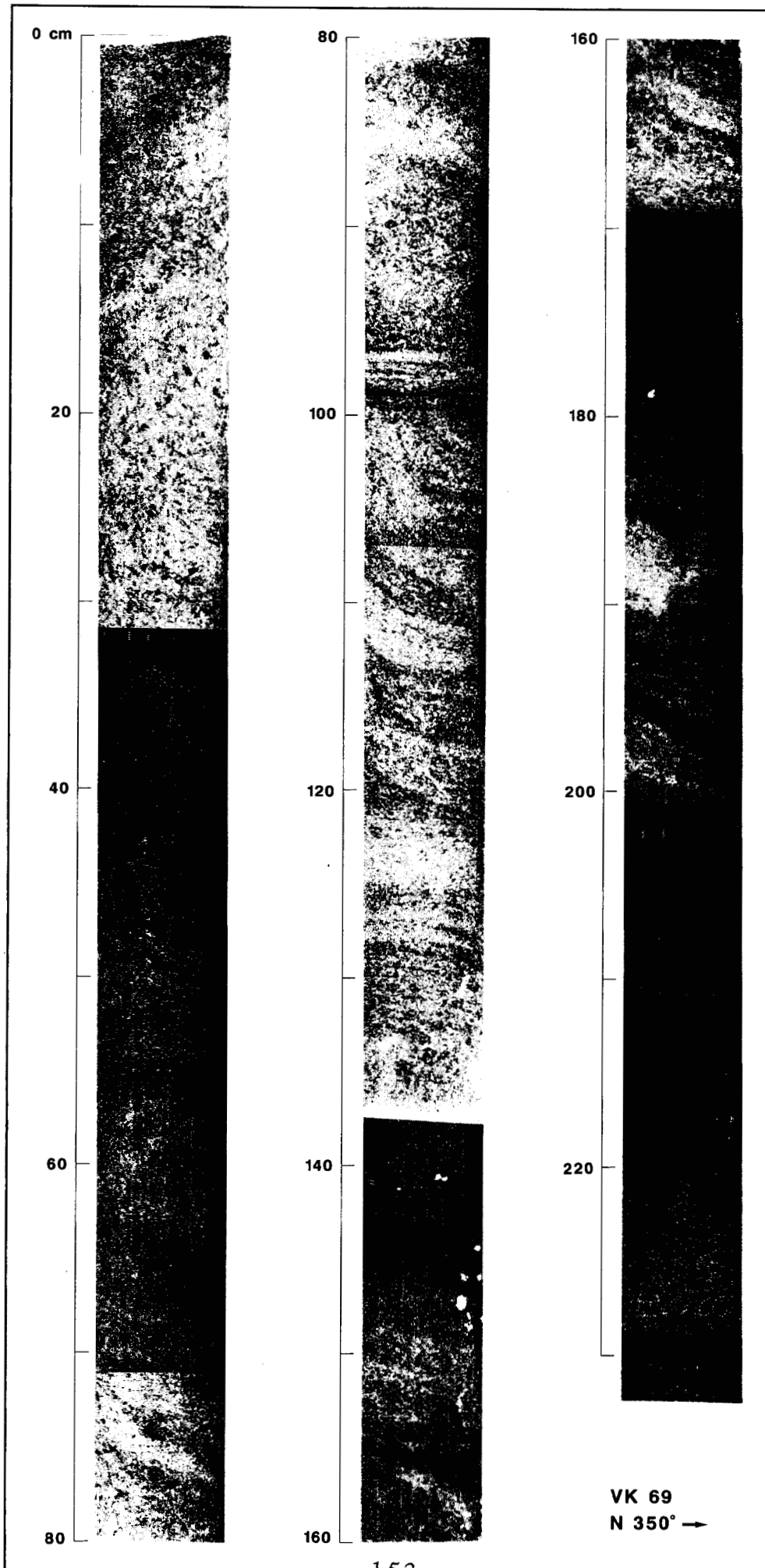


Figure 3A-53 : Radiographie X de la carotte VK 69. Les cotes sont mesurées à partir du sommet de la carotte. L'orientation de la carotte a été déterminée par plongée.

### 5.2.2 - Structure de la dune n°6

Quatre carottes ont été sélectionnées sur cette zone (fig. 3A-54). Les images scanner, réalisées dans des conditions opératoires différentes de celles utilisées pour les carottes de la zone Sud, sont de qualité convenable, et permettent donc de déterminer les azimuts et les pendages vrais, dans la mesure où ces échantillons ont été orientés et où la déformation n'est pas trop importante.

La carotte VK10 présente 3 unités différentes, avec à la base des sables moyens-fins grisâtres, au centre entre -240 et -65 cm un ensemble de lits sub-horizontaux constitués par une alternance de sables moyens et grossiers coquilliers beiges et au sommet (entre -65 et 0 cm) des sables grossiers coquilliers beiges à lits obliques.. A l'intérieur de la seconde unité, en particulier de -140 à -220cm, on observe une série de séquences granocroissantes, débutant par un sable gris à passées silteuses et se terminant par des sables moyens à grossiers et graviers très coquilliers beiges. L'épaisseur de chacune des séquences varie de 5 à 30cm. De nombreuses marques de déformation (figures paraboliques) empêchent de distinguer d'éventuels litages obliques dans cette unité.

La carotte VK11 est la mieux préservée dans la zone Nord. D'un point de vue lithologique, on retrouve la tendance générale granocroissante, avec des sables fins grisâtres à la base et des sables moyens à grossiers coquilliers ocres au sommet. L'image radiographique montre l'extrême finesse des laminations (fig. 3A-56), qui présentent des pendages et des orientations variées, mesurables sur les images scanner. Les pendages vrais des laminations et des surfaces de réactivation atteignent 26°, les valeurs les plus courantes étant comprises entre 5 et 15° (Tableau 3A-8). On note la très grande dispersion des azimuts, avec cependant une orientation préférentielle comprise entre N40° et N50° (fig. 3A-55). Cette direction pourrait s'expliquer par l'existence, à proximité de la crête des grandes dunes symétriques, d'un courant secondaire pratiquement parallèle à celle-ci, ce qui implique que le transport résiduel s'effectue le long de la crête de la dune, comme l'avaient déjà observé McCave et Langhorne (1982) sur des dunes symétriques de la Mer du Nord.

Cote (cm)	Type	Pendage vrai	Azimuth (°)
52	S1	12	45
57	S2	14	15
60	L	26	40
63	L7	22	47
66	S3	17	32
68	S4	8	24
93	L	12	25
96	L	8	326
100	S5	8	0
103	L	4	45
105	L	5	0
110	L	17	22
118	L	12	180
120	L	12	180
122	S6	10	60
123	L	12	115
127	L	5	286
130	L	8	290
133	L	8	240
135	L	9	270
136	L	13	270
138	S7	17	250
140	S8	6	38
152	L	7	225
155	S9	7	310
162	L	0	0
165	L	7	125
168	S10	9	232
169	L	12	90
173	L	8	90
182	L	8	296
185	L	10	306

Tableau 3A-8 : Pendages vrais et azimuts des surfaces de réactivation (S) et des laminations (L) sur la carotte VK11. Les valeurs sont déterminées à partir de deux images scanner réalisées dans 2 plans perpendiculaires. Les côtes sont mesurées à partir du sommet de la carotte.

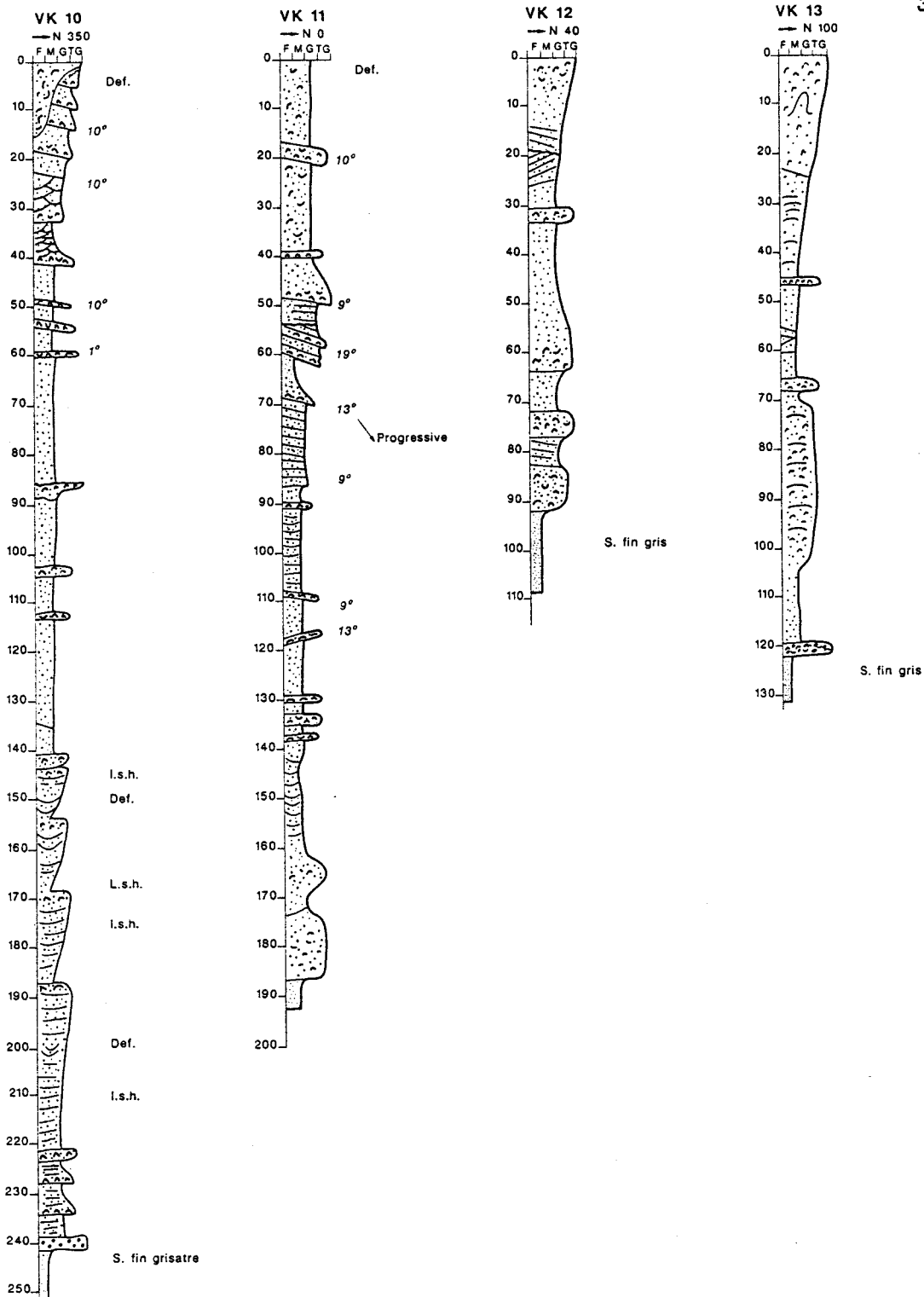
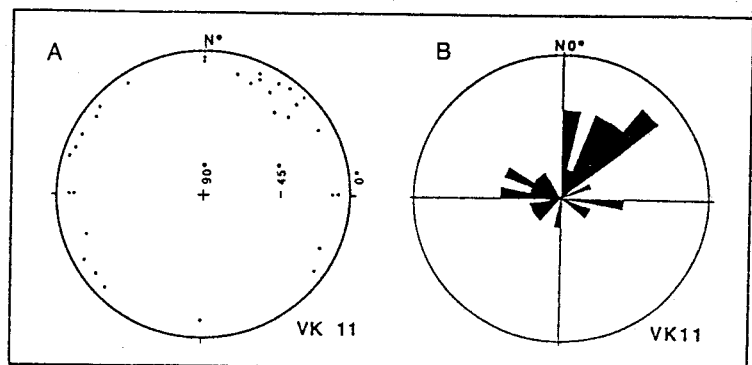


Figure 3A-54 : Logs synthétiques des carottes de la dune 6. La position des sondages est indiquée sur la figure 3A-38.

Figure 3A-55 : Pendages des laminations et des surfaces de réactivation de la carotte 11. A : Diagramme de dispersion. Les plus forts pendages (90°) correspondent au centre du cercle. B : Rosace des directions de pendage (le grand cercle représente 15% des 32 mesures).



*La carotte VK12*, bien que plus courte, montre à nouveau une tendance granocroissante vers le haut, avec des sables fins gris noirs micacés à la base et des sables grossiers et graviers coquilliers ocres au sommet. Le sondage est constitué d'une alternance de lits de sable moyens et grossiers, à l'intérieur desquels on n'observe pas ici de granoclassement. Par contre, la ségrégation granulométrique est particulièrement accentuée. Compte-tenu de l'épaisseur de chacun des lits, comprise entre 10 et 15cm, ils peuvent être attribués à un empilement de petites dunes dont les directions de progradation sont difficiles à déterminer du fait de la déformation des structures.

*La carotte VK13* montre la même tendance granocroissante vers le haut, le niveau de base de sables fins gris présente des galets mous d'argile. Les alternances de lits de sables moyens et grossiers sont moins nettes que dans la carotte précédente, mais on retrouve par contre des lits granocroissants vers le haut, en particulier entre -90 et -70cm.

La comparaison des données sismiques et de carottage, malgré la qualité médiocre des échantillons, permet de proposer une interprétation de la structure interne. Elle consiste pour ces carottes de la zone Nord en une alternance de litages de petites dunes ("*medium scale cross-bedding*"), la dispersion de l'orientation des pendages s'expliquant par la variabilité du courant et l'existence d'un transport important parallèle à la crête dunaire. On observe de plus que, dans ce cas particulier d'une forme pratiquement symétrique, les structures situées de part et d'autre de la crête dunaire (carottes 10 et 11 au Nord, carottes 12 et 13 au Sud) sont semblables. En effet, on note clairement, sur l'image sonar, la présence de petites dunes surimposées sur les deux flancs de la dune, jusqu'au sommet, autrement dit l'absence d'une grande face d'avalanche et des structures associées. A l'exception de la carotte 11, il est difficile de déterminer si des inversions de pendages, liées à une alternance flot-jusant (structure en chevrons ou "*herringbones*"), sont présentes. Quoi qu'il en soit, le type de structure de la dune 6 correspond à un empilement de litages de "petites dunes", dominé probablement par des structures de flot si l'on se réfère à l'orientation des petites dunes de surface visibles au sonar. La présence d'un niveau plus fin à la base des 4 carottes est corrélé à une discontinuité de premier ordre, limitant la partie superficielle de la dune et un "set" de lits obliques épais de 1 à 2m qui n'a malheureusement pas été carotté.

Finalement, le contraste qui était apparu dans les types de structures internes révélées par la sismique sur les zones Sud et Nord se retrouve à l'échelle des carottes sédimentaires. Les dunes asymétriques de la zone Sud présentent la marque de phénomènes d'avalanche à grande échelle, alors que celles de la zone Nord sont dominées par des litages de mégarides. La longueur limitée des prélèvements ne permet malheureusement pas de reconstituer la structure fine des dunes.

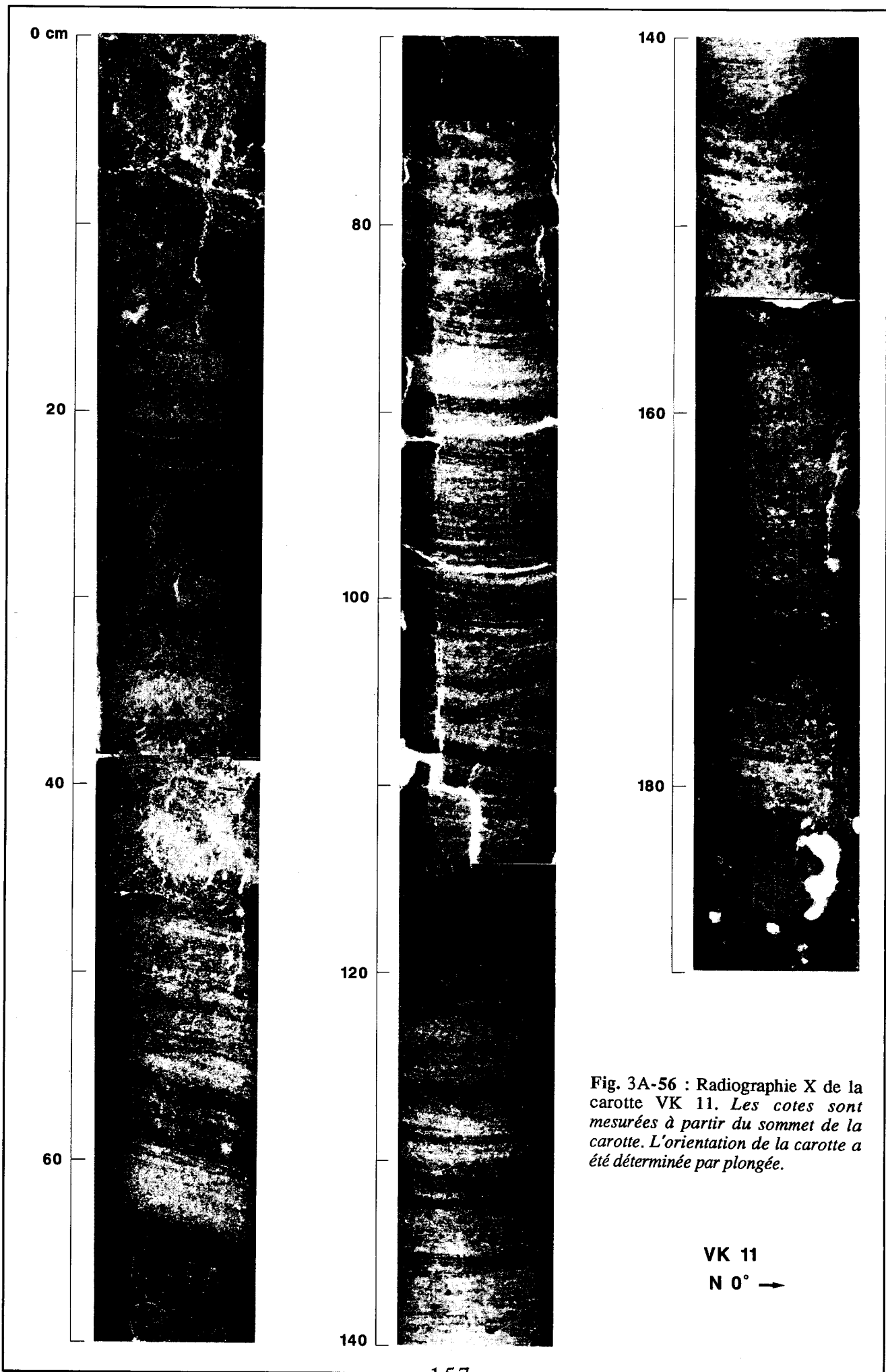


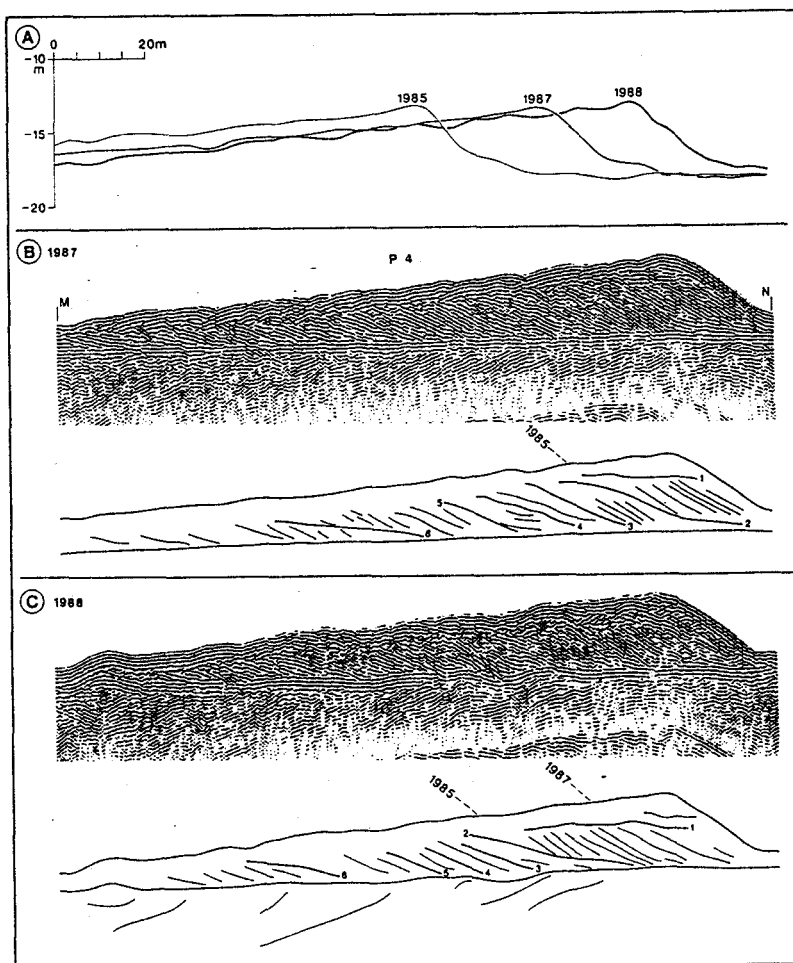
Fig. 3A-56 : Radiographie X de la carotte VK 11. Les cotes sont mesurées à partir du sommet de la carotte. L'orientation de la carotte a été déterminée par plongée.



### 5.3 - Enregistrement de la progradation par la structure interne

Puisque les dunes de Surtainville présentent des vitesses notables de migration, il est tentant d'essayer de reconstituer leur évolution, en comparant les profils sismiques réalisés à différentes dates, et de procéder à une datation approximative des réflecteurs. Cette tâche nécessite une remise à l'échelle des sections sismiques, et n'a pu être réalisée que pour les campagnes de 1987 et 1988 pour lesquelles nous disposons de données numériques. Afin de caler les coupes sismiques, les profils bathymétriques des différentes campagnes ont été tracés à la même échelle, et avec la même exagération verticale que pour les coupes sismiques. Sur la branche orientale de la dune 1 (fig. 3A-57), la comparaison des profils montre que la discontinuité de premier ordre (le réflecteur R1), que l'on observait en 1987, se prolonge à l'intérieur de l'intervalle déposé entre 1987 et 1988. Il s'agit donc d'un réflecteur asynchrone, dont l'âge diminue au fur et à mesure que l'on se rapproche du flanc raide de la dune. Ce type de discontinuité ne correspond donc pas, au moins dans ce cas précis, à un événement de courte durée et de forte énergie (comme une forte tempête) mais à l'enregistrement de la migration progressive de la petite dune surimposée qui coiffe la grande dune. Les mécanismes en jeu sont du même type que ceux décrits par Dalrymple (1984) dans la formation des "inclined cross beddings".

Figure 3A-57 : Evolution de la structure interne de la dune 1. A: profils verticaux de la dune en 1985, 1987 et 1988, B : section sismique de 1987 et interprétation, C : section sismique de 1988 et interprétation. Position du profil fig. 3A-37.



Les deux profils comparés de la dune 2 (Fig. 3A-58 et 59) montrent sur les sections de 1988 un arasement important de la partie sommitale, sans qu'il soit possible d'attribuer avec certitude ce phénomène à l'épisode de mauvais temps du 8 Septembre. Sur ces 2 exemples, on observe à nouveau l'évolution de la discontinuité de premier ordre entre 1987 et 1988. On observe de plus sur la figure 3A-59 que le flanc raide de la dune, qui était en 1987 un véritable flanc d'avalanche, adopte en 1988 une forme concave vers le haut, seule sa partie supérieure demeurant fortement pentée.

Dans le cas de la zone Nord, où les vitesses de migration sont plus faibles, il est possible de replacer la position de la crête de la dune 6, levée en 1948, sur les sections sismiques récentes (fig. 3A-60). Cette datation indirecte des réflecteurs n'a bien sûr qu'une valeur indicative, mais la nature du matériel sableux et son remaniement perpétuel excluent toute datation directe des échantillons.

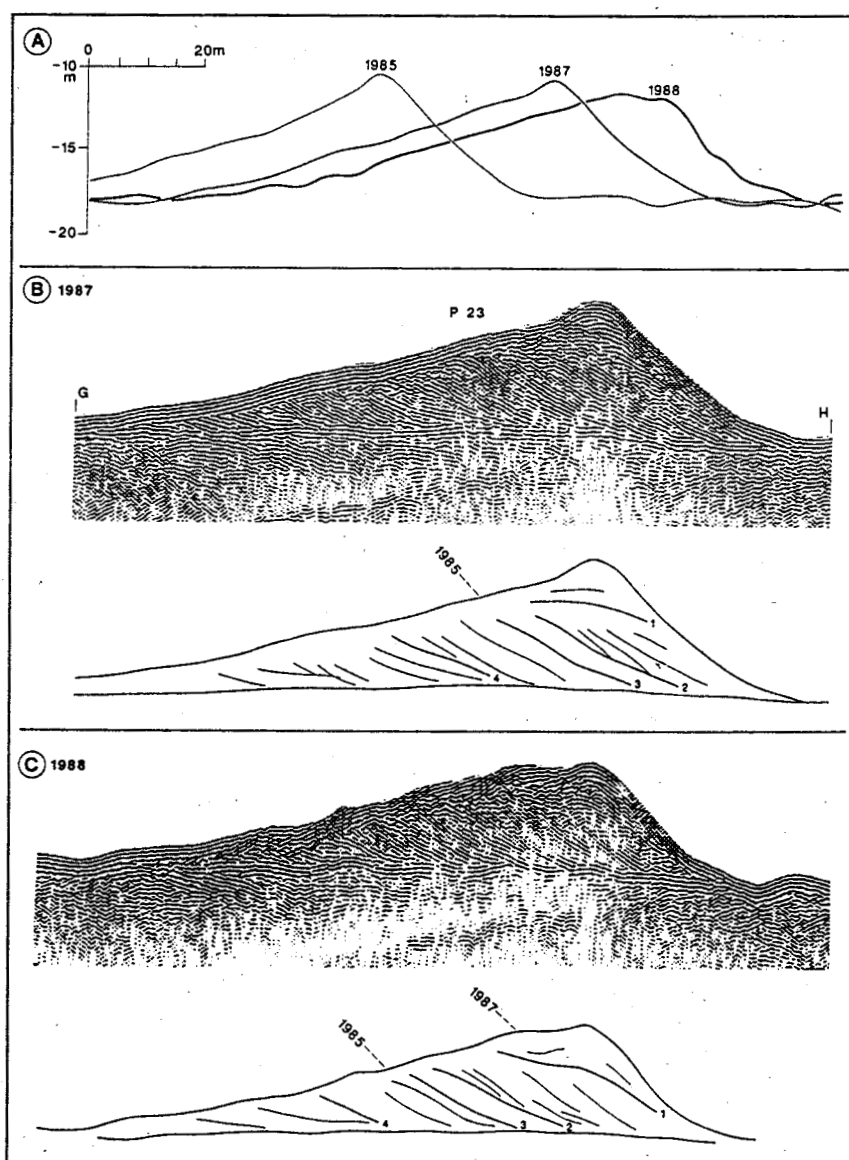


Figure 3A-58 : Evolution de la structure interne de la dune 2. A : profils verticaux de la dune en 1985, 1987 et 1988, B : section sismique de 1987 et interprétation, C : section sismique de 1988 et interprétation. Position du profil fig. 3A-37.

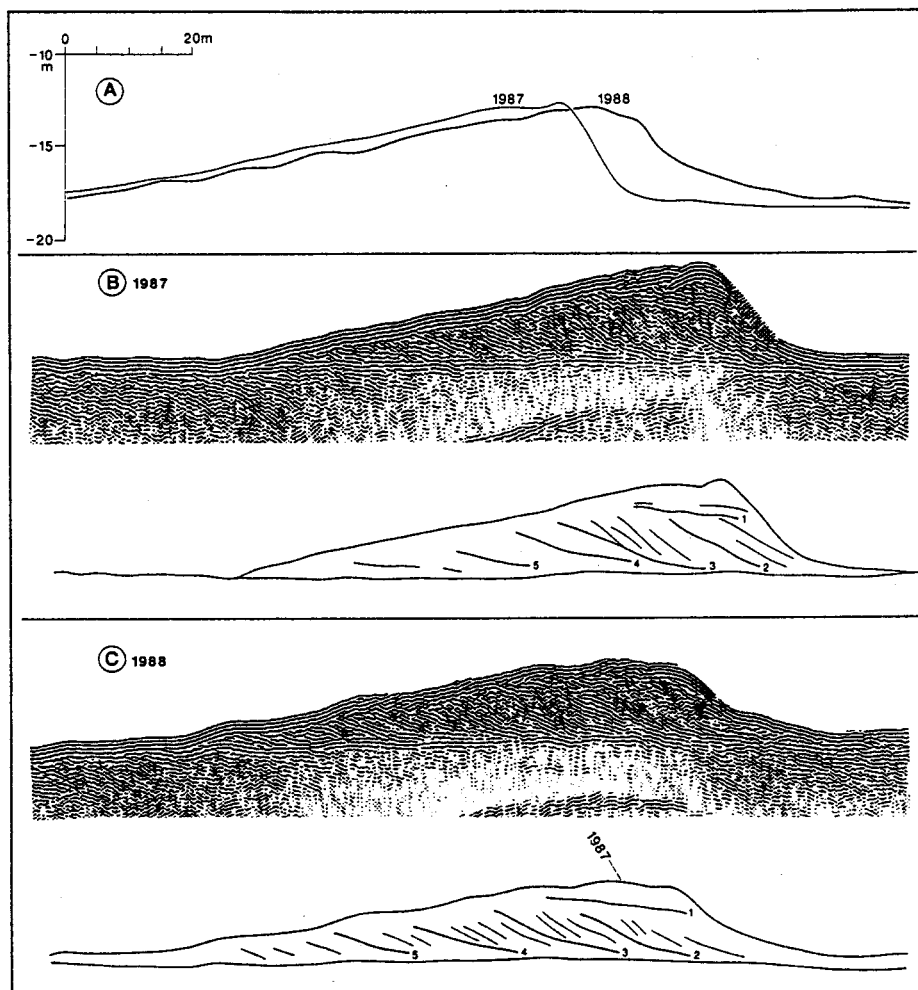


Figure 3A-59 : Evolution de la structure interne de la dune 2. A : profils verticaux de la dune en 1987 et 1988, B : section sismique de 1987 et interprétation, C : section sismique de 1988 et interprétation. Position du profil fig. 3A-37.

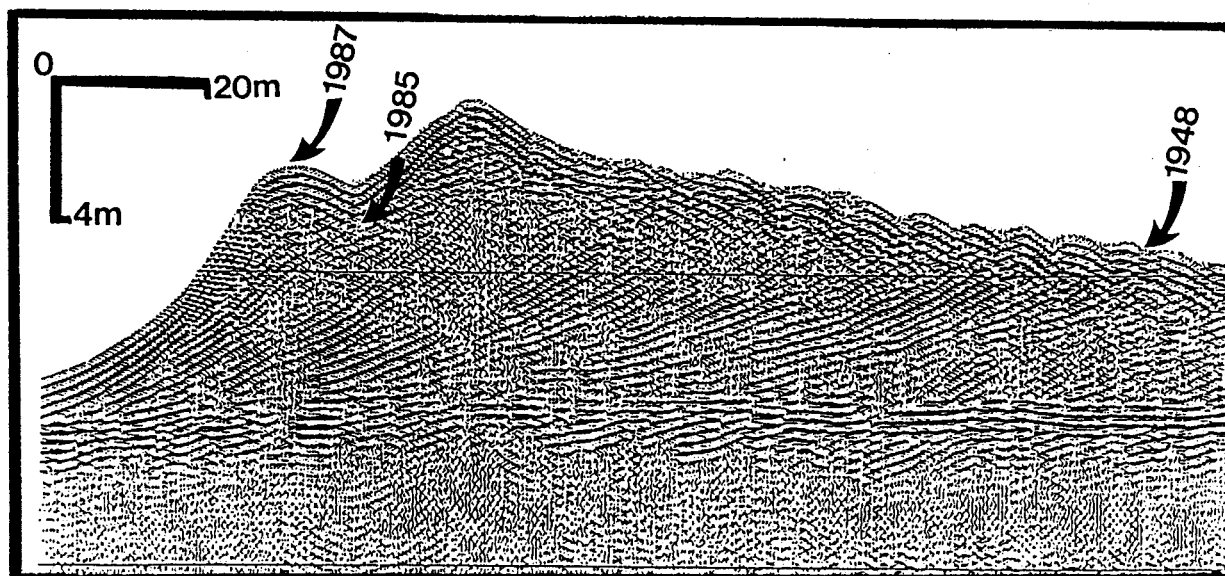


Figure 3A-60 : Datation approximative des réflecteurs internes de la dune 6 à partir de la position du sommet de la face d'avalanche, déterminée par les différents levés bathymétriques (Position du profil fig. 3A-38).

#### 5.4 - Relation entre la structure interne et l'asymétrie du courant

La classification des dunes établie par Allen (1980a) est basée sur l'hypothèse d'une relation quantitative entre l'asymétrie du courant de marée et la structure interne de ces corps. Ce "modèle", très employé par les géologues sédimentaires, a fait l'objet de nombreuses critiques de la part des océanographes. Belderson *et al.* (1982), en particulier, reprochent à Allen l'assimilation de la courbe de vitesse du courant en fonction du temps à une onde sinusoïdale, ne tenant ainsi pas compte des distorsions induites par les diverses composantes harmoniques de la marée (M4 notamment).

Les mesures de courant réalisées près du fond permettent de tester le "modèle" d'Allen. On peut en effet, à partir de celles-ci, calculer les indices V1 et V2 qui permettent à cet auteur d'établir sa classification, et comparer la structure prédite par le modèle à celle révélée par la sismique. On a :

$$V1 = (U_{pm} + U_s - U_{cr}) / U_{cr} \quad V2 = U_s / U_{pm}$$

où  $U_{pm}$  est la valeur maximum de la composante périodique du courant et  $U_s$  la valeur du courant stationnaire. Le cas de la marée à Surtainville est particulier car les intensités du flot et du jusant sont pratiquement égales en mortes eaux alors que le flot domine largement en vive eau. Durant les vives eaux, on note de plus une légère diminution de l'intensité du jusant par rapport aux mortes eaux. Plutôt que de déterminer les paramètres sur un cycle semi-diurne, nous avons donc retenu les valeurs de la vitesse maximum du flot ( $U_{fm}$ ) et du jusant ( $U_{jm}$ ) sur un cycle morte eau - vive eau. D'autre part, plutôt qu'une valeur maximum du courant instantané, sans signification du point de vue du transport résiduel, nous avons considéré les valeurs maximum du flot et du jusant pour une courbe lissée. Pour la campagne de mesure de courants de 1987,  $U_{fm}$  correspond bien aux forts coefficients du 13 Juillet (0.8 m/s), par contre  $U_{jm}$  correspond aux journées du 7 et 8 Juillet (0.45 m/s). Dans la mesure où la variation de l'intensité du jusant sur un cycle morte eau - vive eau est faible (10 %) par rapport à celle du flot (100 %), on peut écrire:

$$U_s = U_{fm} - U_{jm}$$

$$U_{pm} = U_{fm}$$

d'où il vient :

$$V1 = (2 U_{fm} - U_{jm} - U_{cr}) / U_{cr}$$

$$V2 = (U_{fm} - U_{jm}) / U_{fm}$$

En prenant une valeur de 0.30 m/s pour le seuil de début d'entraînement du sable, on trouve :

$$V1 = 2.8$$

$$V2 = 0.44$$

Ces deux valeurs permettent de replacer notre zone d'étude dans le diagramme de stabilité d'Allen (1980a, figure 8 de cet auteur). Le tableau prédit l'existence de dunes ("sand waves" au sens d'Allen) de type 4, dont la structure est effectivement similaire à celle décrite dans les dunes de la zone Sud, avec des lits frontaux recoupés par de grandes discontinuités. Par contre, la valeur de la pente du flanc raide prédite par cet auteur ( $12^\circ$ ) est largement inférieure aux pentes mesurées, qui atteignent  $25^\circ$ . De plus, il est établi que les surfaces érosives majeures visibles en sismique, que nous avons appelées discontinuités de deuxième ordre (les surfaces  $E_{2A}$  d'Allen) ne peuvent en aucun cas être attribuées à l'action du courant subordonné (le jusant dans notre cas) durant un seul cycle de marée. En effet, à partir du modèle de classe 4 d'Allen, on peut calculer grossièrement la masse sableuse comprise entre la dernière surface de réactivation et la position du flanc raide avant érosion. Pour une dune de 6 m d'amplitude, la masse sableuse ainsi érodée entre la fin du flot et la fin du jusant suivant serait de l'ordre de 3000 kg par mètre linéaire. Si l'on considère maintenant la capacité de transport sableux vers le Sud, calculée pour différents coefficients de marée (§ 4.1.4), on trouve que le jusant ne peut, sur un cycle de marée, transporter plus de 90 kg par mètre linéaire en direction du Sud.

Les ordres de grandeur des deux phénomènes sont donc sans commune mesure, et le véritable défaut du modèle d'Allen est d'avoir voulu transposer à de grands corps sableux des observations effectuées sur de petites rides intertidales, simplement en multipliant par 10 l'échelle des documents. Ainsi, le remaniement complet des crêtes des petites dunes durant un cycle semi-diurne, couramment observé en milieu intertidal, ne peut être envisagé pour de grandes dunes du plateau continental. Si le travail d'Allen constitue une remarquable présentation des différents types de structures internes, il ne peut être retenu comme une approche quantitative de la relation entre caractéristiques hydrodynamiques du milieu et typologie des structures internes. Une telle approche, difficile à mener compte-tenu du nombre élevé de facteurs intervenant dans l'édification des grands corps sableux de plateforme, nécessiterait, à notre avis, la prise en compte des capacités de transport résiduel du sédiment par le courant, la notion de vitesse maximum du courant n'ayant pas grande signification.

### 5.5 - Mécanismes de formation des discontinuités

D'un point de vue purement descriptif, les discontinuités que nous avons mises en évidence peuvent être désignées par le terme de "surfaces de réactivation" au sens de McCabe et Jones (1977), c'est-à-dire des surfaces inclinées à l'intérieur d'un lit de dépôts obliques, séparant des lits frontaux adjacents et tronquant les lits frontaux sous-jacents. D'un point de vue génétique, ce terme désigne des processus différents selon les auteurs. Pour Collinson (1970), qui introduisit le terme à partir d'études en domaine fluvial, il s'agit de surfaces créées lors des périodes d'étiage par l'érosion des faces d'avalanche des formes transverses. Pour Klein (1970), les surfaces de réactivation sont créées par une modification de la direction du courant. En milieu tidal en particulier, l'inversion du courant

durant chaque cycle de marée est à l'origine d'un arrêt de la sédimentation, puis d'un remaniement des lits frontaux par le courant subordonné. Visser (1980) et de Mowbray et Visser (1984) emploient le terme avec la même signification génétique. Toujours en milieu tidal, les surfaces (ou les dépôts) associées au courant subordonné sont appelées "diasthèmes" par Boersma (1969), "*master bedding surfaces*" par Allen (1980b), "*pause planes*" par Boersma et Terwindt (1981). Un troisième processus invoqué pour la formation de surfaces de réactivation est l'action érosive de formes surimposées (rides ou petites dunes). Le phénomène a été mis en évidence à partir d'expérimentations en bassin (Allen, 1973 ; McCabe et Jones, 1977) sur des "*Gilbert deltas*" artificiels, recouverts de formes transverses. Ces expériences montrent que lorsqu'une forme transverse atteint le sommet de la face d'avalanche d'un delta ou d'une dune, il se produit à l'aval de cette forme transverse une érosion qui arrondit la crête du delta, à l'origine d'une surface convexe vers le haut, marquée par l'accumulation de particules plus grossières ("*lag deposits*"). Le phénomène ne requiert aucun changement dans l'intensité ni la direction du courant. Cette explication est retenue par Dalrymple (1984) pour expliquer les "*inclined cross bedding*" observés à l'intérieur de "*sand waves*" de la Baie de Fundy, dont l'amplitude est métrique et qui sont recouvertes de formes surimposées d'amplitude décimétrique. Cet auteur observe également que l'importance de l'érosion est liée à l'amplitude des formes surimposées, et non à l'intensité du courant subordonné. Un dernier processus concerne l'action érosive de la houle. Jopling (1965) a démontré expérimentalement en bassin que l'effet d'une oscillation du courant sur une face d'avalanche est de créer une surface de réactivation à concavité vers le bas. A plus grande échelle, Terwindt (1971), Ludwick (1972) et Langhorne (1982), ont observé l'écrêtage des grandes dunes subtidales sous l'action des houles de tempête, suivie de la reconstruction rapide de la partie sommitale de la dune lorsque les conditions tidales étaient rétablies. Bien que ces auteurs n'aient pas disposé de moyens mettant en évidence la structure interne des dunes, on peut imaginer qu'un tel phénomène soit marqué par une "cicatrice" d'autant plus nette que la phase de tempête aurait occasionné un vannage du sédiment, à l'origine d'un niveau de sédiment grossier suffisamment marqué pour produire une réflexion sismique.

Bien entendu, ces différents processus ne s'excluent pas obligatoirement. A l'exception des phénomènes observés en milieu fluvial, tous peuvent être invoqués puisqu'à Surtainville, on observe à la fois des courants tidaux importants, des houles modifiant épisodiquement les conditions de transport et l'existence de formes surimposées migrant plus rapidement que les grandes dunes. L'estimation de la compétence des différents agents hydrodynamiques, l'analyse de la géométrie des réflecteurs et le suivi de leur évolution dans le temps permettent de proposer, pour chaque type de discontinuité, un mécanisme de formation.

Les discontinuités de deuxième ordre ne peuvent être attribuées à une dynamique purement tidale. En effet, elles impliquent le remaniement de volumes sableux beaucoup plus importants que ceux qui peuvent être érodés durant une période de jusant. Une explication proposée

par Dalrymple (communication personnelle) serait que ces surfaces soient l'enregistrement de la progradation de formes surimposées (les petites dunes visibles au sonar) migrant avec un angle de chevauchement négatif sur le flanc doux des grandes dunes et érodant les dépôts sous-jacents, selon les mécanismes décrits pour la formation des "*inclined cross beddings*" des petites dunes tidales de la Baie de Fundy (Dalrymple, 1984). A notre avis, ce processus ne peut être invoqué dans notre cas. En effet, les profils parallèles aux crêtes dunaires montrent clairement que ces surfaces ont une extension importante, affectant l'ensemble de la dune, alors que les petites dunes surimposées visibles au sonar sont de taille beaucoup plus réduite. C'est pourquoi nous proposons d'attribuer à la combinaison épisodique de l'énergie de la marée et des houles de tempête l'origine de ces surfaces érosives. Nous avons vu en effet que, même pour des houles modérées, les conditions de transport sableux sur le fond étaient fortement modifiées, en particulier lorsque la direction de propagation de la houle se rapprochait de celle du grand axe de l'ellipse de marée. En l'absence de mesures in-situ de longue durée en période hivernale, il est impossible de quantifier ces effets, mais on peut admettre qu'ils sont suffisants pour remanier une part importante du sommet des dunes, comme cela a déjà été signalé dans la littérature et comme le suggère l'évolution des crêtes dunaires entre 1987 et 1988.

Les discontinuités de premier ordre peuvent également être attribuées à deux phénomènes, l'action des tempêtes ou le chevauchement par une forme migrant avec une vitesse supérieure. Au sommet de la dune 2, on observe que la présence de la discontinuité est liée à l'existence d'une dune surimposée de près d'un mètre d'amplitude, "coiffant" la grande dune. Sur le banc de Surtainville, on observe de la même manière que le chevauchement de la dune 6 sur la dune 7 est à l'origine d'une des principales discontinuités d'ordre 1 (fig. 3A-51). Enfin, nous avons vu au paragraphe 5.3 qu'une discontinuité d'ordre 1 observée en 1987 avait progressé dans la direction de progradation, et ne correspondait donc pas à une "ligne temps" associée à un événement de haute énergie et de courte durée. Toutes ces observations amènent à conclure que les discontinuités d'ordre 1 ne sont pas l'enregistrement des tempêtes, comme nous l'avions proposé précédemment (Berné *et al.*, 1988), mais la marque de l'érosion par une forme surimposée.

Finalement, l'interprétation des structures internes révélées par la sismique peut être entreprise en s'appuyant d'une part sur notre connaissance de la dynamique actuelle des dunes de Surtainville, d'autre part sur des analogies avec les dunes éoliennes et sous aquatiques en milieu fluvial ou intertidal, enfin sur la connaissance de la structure des dépôts fossiles attribués à des dunes tidales. Il apparaît que l'origine des discontinuités est attribuable à plusieurs processus, mais en aucun cas à l'inversion du courant durant un cycle de marée semi-diurne comme le propose le modèle d'Allen (1980a).

## 6 - DISCUSSION ET SYNTHÈSE

### 6.1 - Dynamique des dunes de Surtainville

Les observations réalisées sur la zone prouvent que les différents corps transverses sont des formes mobiles, en équilibre avec les conditions hydro-sédimentaires actuelles ou récentes du milieu. La migration des dunes, qui a fait l'objet de nombreuses controverses, est ici établie avec certitude. On remarque de surcroît que, sur une durée de 3 ans, les dunes ont pratiquement conservé leur géométrie, la dune en barkhane ayant cependant tendance à devenir bi-dimensionnelle. Chaque type de corps peut être rattaché à des phénomènes cycliques d'amplitude et de période différentes, mais aussi à l'action sporadique des tempêtes :

- Les rides sont la traduction d'une cyclicité tidale semi-diurne ; leur polarité est inversée à chaque renverse, même en mortes eaux.

- La morphologie des petites dunes est contrôlée par la cyclicité morte eau-vive eau ; leurs crêtes s'inversent pendant le jusant, mais le corps lui-même est préservé et montre une progradation résultante quatre à cinq fois plus importante que celle des dunes. Possédant leur propre dynamique de déplacement, elles participent à la progradation des grandes dunes en alimentant épisodiquement le sommet de celles-ci.

- Le suivi de la migration des dunes depuis 1948 prouve qu'il s'agit de corps "tidaux", dans la mesure où la vitesse de cette migration est à peu près constante et où sa direction correspond parfaitement avec celle du transport résiduel calculé à partir des mesures de courant. Par contre, leur structure interne (paragraphe suivant) semble principalement marquée par des "cicatrices" provoquées par des événements exceptionnels probablement liés à l'association des courants de marée et des houles de tempêtes.

D'un point de vue qualitatif la polarité des dunes et l'orientation des rubans sableux, telles qu'on peut les déterminer à partir des profils bathymétriques et des images sonar, sont donc de bons indicateurs des sens de transports résiduels. Par contre, la prévision de la vitesse de migration des dunes à partir de la mesure du courant est difficile. En effet, dans le contexte particulier de la Manche Occidentale caractérisée par un fort déficit sédimentaire, il est important de distinguer la capacité de transport par le courant de marée et le débit solide réel, qui dépend de la disponibilité de fractions sableuses mobilisables.

Les observations en plongée et le suivi sur un cycle morte eau-vive eau de l'évolution des crêtes dunaires mettent en évidence l'importance des "coulées sableuses" formées par des avalanches, similaires à celles décrites au front des dunes éoliennes. Ce phénomène, décrit ici pour la première



fois au front de grandes dunes subtidales, est lié aux fortes pentes des flancs raides (jusqu'à 28° mesurés sur plusieurs mètres de dénivellation), alors qu'il était couramment admis que les grandes "vagues sableuses" avaient des pentes raides ne dépassant pas 15°. Ces valeurs exceptionnelles sont à rapprocher du contexte hydro-sédimentaire particulier de la zone, caractérisé par un déficit en sable. En effet, les seules mentions de fortes pentes sur les flancs raides des grandes dunes correspondent à des contextes équivalents, sur la plateforme du Pas de Calais (Berné *et al.*, 1989) et de la baie de Bourgneuf (Berné *et al.*, à paraître), de la Mer du Nord (Smith, 1988) et de la plateforme orientale sud-africaine (Flemming, 1980).

Certaines règles générales contrôlent le passage d'un type de forme transverse à un autre :

- Dans un plan horizontal, la décélération du courant s'accompagne, toutes choses égales par ailleurs, du passage de corps tri-dimensionnels isolés à des corps bi-dimensionnels isolés puis à un système amalgamé.

- Dans un plan vertical, la superposition des corps les plus petits sur les plus grands est systématique, chacun traduisant des régimes de courant et des couches limites différents.

Le banc de Surtainville, représente le stade ultime de l'accumulation sableuse et semble bien être le centre d'une cellule de convergence. Les modèles numériques de courant, pour peu que leur maille soit suffisamment étroite, confirment l'existence de tels vortex. Inversement, la reconstitution précise des paléo-marnages des bassins sédimentaires pourrait permettre de recalculer la position théorique des bancs sableux fossiles et de fournir ainsi un guide de prospection utile en exploration pétrolière.

Les mesures de courant selon des profils verticaux montrent l'existence d'un décollement important de la couche limite du courant de marée à l'aval des crêtes dunaires, du moins lorsque la pente de leur flanc raide est suffisamment forte. Lorsque les crêtes sont obliques et non perpendiculaires à la direction de transport résiduel, il se produit de plus une déviation du courant, et la formation de courants secondaires (et de formes de dépôt associées) qui peuvent être obliques ou même perpendiculaires à la direction générale de transport. Cette constatation a des implications importantes pour l'interprétation des dépôts anciens, où l'existence de deux directions de stratifications obliques perpendiculaires est souvent utilisée comme un critère de milieu intertidal (rides de vidange) ou attribuée à des corps sableux longitudinaux.

Bien que les deux campagnes de mesures n'aient été marquées que par des périodes de faible agitation par la houle, on observe une modification importante des énergies près du fond durant les deux épisodes de mauvais temps. Lorsque la houle est orientée au Nord-Ouest, c'est-à-dire dans une direction proche de celle du grand axe de l'ellipse de marée, elle double le transport sédimentaire, alors que son effet est pratiquement nul lorsqu'elle est orientée à l'Ouest.

## 6.2 - "Modèle" de structure interne

Les études détaillées de dunes subtidales sont relativement nombreuses, mais notre travail représente probablement le premier cas où les différents aspects hydrodynamiques et sédimentologiques aient été abordés de front, permettant la confrontation de la description des structures internes et de la mesure des agents hydrodynamiques. Il est ainsi possible de tester le modèle d'Allen (1980a) à partir d'observations de terrain sur de grandes dunes subtidales.

D'un point de vue qualitatif, le modèle est à peu près vérifié par nos données de terrain. L'asymétrie du courant de marée permet de prédire correctement l'asymétrie des dunes et de distinguer les deux grands types de structures, dominés par des grands lits frontaux d'une part, par un empilement de formes plus petites d'autre part. On note cependant une importante différence entre les valeurs des pentes prédites et observées du flanc raide. Une explication serait que cette différence provienne du déficit sédimentaire de la zone, les dunes formées dans des zones à couverture sableuse discontinue présentant les flancs raides les plus pentés. Par contre, les bases théoriques du modèle sont erronées. En effet, le calcul des débits solides durant le courant de jusant et l'étude des variations de la position de la crête des dunes durant un cycle morte eau - vive eau prouvent que les discontinuités de deuxième ordre ne peuvent en aucun cas être produites par le courant subordonné. Pour des dunes voisines, ou lorsqu'on se déplace latéralement le long de la crête d'une même dune, on observe d'ailleurs des variations importantes de la structure interne alors que l'asymétrie et la compétence du courant (les indices V1 et V2 d'Allen) sont constantes. L'utilisation d'un diagramme de régime utilisant ces deux paramètres n'est donc pas à même de prédire la structure interne.

L'étude de l'évolution au cours du temps de la structure interne des dunes montre que celle-ci enregistre une alternance de phases de construction à l'origine des grands lits frontaux, et de phases de destruction produisant les discontinuités d'ordre 1 et 2. Cette variabilité, indépendante de la cyclicité tidale, peut être attribuée à deux phénomènes.

*Le premier*, décrit en détail dans des petites dunes intertidales de la baie de Fundy, est lié à l'action érosive des formes surimposées dont l'amplitude contrôle la géométrie des surfaces d'érosion (Dalrymple, 1984, Dalrymple *et al.*, 1989). Deux levés sismiques à un an d'intervalle montrent ainsi l'évolution d'une discontinuité de premier ordre sous l'effet de la progradation d'une dune surimposée. Le réflecteur ainsi créé n'est pas une "ligne temps", car il est d'autant plus jeune que l'on se rapproche du flanc raide de la dune.

Un *second processus* doit être invoqué pour expliquer l'origine des discontinuités de deuxième ordre. En effet, les profils sismiques réalisés parallèlement aux crêtes dunaires montrent que ces discontinuités ont une extension latérale équivalente à la largeur de la dune qu'elles recoupent. Elles ne peuvent donc être produites par les formes surimposées, dont l'extension est beaucoup plus limitée, comme le montrent les mosaïques d'images sonar. L'action combinée de la houle et du courant de marée est l'hypothèse la plus plausible. Les mesures physiques réalisées

durant deux épisodes de mauvais temps montrent bien l'effet de la houle sur l'accroissement du transport ou la modification de sa direction, mais il s'agissait d'événements de trop faible intensité et de trop courte durée pour permettre le remaniement des importants volumes sableux qu'implique la géométrie des discontinuités. Seules des périodes de plusieurs semaines de mauvais temps, durant lesquelles le courant de marée atteint également de fortes vitesses, sont susceptibles de produire le litage principal des grandes dunes subtidales. Pour reprendre la formule imagée d'Allen (1980b), le "master bedding" ne serait donc pas le résultat d'un déplacement "deux pas en avant - un pas en arrière" lié à l'alternance flot - jusant mais plutôt d'une avance "cinq pas en avant - un pas en arrière" correspondant à l'alternance des périodes de beau temps et de tempête. Durant les périodes de beau temps, le transport dans la direction du courant subordonné est très faible, d'autant plus que les dunes jouent un rôle de blocage du transport dans cette direction du fait de la forte pente de leur flanc raide. Durant les périodes de mauvais temps, des structures de houle peuvent se former, petites dunes symétriques bi-dimensionnelles ou en mammelons, en particulier au pied du flanc raide des dunes. Le potentiel de préservation de ces formes est fort à cet emplacement, dans la mesure où elles sont rapidement recouvertes par des dépôts d'avalanche ou de "pluie sableuse" lorsque les conditions normales de progradation sous l'effet du courant tidal seront rétablies.

En résumé, le modèle que nous pouvons établir pour décrire la structure interne des dunes de Surtainville prévoit, durant les périodes de beau temps, la construction d'un flanc raide très fortement penté, et donc de lits frontaux de plusieurs mètres d'amplitude caractérisés par des structures de type "sand flow" similaires à celles décrites au front des dunes éoliennes. Tant que le beau temps persiste, les grands lits frontaux sont simplement tronqués à leur sommet par la migration plus rapide de dunes plus petites surimposées, et légèrement arrondis par le courant de jusant. La migration de ces petites dunes sur le flanc doux du corps sableux principal est à l'origine d'une surface d'érosion, surmontée par une zone à stratifications obliques de petite taille, présentant éventuellement l'enregistrement de structures de pendage opposé correspondant à de petites rides de jusant. Au pied du flanc raide se développent des petites dunes de courant dont l'orientation peut diverger fortement par rapport à celle du courant général du fait des circulations secondaires induites par le décollement de la couche limite. Dans le cas extrême, ce décollement peut induire la formation de rides de retour, orientées en sens contraire de celui du courant dominant. De petites rides (*ripples*) de jusant peuvent également se former à ce niveau, mais le courant est trop faible pour le développement de petites dunes (mégarides) de jusant. Toutes ces structures de pied de pente peuvent présenter une forte bioturbation et des intercalations de galets fins d'argile. Au gré des tempêtes, ou de la combinaison des forts coefficients de marée et des tempêtes, se forment des surfaces érosives qui constituent le "maître litage" des dunes, accompagnées de la formation de rides de houle bidimensionnelles ou en mamelons qui peuvent être préservées au pied du flanc raide. La tendance générale d'un "set" correspondant à la migration d'une dune sera grandissante vers le haut, du fait de la concentration des fines au pied de dune sous l'effet de la pluie sableuse et de la faiblesse du courant.

Les deux types de surfaces érosives produites par la migration de formes surimposées ou par l'action combinée de la houle et du courant s'accompagnent de dépôts de niveaux plus grossiers et plus coquilliers, produisant des contrastes d'impédance suffisants pour générer des réflecteurs sismiques.

Si le potentiel de préservation des dunes isolées de la zone Sud est nul (le taux de renouvellement du matériel d'une dune est de 5 ans), le banc de Surtainville est relativement stable et sa structure présente une organisation radicalement différente de celle des bancs longitudinaux de la Mer du Nord (Houbolt, 1968). En effet, les bancs de la Mer du Nord décrit par cet auteur présentent une structure dominée par des réflecteurs faiblement pentés, alors que la structure du banc de Surtainville est dominée par un empilement de "sets" de stratifications obliques métriques à plurimétriques. Cet exemple montre que la distinction entre des faciès de "sand sheet" et de "sand bank" (voir en particulier Stride, 1982), s'il correspond bien à des environnements hydrosédimentaires différents, n'a pas d'intérêt du point de vue des structures internes, puisque de grands litages obliques peuvent être observés dans les deux cas.

### 6.3 - Conclusions générales

Les dunes de Surtainville sont des formes mobiles, dont la progradation est conforme à l'orientation et à l'asymétrie de l'ellipse de marée. Alors que les petites dunes (mégarides) sont des formes éphémères, les grandes dunes ont une "durée de vie" plus importante, et sont reconnaissables d'une année sur l'autre. Leur vitesse de migration, à peu près constante entre chaque période de mesure, varie selon la zone et l'amplitude de la dune. Elle est d'autant plus forte que l'on se trouve éloigné du banc de Surtainville et que l'amplitude des dunes est faible. Les vitesses de migrations mesurées et calculées peuvent être comparées. Pour la dune 2, on trouve respectivement des valeurs de 15 et 42 mètres par an, sans qu'il soit possible de déterminer si cette différence tient aux imprécisions sur les mesures, à la validité de la formule de charriage utilisée, à l'action d'autres agents dynamiques, ou encore au déficit sédimentaire affectant la zone. Quoiqu'il en soit, la mesure de la houle durant deux épisodes de mauvais temps indique que le transport par le courant de marée peut être renforcé par la houle, surtout lorsque les directions de l'ellipse de marée et de propagation de la houle se rapprochent.

La dynamique tidale est à l'origine de phénomènes d'avalanche à grande échelle, similaires à ceux décrits dans les dunes éoliennes. En période de beau temps, il se forme ainsi des lits frontaux d'avalanche, fortement pentés, que l'on observe sur les carottes prélevées sur les dunes de la zone Sud. Cependant, les principaux processus sédimentaires enregistrés dans la structure interne correspondent à l'effet conjugué de la houle et du courant de marée, ou à la migration de formes surimposées. La comparaison des profils sismiques de 1985, 1987 et 1988 montre en particulier comment des discontinuités de premier ordre se forment sous l'effet du chevauchement par une dune surimposée de plus petite taille.



## B - LA BAIE DE BOURGNEUF : UN DOMAINE A INFLUENCE MIXTE HOULE-MAREE<sup>1</sup>

La baie de Bourgneuf est située au Sud de l'embouchure de la Loire (fig. 3B-1). Largement ouverte au Nord-Ouest, elle est délimitée au Sud par le môle granitique de l'île de Noirmoutier et, au Nord par le horst du pays de Retz. Son orientation correspond à celle d'une importante faille de direction armoricaine parcourant le fond de la baie jusqu'à la chaussée d'Hoëdic (Vanney, 1977a et b). Entièrement creusée dans des schistes briovériens, elle a fait l'objet d'un remplissage de grès et calcaires éocènes, eux mêmes incisés durant les périodes de bas niveau quaternaires par un réseau très dense de chenaux partiellement remplis de sables grossiers et graviers fluviatiles (Delanoë, 1971). Une cartographie de surface et des carottages réalisés par Gouleau (1968, 1971b) montrent que la transgression flandrienne s'est accompagnée dans la baie du dépôt de sédiments extrêmement variés : galets et graviers de cordons littoraux, vases organiques et tourbes, sables moyens provenant du remaniement du littoral par la transgression, vases récentes apportées en suspension depuis l'embouchure de la Loire. La partie externe de la baie présente un vaste champ de dunes sous-aquatiques, signalées par Gouleau (1968) et Vanney (1977) mais n'ayant fait jusqu'à ce jour l'objet d'aucune étude détaillée. La reconnaissance organisée en 1986 constitue donc la première reconnaissance détaillée de cette zone.

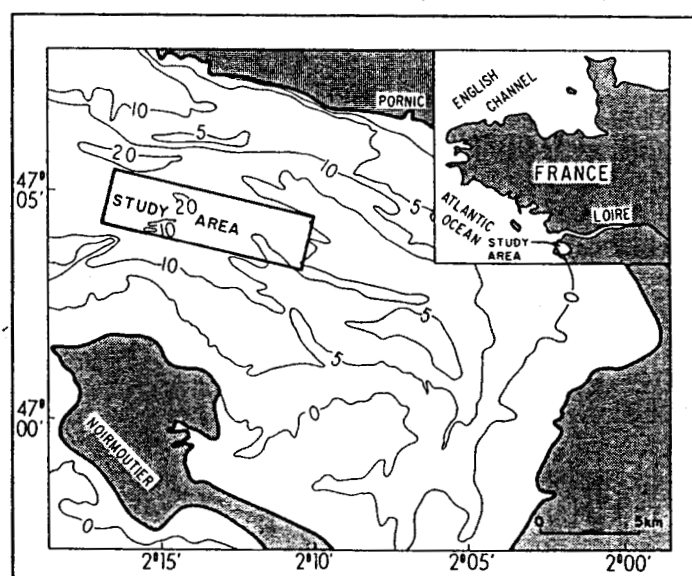


Figure 3B-1 : Localisation de la zone d'étude, au centre de la Baie de Bourgneuf.

<sup>1</sup> D'après Berné, Durand et Weber (à paraître)

## 1 - METHODES D'INVESTIGATION

L'étude de la zone s'est déroulée du 10 au 15 Juillet 1986 à bord du "Capricorne", durant la campagne "Sudarmor". Une reconnaissance générale de la partie de la baie accessible en bateau a tout d'abord été entreprise, puis une zone de 14 km<sup>2</sup> située à l'entrée de la baie, dans le champ de dunes, a fait l'objet d'une investigation détaillée, par la mise en oeuvre simultanée d'une bathymétrie haute résolution numérique (SIMRAD EK 400), du sonar latéral EGG SMS 960 et de la sismique 2.5 kHz. L'espacement des profils, réalisés dans l'axe de la baie c'est à dire selon une direction pratiquement perpendiculaire à celle des crêtes dunaires, était de 150m, le positionnement étant assuré grâce au réseau Sylédis de la Marine Nationale. Les différents faciès acoustiques mis en évidence au sonar latéral ont été ensuite identifiés grâce à 16 prélèvements de surface à l'aide d'une benne Shipek. Enfin, un dépouillement préliminaire des profils sismiques, à bord du navire, a permis de sélectionner plusieurs sites de carottage. Ces opérations, réalisées avec le carottier Hydroverkstätten VK300 de l'Université de Bordeaux, ont nécessité le mouillage du navire sur deux ancres, à l'avant et l'arrière. En modifiant la longueur des mouillages avant et arrière, il était ainsi possible de positionner avec précision le portique du navire à la verticale du point théorique de carottage. Cette manoeuvre, simple dans son principe, est délicate à réaliser, compte tenu de la faible longueur d'onde des dunes, de l'action du vent et du courant sur le navire, et de l'absence de contrôle de la position par une équipe de plongeurs.

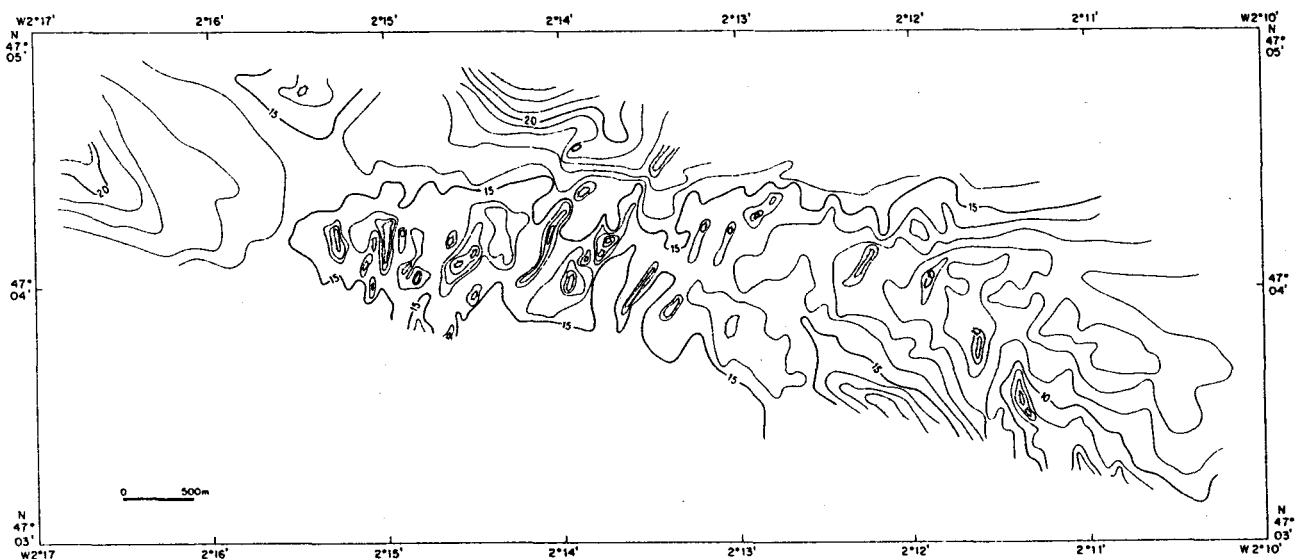


Figure 3B-2 : Carte bathymétrique simplifiée de la zone d'étude. Levés réalisés durant la campagne. Les sondes sont corrigées de la marée d'après les mesures du marégraphe de la pointe St Gildas, aimablement communiquées par le Port Autonome de Nantes-St Nazaire, et rapportées au zéro hydrographique. L'équidistance des courbes est de 1m.

Le carottier employé permet d'obtenir des échantillons de section carrée de 10cm et de 2.8 m de longueur, parfaitement préservés. L'inclinaison de chaque prélèvement est connue, le chassis du carottier étant équipé d'un inclinomètre. Quant à l'orientation des carottes, elle était déterminée approximativement en relevant l'orientation du sommet du chassis du carottier, visible par transparence du fait de la faible profondeur d'eau. En raison des difficultés de positionnement, une seule carotte est entièrement constituée de sable dunaire. Les autres, réalisées trop bas par rapport aux corps sableux, sont composées pour une bonne part de sédiments fluviatiles sous-jacents.

Les mesures de marée du Port Autonome de Nantes-St Nazaire à la Pointe St Gildas (à 5 km de la zone d'étude, à l'entrée de la baie) ont permis de corriger les fichiers de données bathymétriques et de tracer une carte contournée ainsi que les profils verticaux des dunes. Les images sonar ont été traitées selon la procédure habituelle décrite dans le chapitre 2, une mosaïque générale au 1/5000 étant réalisée ainsi que des mosaïques de zones d'intérêt particulier, rejouées au 1/2500 ou au 1/1250. Les données sismiques, enregistrées sous forme analogique, n'ont pas été rejouées, à l'exception du profil correspondant au carottage, dont les données analogiques ont été numérisées puis traitées à l'aide du logiciel "Sithère". Grâce à une collaboration avec SNEA(P), la carotte décrite dans ce travail a été radiographiée à l'aide d'un scanner médical de l'hôpital de Pau. L'appareil fournit des images de moindre résolution que celle des radiographies X conventionnelles, mais pratiquées sur l'échantillon avant ouverture et selon deux directions perpendiculaires (Champanhet *et al.*, 1989). Il est ainsi possible de déterminer les pendages et azimuths vrais des laminations et des discontinuités. Une telle représentation du volume de la carotte permet aussi de sélectionner le meilleur plan d'ouverture, par exemple celui correspondant au pendage maximum des laminations. SNEA(P) a également assuré la réalisation des mesures de gamma-densimétrie, le pas de mesure étant de 20mm et la durée de comptage de 20s. Après ouverture selon le plan d'inclinaison maximum des laminations, la carotte a été décrite, 32 échantillons ont été prélevés sur l'un des deux tronçons, pour granulométrie et calcimétrie ultérieure, l'autre étant conservé intact pour induration et radiographie à l'Université de Bordeaux.

## 2 - CADRE GENERAL

### 2.1- Le régime hydrodynamique

La zone étudiée présente des fonds compris entre 8 et 24 m par rapport au niveau des plus basses mers (fig. 3B-2). En raison d'une amplification locale, le marnage atteint 6 mètres durant les vives eaux, plaçant ainsi la baie dans la classe des environnements macrotidaux. Très peu de mesures de courant sont disponibles dans ce secteur, et elles ont été obtenues avec des équipements anciens et



durant un court laps de temps (Gouleau, 1971a). C'est pourquoi nous avons préféré prendre en compte les résultats d'un modèle numérique couvrant l'estuaire de la Loire et la baie de Bourgneuf (Salomon et Lazure, 1988). Ce modèle ne permet de calculer que les courants de surface pour un coefficient de marée moyen (70). Les résultats sont cependant certainement plus représentatifs que des mesures de courte durée, sensibles aux influences de la topographie locale et des conditions météorologiques. A l'aide de ce modèle, la vitesse et la direction du courant ont été calculées par P. Lazure, en un point correspondant au centre de notre zone d'étude. On constate que la marée est à cet endroit pratiquement symétrique et rectilinéaire, le courant atteignant en surface une vitesse de  $0.57 \text{ ms}^{-1}$  dans la direction  $N125^\circ$  (flot) et  $0.53 \text{ ms}^{-1}$  dans la direction opposée de jusant ( $N305^\circ$ ) (fig. 3 B - 3). Nous ne disposons malheureusement pas d'indication sur l'intensité du courant dans la zone en période de grande vive eau, à l'exception des mesures effectuées par Gouleau (1971a) immédiatement à l'Ouest. Ces mesures indiquent *près du fond* des vitesses de flot et jusant de  $0.55 \text{ ms}^{-1}$  par coefficient 100.

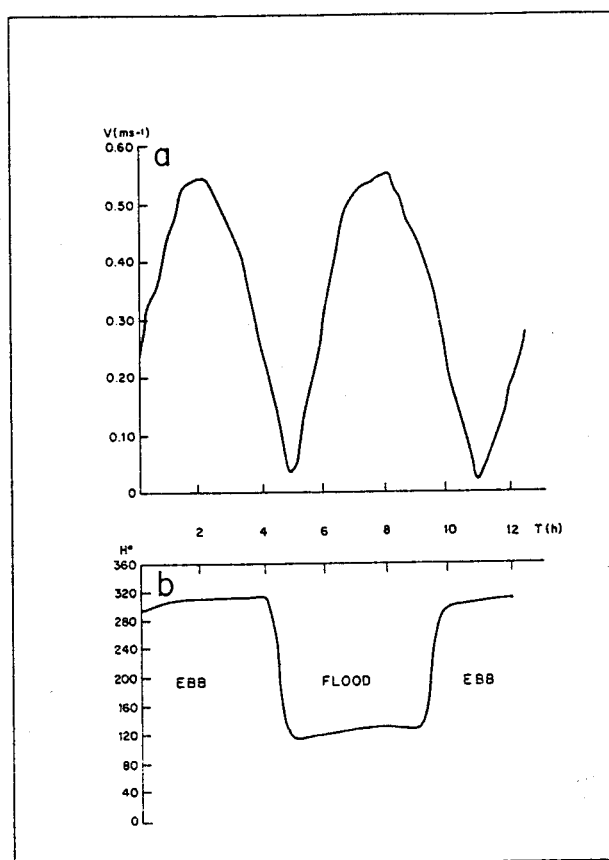


Figure 3B-3 : Vitesse (a) et direction (b) du courant de marée en surface. Valeurs calculées au centre de la zone d'étude pour un coefficient de 70 grâce au modèle de Salomon et Lazure (1988).

Les houles dominantes dans le secteur sont de secteur Ouest. Des mesures sur une période de 900 jours, réalisées à l'entrée de la baie par une profondeur de 10m (H. Allen, 1982), indiquent que les amplitudes des vagues annuelles, décennales et centenaires atteignent respectivement 3.7, 5.0 et 6.2m. Les périodes dominantes de ces houles sont comprises entre 8 et 14 s. Les plans de houle établis par Bousquet et Miossec (1986) montrent que les orthogonales ont tendance, dans notre secteur d'étude, à s'aligner selon une direction  $N110^\circ$ , que la houle incidente soit de secteur Ouest ou Nord-Ouest.

## 2.2 - Les sédiments de surface

L'imagerie sonar fournit les limites des différents faciès sédimentaires constituant la couverture sédimentaire superficielle de la zone (fig. 3B-4.1). Elle peut être confrontée à nos 32 prélèvements de surface et à travaux antérieurs de Gouleau (1968).

- Le faciès acoustique clair, qui constitue la couverture des dunes de la baie, correspond à sables moyens dont la teneur en calcaire bioclastique est de l'ordre de 25%.

- Le faciès acoustique sombre correspond à un substrat plan de sables grossiers et graviers siliciclastiques, parfois mélangés à des coquilles entières ou brisées et/ou à une fraction silto-vase importante.

L'identification des dunes à partir de la mosaïque sonar est immédiate car la couverture sableuse discontinue et la limite des dunes correspond parfaitement à celle du faciès acoustique clair.

## 3 - GEOMETRIE EXTERNE DES DUNES

La mosaïque sonar et les profils bathymétriques traités montrent 75 dunes (fig. 3B-4.2). A partir de ces documents complémentaires, il est possible de déterminer tous les paramètres morphologiques caractérisant les différentes formes de dépôt. Une synthèse de ces mesures est présentée dans le tableau 1 en annexe.

L'*amplitude des dunes* (fig. 3B-5a) est comprise entre 0.7 et 9.4 m, la plupart des valeurs étant comprises entre 2 et 4 m. La partie centrale de la zone présente la plus grande concentration de dunes, mais leur amplitude y est plus faible qu'à la périphérie. On observe également qu'aux extrémités SW et NE de la zone, où la profondeur décroît, les grandes dunes disparaissent, remplacées par des dunes petites et moyennes (mégarides). Le contrôle de l'amplitude par la profondeur d'eau s'observe bien dans le cas de la plus haute dune, située dans le fond d'un chenal alors que ses voisines, moins profondes, ont des amplitudes plus faibles (fig. 3B-6).

La *longueur d'onde* des dunes est comprise entre 35 et 420m, trois familles apparaissent sur l'histogramme de la figure 3B-5b. Les plus grandes valeurs sont concentrées dans la partie occidentale de la zone, les valeurs intermédiaires sont surtout présentes au centre, les plus petites sont distribuées de façon uniforme. La longueur d'onde moyenne est de 166m.

L'*extension latérale* peut être définie par deux paramètres, mesurés sur les mosaïques sonar. La largeur B est la plus courte distance entre les extrémités latérales de la dune, tandis que la longueur de crête Lc est la distance entre ces deux points mesurée en suivant la ligne de crête. B est comprise entre 100 et 1030m (fig. 3B-5c), Lc entre 100 et 1130 m (fig. 3B-5d), les valeurs moyennes de ces deux paramètres étant respectivement de 341 et 386 m.

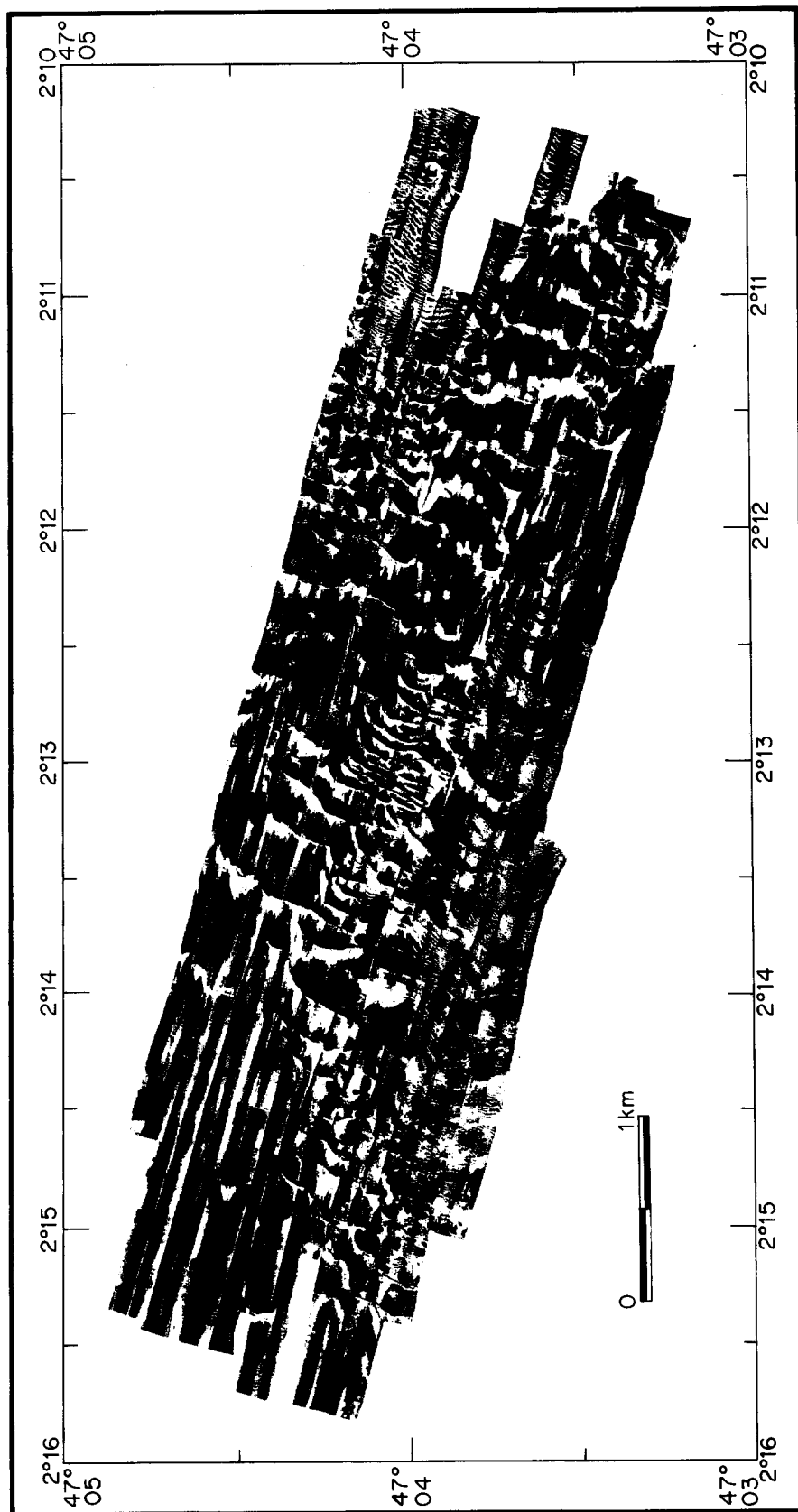


Figure 3B-4-1 : Mosaïque sonar de la zone, traitée par le logiciel "Trias". Les dunes apparaissent en clair (sables moyens peu rétro-diffusant) alors que le substrat grossier plus ou moins envasé, très rétro-diffusant, produit un faciès acoustique sombre. Le document original est au 1/5000.

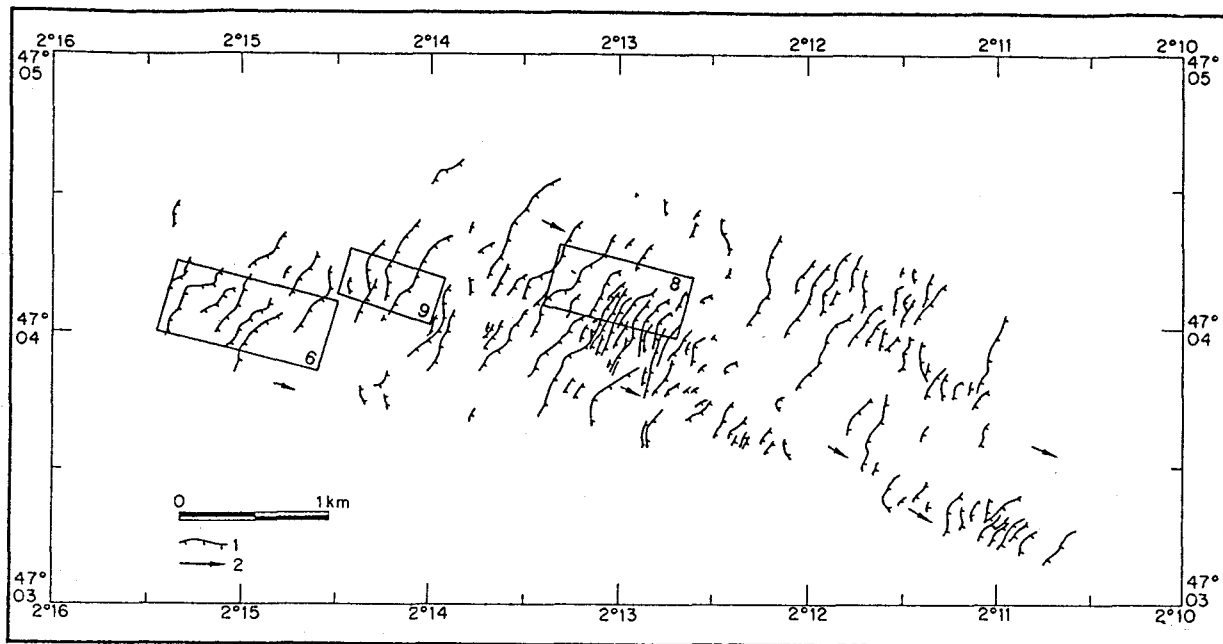


Figure 3B-4-2 : Interprétation simplifiée de la mosaïque sonar (1) crêtes dunaires et indication de leur polarité, (2) rubans sableux et "queues de comètes" indiquant le sens du transport résiduel par charriage. Les rectangles indiquent la position des figures 3B-8, 9 et 12.

La pente du flanc raide  $\beta$  a été calculée sur les profils sismiques. En effet, l'échantillonnage de la source sismique est 8 fois supérieur à celui du sondeur bathymétrique. Par contre, le lobe d'émission de la sismique étant beaucoup plus large, il est nécessaire de faire une migration manuelle afin de déterminer les pentes vraies. Les valeurs reportées sont les pentes maximum, c'est à dire mesurées selon une direction perpendiculaire aux crêtes dunaires. Elles varient entre 3 et 34°, la plupart étant comprises entre 20 et 30° (moyenne de 22°). Elles semblent indépendantes des autres paramètres morphologiques, y compris l'amplitude. Ainsi, les deux pentes les plus fortes (34°) sont mesurées sur des dunes dont l'amplitude atteint respectivement 2.4 et 5.4 m. Ces pentes sont très supérieures à celles généralement citées (McCave, 1971 ; Terwindt, 1971 ; Bouma *et al.*, 1977 ; Davies, 1980 ; Field *et al.*, 1981 ; Perillo et Ludwick, 1984).

La pente  $\alpha$  du flanc doux (fig. 3B-5f) est comprise entre 2 et 9° (moyenne 2.8°) et semble augmenter lorsque la longueur d'onde décroît. Cette observation rejoint celle de Stride (1982) qui note une augmentation de  $\alpha$  lorsque le rapport a/b diminue.

L'indice de forme verticale (fig. 3B-5g) appelé indice de ride par certains auteurs, est le rapport L/H. Il varie entre 14.6 et 171.8. la moyenne (54.7) est très supérieure à celle indiquée par Guy *et al.* (1966 : entre 20 et 30) ou mesurée dans la Gironde (moyenne 22.2, voir paragraphe 3C) Si l'on reporte l'amplitude en fonction de la longueur d'onde (fig. 3B-7) on constate que la relation établie par Flemming (1988b) :

$$H = 0.0677 L^{0.8098}$$

est bien vérifiée pour les formes les plus petites (dont la longueur d'onde est inférieure à environ 100m). Par contre, elle surestime l'amplitude pour les formes les plus grandes. Cela ne signifie pas que la relation de Flemming est erronée, mais paraît traduire l'influence de la profondeur d'eau, les dunes les plus grandes ne pouvant se maintenir du fait d'une tranche d'eau insuffisante.

L'indice de forme horizontale (fig. 3B-5h) est le rapport B/L ; il est compris entre 0.46 et 12.32 (moyenne 3.01).

L'indice d'asymétrie (fig. 3B-5i) est le rapport a/b. Compris entre 1.8 et 33.7, il est le plus souvent entre 3 et 6. Sa moyenne est de 10.1. L'asymétrie est particulièrement marquée à Bourgneuf, si l'on considère que d'après Allen (1982b, p.454), a/b ne dépasse que rarement une valeur de 4.

L'indice de sinuosité défini par Dalrymple (1984) comme le rapport Lc/B (fig. 3B-5j), permet de distinguer les formes bi-dimensionnelles (2D) et tri-dimensionnelles (3D) selon la terminologie de Harms (1969). Cet indice est compris entre 1.00 (formes parfaitement 2D) et 1.54 pour quelques dunes d'aspect barkhanoïde, la plupart des valeurs étant comprises entre 1.00 et 1.15 (moyenne 1.097).

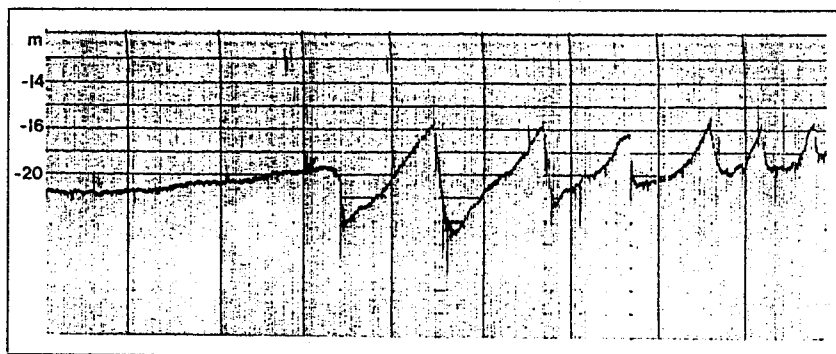


Figure 3B-6 : Contrôle de l'amplitude des dunes par la profondeur d'eau. Sur ce profil bathymétrique "temps réel", on observe une dune de 9.4 m d'amplitude dans le fond d'un chenal dont la cote est de -25m. La remontée du fond s'accompagne d'une diminution de l'amplitude des dunes, le sommet de celles-ci restant pratiquement constant à la cote -16m. La pente vraie du flanc raide de la plus grande dune est de 21°. (Profil 106, extrémité Sud-Ouest de la zone d'étude).

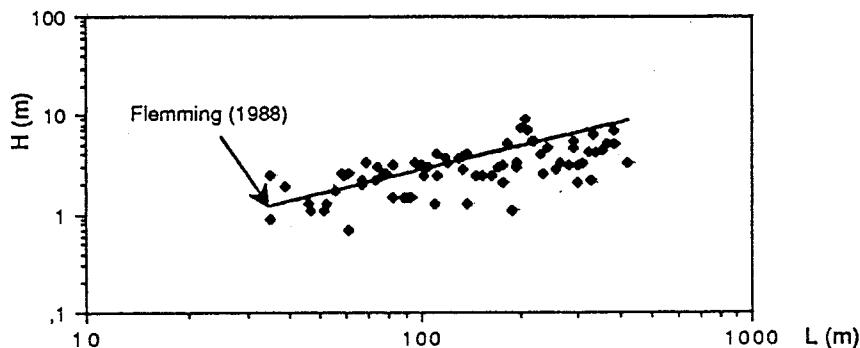


Figure 3B-7 : Relation entre amplitude et longueur d'onde des dunes (représentation logarithmique).

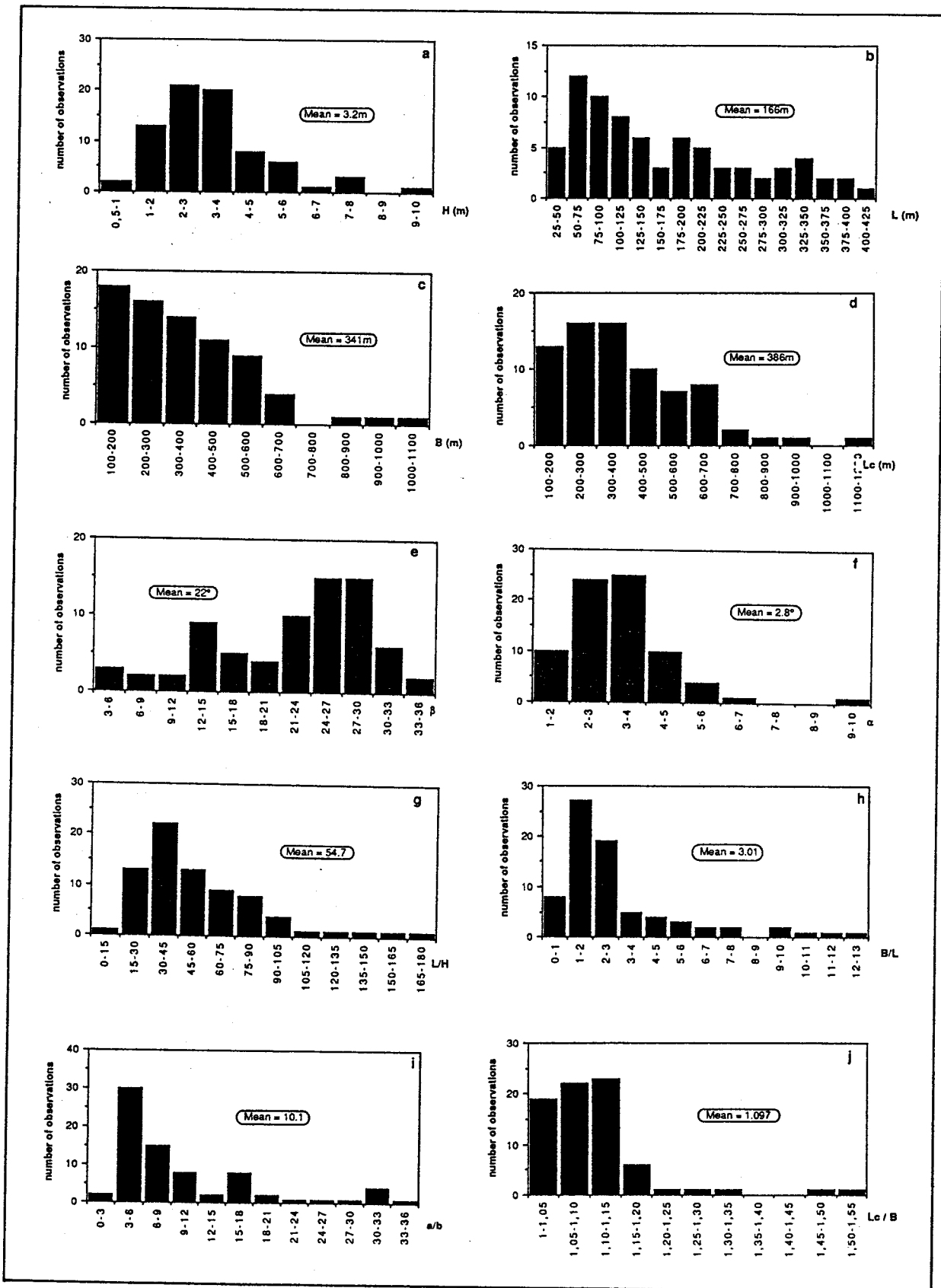


Figure 3B-5 : Caractéristiques morphologiques des grandes dunes. Modifié et complété d'après Moulin (1988). Voir le texte pour la définition des différents paramètres.

## 4 - STRUCTURES INTERNES DES DUNES

### 4.1- Structures internes révélées par sismique

La typologie des réflecteurs sismiques définie à Surtainville (§3-A) peut être utilisée pour décrire les sections sismiques de la baie de Bourgneuf. La même hiérarchie de discontinuités de premier et deuxième ordre apparaît (fig. 3B-8). L'architecture de ces surfaces, et les mécanismes de formation qui peuvent leur être associés, diffèrent cependant sensiblement.

L'abondance et la grande amplitude des *réflecteurs obliques fortement pentés* permettent de distinguer les dunes de la baie de Bourgneuf des autres environnements que nous avons étudiés. Ces horizons, dont le pendage vrai est compris entre 8 et 29° (tableau 3B-1) sont en effet beaucoup plus nombreux et développés que dans les autres zones étudiées. Si l'on retrouve bien de nombreux cas où ils sont tronqués au sommet par des discontinuités de premier et deuxième ordre, il n'est pas rare d'observer leur développement du sommet à la base de la dune (fig.3B-9), sur des amplitudes atteignant 4.3m (fig.3B-10). On note que les dunes où ces réflecteurs sont le mieux développés sont celles dont le flanc raide est très penté, et où l'indice d'asymétrie est le plus fort. Dans ces cas, les formes surimposées (mégarides) sont généralement de petite taille ou absentes. *On observe très nettement que les dunes reposant sur une semelle grossière présentent un flanc raide beaucoup plus penté que celles où la couverture sableuse est continue.*

Les *discontinuités de premier ordre* présentent plusieurs aspects. A la base des dunes elles correspondent parfois, comme à Surtainville, à l'interface avec la semelle de sédiment grossier à l'origine du faciès acoustique sombre. Dans d'autres cas, on observe que ces discontinuités tronquent les réflecteurs obliques à mi-hauteur, sans que la morphologie externe le laisse prévoir. Il en résulte une structure composite, formée de deux "sets" empilés. Une telle discontinuité, marquée par une flèche courbe, apparaît bien sur le profil CD de la figure 3B-8.2. Enfin, dans certains cas, on observe des discontinuités majeures intra-dunaires légèrement inclinées dans la direction de progradation. Sous ces discontinuités, les réflecteurs présentent des directions très variées, parfois inverses par rapport à la direction de progradation et *en continuité latérale avec les dépôts fluviaux* (fig. 3B-11). Il semble donc que la base des dunes ne soit pas constituée de sable marin, mais que la progradation de celles-ci s'accompagne d'une érosion des dépôts sous-jacents. Une composante érosive s'ajouterait donc à la composante de progradation, la base de la dune s'abaissant au fur et à mesure de la migration et englobant les séquences fluviales sous-jacentes. Cette observation est, à notre connaissance, unique dans le cas de dunes sous-marines. Notons que Rubin (1987) invoque des phénomènes analogues pour expliquer la structure de certaines dunes éoliennes des déserts de Strzelecki et Simpson en Australie. Ce phénomène de chevauchement à angle négatif (*climbing at negative angle*) est probablement assez courant, mais est rarement décrit dans les séries anciennes puisque qu'il caractérise des environnements en déficit sédimentaire dont le taux de préservation est très faible.

Les discontinuités de deuxième ordre sont d'aspect similaire à celles décrites dans d'autres environnements. Leur pendage moyen, mesuré sur 16 profils sismiques perpendiculaires aux crêtes dunaires, est compris entre 2 et 11° (tableau 3B-1). Leurs contacts basaux sont le plus souvent tangentiels, alors que leur sommet est généralement tronqué par une discontinuité de premier ordre, voire une autre discontinuité de deuxième ordre. Il existe donc en fait une hiérarchie des discontinuités de deuxième ordre : certaines, associées à des événements d'énergie probablement plus importante, peuvent recouper celles correspondant à des énergies plus faibles.

Les réflecteurs fortement pentés sont beaucoup plus nombreux et de plus grande amplitude que dans les autres zones étudiées. Ce sont des réflecteurs obliques parallèles, dont le pendage vrai atteint 29° (tableau 3B-1) et dont le contact avec la surface de base est angulaire. Leur partie supérieure est une terminaison en "toplap", correspondant soit au flanc doux de la dune, soit à une discontinuité de premier ou deuxième ordre. Ils affectent parfois l'ensemble de la dune, avec des amplitudes pouvant atteindre 4.3m, sans être tronqués par aucune surface d'érosion (fig. 3B-9 et 10). Ils présentent parfois un aspect en branche d'hyperbole, traversant les réflecteurs horizontaux sous-jacents, et l'on peut alors s'interroger sur leur signification réelle. La mise en évidence par carottage de lits pentés jusqu'à 35° (voir paragraphe suivant), et le fait que ces réflecteurs soient systématiquement orientés dans la direction de progradation des dunes, incitent cependant à conclure que ces réflecteurs traduisent bien l'existence de dépôts sédimentaires. Leurs pentes sont cependant sous-évaluées sur l'image sismique, et doivent faire l'objet d'une migration afin de déterminer le pendage vrai<sup>2</sup>.

	H(m)		L (m)	$\beta(^{\circ})$		$\alpha(^{\circ})$		L/H	a (m)	b (m)	a/b - 1	FORESETS					REACTIVATION SURFACES			
	max	mean		mean	max	mean	max					$\varphi_{\text{mean}}$	$\varphi_{\text{min}}$	$\varphi_{\text{max}}$	N.O.	$\sigma$	$\theta_{\text{mean}}$	$\theta_{\text{min}}$	$\theta_{\text{max}}$	N.O.
1	5.1	5.1	205	25	27	2	2	40	194	11	16.6	21.5	19	25	10	1.8				
2	3.3	3.3	125	15	24	2	2	38	113	12	8.4	19.8	16	24	6	2.7				
3	5.0	5.0	110	26	28	2	5	22	100	10	9.0	23	21	28	8	2.6				
4	2.3	2.3	35	18	27	4	4	15	28	7	3.0	19	16	22	2					
5	2.9	2.9	80	22	30	2	5	27	73	7	9.4	20	20	20	4	0				
6	2.6	2.6	60	20	25	3	7	23	53	7	6.6	15	15	15	2					
7	2.4	2.4	65	22	30	3	3	27	59	6	8.8	16.5	13	20	2					
8	2.6	2.6	80	18	23	1	1	31	72	8	8.0	19.8	17	21	5	1.9				
9	3.6	3.6	130	22	28	1	1	36	121	9	12.4	14.6	8	21	6	4.7	6	6	6	1
10	5.2	4.4	235	19	20	2	4	45	220	15	13.6	16.8	13	25	13	3.1	3.5	2	7	4
11	3.6	3.6	105	12	22	2	5	29	88	17	4.1	16.0	15	18	3	1.7	2.5	2	3	2
12	3.6	3.6	85	8	28	2	5	24	59	26	1.3	16.4	12	20	7	3.4	7	7	7	1
13	4.0	4.0	54	15	30	5	7	12	39	15	6.8	12.0	10	14	3	2.0	7.5	5	10	2
14	4.6	3.2	58	19	33	2	2	13	45	13	2.5	12.7	8	16	3	4.1	4.5	3	5	2
15	4.2	4.2	105	19	33	2	2	25	93	12	6.7	18.7	15	21	12	1.8				
16	3.9	3.9	280	29	29	1	1	72	273	7.4	38.0	23.2	19	29	16	2.9	10.5	10	11	2

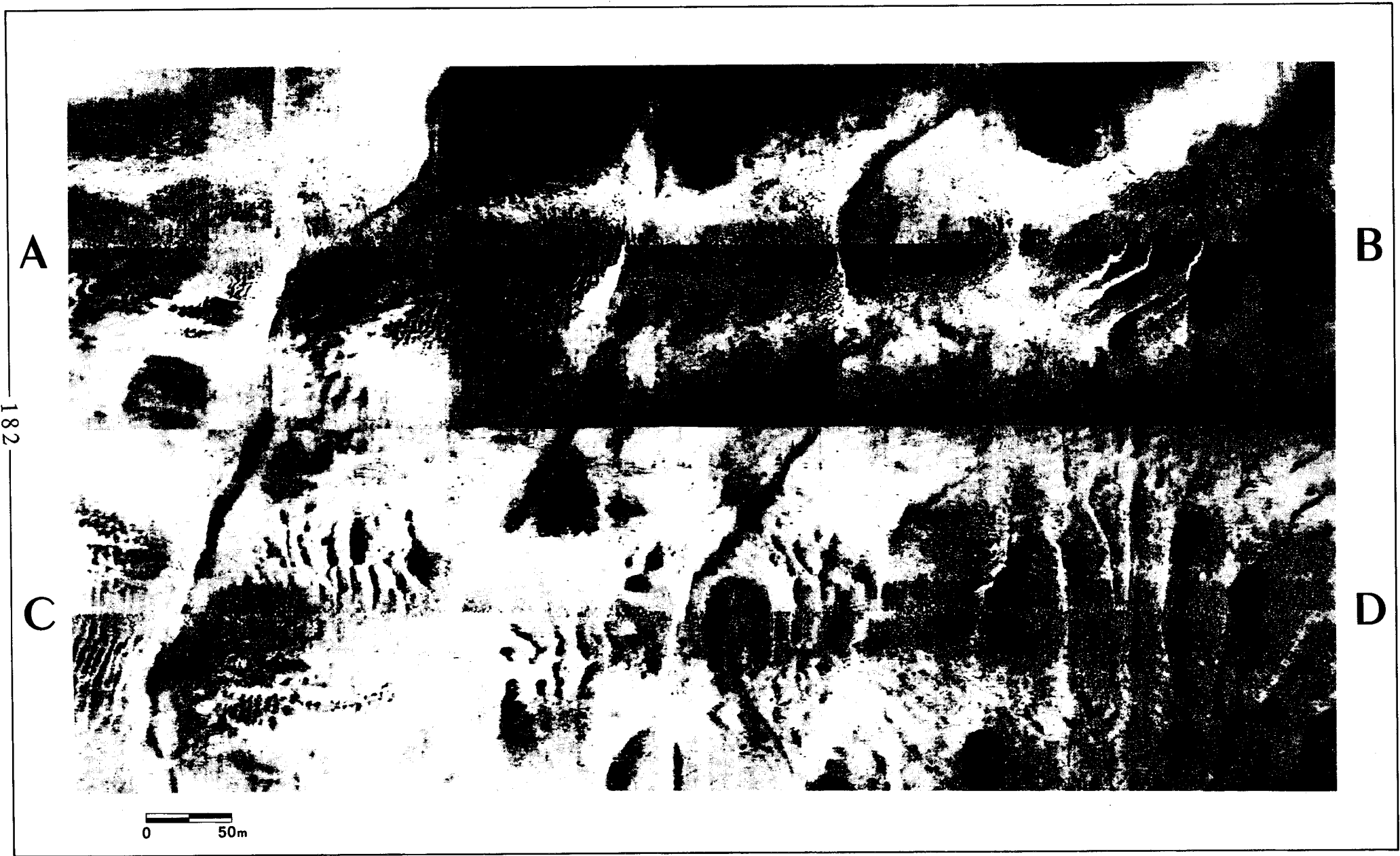
Tableau 3B-1 : Caractéristiques géométriques (morphologie externe et structure interne) de 16 dunes de la Baie de Bourgneuf. Seuls les profils sismiques parfaitement perpendiculaires aux crêtes dunaires sont utilisés.  $\varphi$  désigne le pendage vrai des réflecteurs fortement pentés (foresets) et  $\theta$  le pendage vrai des discontinuités de deuxième ordre. N.O. : nombre d'observations ;  $\sigma$  : écart type sur les mesures. Les autres paramètres sont définis dans le texte.

<sup>2</sup> La relation entre pente vraie et pente apparente est donnée par :  
 $\sin \phi = \tan \theta$

ou  $\theta$  est l'angle apparent sur la coupe sismique et  $\phi$  le pente vraie dans la direction du profil (la vitesse du son dans le sédiment étant assimilée à celle de la vitesse dans l'eau).



Figure 3B-8-1 : Mosaïque sonar des grandes dunes sinueuses de la partie centrale de la zone d'étude. (voir position figure 3B-4.2). On observe l'orientation des petites dunes (mégarides) parallèle à la crête dunaire sur le flanc doux, mais parfois perpendiculaires au pied du flanc raide.



182

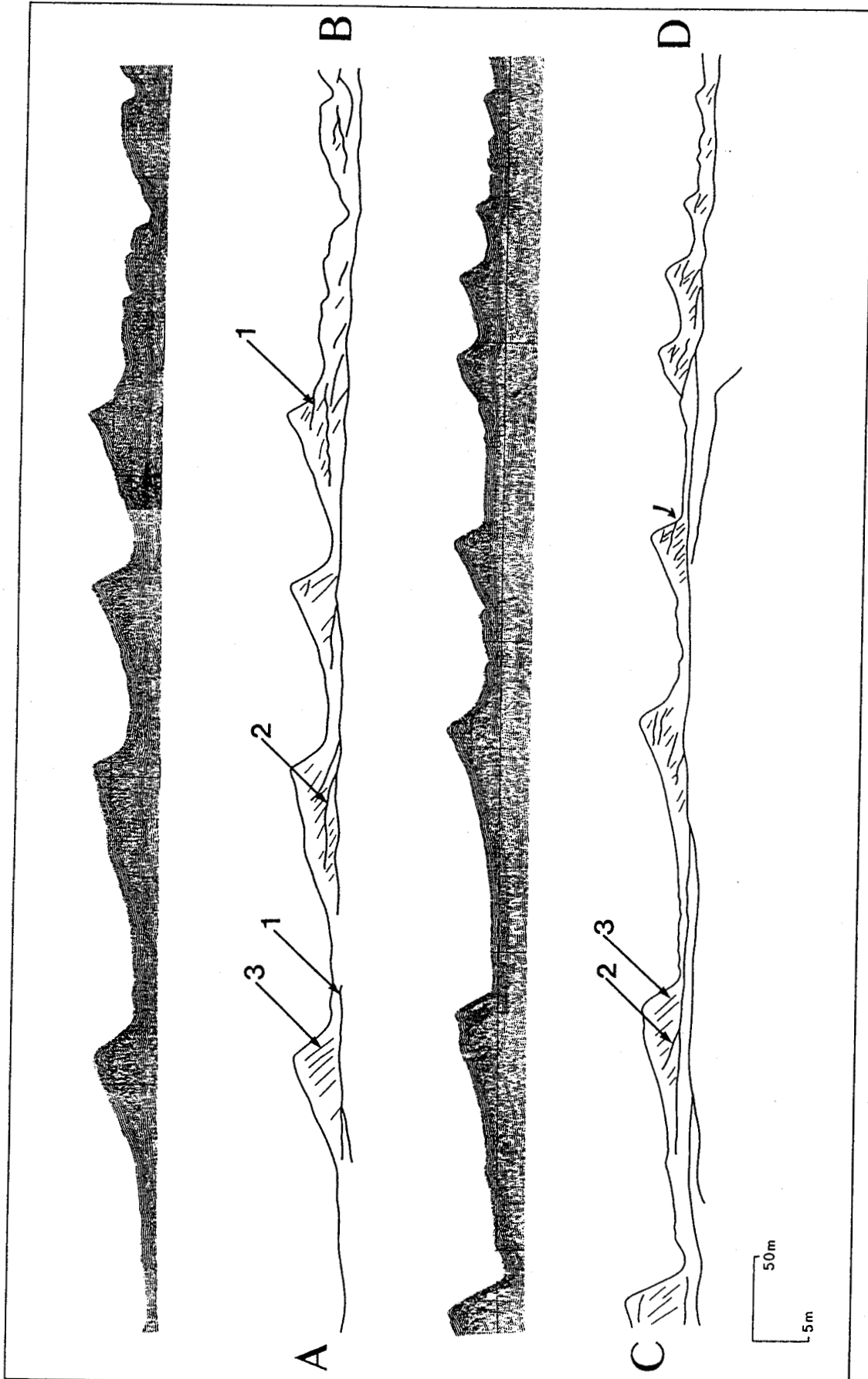
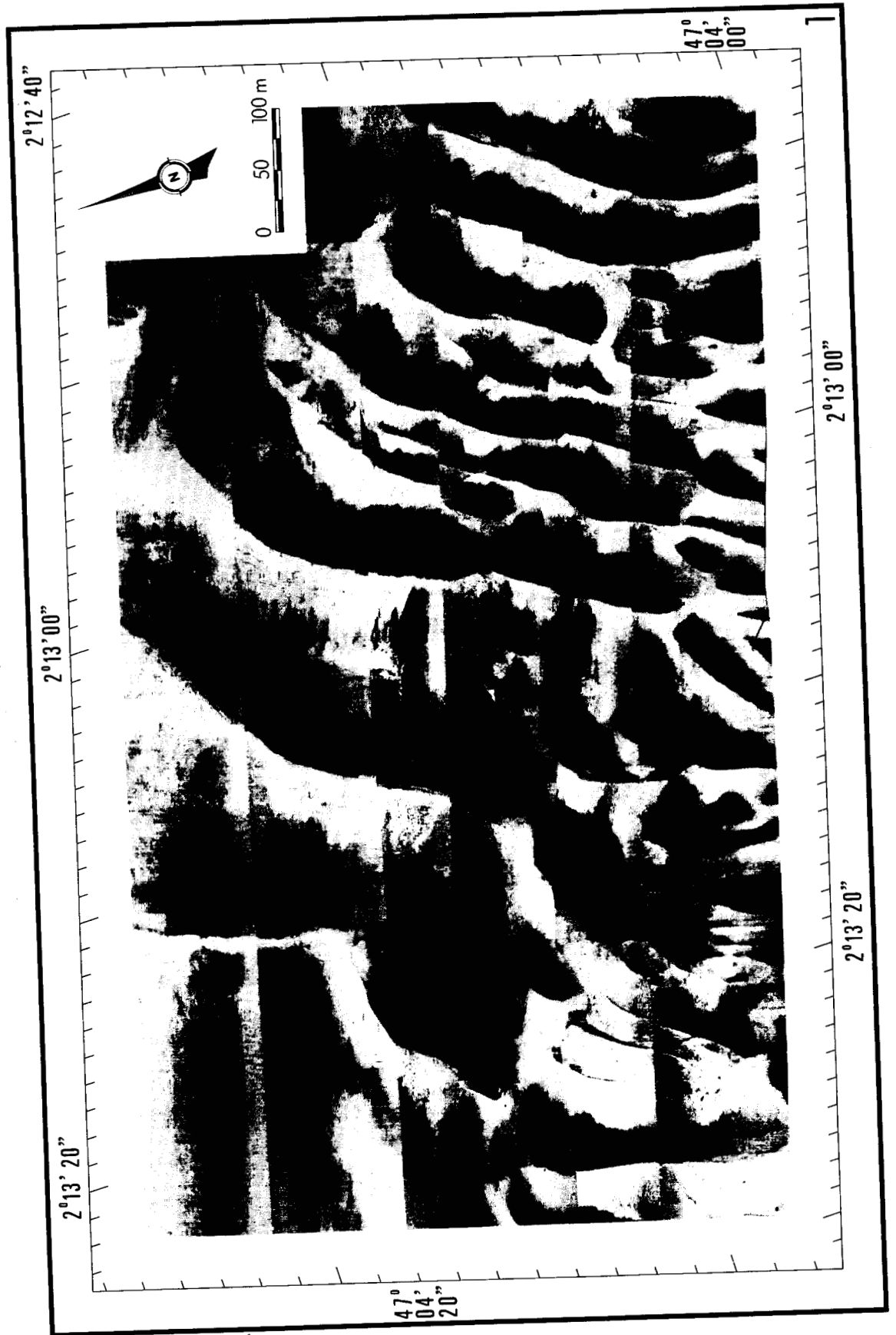


Figure 3B-8-2 : Coupes sismiques et interprétations des dunes de la même zone. (1) discontinuités de premier ordre, (2) discontinuités de deuxième ordre, (3) réflecteurs fortement pentés. La flèche courbe indique un exemple de discontinuité de premier ordre tronquant les dunes à mi-hauteur.

Figure 3B-9-1 : Mosaïque sonar d'une zone à couverture sableuse discontinue (voir position figure 3B-4-2).



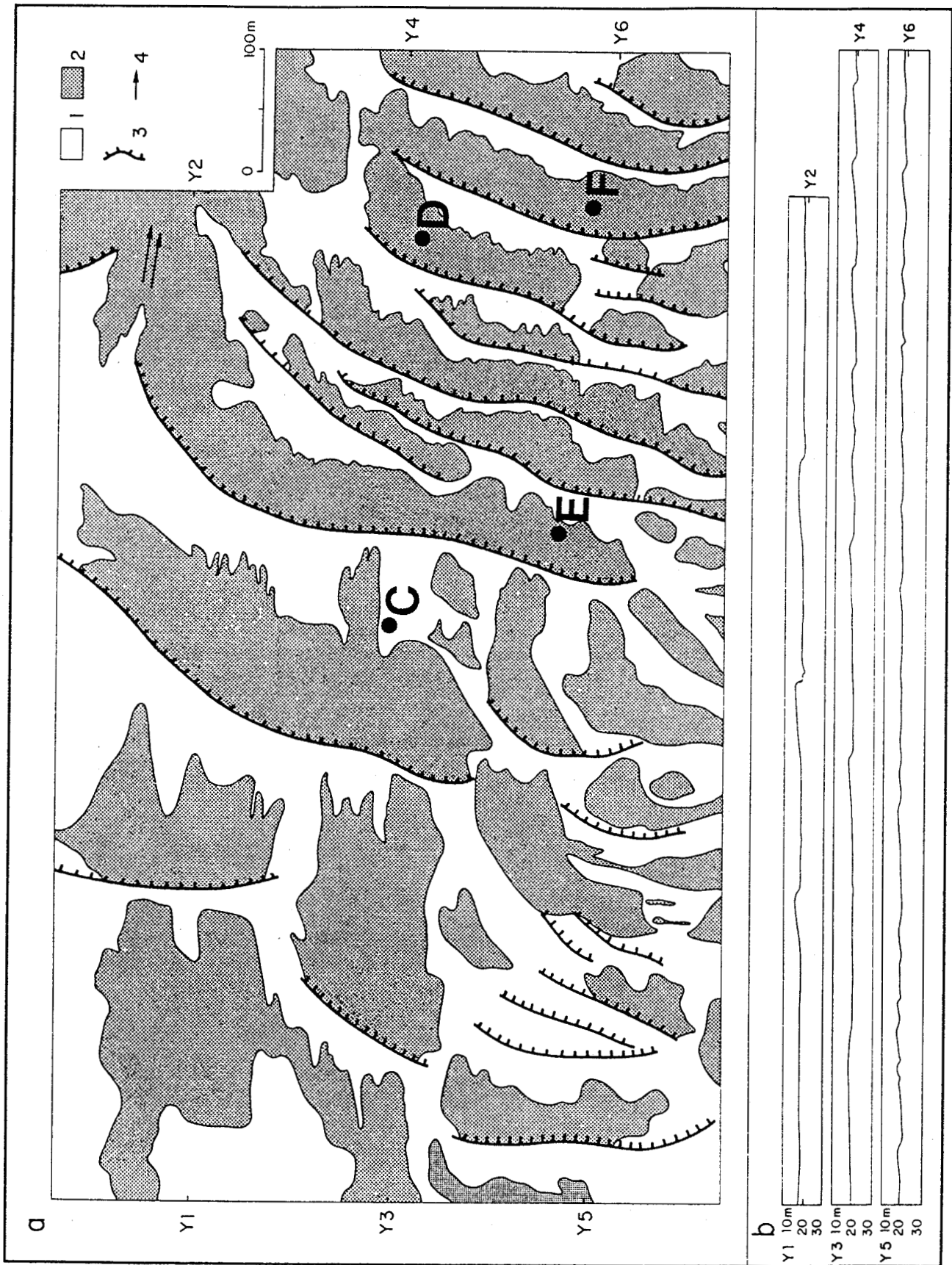


Figure 3B-9-2 : Interprétation de la mosaïque et profils bathymétriques. 1 : sable moyen, 2 : sédiment grossier, 3 : crête dunnaire, 4 : ruban sableux ou "queue de comète).

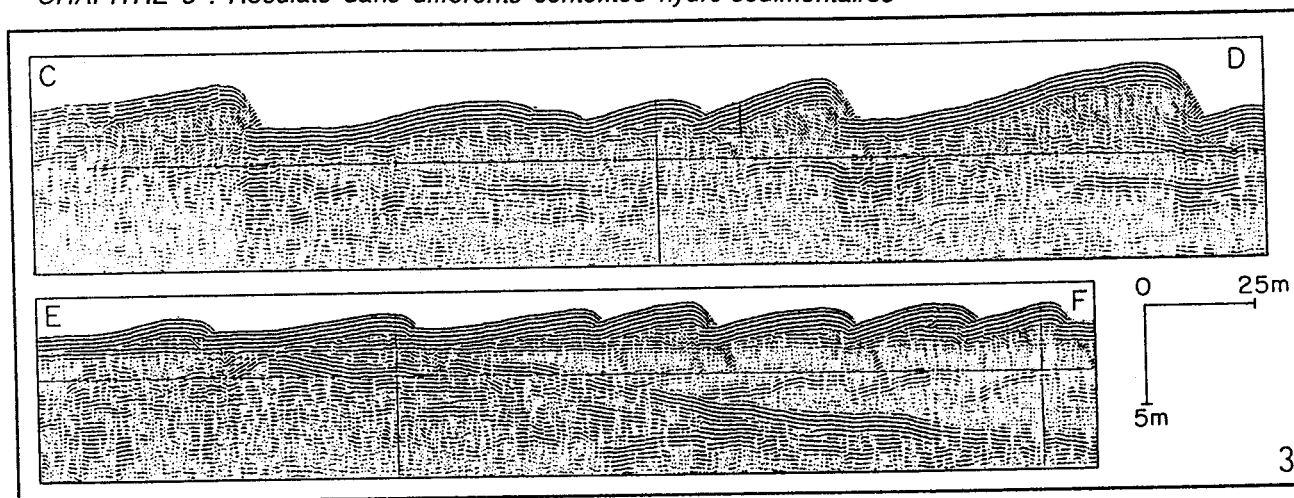


Figure 3B-9-3 : Profils sismiques de la même zone. Les pentes vraies des flancs raides sont de l'ordre de 30°.

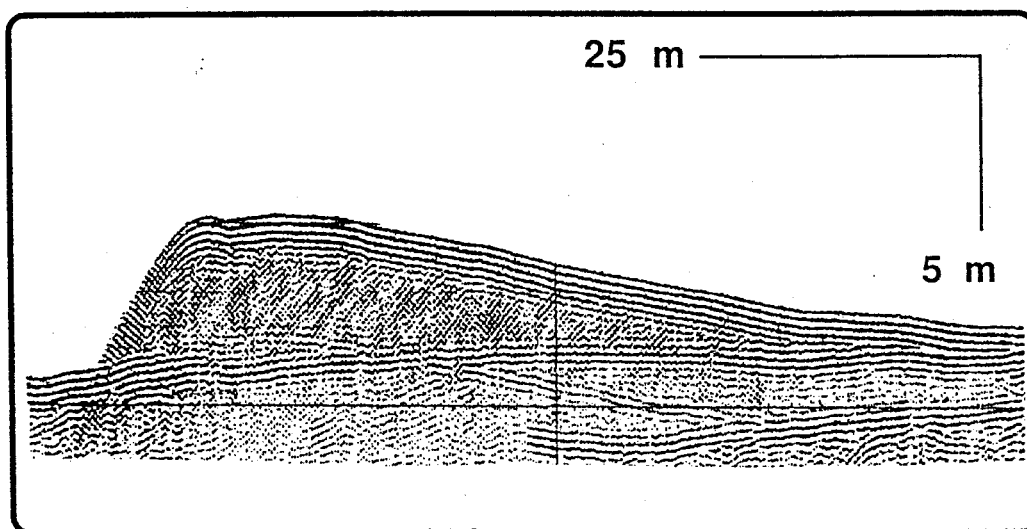


Figure 3B-10 : Coupe sismique d'une dune à grands lits frontaux sans discontinuité érosive (pendages vrais de l'ordre de 30°).

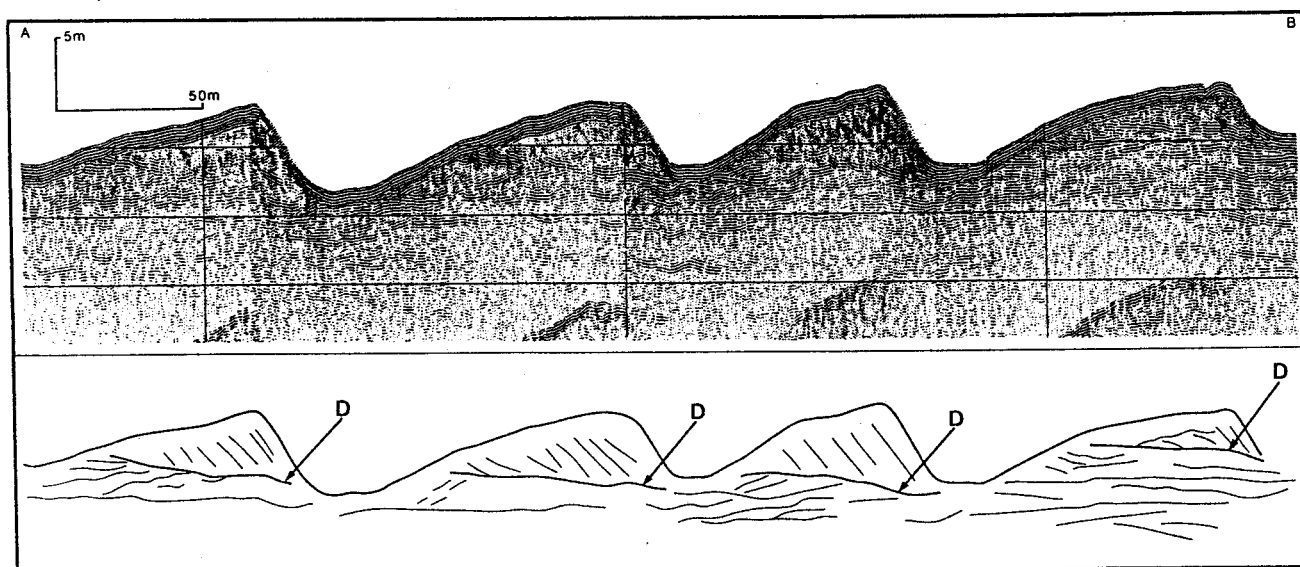


Figure 3B-11 : Grandes dunes à angle de chevauchement négatif ("negative angle of climb"). Sous la discontinuité de premier ordre "D", les réflecteurs sismiques, qui montrent des pendages orientés en sens opposé à la progradation des dunes, sont corrélés latéralement à des dépôts fluviatiles.

## 4.2- Structures sédimentaires

Parmi les 4 carottes prélevées dans la zone, une seule permet de reconstituer les séquences élémentaires constituant les dunes tidales, les autres étant essentiellement constituées de dépôts fluviatiles. La carotte a été prélevée sur le flanc doux d'une dune légèrement sinueuse (indice de sinuosité égal à 1.025), de 3.6 m d'amplitude (fig. 3B-12) et dont le flanc raide atteint une pente de 28°. Le profil sismique, effectué à 18 m du point de carottage, présente à la fois des réflecteurs fortement pentés et des surfaces de réactivation, en particulier une surface de premier ordre, tronquant la partie sommitale de la dune.

La carotte prélevée mesure 2.70m, c'est à dire pratiquement la longueur maximale que l'on puisse obtenir avec l'équipement employé (2.80m), ce qui exclue tout phénomène de tassement important. L'inclinaison du carottier était seulement de 2° et a donc été négligée dans la détermination des pendages vrais. Les lits sont assimilés à des *laminae* au sens de Campbell (1967), c'est à dire les plus petites couches sédimentaires identifiables. La carotte est constituée de sable moyen à grossier dont la teneur moyenne en calcaire est de l'ordre de 30%. Trois unités, caractérisées par des propriétés physiques et sédimentologiques et des structures sédimentaires différentes, apparaissent clairement.

L'unité supérieure<sup>3</sup> (0 à -66 cm) est constituée de *lits de rides en berceau* (*small scale trough crossbeds*) bien visibles sur l'image radio (fig. 3B-13-2). La résolution plus faible de l'image scanner ne permet pas de déterminer les directions de progradations liées à ces structures, en particulier pour savoir si des litages de directions opposées (litages en chevrons) sont présents, ou s'il s'agit de structures unidirectionnelles. Le sable est de granularité moyenne (de l'ordre de 350  $\mu$ ), à l'exception de lits millimétriques de sédiment grossier et coquillier qui soulignent les structures sédimentaires et sont à l'origine des horizons apparaissant en clair sur l'image scanner.

L'unité médiane (-66 à -171 cm) est constituée d'une alternance de lits de sable moyen (médiane de 0.300 à 0.450 mm) siliceux très bien classé et de lits coquilliers grossiers (médiane de 0.500 à 0.650 mm). Il en résulte une "signature" caractéristique sur les enregistrements de gammadensimétrie, les pics de faible densité étant corrélés aux niveaux plus calcaires (40 à 60 % de teneur en CaCO<sub>3</sub>) tandis que les fortes densités correspondent aux lits siliceux (moins de 20% de carbonates). Les lames minces montrent que les niveaux carbonatés sont constitués de débris coquilliers marins, dont l'orientation préférentielle et l'imbrication correspondent au pendage des lits (fig. 3B-15). Cette disposition est similaire à la "fabrique" des grains décrite dans les dunes créées par un courant unidirectionnel par Yokokawa et Masuda (1990). L'épaisseur des lits varie de 0.1 à 3 mm. La plupart présentent un pendage vrai variant de 17 à 34° selon une direction privilégiée N118°. Cette direction, mesurée grâce aux images scanner réalisées dans deux plans perpendiculaires, a été retenue comme plan d'ouverture de la carotte, et donc de l'image radio réalisée ultérieurement.

<sup>3</sup> Les cotes sont mesurées à partir du sommet de la carotte, négativement vers le bas.

A l'échelle de la carotte, les lamines présentent des contacts plans et nets entre elles. Dans certains cas, on note cependant un grano-classement normal (grano-décroissance vers le haut : exemple des lamines situées entre -115 et -109 cm et entre -142 et -141 cm), ou inverse (grano-croissance vers le haut). Le dernier cas s'observe en particulier pour les lamines les plus épaisses et les plus grossières, situées entre -98 et -94 cm et entre -126 et -121 cm (les cotes indiquées sont celles mesurées sur le côté droit de l'image radio). Ces laminations sont d'autre part interrompues par plusieurs types de discontinuités :

- des *discontinuités majeures*  $D_1$ , qui tronquent les lamines sous-jacentes et dont le pendage ne correspond pas à la direction de progradation. Une seule discontinuité de ce type peut s'observer, à 67 cm, c'est à dire à la limite des unités supérieure et centrale,

- des *discontinuités de deuxième ordre*  $D_2$ , dont la direction correspond à celle des laminations mais qui présentent une érosion des niveaux sous-jacents. Une telle discontinuité est présente à la base de l'unité centrale, trois autres sont identifiables à -84, -115 et -134 cm,

- des *discontinuités mineures*  $D_3$  qui sont caractérisées par une variation du pendage des lamines, et parfois un léger remaniement des niveaux sous-jacents.

Au total, ces structures évoquent une *stratification oblique de dune (large scale cross stratification)*, tronquée par différentes discontinuités érosives.

L'unité inférieure (-171 à -268 cm) est très bioturbée, et les structures sédimentaires sont de ce fait plus difficiles à identifier. Entre 171 et 210 cm, on distingue cependant des *litages de rides tabulaires (small-scale planar cross bedding)*, dont les directions de progradation sont plus dispersées que dans l'unité médiane.

L'ensemble des discontinuités et les principales laminations pointées sur carotte sont reportées dans le tableau 3B-2. Ce document a servi à l'établissement du "diagramme de flèches" (*arrow plot*) de la figure 3B-14, qui synthétise par ailleurs l'ensemble des mesures et interprétations effectuées sur la carotte VK 12.

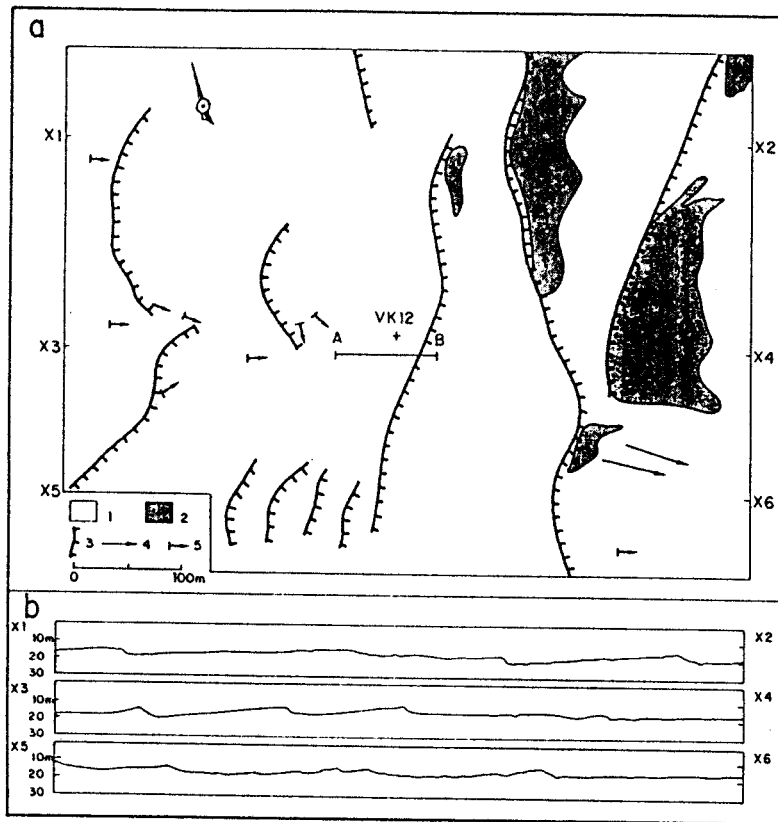


Figure 3B-12-1 : Morphologie externe de la zone de carottage. *Interprétation de la mosaïque sonar (a) et profils bathymétriques (b). 1 : sédiments sableux holocènes, 2 : substrat grossier anté-holocène, 3 : crête de grande dune (et polarité), 4 : ruban sableux, 5 : "queue de comète".*

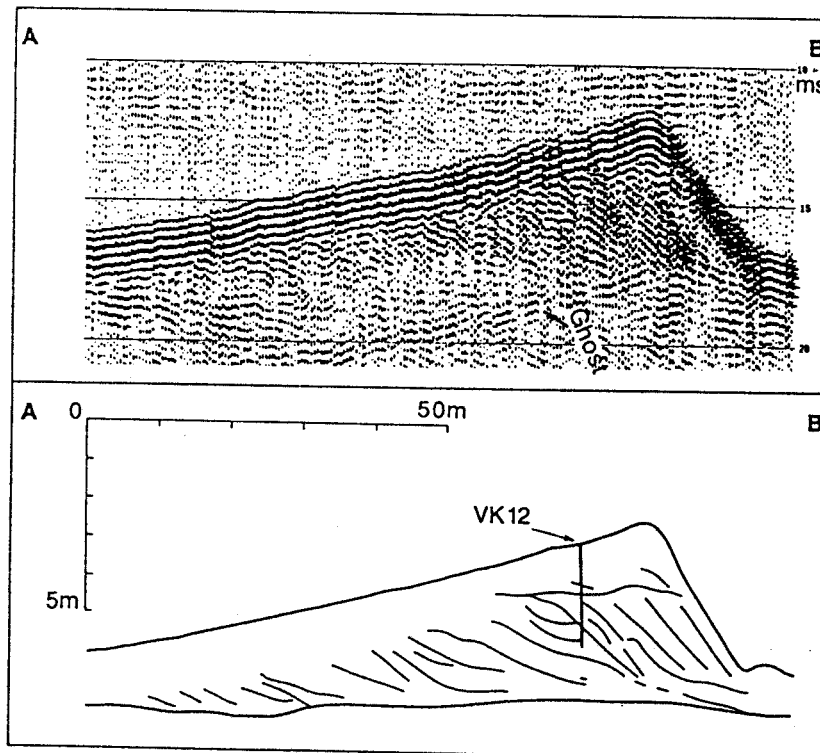
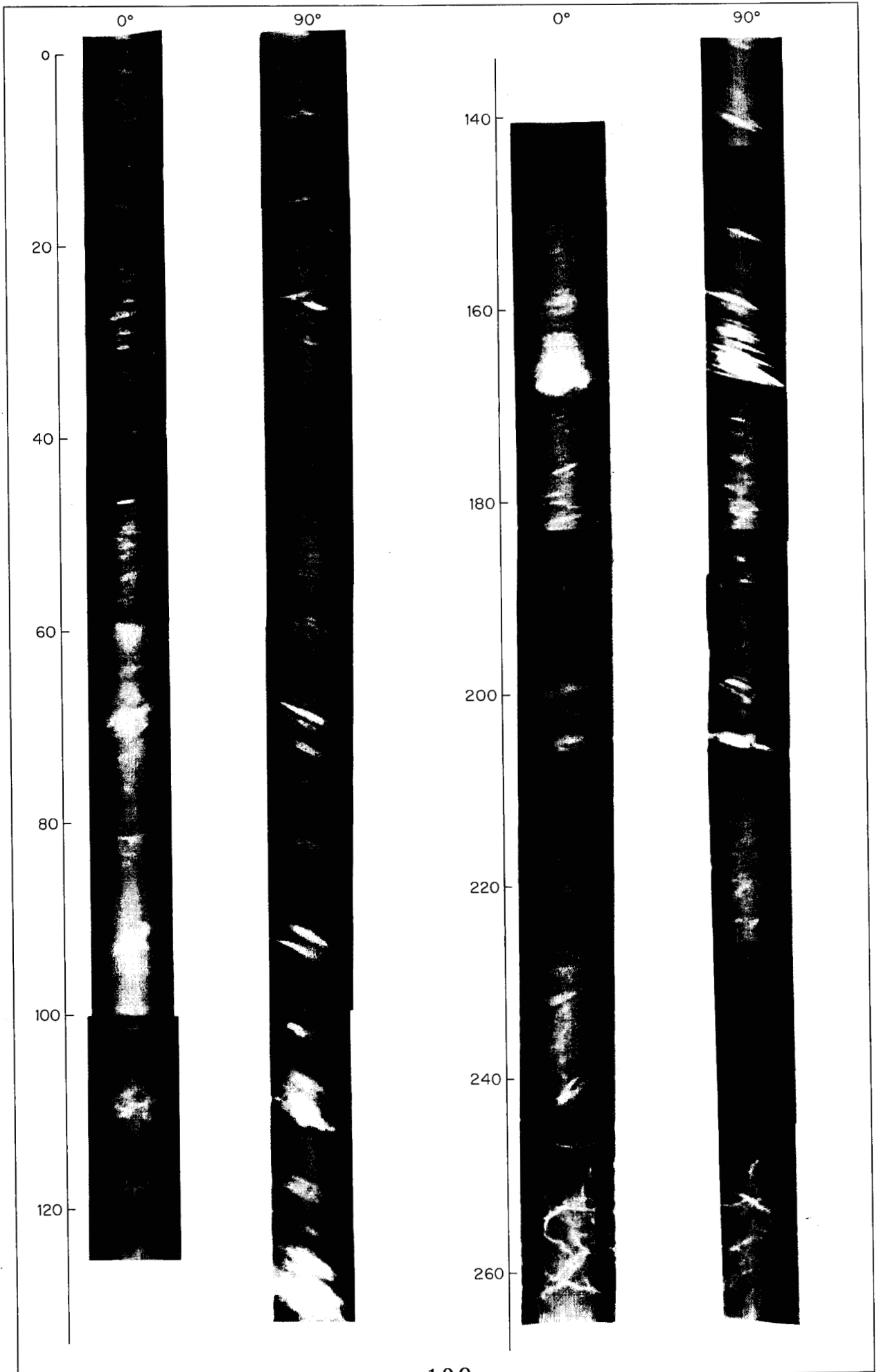


Figure 3B-12-2 : Profil sismique de la zone carottée. *Le carottage est en fait situé à 18 m plus au Nord que le profil ; le trait représente la longueur de sédiment effectivement récupérée.*



Figure 3B-13-1 : Image scanner de la carotte dans deux plans perpendiculaires. Image réalisée par SNEA-P au CHU de Pau. Voir interprétation figure 3B-14.



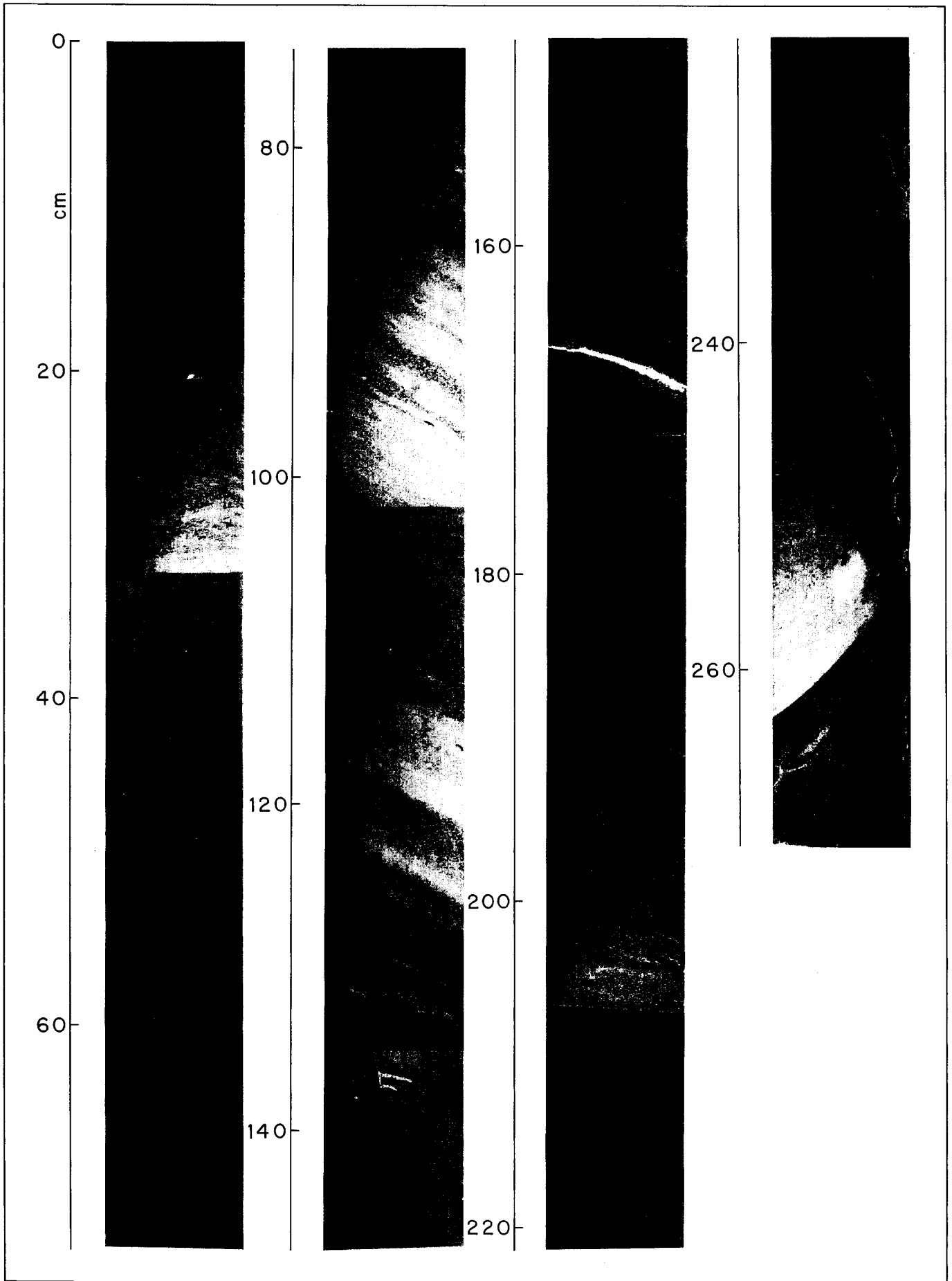


Figure 3B-13-2 : Image radio de la carotte 12. Image réalisée au laboratoire de sédimentologie de l'Université de Bordeaux. Voir interprétation fig. 3B-14.

CHAPITRE 3 : Résultats dans différents contextes hydro-sédimentaires

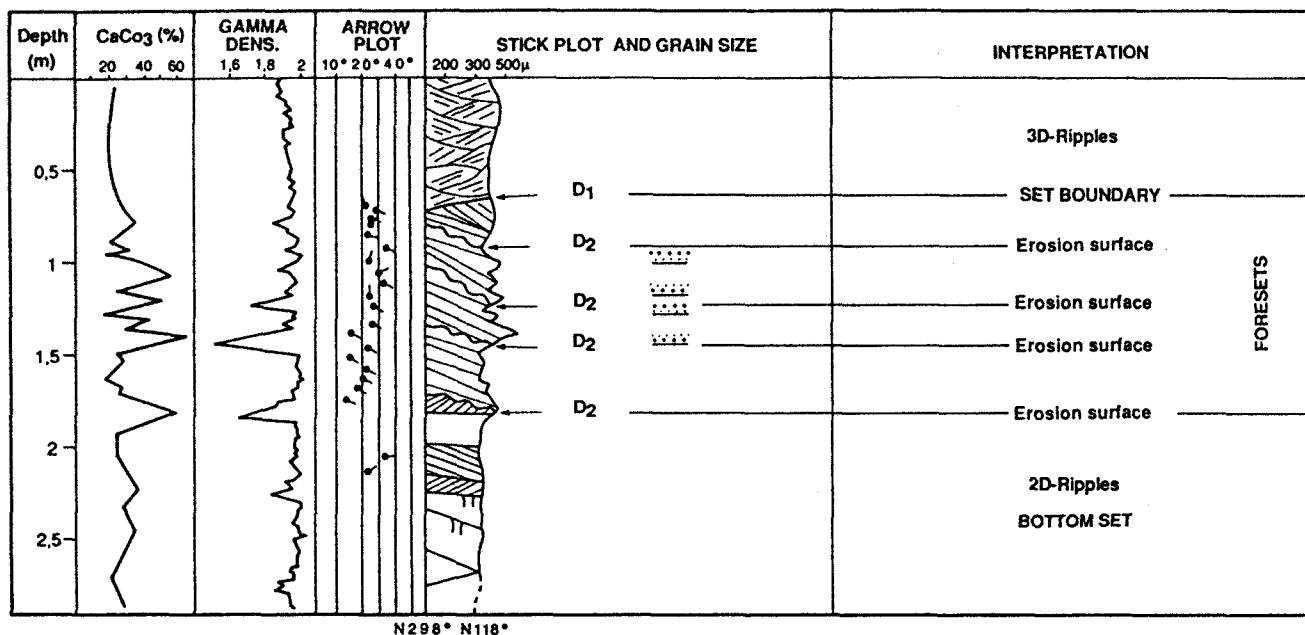


Figure 3B-14 : Propriétés physiques, structures sédimentaires et interprétation simplifiée de la carotte 12. Les "arrow plots" ont été établis à partir de l'interprétation des images scanner dans deux directions perpendiculaires (fig. 3B-13-1). Le "stick-plot" représente les structures sédimentaires principales, orientées selon un plan N298°-N118°, interprétées sur images scanner, sur radiographie X (fig. 3B-13-2) et sur carotte indurée. D1 : discontinuité majeure, D2 : discontinuité de deuxième ordre.

Depth (cm)	True Dip angle (°)	Direction (°)	Type
67	22	344	D1
70	29	118	L
71	27	118	L
77	22	118	L
78	28	68	D3
84	24	98	D2
85	23	118	L
86	21	118	L
89	29	118	L
92	34	118	L
93	30	350	D3
94	32	118	L
99	29	118	L
102	30	118	L
104	30	118	L
105	34	118	L
106	30	75	D3
109	32	118	L
115	26	355	D2
117	21	118	L
121	27	118	L
126	22	118	L
127	25	118	L
128	24	118	L
131	26	118	L
132	22	118	L
134	>15	?	D2
138	17	118	L
141	21	118	L
142	23	118	L
145	24	118	L
146	18	118	L
148	17	118	L
149	25	118	L
151	22	118	L
152	19	118	L
154	21	118	L
155	21	118	L
157	21	118	L
159	21	118	L
161	22	118	L
163	19	118	L
164	19	118	L
166	18	118	L
167	19	118	L
170	13	112	D2
201	34	85	D3?
208	23	62	D3?

Tableau 3B-2 : Pendages et directions des discontinuités et des principales laminations de la carotte VK 12. Document réalisé à partir d'images scanner orientées, dans deux plans perpendiculaires.



**Figure 3B-15 :** *Lame mince d'une partie de l'unité médiane (entre -110 et -115 cm). On distingue en haut de l'image un niveau coquillier grossier, avec imbrication des des débris dans le plan de progradation des lits frontaux et, en bas de l'image, les sédiments beaucoup plus siliceux d'un lit de sable moyen.*

## 5 - ESSAI DE SYNTHÈSE SUR L'ARCHITECTURE DES DUNES

Bien qu'incomplète, notre connaissance de l'environnement hydro-sédimentaire de la Baie de Bourgneuf permet de proposer des mécanismes de formation pour chacune des structures sédimentaires observées, et de les comparer au modèle conceptuel d'Allen (1980a).

### 5.1- Origine de l'asymétrie des dunes

Nous avons vu au paragraphe 3A que les faibles valeurs des pentes des flancs raides des dunes décrites dans la littérature pouvaient s'expliquer par la nature des environnements sédimentaires, mais aussi par la nature des équipements utilisés.

En Baie de Bourgneuf encore plus qu'à Surtainville les mesures fournies par les différents capteurs (fig. 3B-5e) indiquent des pentes largement supérieures à celles de la littérature, confirmées d'ailleurs par le pendage des laminations observées sur carotte.

Dans le modèle conceptuel d'Allen (1980a), de tels pendages ne peuvent s'expliquer que par une forte valeur de l'"indice de symétrie de la vitesse"  $V_2$  (égal au rapport de la composante stationnaire du courant par le maximum de la composante périodique). Pour des dunes à face d'avalanche (les classes 1 à 3 de cet auteur), cet indice serait ainsi supérieur à 0.6. A l'inverse, les mesures de courant près du fond comme le modèle numérique indiquent, pour notre zone d'étude, une marée symétrique, où les composantes de flot et de jusant sont d'intensité pratiquement égale et de sens opposé. L'indice  $V_2$  calculé pour le modèle de la figure 3B-3 est ainsi de 0.02 !

Une telle différence signifie clairement que la morphologie externe des dunes n'est pas en équilibre avec les conditions de marée semi-diurne. Une première explication, avancée par Gouleau (1968) serait que ces dunes seraient "moribondes", héritage d'une période de remontée du niveau de la mer durant laquelle les conditions hydrodynamiques auraient été plus énergiques. Cette hypothèse peut être rejetée si l'on considère la présence de mégarides manifestement actives actuellement, migrant sur le flanc des dunes et alimentant leur progradation. L'existence même de pentes extrêmement importantes est un autre argument en faveur d'une migration actuelle des dunes, tous les corps sableux "moribonds" présentant un arrondissement progressif de leur relief. Bien que nous manquions de mesures in-situ de longue durée, il paraît plus probable que la combinaison d'un ou plusieurs autres agents hydrodynamiques, venant renforcer la dynamique tidale, soit responsable de l'asymétrie des dunes. Cette hypothèse est d'autant plus séduisante que la direction de progradation des dunes (N110°) correspond bien au grand axe de l'ellipse de marée, mais aussi à la propagation des houles dominantes dans la baie. Bien que la quantification de l'effet conjugué de la houle et du courant sur le transport sableux soit l'objet de thèses contradictoires (Pattiaratchi et Collins, 1985), il ne fait pas de doute qu'il s'agit d'un phénomène important, surtout lorsque les deux directions de

propagation correspondent sensiblement (Dyer, 1986). Plusieurs auteurs ont invoqué un tel couplage pour expliquer la formation de dunes dans la Mer des Bahamas (Hine, 1977), en Mer de Bering (Field *et al.*, 1981) et sur la côte est américaine (Swift *et al.*, 1985). En Baie de Start (Grande-Bretagne), Langhorne (1982) a également montré l'influence de la houle, compliquée par les courants de dérive induits par le vent qui modifient sensiblement la durée et l'intensité du flot et du jusant. Les courants de dérive, combinés à la marée, seraient également à l'origine de dunes situées au large du Danemark (Stride et Chesterman, 1973) et dans le détroit de Torres en Australie (Stride *et al.*, 1982). En Mer Baltique, des courants géostrophiques saisonniers combinés à la marée seraient à l'origine des dunes de la "Langeland Belt" (Werner *et al.*, 1975). Dans les séries anciennes enfin, une augmentation de la progradation à l'occasion des périodes d'agitation par la houle est déduite de l'analyse des structures sédimentaires des grès d'Ajali au Nigéria (Ladipo, 1980). Comme le note Belderson (1986), de tels processus seront d'autant plus importants que le courant tidal seul sera modéré. C'est le cas de la Baie de Bourgneuf où le courant de surface maximum atteint seulement 0.55 cm/s pour une marée moyenne de coefficient 70, c'est à dire la valeur minimale observée pour l'apparition des dunes tidales (Belderson *et al.*, 1982). Par contre, la Baie étant particulièrement exposée à l'action des houles de Nord-Ouest, et la profondeur des dunes à marée basse n'étant que de l'ordre de 10 mètres, il est très plausible que l'action combinée du courant tidal et de la houle (et/ou des courants de dérive) soit le processus le plus efficace pour remobiliser les sédiments sableux, et donc expliquer l'asymétrie des corps sableux. Contrairement à nos travaux dans la région de Surtainville, nous ne disposons ici d'aucune mesure physique permettant de confirmer cette hypothèse.

## 5.2 - Origine des alternances de lits de sable moyens et grossiers

Les fortes pentes des flancs raides des dunes, dont nous venons de proposer une hypothèse de formation, conduisent à envisager l'existence de phénomènes de turbulence à grande échelle et la possibilité d'avalanches sableuses au sommet des dunes.

L'état de nos connaissances sur les mécanismes de coulée sableuse (*sand flow*) et de pluie sableuse (*sand fall*) a été dressé au paragraphe 1.B. On peut rappeler les principales caractéristiques des dépôts qui en résultent.

Au sommet de la dune, où la tension de frottement est maximum, les particules sableuses sont entraînées en suspension, d'autant plus loin qu'elles sont plus fines. Leur chute alimente les lits frontaux et basaux de la dune. Au sommet, les particules plus grossières s'accumulent, jusqu'à ce que l'angle de stabilité du sable soit atteint. Il se déclenche alors une avalanche, qui forme des "langues" de sédiment affectant tout le front de la dune. Les dépôts correspondants ont des caractéristiques particulières, avec des épaisseurs de quelques centimètres, d'autant plus fortes que la dune est haute, des pentes comprises entre 28 et 34°, une forte porosité de l'ordre de 45%, et un grano-classement inverse en particulier au sommet et au milieu du lit frontal (Hunter, 1977). La combinaison des deux mécanismes aboutit à un "feuilletage" de lits de sable grossier et moyen, les

premiers correspondant aux avalanches et les seconds aux périodes où le dépôt par suspension domine. Pour Smith (1972) et Richards (1986), la ségrégation très nette entre lits grossiers et fins serait favorisée par une séparation initiale de ces deux fractions au niveau des mégarides surimposées.

Si l'on considère les descriptions de la carotte VK 12, on retrouve bien la plupart des critères précédents, en particulier les pendages et les porosités extrêmement importants. On remarque d'autre part que ce sont précisément les lits les plus grossiers, situés entre -94 et -98 cm et entre -121 et -126 cm, qui montrent des grano-classements inverses bien développés. Ces lits correspondraient donc chacun à une avalanche, les lamines intercalées de sable plus fin étant attribuées à des dépôts de pluie sableuse.

### 5.3 - Origine des discontinuités

Les discontinuités de différents ordres, observées en sismique et identifiées plus ou moins précisément sur carotte, forment une hiérarchie "de surfaces limites" (*bounding surfaces*) similaire à celle décrite pour les dunes éoliennes par Brookfield (1977). Nous avons vu que certaines **discontinuités majeures** sont des surfaces d'érosion qui marquent la progradation des grandes dunes avec un angle de chevauchement négatif. Dans d'autres cas, au sommet des dunes, elles pourraient correspondre à la marque de la progradation d'une mégaride surimposée migrant sur le flanc doux de la dune, comme l'a décrit Dalrymple (1984, 1989) dans des formes intertidales de la baie de Fundy (litage oblique composite ou "*compound cross bedding*"). Une autre explication serait d'assimiler ces discontinuités à des surfaces d'érosion produites durant les tempêtes, puisqu'il est établi que les événements de haute énergie ont tendance à "écrêter" les dunes (Terwindt, 1971 ; Langhorne, 1982). En l'absence d'une couverture sismique détaillée permettant de reconstituer la géométrie en 3 dimensions de ces discontinuités, il est impossible de conclure. Les **discontinuités de deuxième ordre**, par contre, peuvent être attribuées sans équivoque à l'action combinée du courant de marée et des tempêtes. Nous avons en effet montré à Surtainville que, contrairement au domaine intertidal, le courant de marée ne pouvait en aucun cas remanier profondément les grandes dunes au cours d'un simple cycle semi-diurne. A fortiori à Bourgneuf, où le courant de marée est plus faible, seule des tempêtes mettant le sédiment en suspension durant des périodes assez longues peuvent créer de telles surfaces de réactivation.

#### 5.4 - "Modèle" de formation des dunes de la Baie de Bourgneuf

Bien que nous manquions d'informations quantitatives sur le transport sédimentaire dans la baie de Bourgneuf, il est possible, par déductions et éliminations, de proposer un scénario de formation des dunes et des structures sédimentaires associées, faisant intervenir non seulement le courant tidal mais également la houle et les tempêtes :

Lorsque la houle de Nord-Ouest pénètre dans la baie, en particulier durant les vives eaux, il se produit un renforcement du courant tidal. Le flot est particulièrement renforcé, par un effet directionnel de la houle et par d'éventuels courants de dérive liés au vent, mais aussi parce que les basses mers interviennent alors que le courant est déjà orienté dans le sens du flot (figure 4 de Gouleau, 1971a). La première conséquence de ce renforcement est de mobiliser l'ensemble de la fraction sableuse, structurée en mégarides, dont la progradation sur le flanc doux des dunes est à l'origine de lits dont seule la partie basale sera préservée, sous forme de litages obliques de petite taille. La limite inférieure de ces lits constituera une surface d'érosion, d'autant plus marquée que l'amplitude de la mégaride sera forte. La vitesse de progradation de ces mégarides étant plus élevée que celle des dunes, elles arriveront au sommet de celle-ci pour alimenter, si les conditions sont suffisamment énergiques, une sédimentation en pluie sableuse qui contribuera à la formation de nouveaux lits frontaux, mais aussi des lits basaux. Les sédiments les plus fins, transportés le plus loin, se déposeront au pied de la dune, dans une zone où le transport résiduel est très faible et où la faune peut se développer, produisant une bioturbation abondante visible à la base de la carotte. L'orientation différente des litages s'explique par les phénomènes de turbulence induits par la forte pente de la dune, les mégarides et les petites dunes ayant tendance à s'orienter parallèlement à la crête de la grande dune comme le montrent les images sonar. Quant à la fraction de sable la plus grossière, elle s'accumulera au sommet de la dune, jusqu'à ce que l'angle de stabilité du sable soit atteint. Une avalanche se produira alors, à l'origine de dépôts plus grossiers sur le lit frontal, présentant parfois un grano-classement inverse. Si les conditions d'énergie augmentent encore (tempête), un arrondissement des dunes se produira, marqué par des surfaces d'érosion d'aspect sigmoïdal (discontinuités de deuxième ordre), qui seront recouvertes par de nouvelles figures de progradation lorsque le niveau d'énergie diminuera. La séquence sédimentaire associée à la progradation d'une dune sera donc **grano-croissante vers le haut**.



## 6 - CONCLUSIONS

La Baie de Bourgneuf présente, parmi toutes les zones étudiées, le cas le plus remarquable d'asymétrie des dunes, alors que le modèle conceptuel d'Allen (1980a) prédit plutôt pour un tel environnement des formes symétriques. Une telle différence peut être expliquée par l'action épisodique de la houle et/ou des courants de dérive venant renforcer le courant de marée, en particulier le flot. En sismique on observe, soit des structures composites en "cosets" de réflecteurs fortement pentés délimités par des discontinuités horizontales ou faiblement pentées (classes 3-4 d'Allen), soit des dunes à grands lits frontaux unidirectionnels (classe 1 d'Allen). Un cas original de dunes à angle de chevauchement négatif, remaniant des dépôts fluviaux sous-jacents, est également présent, traduisant le déficit en matériel sableux et le fort potentiel érosif des dunes. Les structures sédimentaires observées sur carotte montrent des alternances de lits de sable moyen et grossier, fortement pentés (jusqu'à 34°), unidirectionnels, à très forte porosité, qui peuvent être assimilés aux dépôts de "pluie sableuse" et de "coulée sableuse" précédemment décrits dans les dunes éoliennes et les petites dunes sous-aquatiques. L'absence de doublets argileux et de tout enregistrement d'une cyclicité tidale, la présence de surfaces de réactivation attribuées à l'action érosive de formes surimposées ou des tempêtes sont les principales différences entre ces corps et les exemples classiques de dunes tidales décrites par Visser (1980). De fait, il est probable que les structures que nous avons décrites, correspondant à des corps de plateforme sous influence mixte de la houle et de la marée, sont beaucoup plus abondantes dans les dépôts anciens que les formes purement tidales, qui ne peuvent se former que dans les estuaires abrités de toute action érosive.

## C - L'EMBOUCHURE DE LA GIRONDE

La Gironde est le plus grand estuaire français. Avec un débit solide de  $2.2 \cdot 10^6$  tonnes en suspension et de  $0.7 \cdot 10^6$  tonnes en charriage, elle arrive en seconde position (après le Rhin) pour la contribution en apports terrigènes des fleuves européens bordant l'Atlantique (Castaing, 1981). Cet estuaire est affecté par un régime de marée macrotidal, avec une amplitude de 5.50m par coefficient 100 au niveau de la station de référence du Verdon, à l'embouchure de l'estuaire (Port Autonome de Bordeaux, 1985). Le transport par charriage est à l'origine de champs de dunes, qui occupent une part importante de l'embouchure, du moins dans les zones suffisamment profondes pour être à l'abri de l'action destructrice des houles (fig. 3C-1).

Entre Royan et la pointe de Grave, l'estuaire se resserre, le chenal de Saintonge et le chenal de navigation se rejoignant pour former une dépression unique, profonde de 30 à 35m, qui entaille les falaises calcaires de Saintonge. Cette dépression, appelée fosse de la Palmyre, est tapissée d'un champ de dunes tidales constituées de sable moyen à grossier (diamètre moyen compris entre 0.32 et 0.65mm ; Castaing et Froidefond, 1978), qui ont été étudiées lors de 2 campagnes, en Juin 1987 et Octobre 1989 (fig. 3C-2).

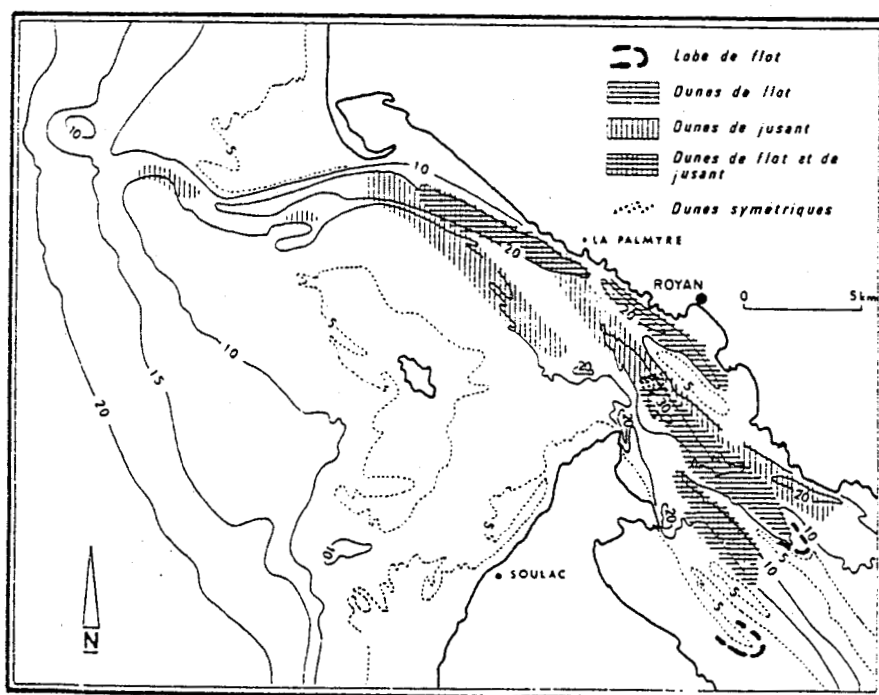


Figure 3C-1 : Répartition des champs de dunes dans l'embouchure de la Gironde. La zone étudiée correspond au champ de dunes de flot et de jusant qui s'étend en aval de la Palmyre. (Castaing et Froidefond, 1978).

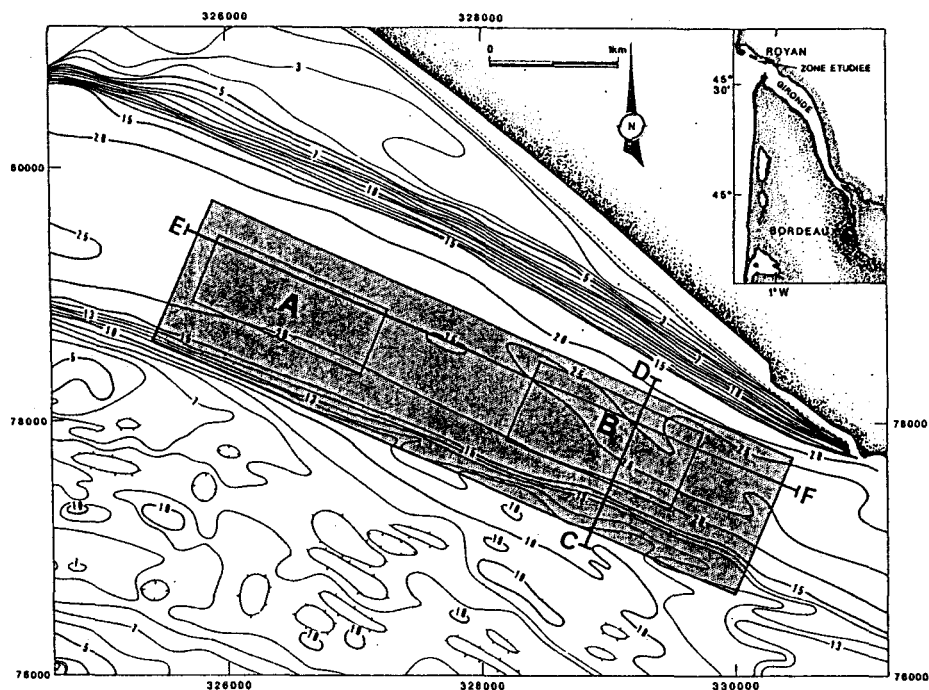


Figure 3C-2 : Localisation de la zone étudiée. Les cadres A et B correspondent aux secteurs cartographiés au 1/2500 (A : Zone Ouest, B : Zone Est). CD : localisation de la figure 3C-3.

## 1 - METHODES

Les deux campagnes, réalisées avec le "Thalia" en collaboration avec le laboratoire de sédimentologie de l'Université de Bordeaux 1, ont consisté en la réalisation de levés bathymétriques avec le sondeur "Furuno" du système ADOP, d'une couverture sonar complète d'une surface de 6 km<sup>2</sup>, et de profils sismiques très haute résolution avec un sondeur de sédiments EDO. En complément, des mesures de courant ont été effectuées près du fond durant la campagne de 1989. Durant les deux campagnes les profils, orientés dans le sens du chenal et espacés de 150m, ont été suivis en utilisant le réseau de navigation Sylédis du Port Autonome de Bordeaux. Six profils perpendiculaires au chenal ont également été effectués.

Les images sonar ont été traitées par le logiciel Trias, afin d'améliorer le contraste, d'éliminer les halos et de monter les profils sous forme de mosaïques. Pour chaque campagne, trois mosaïques ont ainsi été produites, l'une au 1/5000ème couvrant toute la zone d'étude, deux plus petites au 1/2500ème couvrant des zones d'intérêt particulier (Planches 5,6 et 7 de l'annexe). Les données bathymétriques ont été corrigées des variations de la marée, grâce aux mesures du marégraphe de la station du Verdon fournies par le Port Autonome de Bordeaux. Les profils bathymétriques ont ensuite été tracés en fonction de la distance et le long des tracés de navigation, en particulier afin de déterminer la polarité des dunes et leurs caractéristiques morphologiques.

## 2 - LES TRANSPORTS RESIDUELS DETERMINES PAR LA POLARITE DES DUNES

La détermination des transports résiduels est basée sur l'analyse de la polarité des dunes et des mégarides, déterminée grâce aux données sonar, sismiques et bathymétriques. Les informations fournies par la *campagne de 1987* ont ainsi été cartographiées, afin de proposer un schéma qualitatif des transports résiduels par charriage dans la zone d'étude.

Le secteur exploré est recouvert de formes transverses de tailles variées, les plus petites (petites dunes ou mégarides) recouvrant les plus grandes, dont la crête est généralement sinueuse. Les profils bathymétriques effectués transversalement au chenal montrent que les dunes sont cantonnées au fond de celui-ci, et disparaissent très rapidement des que l'on aborde ses flancs (fig. 3C-3). Dans tous les cas où la polarité des *petites dunes* est déterminable (à partir de l'imagerie sonar ou de la sismique), on constate une orientation dominée par le *flot*, quelle que soit la période de la marée durant laquelle le profil fut effectué. Il faut noter cependant que le coefficient de marée n'était que de 58 à la date de ces levés.

La polarité des *grandes dunes* est beaucoup plus variable. Un examen systématique des enregistrements bathymétriques et sismiques et des images sonar permet de distinguer selon la classification de van Veen (1935) quatre types morphologiques principaux, observables d'Est en Ouest (fig. 3C-4) :

- les dunes orientées en flot, d'aspect "progressif" ou "asymétrique-trochoïdal" (faciès *a*),
- les dunes symétriques ou trochoïdales (faciès *b*),
- les dunes orientées en jusant, mais présentant un remaniement par le flot de la partie sommitale, de type "cat-back" (faciès *c*),
- les dunes orientées en jusant, d'aspect "progressif" (faciès *d*). Ces dernières étant recouvertes de petites dunes de flot, leur sommet peut toutefois présenter un léger rebroussement, mais beaucoup moins prononcé que dans le cas précédent.

Le report cartographique de ces différents faciès morphologiques fait apparaître une zonation bien marquée (fig. 3C-5) : à l'Est, les dunes sont orientées (comme les mégarides) dans le sens du flot ; au centre domine une zone à dunes symétriques, dont les pentes sont plus prononcées ; à l'Ouest, on trouve une zone de dunes orientées dans le sens du jusant, mais recouvertes de mégarides de flot. Ces changements de faciès se produisent bien sûr de façon très progressive, et il n'est pas rare d'observer par exemple une dune symétrique intercalée au milieu de dunes en "cat back". A cette variation dans la direction du transport résiduel, c'est à dire dans la direction d'allongement du chenal de navigation, s'ajoute une variation latérale. On observe ainsi qu'une même dune peut passer de la forme *b* à la forme *a* ou *c* lorsqu'on se déplace d'un flanc à l'autre du chenal.

Un dernier "faciès" a été identifié à l'Ouest de la zone (faciès *e*). Il correspond à une zone dépourvue de formes transverses, caractérisée par un écho gris homogène sur les images sonar et par l'existence de réflecteurs faiblement pentés sur les coupes sismiques. Cette zone, dont l'origine n'est pas élucidée, correspond au flanc sud de la fosse de La Palmyre.

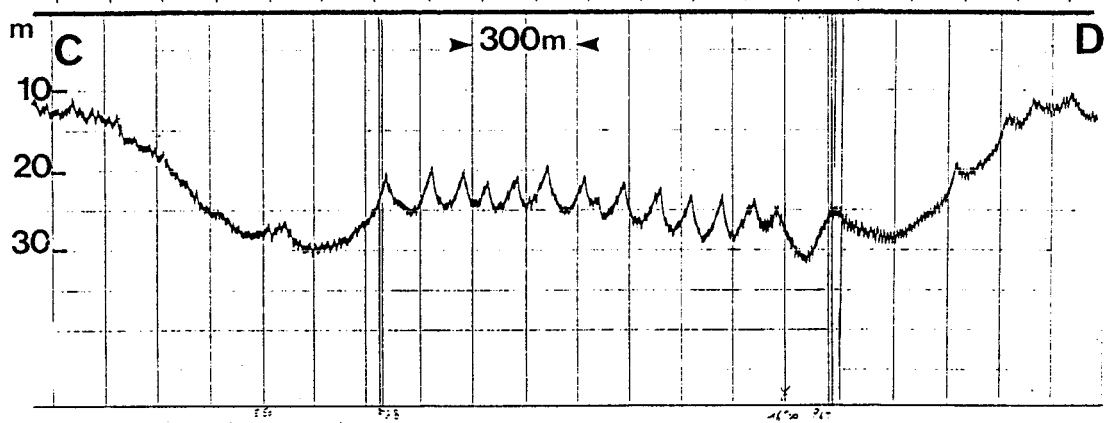


Figure 3C-3 : Profil bathymétrique transverse à la fosse de la Palmyre (localisation fig. 3C-2). Les sondes ne sont pas corrigées de la marée.

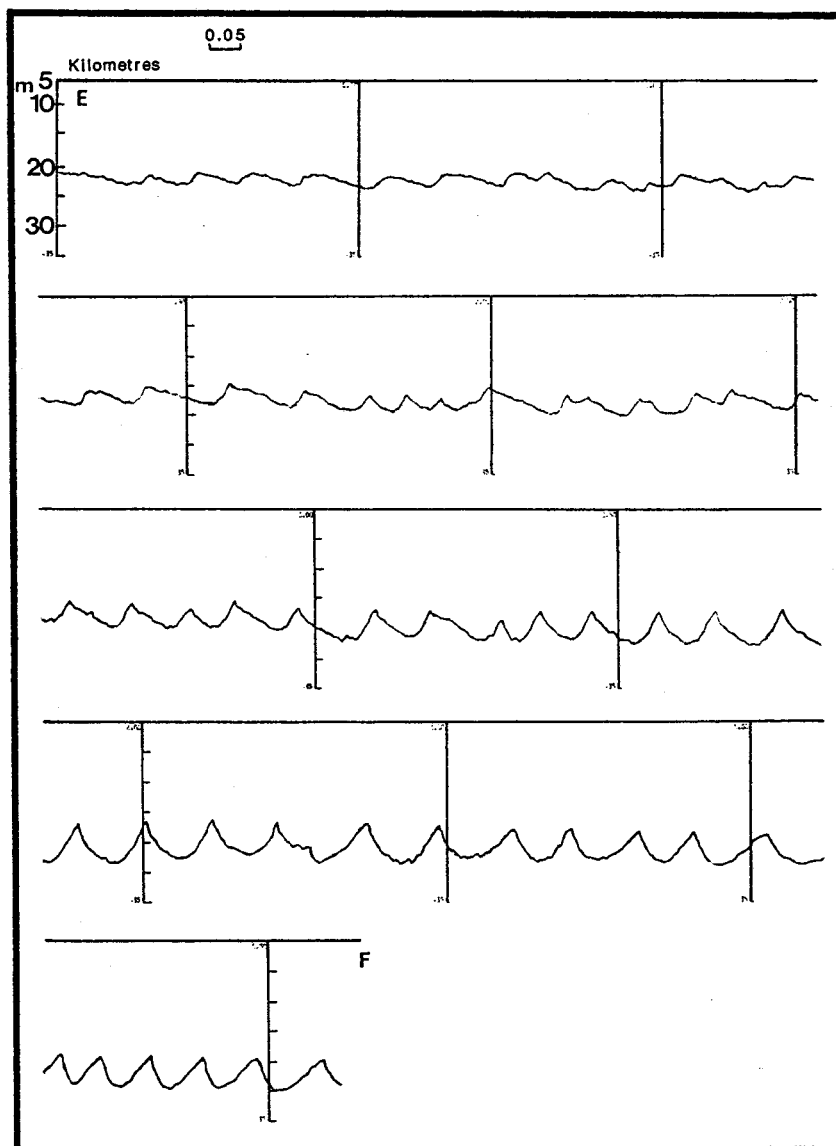


Figure 3C-4 : Profil bathymétrique corrigé à travers la zone d'étude. Localisation sur la figure 3C-2. On distingue d'Ouest en Est des dunes progressives de jusant, des dunes de jusant en "cat back", des dunes symétriques et des dunes de flot progressives. Profil 53 de la mission Geodep 1, exagération verticale :  $\times 5$ . Les sondes sont rapportées au zéro des cartes marines.

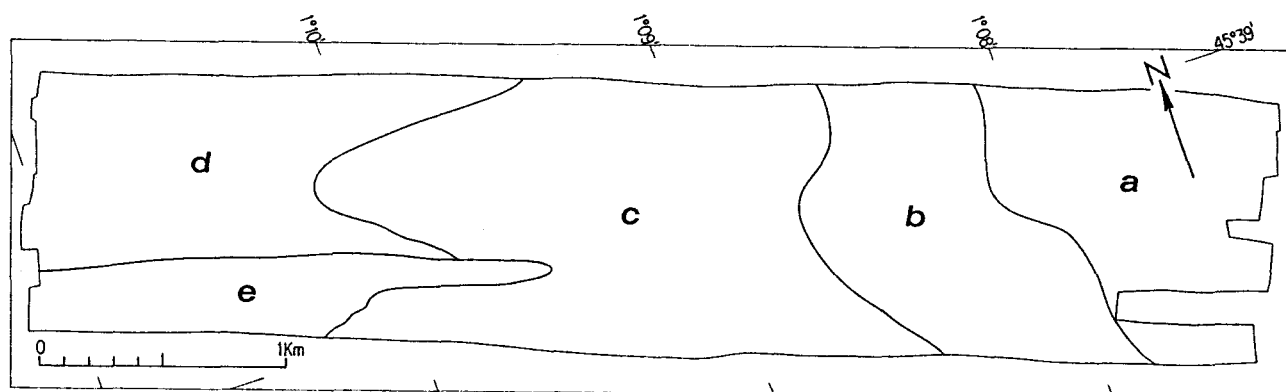


Figure 3C-5 : Répartition des différents types de dunes dans la fosse de la Palmyre. (a) dunes progressives orientées en flot, (b) dunes symétriques, (c) dunes de jusant en "cat back", (d) dunes de jusant progressives. Le figuré (e) correspond à la zone dépourvue de grandes dunes.

### 3 - QUANTIFICATION DES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES DUNES

Compte-tenu du nombre important de dunes présentes dans la zone étudiée, il a semblé intéressant de procéder à une analyse quantitative de leurs caractéristiques morphologiques. Pour cela, deux zones ont été sélectionnées, l'une à l'Ouest caractérisée par des dunes de jusant de type *c* et *d*, l'autre à l'Est présentant une inversion de la polarité des dunes, avec des formes de type *a*, *b* et *c*. Sur ces zones réduites, une analyse détaillée a été entreprise à partir des documents au 1/2500ème.

#### 3.1- Les dunes de la zone Ouest

Cette zone (cadre A de la figure 3C-2) présente des grandes dunes à crête sinueuse, souvent anastomosées, orientées en jusant, qui se terminent brusquement vers le Sud (**Planche 5 en annexe**). L'orientation des crêtes varie de N20° en amont à N355° en aval. L'espacement des profils bathymétriques (150m) étant trop important pour réaliser une carte bathymétrique par contourage automatique, nous nous sommes aidés de la mosaïque sonar pour interpoler les courbes entre chaque profil et établir la carte présentée à la figure 3C-6. Le tracé des profils bathymétriques en fonction de la distance illustre l'aspect progressif - en aval - ou en "cat-back" - en amont - des dunes de ce secteur (figure 3C-7). 21 dunes ont été identifiées sur la zone (fig. 3C-8) ; les paramètres déterminés dans un plan vertical (amplitude, pentes...) ont été mesurés sur tous les profils, ce qui explique que l'on dispose de plusieurs mesures pour une même dune. Les paramètres mesurés dans un plan horizontal ont été déterminés sur la mosaïque sonar. L'ensemble de ces mesures est reporté dans le **tableau 2 en annexe**.

### ***Amplitude H***

Elle est comprise entre 1.7 et 4.9m (moyenne 3.2m). L'histogramme des amplitudes (fig. 3C-9) fait apparaître une bimodalité dont les causes sont multiples :

- pour une même dune, on observe une variabilité latérale importante : l'amplitude de la dune 7 varie ainsi de 2.0 à 4.6m entre deux profils ;
- certaines dunes étant anastomosées, leur amplitude a tendance à décroître à proximité du point de raccordement ;
- à proximité de la terminaison latérale des dunes, l'amplitude décroît fortement.

A l'inverse de ce que l'on observe dans d'autres zones comme le banc de Serk (Torres, 1986), il n'y a pas ici de continuité entre les petites dunes (mégarides) et les grandes. Cela s'observe bien sur la mosaïque sonar, à l'extrémité des dunes où l'on note qu'il n'existe pas de passage progressif d'une forme à l'autre. Cette observation incite à proposer une origine distincte pour les deux tailles de dunes.

### ***Longueur d'onde L***

Elle est comprise entre 37 et 182m (moyenne 94m). L'histogramme de la figure 3C-9 fait apparaître une distribution unimodale, ce qui implique que la longueur d'onde n'est pas affectée par les variations latérales de l'amplitude.

### ***Indice de forme verticale L/H***

Il est compris entre 15.4 et 43 (moyenne = 29.7). L'histogramme de la figure 3C-9 présente une bimodalité bien marquée, liée à l'existence de deux classes d'amplitudes.

### ***Indice de forme horizontale B/H***

Cet indice a été déterminé pour les 11 dunes dont les limites latérales étaient visibles, B étant la distance entre ces deux extrémités. Il est compris entre 93 et 182 (moyenne 137).

### ***Indice de sinuosité Lc/B***

Pour les mêmes dunes, on a mesuré la longueur de la crête Lc. Les valeurs sont très homogènes et semblables à celles de la zone Ouest, comprises entre 1.01 et 1.1 (moyenne 1.06).

### ***Indice de symétrie a/b***

Le rapport de la longueur du flanc doux (a) à celle du flanc raide (b) est compris entre 1.12 et 6.24 (moyenne 2.7). Cette grande variabilité traduit le passage progressif, d'amont en aval, des formes en "cat-back" aux formes "progressives", qui s'accompagne d'une augmentation du rapport a/b.

### ***Pente du flanc doux $\alpha$***

Elle est toujours faible, comprise entre 2 et 5° (moyenne 3°).

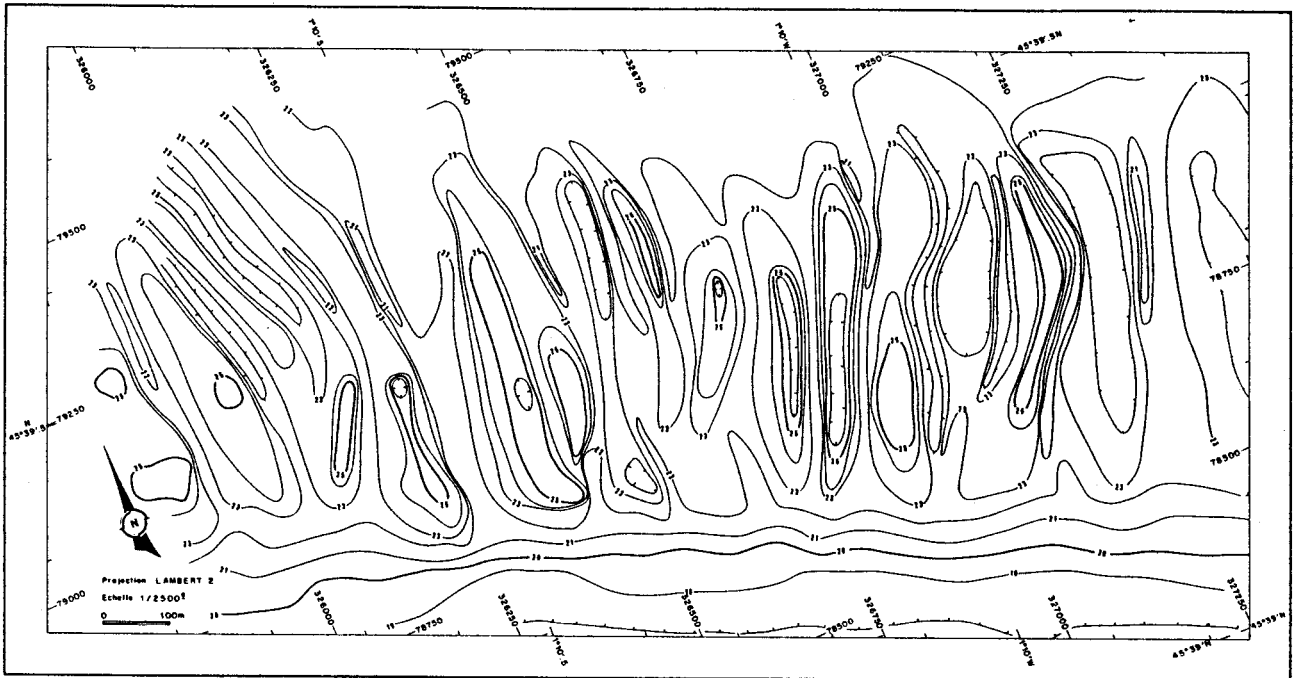


Figure 3C-6 : Carte bathymétrique de la zone Ouest. Les sondes, en mètres, sont rapportées au zéro des cartes marines.

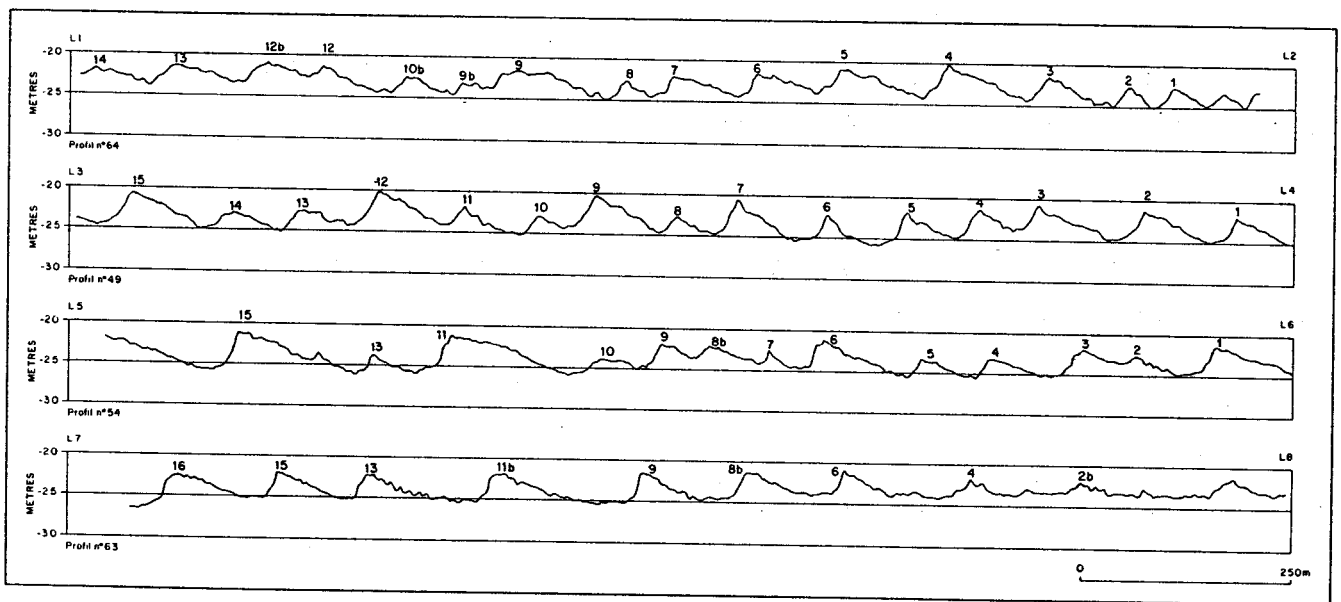


Figure 3C-7 : Profils verticaux des dunes de la zone Ouest. Les sondes sont rapportées au zéro des cartes marines. Exagération verticale : x5.



**Pente du flanc raide  $\beta$**

Elle est comprise entre 8 et 27° (moyenne 14°). Les valeurs supérieures à 20° sont peu nombreuses, contrairement aux observations dans d'autres environnements plus pauvres en sable (paragraphe 3A et 3B).

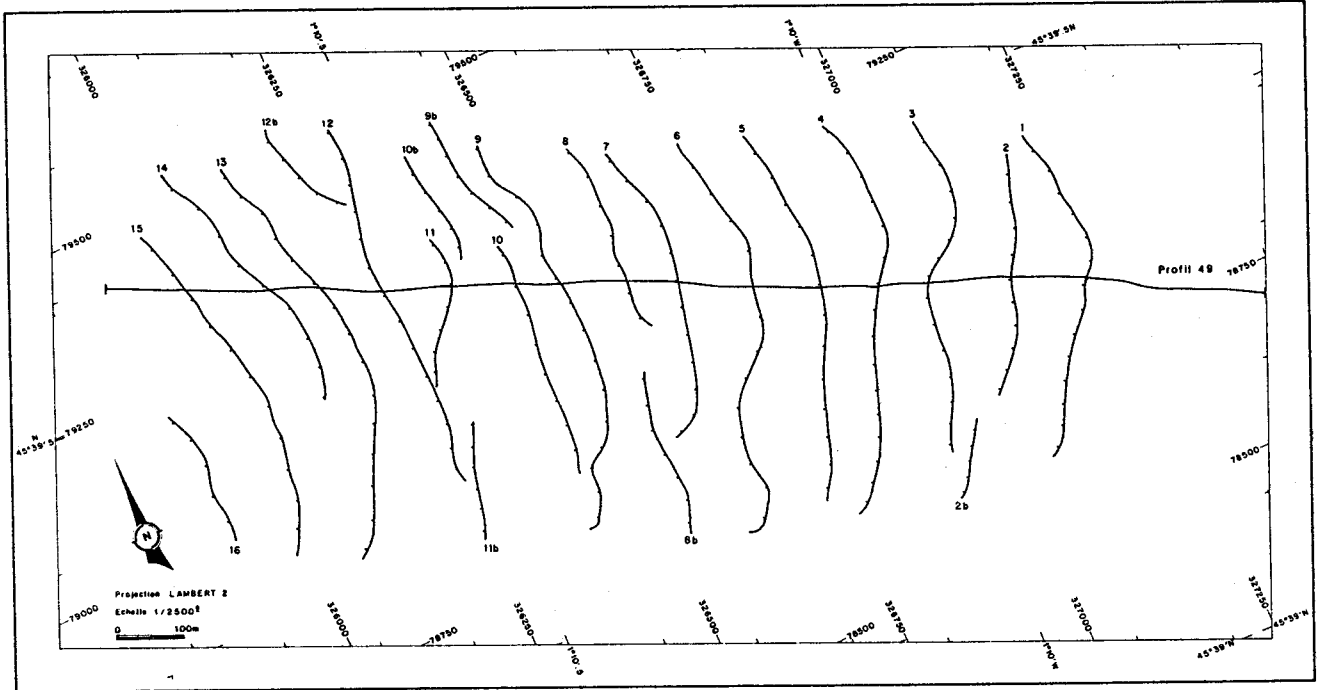
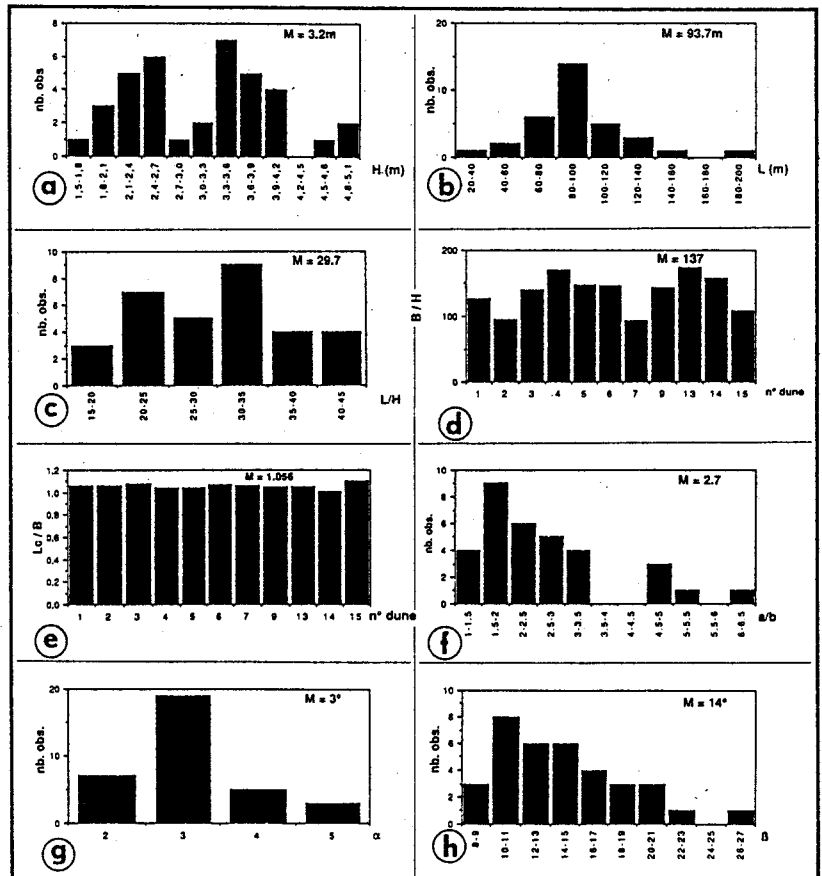


Figure 3C-8 : Les 21 dunes de la zone Ouest. Les barboles indiquent l'orientation du flanc raide des dunes.

Figure 3C-9 : Caractéristiques morphologiques des dunes de la zone Ouest. Les paramètres déterminés dans un plan vertical sont mesurés le long de chaque profil, ce qui explique qu'à une même dune correspondent plusieurs observations. Les numéros de dunes sont indiqués figure 3C-8. Le nombre d'observations est compris entre 15 et 38. a : amplitude, b : longueur d'onde, c : indice de forme verticale L/H, d : indice de forme horizontale B/H, e : indice de sinuosité Lc/B, f : indice de symétrie alb, g : pente  $\alpha$  du flanc doux, h : pente  $\beta$  du flanc raide.



### 3.2 - Les dunes de la zone Est

Les crêtes dunaires sont orientées N10° à N25° et présentent une forme légèrement en croissant, à concavité vers l'Ouest (figure 3C-10 et planche 6 en annexe). Les profils bathymétriques (figure 3C-11) illustrent le passage de formes orientées en jusant (à l'Ouest) à des formes orientées en flot (à l'Est), par l'intermédiaire de formes symétriques, cela sur une distance d'environ 1500m. Les dunes de jusant présentent cependant un rebroussement en "cat-back" de leur partie sommitale, et sont recouvertes par de petites dunes de flot. Comme pour la zone Ouest, une quantification de la morphologie des 26 dunes identifiées sur la zone a été réalisée (figure 3C-12). L'ensemble des mesures est reporté dans le tableau 2 en annexe.

#### *Amplitude H*

Elle est comprise entre 1.7 et 6.7m (moyenne = 4.9m). Cette valeur moyenne, nettement supérieure à celle de la zone Ouest (moyenne = 3.2m), pourrait s'expliquer par une différence de profondeur des deux zones : de l'ordre de 25m à l'Ouest et de l'ordre de 30m à l'Est. L'histogramme des amplitudes fait apparaître une bimodalité dont la cause semble, comme pour la zone Ouest, être la différence de profondeur d'eau (fig. 3C-13a). On observe en effet très clairement sur les profils verticaux que les dunes présentent leur plus grande amplitude dans l'axe profond du chenal (profils 49 et 53), alors qu'elle diminue sur les flancs de celui-ci (profils 50 et 54) (figure 3C-11).

#### *Longueur d'onde L*

Elle est comprise entre 45 et 120m (moyenne 77m). Il peut paraître paradoxal que la longueur d'onde des dunes soit plus faible que dans la zone Ouest alors que l'amplitude est supérieure. Ceci tient probablement à la morphologie trochoïdale des dunes symétriques, qui représentent une part importante des corps de la zone.

#### *Indice de forme verticale LIH*

Il est compris entre 9.6 et 44.8 (moyenne = 16.4). L'importante différence avec la zone Ouest (moyenne = 29.7) tient à la forme trochoïdale de nombreuses dunes. Les valeurs les plus importantes correspondent en effet aux dunes "progressives" situées aux deux extrémités de la zone.

#### *Indice de forme horizontale BIH*

Cet indice a été déterminé pour les 11 dunes dont les limites latérales étaient visibles, B étant la distance entre ces deux extrémités. Il est compris entre 94.2 et 116.5 (moyenne = 111.3). Les valeurs sont très homogènes, à l'exception de la dune n°13 située en limite de zone.

*Indice de sinuosité  $Lc/B$*

Pour les mêmes dunes, on a mesuré la longueur de la crête  $Lc$ . Les valeurs sont très homogènes, comprises entre 1.01 et 1.1 (moyenne 1.06).

*Indice de symétrie  $a/b$*

Le rapport de la longueur du flanc doux ( $a$ ) à celle du flanc raide ( $b$ ) est compris entre 1.0 et 3.1 (moyenne = 1.45). On retrouve ici l'influence prépondérante des dunes symétriques, avec une deuxième population visible sur l'histogramme de la figure 3C-12f correspondant aux dunes situées en limite de zone.

*Pente du flanc doux  $\alpha$*

Elle est comprise entre  $4$  et  $17^\circ$  (moyenne  $9.4^\circ$ ). Ces valeurs exceptionnellement élevées sont attribuables à l'abondance dans cette zone de dunes quasiment symétriques.

*Pente du flanc raide  $\beta$*

Elle est comprise entre  $5$  et  $27^\circ$ . La faible valeur de la moyenne ( $11.3^\circ$ ) est attribuable à l'abondance de dunes quasiment symétriques. Les quelques échantillons supérieurs à  $20^\circ$  correspondent aux formes progressives en limite de zone.

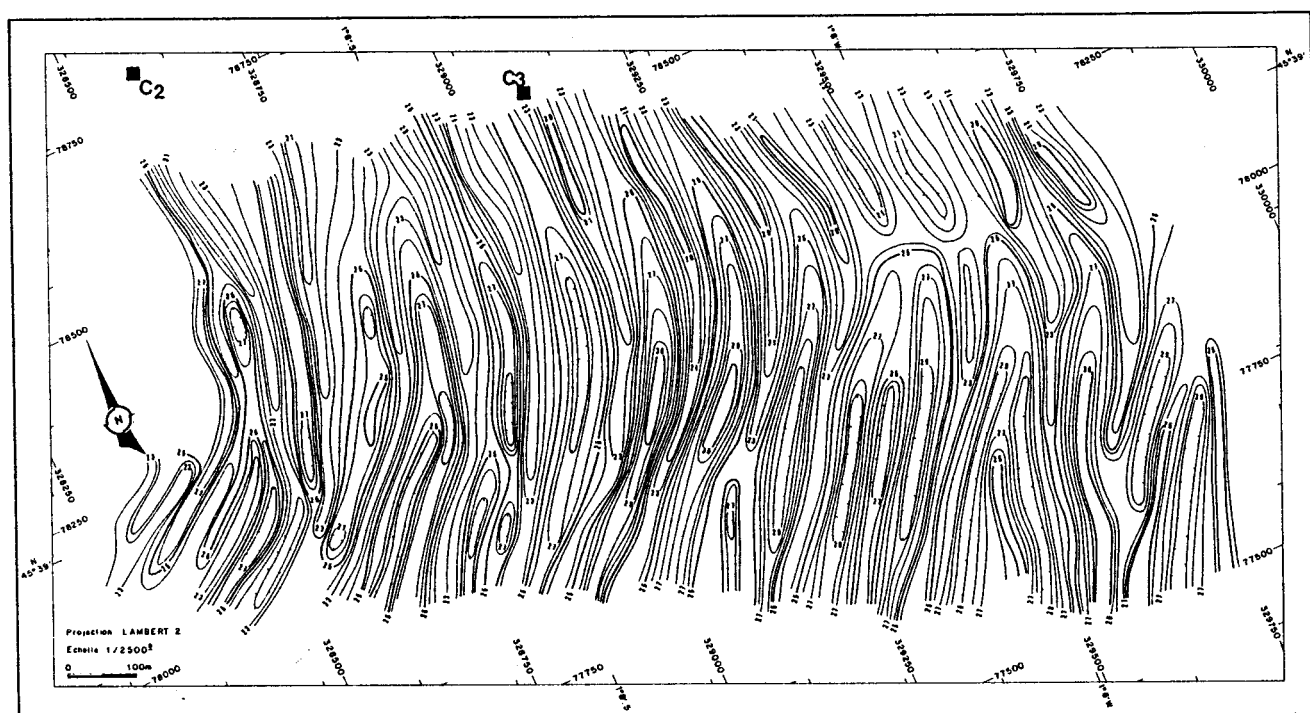


Figure 3C-10 : Carte bathymétrique de la zone Est. Les sondes, en mètres, sont rapportées au zéro des cartes marines. C2 et C3: localisation des courantographe.

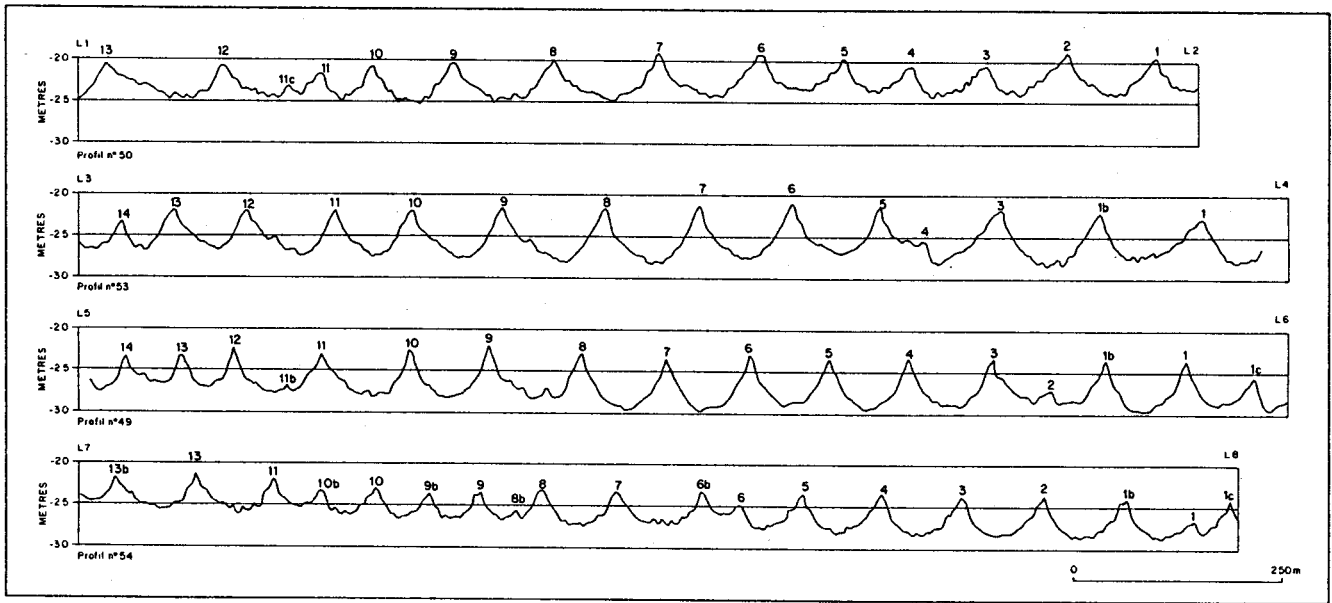


Figure 3C-11 : Profils verticaux des dunes de la zone Est. Les sondes sont rapportées au zéro des cartes marines. Exagération verticale : X5.

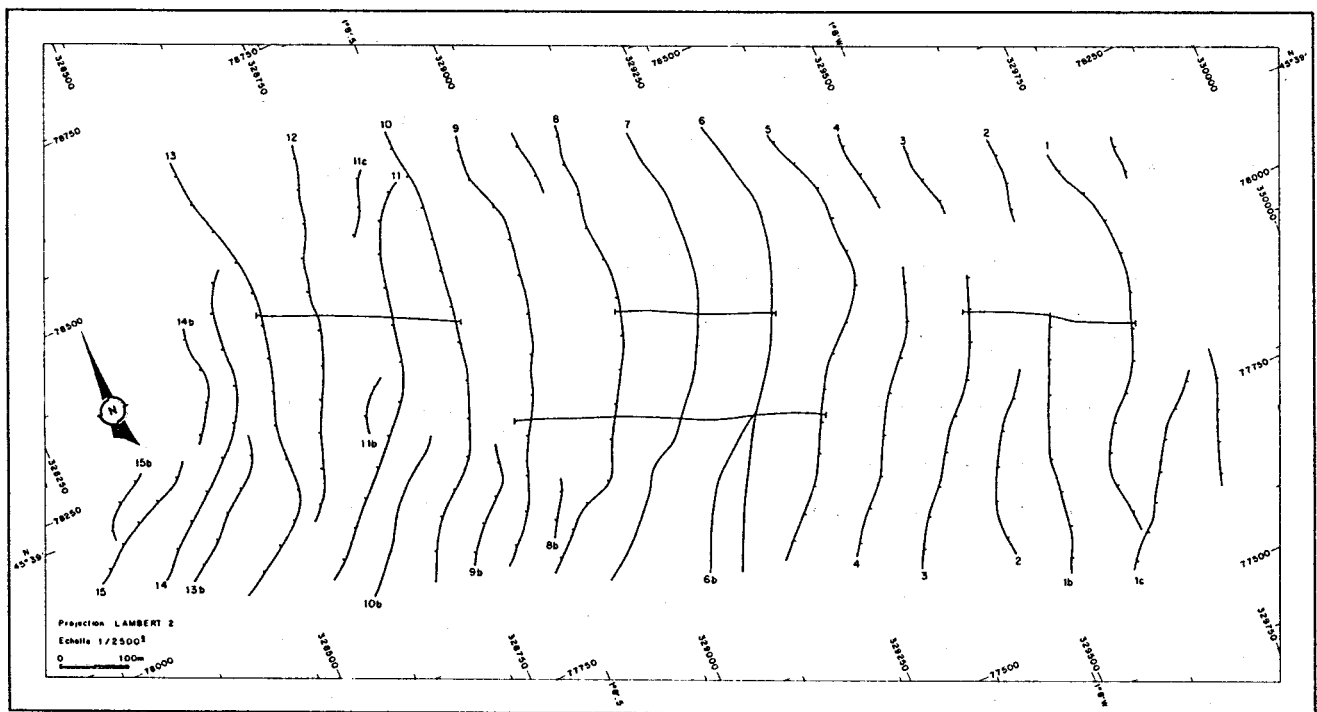


Figure 3C-12 : Les 26 dunes de la zone Est. Les barbules indiquent la polarité de chaque dune, les traits simples correspondent aux dunes symétriques.

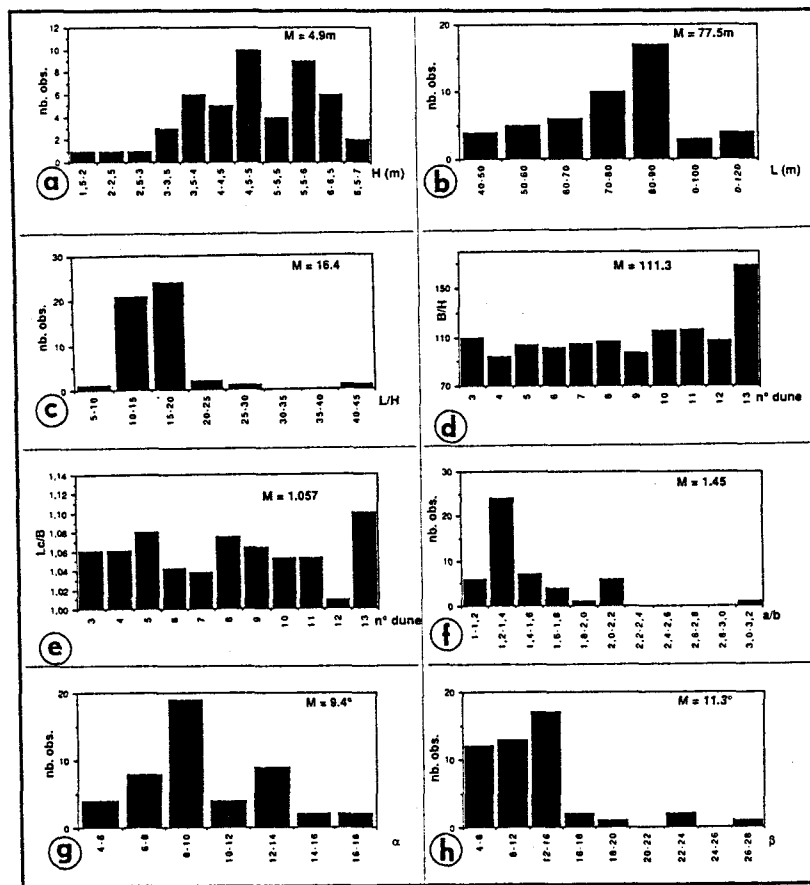


Figure 3C-13 : Caractéristiques morphologiques des dunes de la zone Est. Méthode de calcul et légendes : voir fig. 3C-9. Le nombre d'observations est compris entre 11 et 52.

### 3.3 - Synthèse sur les caractéristiques morphologiques (fig. 3C-14)

#### 3.3.1- Relation entre l'amplitude et la longueur d'onde

Plutôt que l'amplitude ou la longueur d'onde, c'est l'indice de forme verticale  $L/H$  qui est employé pour caractériser la morphologie des formes transverses. Dans les anciennes classifications distinguant dunes et vagues sableuses, une valeur de 20 est ainsi retenue pour séparer les deux classes ( $L/H > 20$  pour les vagues sableuses ; Gorsline et Swift, 1977). Dans la zone étudiée, ce rapport est compris entre 9.6 et 44.8 (moyenne = 22.2). L'examen de la figure 3C-15 montre que  $L$  et  $H$  ne sont pratiquement pas corrélés. Ceci tient à l'existence de plusieurs types morphologiques de dunes, les points situés à droite du diagramme correspondant aux dunes symétriques. En définitive, on peut distinguer à partir de l'histogramme de la figure 3C-14.c deux familles de dunes, caractérisées par un rapport  $L/H$  différent. La première correspond aux dunes trochoïdales,

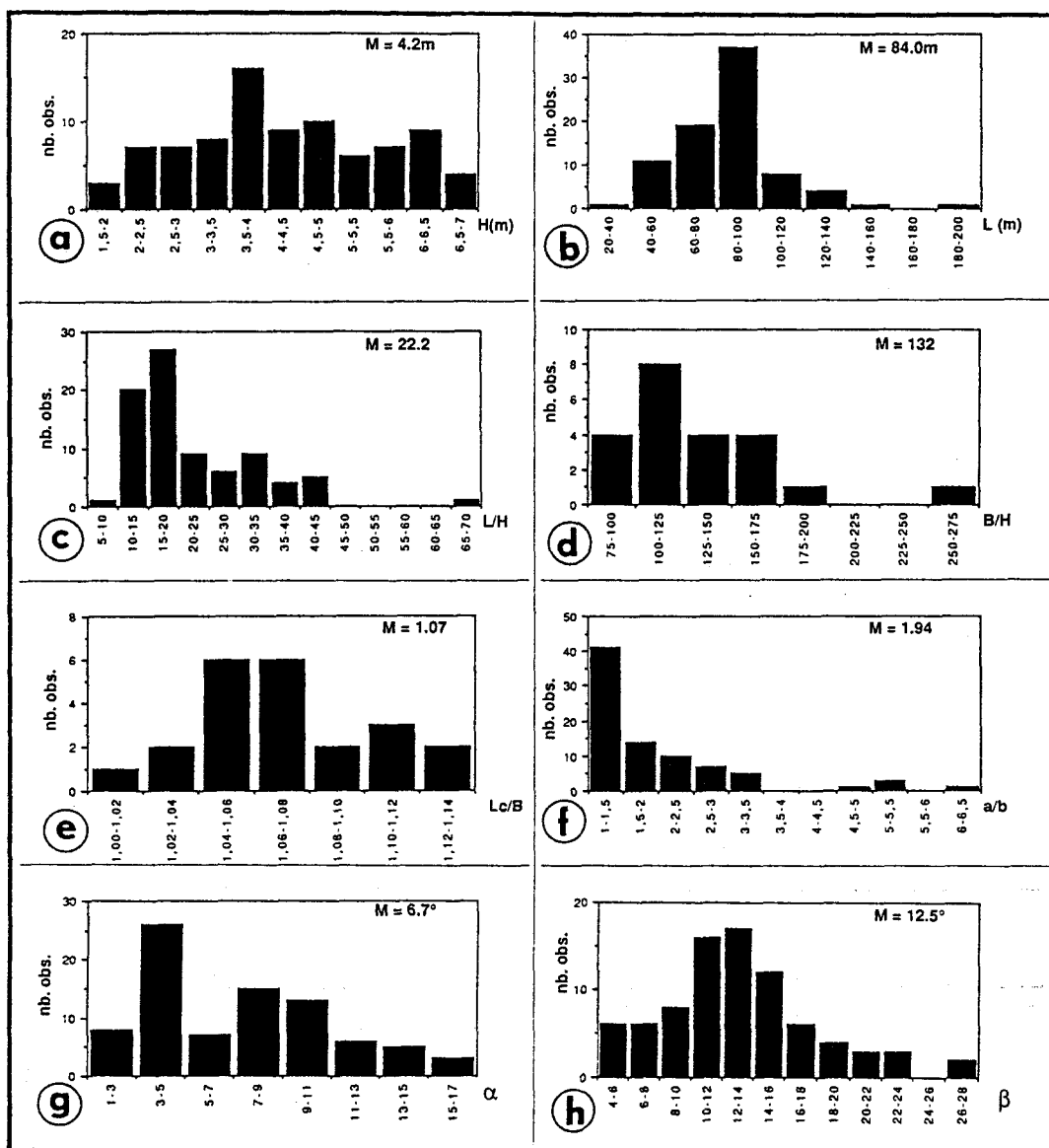


Figure 3C-14 : Synthèse des caractéristiques des dunes de la Palmyre. Méthode de calcul et légende : voir fig. 3C-9. Le nombre d'observations est compris entre 22 et 89.

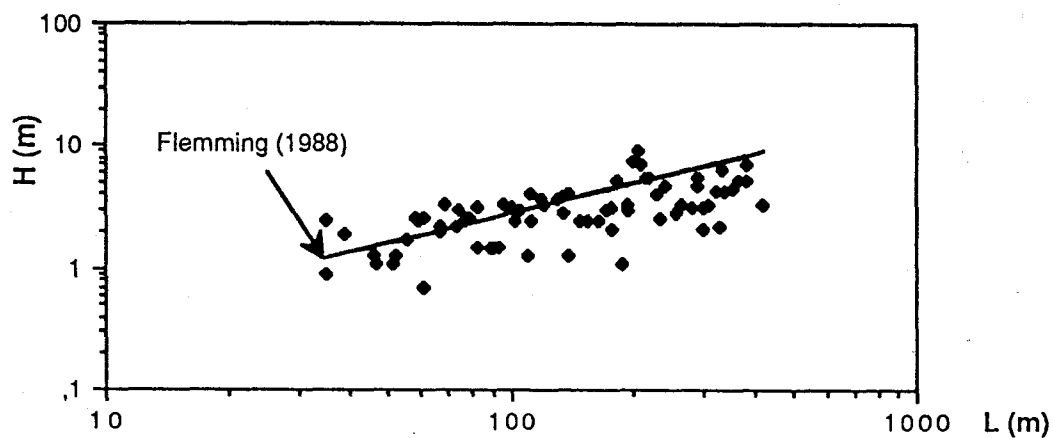


Figure 3C-15 : Relation entre l'amplitude et la longueur d'onde des dunes de la Palmyre (échelle log/log). La droite correspond à la relation établie par Flemming (1988b).

avec un indice  $L/H$  de l'ordre de 16 ; la seconde est de type asymétrique avec un indice  $L/H$  de l'ordre de 32. La relation établie par Flemming (1988b) :  $H = 0.0677 L^{0.8098}$ , est bien vérifiée dans le cas des dunes asymétriques mais pas dans celui des dunes trochoïdales. Le fait que les deux familles de valeurs de  $L/H$  correspondent précisément aux deux types morphologiques asymétriques et trochoïdaux est confirmé par le graphe de la figure 3C-16, qui montre une bonne corrélation entre indice de forme verticale et indice de symétrie, indiquant que  $L/H$  augmente lorsque les dunes deviennent asymétriques.

Il existe par ailleurs une assez bonne relation entre la pente du flanc doux et la valeur de l'indice de symétrie (fig. 3C-17), les dunes symétriques présentant un flanc "doux" beaucoup plus penté que celui des dunes asymétriques.

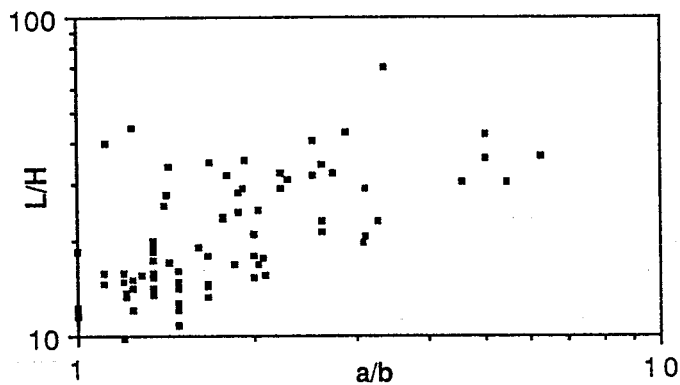


Figure 3C-16 : Relation entre l'indice de forme verticale  $L/H$  et l'indice de symétrie  $a/b$ . (échelle log/log).

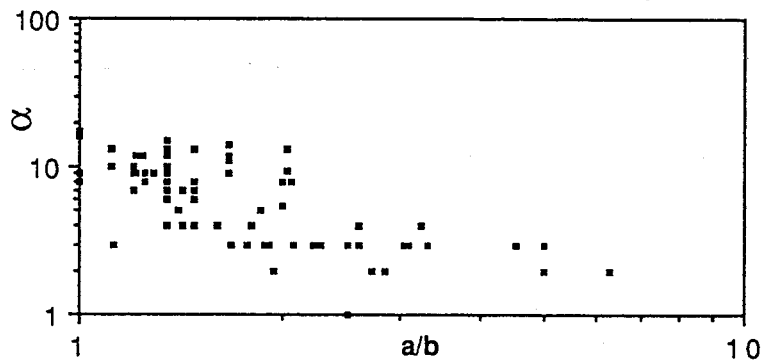


Figure 3C-17 : Relation entre la pente du flanc doux ( $\alpha$ , en degrés) et l'indice de symétrie.

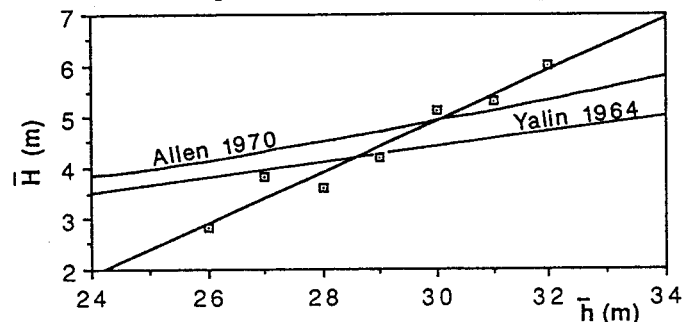


Figure 3C-18 : Relation entre l'amplitude moyenne  $H_m$  et la profondeur moyenne  $h_m$  des dunes.  $h_m$  est mesurée à la base des dunes, et rapportée au zéro NGF (0 des cartes marines + 3 m).  $H_m$  est la valeur moyenne de l'amplitude pour chaque tranche de profondeur considérée, déterminée d'après le tableau 2 en annexe.

### 3.3.2- Relation entre l'amplitude des dunes et la profondeur d'eau

Un autre aspect controversé de l'étude morphologique des dunes concerne la relation entre leur amplitude et la profondeur d'eau. La compilation des nombreuses études réalisée par Allen (1982b, fig. 1C-2) fait apparaître une relation entre leur amplitude  $H$  et la profondeur d'eau  $h$ ,  $H$  ayant tendance à croître avec  $h$ . Selon cet auteur, la comparaison doit être effectuée à partir de valeurs moyennées sur des populations, et non sur des valeurs individuelles. Flemming considère au contraire que ce sont les valeurs individuelles qui doivent être prises en compte (communication personnelle). Quoi qu'il en soit, une telle relation *qualitative* s'observe, à la Palmyre, aussi bien dans l'axe du chenal (où la décroissance de la tranche d'eau vers l'aval s'accompagne d'une diminution de l'amplitude des dunes) que transversalement, c'est à dire le long de la crête d'une même dune couvrant à la fois les flancs et l'axe du chenal.

D'un point de vue *quantitatif*, on peut confronter nos résultats aux relations entre  $H$  et  $h$  proposées par plusieurs auteurs. La plus simple est une relation linéaire proposée par Yalin (1964), de la forme :

$$H/h = 1/6 (1 - \tau_{cr}/\tau_0)$$

avec  $\tau_{cr}$  contrainte de début d'entraînement d'une particule, et  $\tau_0$  contrainte de cisaillement effective.

Une autre relation est proposée par Allen (1984), de la forme :

$$H = 0.086 h^{1.19}$$

Pour explorer la relation entre  $H$  et  $h$ , nous avons tout d'abord déterminé la hauteur d'eau moyenne au dessus de la base des dunes. Les données bathymétriques étant ramenées au zéro des cartes marines, nous avons ajouté 3 mètres à la cote de cette base, mesurée sur les profils verticaux (le zéro de l'étiage est situé à 2.97 m sous le niveau N.G.F à la station de référence du Verdon). Cette sonde  $h$  par rapport au N.G.F, qui peut être assimilée à la hauteur d'eau moyenne, est reportée dans le **tableau 2 en annexe**. Nous avons ensuite classé les mesures en fonction de  $h$  et calculé pour chaque classe  $H_{moyenne}$ , valeur moyenne de l'amplitude pour une profondeur d'eau déterminée. Le graphique représentant  $H_{moyenne}$ , en fonction de  $h$  (**fig. 3C-18**) fait apparaître une très bonne corrélation des deux paramètres, qui peut être exprimée par une fonction linéaire de la forme :

$$H_{moyenne} = 0.50h - 10.2 \quad (\text{coefficient de corrélation égal à } 0.98)$$

Ces résultats peuvent être comparés aux formules de Yalin (1964) et Allen (1984). Pour appliquer la formule de Yalin, nous avons calculé  $\tau_{cr}$  et  $\tau_0$  à partir des valeurs de courant mesurées à 1.5 m au dessus du fond par très fort coefficient de marée. La vitesse de frottement  $U_*$  peut être calculée à partir de ces mesures en considérant que le profil de vitesse entre 1.5 m et le fond suit une loi logarithmique donnée par l'équation de Karman-Prandtl :



$$U_* = 0.4 U_z / \ln(z / z_0)$$

$U_z$  étant la vitesse à l'altitude  $z$  et  $z_0$  la longueur de frottement. Nous avons retenue une valeur de 1 cm pour la longueur de frottement, par analogie avec les mesures effectuées à Surtainville (paragraphe 3.A). A l'altitude  $z = 150$  cm, la valeur maximum de la vitesse du courant est de l'ordre de 65 cm/s, donc il vient :

$$U_{*max} = 5.2 \text{ cm/s} \quad \text{ou} \quad \tau_{0max} = \rho U_{*max}^2 = 27 \text{ dynes / cm}^2$$

En prenant comme valeur critique de la vitesse de début d'entraînement d'une particule de 0.5mm à 1 m du fond  $U_{cr} = 21$  cm/s (Heathershaw, 1981), on calcule de la même manière :

$$U_{*cr} = 1.8 \text{ cm/s} \quad \text{ou} \quad \tau_{cr} = \rho U_{*cr}^2 = 3.3 \text{ dynes/cm}^2$$

La formule de Yalin peut alors s'écrire :

$$H = 0.146 h$$

Les deux courbes correspondant aux formules de Yalin et d'Allen sont reportées sur la **figure 3C-18**. Bien que les écarts entre valeurs observées et mesurées soient assez faibles, on note que la pente de la droite de régression déterminée à partir des mesures est beaucoup plus forte que celles des courbes prédictives. Autrement dit, l'amplitude augmente avec la profondeur plus vite que ne le prédisent les deux formules. Cette différence pourrait être attribuée à l'influence de la granularité du sédiment sur l'amplitude des dunes. Nous avons vu en effet (§1.C) que, toutes choses étant égales par ailleurs,  $H$  augmentait avec la taille des grains constituant les dunes. Or, Castaing et Froidefond (1978) notent précisément, sur cette zone, que la médiane du sédiment est plus importante dans l'axe du chenal que sur sa rive droite (fig. 10 de ces auteurs), l'effet de taille des grains venant donc s'ajouter à celui de la profondeur.

#### 4 - L'HYDRODYNAMIQUE ACTUELLE

L'hydrodynamique de l'embouchure de la Gironde est particulièrement complexe puisqu'interviennent à la fois le régime des marées, la houle et le débit fluvial. Comme dans tout estuaire, la densité, la température et la salinité des différentes masses d'eau, ainsi que la topographie locale des fonds et des rives vont encore compliquer la circulation des fluides et les transports sableux qui en résultent.

Dans l'embouchure de la Gironde, la répartition des vitesses maximales de courant de marée au fond et en surface est contrôlée par la morphologie, les vitesses étant plus importantes dans les chenaux que sur les hauts-fonds et les bancs (G. Allen 1972, p. 117). Des mesures de courant ont été réalisées près du fond durant la campagne GEODEP3. Il n'était pas possible de mouiller les équipements dans l'axe de la fosse, qui correspond au chenal d'accès des navires, aussi ont-ils été installés en bordure de zone, là où les reliefs des dunes s'estompent fortement. Trois courantographes Anderaa ont été mouillés à 1.5m du fond, entre le 13 et le 17 Octobre 1989, c'est à dire en période de grande vive eau (coefficients de marée compris entre 89 et 114).

En raison de problèmes de dérive des mouillages liés à un lestage insuffisant et du blocage des hélices des capteurs par des algues, seul un des enregistrements (C2) est entièrement exploitable, ainsi que le début d'un second (C3). Ils correspondent aux mouillages situés dans la partie nord-ouest de la zone Est (fig. 3C-10). Les mesures (fig. 3C-19) indiquent que la vitesse du courant atteint, en flot comme en jusant, des intensités de  $0.65\text{ms}^{-1}$ , capables de mettre en mouvement toutes les classes granulométriques présentes dans le secteur. Il faut considérer ces valeurs comme probablement inférieures à celles caractérisant la partie profonde du chenal. En effet, Castaing (1981, fig. 39) montre qu'il existe dans

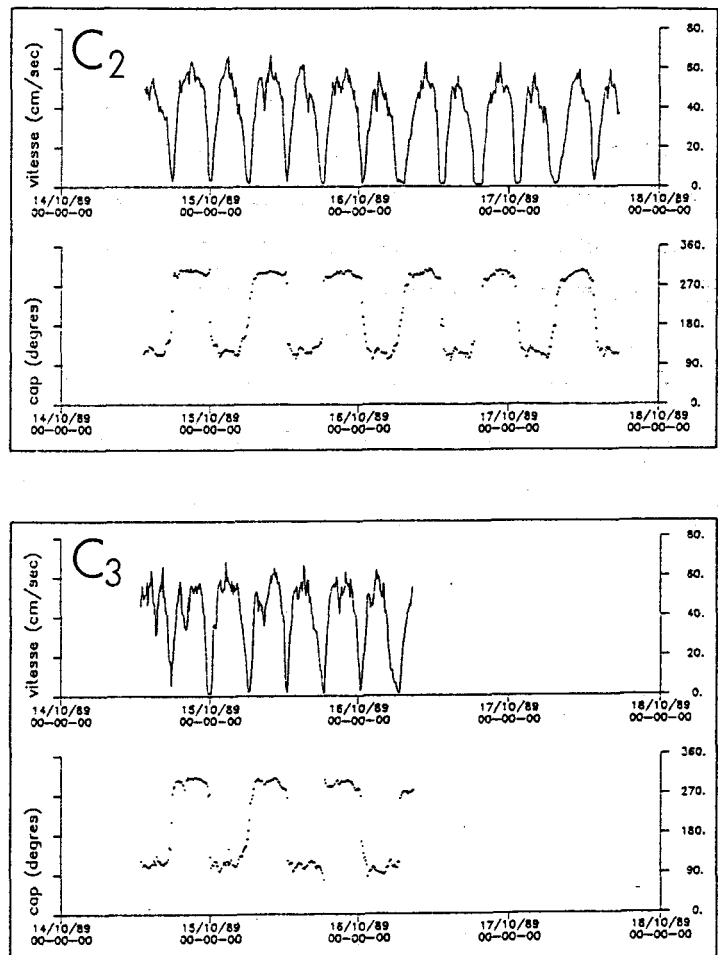


Figure 3C-19 : Enregistrements du courant aux points C2 et C3 (localisation fig. 3C-10) entre le 14 et le 18 Octobre 1989. Mesures effectuées avec des courantographes Anderaa fixés à 1.5m du fond.

l'embouchure un important gradient de vitesse perpendiculaire à l'axe du chenal, les vitesses de vives eaux atteignant de 100 à 150 cm/s dans l'axe profond de la fosse alors qu'elles sont comprises entre 50 et 100cm/s sur les flancs du chenal. Les mesures réalisées par G. Allen (1972, fig. 54 de cet auteur) dans notre zone d'étude mettent aussi en évidence ce gradient de vitesse transversal, mais la valeur maximum du courant de marée de vive eau à 1 m du fond est pour cet auteur comprise entre 0.5 et 1 m/s, avec une dominance du jusant.

Nos mesures montrent que les intensités des courants de flot et de jusant sont sensiblement égales, avec cependant une très légère dominance du jusant par rapport au flot, en durée et en intensité, phénomène qui affecte d'ailleurs l'ensemble de l'estuaire (G. Allen, 1972). L'ellipse de courant est très aplatie (marée alternative) au point C2, avec un grand axe orienté N300° (jusant) - N120° (flot), plus étalée au point C3 (fig. 3C-20). On remarque la plus grande dispersion des valeurs de flot par rapport à celles de jusant, ce phénomène s'observant d'ailleurs sur les deux enregistrements, ce qui tend à indiquer qu'il ne s'agit pas d'un effet local induit par la topographie des dunes.

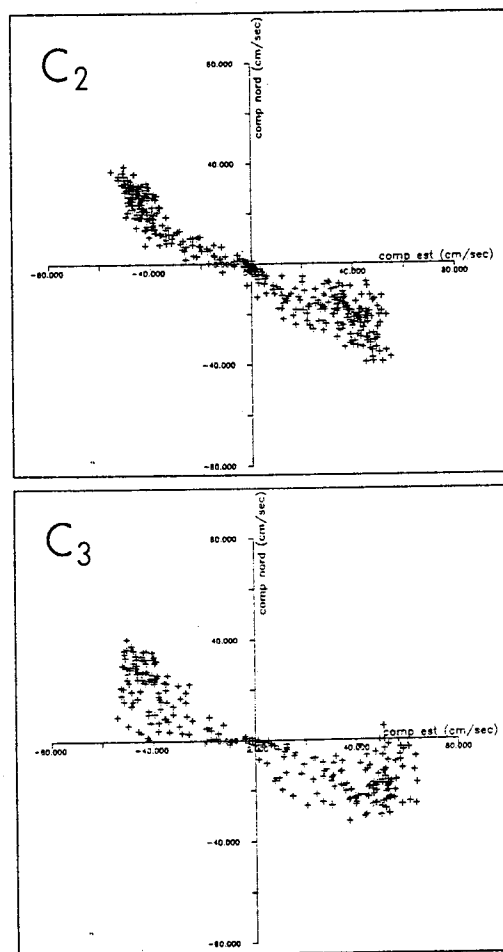


Figure 3C-20 : dispersion du courant aux points C2 et C3.

Nous ne disposons pas de mesures de houle sur le secteur de la Palmyre, mais, selon Castaing (1981), leur influence est largement atténuée par la présence de hauts fonds au niveau de l'embouchure. L'observation des photographies aériennes indique une propagation des houles d'Ouest (dominantes dans la région) dans l'axe de la passe Ouest, leurs crêtes devenant rapidement convexes par suite de la réfraction sur les bords de l'estuaire (Castaing, 1981). Quoi qu'il en soit, la profondeur d'eau relativement importante exclue un rôle important de la houle dans la dynamique des dunes de notre secteur d'étude.

Enfin, Allen (1972) et Castaing (1981) ont montré l'influence du débit fluvial sur le régime hydrodynamique de la Gironde, processus qui sera discuté plus loin.

## 5 - VARIABILITE DES STRUCTURES INTERNES

La typologie des réflecteurs sismiques établie pour les dunes du secteur de Surtainville (réflecteurs fortement pentés, discontinuités de premier et deuxième ordres) peut être employée pour décrire les structures mises en évidence sur les profils sismiques à l'embouchure de la Gironde.

Le long de chacun des profils longitudinaux (perpendiculaires à la crête des dunes), on observe d'Est en Ouest une variation des structures internes, reflet de la grande variabilité morphologique des dunes (fig. 3C-21).

*Les dunes de flot de type a*, localisées à l'Est de la zone, présentent une structure interne dominée par des surfaces limites faiblement pentées dans le sens du flot et à contact basal tangentiel. Entre chacune de ces surfaces limites, on distingue souvent des réflecteurs plus fortement pentés, dont les extrémités supérieures et inférieures forment des biseaux sommitaux et de progradation (fig. 3C-21.1).

*Les dunes symétriques-trochoïdales de type b* présentent des surfaces limites faiblement pentées, généralement orientées en jusant (vers le NW) à la base du corps sédimentaire, alors qu'elles sont orientées en flot (vers le SE) au sommet (fig. 3C-21.2).

*Les dunes en "cat-back" de type c* peuvent présenter deux aspects. Dans la plupart des cas, l'organisation interne de ces dunes est similaire à celle des dunes de flot, les surfaces limites étant ici orientées dans une direction opposée (fig. 3C-21.4). Cependant, la partie supérieure du corps présente un "chapeau" caractéristique, d'amplitude inférieure à 1m, où l'on distingue parfois des réflecteurs orientés en flot. A plus grande échelle, cette organisation correspond aux structures en "ebb-cap" décrites en domaine intertidal (Boersma et Terwindt, 1981). Il s'agirait en fait ici d'un "flood-cap" correspondant au remaniement superficiel par le flot d'un corps sableux progradant dans la direction du jusant. Dans d'autres cas, le remaniement de la partie sommitale est beaucoup plus accentué, au point de conférer à la dune une morphologie externe de dune de flot, *bien que la structure interne soit dominée par des litages orientés en jusant* (fig. 3C-21.3). Le remaniement ne se cantonne pas alors au sommet de la dune, mais affecte aussi le flanc exposé au courant de flot, cela sur une épaisseur pouvant atteindre 2m.

*Les dunes progressives de jusant de type d* présentent une structure interne similaire à celle des dunes de type a, mais de polarité inverse.

Si l'on considère avec plus de détails les structures internes des dunes des zones Est et Ouest, on retrouve les tendances qui viennent d'être décrites, ainsi que le passage progressif d'un type de structure à l'autre. La zone Ouest, de ce point de vue, est relativement homogène. On y observe des structures internes dominées par le jusant, le flot remaniant cependant fortement le flanc raide des dunes, ce qui explique probablement que les pentes des flancs raides soient ici relativement peu déclives. La zone Est est plus intéressante, dans la mesure où elle présente, sur 1500m, une inversion

complète des structures internes. Les quatre types de structures que nous venons de décrire sont présentes : les dunes 11 à 13 sont des dunes de jusant à chapeau de flot ; les dunes 1 et 1b sont des dunes de flot ; la dune 3 est une dune à morphologie externe de flot mais dont les réflecteurs les plus profonds sont orientés en jusant ; les dunes 5, 7 et 9 sont symétriques ; quant aux dunes 6 à 8, elles présentent en outre une variabilité latérale, puisqu'elles sont symétriques sur le profil le plus au Sud, alors qu'elles adoptent plus au Nord une morphologie externe de flot avec structure interne de jusant !

L'enchaînement des structures que l'on observe d'amont en aval est donc le suivant :

dunes de flot - dunes de flot très remaniées en jusant - dunes symétriques - dunes de jusant très remaniées en flot - dunes de jusant à chapeau de flot. La sismique révèle de plus que les dunes symétriques représentent des appareils de jusant très fortement remaniés par le flot. Si certaines de ces structures pouvaient être prédites à partir de la connaissance de la morphologie externe et des modèles conceptuels d' Allen (1980a), d'autres étaient imprévisibles, le "maître-litage" présentant une polarité inverse de celle du profil externe.

Tout se passe comme si toutes les dunes présentaient, à des degrés divers, un remaniement par le flot, d'autant plus important qu'on se déplace vers l'amont. Cette observation, qui est indépendante de la phase du cycle de marée durant laquelle le levé fut effectué, est cohérente avec la polarité des "mégarides", qui sont toutes orientées en flot. On peut donc conclure que les conditions hydrodynamiques ont du évoluer en faveur du flot, le problème étant d'établir la chronologie du phénomène. S'il est clair que ce changement n'est pas lié à la cyclicité tidale semi-diurne, plusieurs origines peuvent être invoquées, des plus immédiates aux plus lointaines. La réalisation d'une seconde campagne en 1989 a permis de confronter les différentes hypothèses.

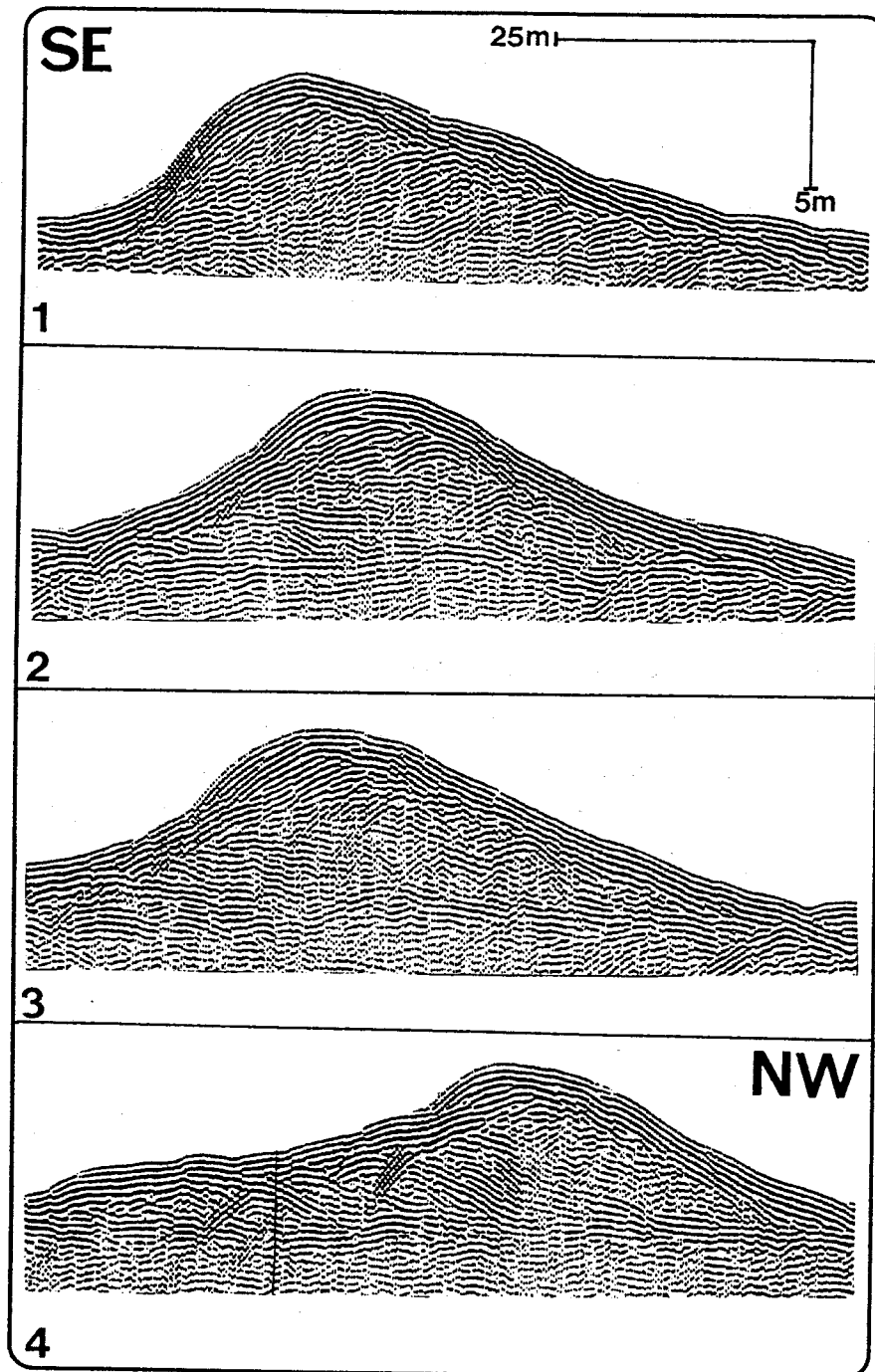


Figure 3C-21 : Principaux types de structures internes des dunes de la Palmyre, observées le long d'un profil longitudinal (dans l'axe du chenal). 1 : structure interne d'une dune progressive de flot (faciès a) ; 2 : structure d'une dune symétrique (faciès b) ; 3 : dune à morphologie externe sub-symétrique, avec une structure interne de jusant à la base et une structure de flot au sommet ; 4 : dune de jusant en "cat-back" (faciès c), avec réflecteurs de jusant à la base et un "flood-cap" au sommet.

## 6 - COMPARAISON DES LEVES DE 1987 ET 1989

Une campagne géophysique a été réalisée le 14 Octobre 1989, en utilisant les mêmes outils (bathymétrie haute résolution, sonar latéral et sismique 2.5 kHz) et en suivant les mêmes routes qu'en 1987. La date de ce levé coïncide avec une période de vives eaux, les coefficients de marée étant de 104 et 109. Les profils ont été effectués entre 13h45 et 19h00 (pleine mer de Royan à 16h10), et l'examen des enregistrements du courant près du fond réalisés simultanément montre que, dans cet intervalle de temps, le courant était orienté vers l'amont, la renverse intervenant brutalement à 19 h (paragraphe 4).

La comparaison des données bathymétriques, des mosaïques sonar et des profils sismiques met en évidence plusieurs phénomènes inattendus.

### 6.1- Modification des morphologies externes

Les faciès morphologiques définis en 1987 se retrouvent sur les données de 1989, mais leur report cartographique fait apparaître un important déplacement vers l'amont (fig. 3C-22). Ainsi, les dunes de flot (faciès *a*) ont pratiquement disparu de la zone, et leur limite avec les dunes symétriques (le faciès *b*) se trouve décalée de 900 mètres vers l'amont. La limite *b-c* est décalée d'environ 1000 m et la limite *c-d* de 1400 m, toujours en direction de l'amont. On remarque de plus que les limites de ces faciès conservent entre 1987 et 1989 une forme concave vers l'amont, indiquant que l'influence du flot sur l'édification des corps sableux serait plus importante dans l'axe du chenal que sur ses flancs. Le changement de polarité des dunes semble un phénomène courant dans l'embouchure de la Gironde, puisqu'entre Novembre 1977 et Mai 1978 Castaing et Froidefond (1978) avaient noté dans la même zone un déplacement de 2500m vers l'aval de la zone des dunes symétriques. De tels déplacements signifient-ils que les dunes migrent sur des distances aussi considérables ?

Nous avons examiné en détail les données de la zone Est, la plus intéressante puisqu'elle correspond au secteur où s'inversaient les polarités des dunes en 1987. A l'aide du logiciel "GEOL", nous avons cartographié au 1/2500 la position des crêtes dunaires en 1989<sup>1</sup>. On obtient ainsi une image très précise de la position des dunes à la verticale des profils, qui sont espacés de 150m. Pour interpoler cette position entre chaque profil, nous avons utilisé la mosaïque sonar au 1/2500. Grâce à la morphologie générale des dunes, en particulier aux "amers" constitués par les points où deux dunes s'anastomosent, on parvient à reconnaître facilement les dunes d'une campagne sur l'autre. Bien que leur polarité s'inverse parfois, elles conservent donc leur aspect général et leur déplacement dans l'intervalle de temps est limité. La figure 3C-23 est une réduction du document où ont été

---

<sup>1</sup> La réalisation d'une carte précise nécessite bien sûr une correction des données bathymétriques des variations de la marée et des "offsets" entre l'antenne du système de positionnement et de la base du sondeur

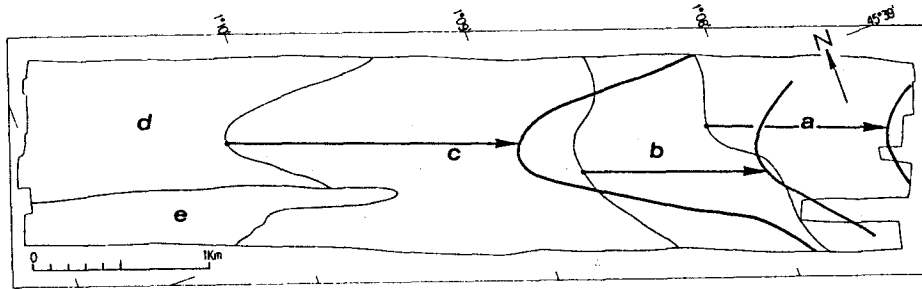


Figure 3C-22 : Déplacement des faciès morphologiques des dunes de la Palmyre entre Juin 1987 et Octobre 1989. La légende est la même que pour la figure 3C-5.

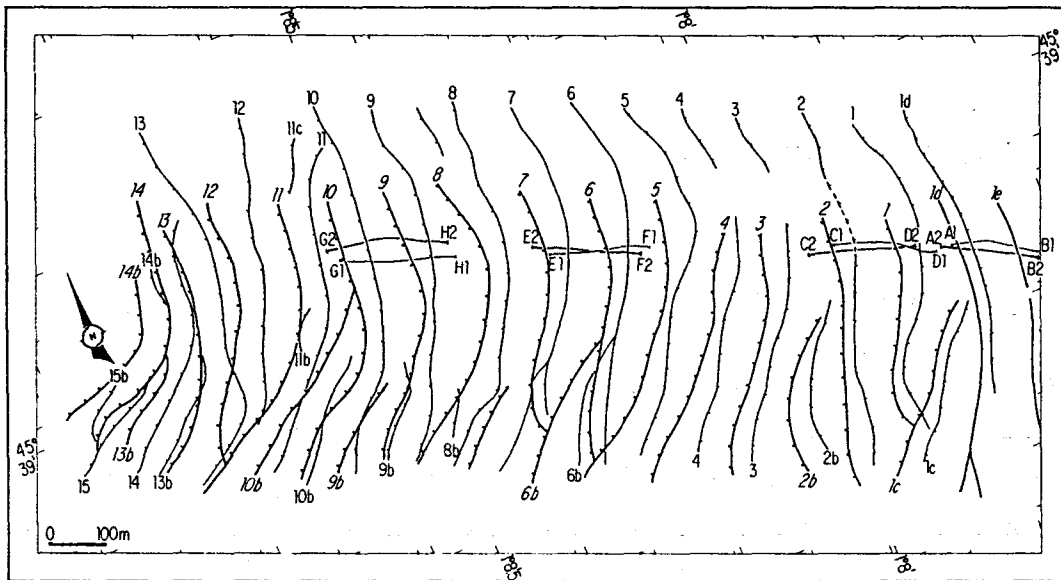


Figure 3C-23 : Déplacement des crêtes dunaires de la zone Est entre Juin 1987 et Octobre 1989. Le trait correspond au sommet de la dune pour les formes symétriques et au sommet du flanc raide pour les dunes asymétriques. Document réduit à partir d'un original au 1/2500. Les traits gras et les chiffres en italiques correspondent au levé de 1989.

reporté les positions des crêtes dunaires, chacune étant identifiée par un numéro. Alors que cette zone présentait en 1987 des dunes orientées en flot, en jusant et symétriques, toutes sont à polarité de jusant en 1989 à l'exception de l'extrémité orientale où l'on retrouve des dunes symétriques. Le déplacement moyen des crêtes est de 30m vers l'aval. En fait, on note que ce déplacement varie d'une extrémité à l'autre de la zone Est, puisqu'il passe de 20m à l'Est à 40m à l'Ouest. Cette différence est logique si l'on considère que les dunes situées à l'Ouest migraient déjà vers l'aval en 1987, alors que celles situées à l'Est migraient vers l'amont à cette période. Il est possible également que les deux "instantanés" dont nous disposons soient en fait séparés dans le temps par plusieurs phases durant lesquelles les sens de transport résiduels se sont inversés plusieurs fois. Quant aux petites dunes (mégarides), alors que leur polarité de flot était nettement visible sur les enregistrements sonars et sismiques de 1987, quelle que soit la période de la marée durant laquelle l'enregistrement avait été effectué, elles ne montrent pas en 1989 d'asymétrie très nette, discernable sur les enregistrements bathymétriques ou sonar. Seule une méthode indirecte permet, dans certains cas, de supposer une orientation de flot. On remarque en effet, sur les profils sismiques, que les hyperboles produites par les mégarides présentent généralement une branche mieux développée dans la direction de



progradation, c'est à dire correspondant au flanc raide des mégarides. Ce phénomène s'observe par exemple, en 1987, pour les mégarides de jusant situées entre les dunes 6 et 7 de la figure 3C-24-c. En 1989, ces hyperboles indiquent une orientation préférentielle de flot, ou parfois deux directions opposées qui pourraient signifier que les mégarides acquièrent une forme symétrique. Les levés de 1989 ayant été réalisés durant le flot en période de grande vive eau, on peut admettre que le courant était suffisamment intense pour que le "temps de réponse" de la morphologie des mégarides aux conditions hydrodynamiques soit inférieur à la durée d'un cycle de marée, autrement dit que ces dunes de petite taille inversaient leur polarité toutes les 6 heures, le degré de remaniement étant inversement proportionnel à leur amplitude.

## 6.2 - Modification des structures internes

Les grandes dunes étant identifiées grâce à la comparaison des données bathymétriques et sonar de 1987 et 1989, nous avons comparé les profils sismiques de la zone Est. Ceux de 1989 sont malheureusement de moins bonne qualité, du fait de conditions météorologiques peu favorables et d'un courant plus important. Si l'on examine l'évolution des structures d'amont en aval, on observe successivement (fig. 3C-24) :

- *Des dunes de flot en 1987 devenues symétriques en 1989.* C'est le cas des dunes 1d et 1e (fig. 3C-24-a) qui présentent en 1987 une structure interne de flot (conforme à leur morphologie externe). Par contre, en 1989, ces dunes, qui apparaissent extérieurement comme symétriques, montrent en fait une structure interne dominée à la base par des réflecteurs orientés en flot, tandis que la partie supérieure présente des réflecteurs sub-horizontaux ou même orientés en jusant. Si l'on superpose les interprétations de 1987 et 1989, en tenant compte d'un déplacement de la dune 1d de 17m vers l'aval mesuré précisément sur les enregistrements bathymétriques, on retrouve une grande similitude dans l'aspect des réflecteurs de la base. S'il n'est pas possible de corréler strictement chaque réflecteur, ne serait-ce que du fait que les deux profils sont décalés latéralement d'une dizaine de mètres, on retrouve néanmoins de grandes similitudes qui permettent d'identifier plusieurs réflecteurs, en particulier sur la dune 1d. Cela signifie que cette dune n'a pas subi durant l'intervalle de deux ans et demi de destruction complète, et que le maximum de remaniement au niveau de la position de la crête en 1987 aurait affecté 3.5m (pour une amplitude dunaire d'environ 7m). Tout se passe donc comme si la migration de 17m mesurée par bathymétrie correspondait en fait à un remaniement important de leur partie supérieure, plutôt qu'à une véritable progradation.

- *Des dunes de flot en 1987 devenues de jusant en 1989.* Ainsi, les dunes 1 et 2<sup>2</sup> (fig. 3C-24-b) présentent une inversion complète de leur morphologie externe entre les deux campagnes. En

---

<sup>2</sup> Les levés de 1989 montrent que la dune 2 et la dune 1b sont connectées et ne forment qu'un seul corps.

1989, on note cependant la présence de deux points d'inflexion  $i_1$  et  $i_2$  qui sont l'expression des changements de polarité, parfaitement enregistrés dans la structure interne, en particulier dans le cas de la dune *I*. Tout se passe comme si le changement de polarité était trop récent pour avoir effacé complètement l'ancienne morphologie de flot de cette dune, le point  $i_1$  marquant très vraisemblablement la limite de l'ancien flanc doux d'une dune de flot. Cette polarité "fossile" est d'ailleurs bien exprimée dans la structure interne des dunes sous la forme d'une discontinuité majeure ( $D_1$ ), qui prolonge l'ancien flanc doux de flot, et au dessous de laquelle on trouve effectivement des réflecteurs obliques orientés dans la direction du flot. Plus haut sur la dune, le point  $i_2$  marquerait à l'inverse le remaniement par le flot de la crête dunaire, également enregistré dans la structure interne par une discontinuité sismique ( $D_2$ ) en dessous de laquelle apparaissent des réflecteurs obliques de jusant. Moins marqués, les mêmes points et surfaces caractéristiques se retrouvent sur la dune *Ib* et l'on notera la remarquable similitude des structures internes avec celles de la dune *I*, ce qui indique que les discontinuités ne sont pas le résultat de processus locaux comme le chevauchement par des mégarides surimposées, mais bien l'enregistrement d'une modification des paramètres hydrodynamiques.

En définitive, on trouve enregistré dans la structure interne de ces deux dunes au moins trois phases de progradation, successivement de flot, de jusant et de flot à nouveau. Il est possible que d'autres inversions, indécélables à l'échelle de la sismique, soient présentes.

Si l'on tente de superposer les interprétations des levés de 1987 et 1989, en tenant compte de la migration vers l'aval qui est ici de 32m, il apparaît que, sur la section de 1989, seule la plus ancienne séquence sismique (à réflecteurs obliques orientés vers l'amont, à la base des deux dunes) a été préservée en 1989 par rapport au levé de 1987. L'épaisseur de sédiment érodé dans cet intervalle de temps atteint donc 4 mètres au niveau de la position de la crête en 1987. Quant à la troisième séquence, qui constitue un "chapeau de flot" sur des dunes de jusant, elle peut être attribuée soit à un effet "immédiat" du courant (le profil a été effectué à 16h 40 c'est à dire au maximum du flot) soit à une nouvelle tendance à l'inversion des transports résiduels. Le fait que ce type de structure se rencontre exclusivement au sommet des dunes situées immédiatement en aval des dunes symétriques incite à pencher en faveur de la seconde hypothèse.

- *Des dunes symétriques en 1987 devenues de jusant en 1989.* Par exemple les dunes 6 et 7 (fig. 3C-24-c), présentaient en 1987 une partie inférieure à structure interne de jusant, surmontée par des réflecteurs à polarité de flot formant une séquence de 3.5 m d'épaisseur au niveau de la crête de la dune 7. En 1989, toutes les structures de flot ont disparu, ce qui s'explique simplement par la progradation vers l'aval entraînant une érosion du flanc amont des dunes (migration respectivement de 30 et 37m pour les dunes 6 et 7). Les corrélations de réflecteurs entre les deux levés sont ici difficiles, en particulier en raison d'un pilonnement provoqué par la houle qui affecte le profil de 1989.

- Des dunes de jusant en 1987 qui demeurent de jusant en 1989. Par exemple les dunes 9 et 10 (fig. 3C-24-d). Une différence importante apparaît cependant entre les deux campagnes, avec la disparition totale en 1989 du chapeau de flot qui affectait les dunes en 1987, *cela en dépit du fait que le levé ait eu lieu au moment du maximum du flot par fort coefficient*. La progradation des dunes est ici à sa plus forte valeur, soit 42m, ce qui est logique puisque le sens de transport résiduel n'a pas subi ici d'inversion dans l'intervalle de temps de 28 mois. Par contre, le remaniement vertical est seulement de l'ordre de 2 mètres au niveau de la position de la crête en 1987. Notons que l'on peut corréler quelques réflecteurs, mais le décalage latéral de 25 à 40 mètres entre les deux levés incite à la prudence.

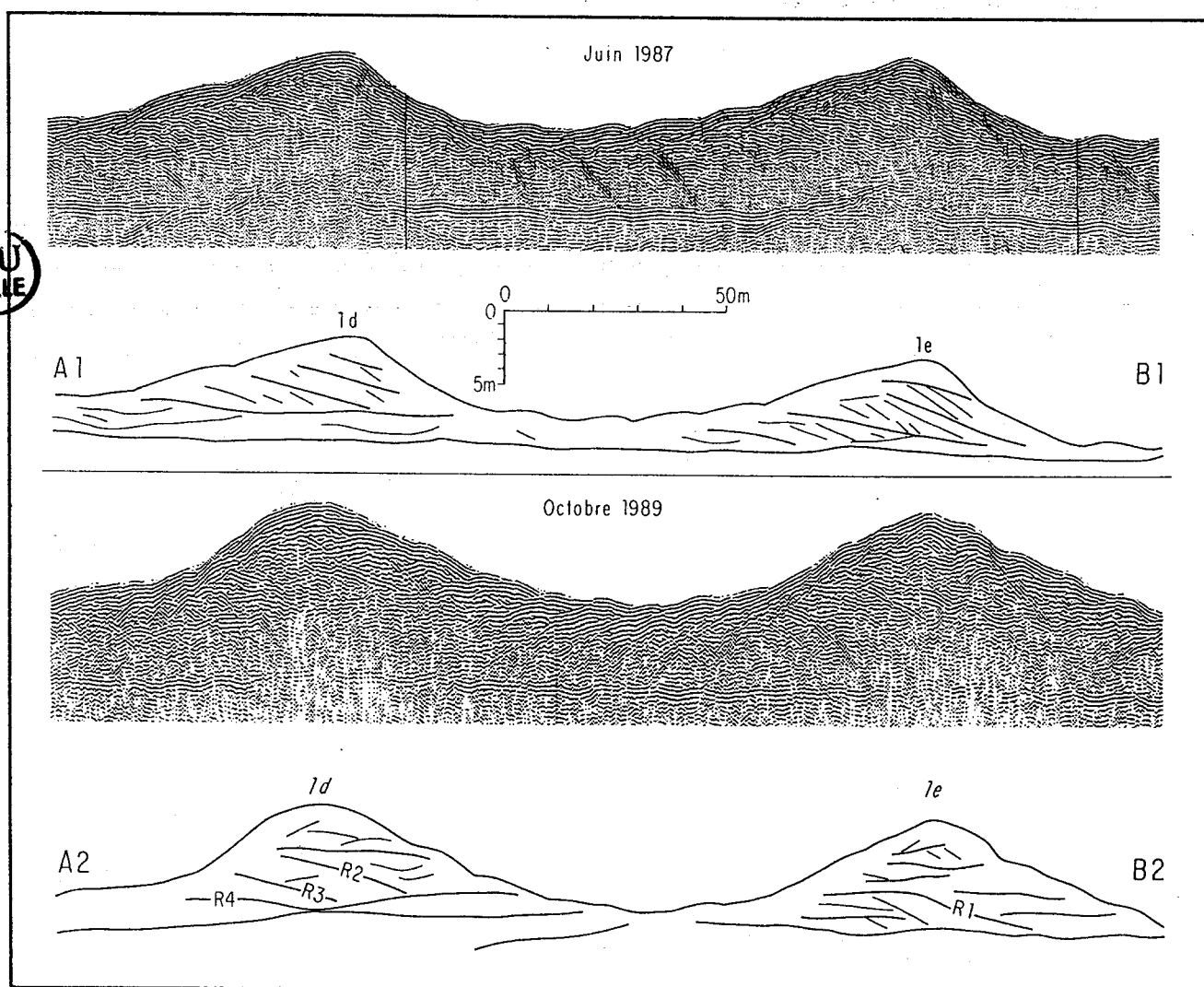
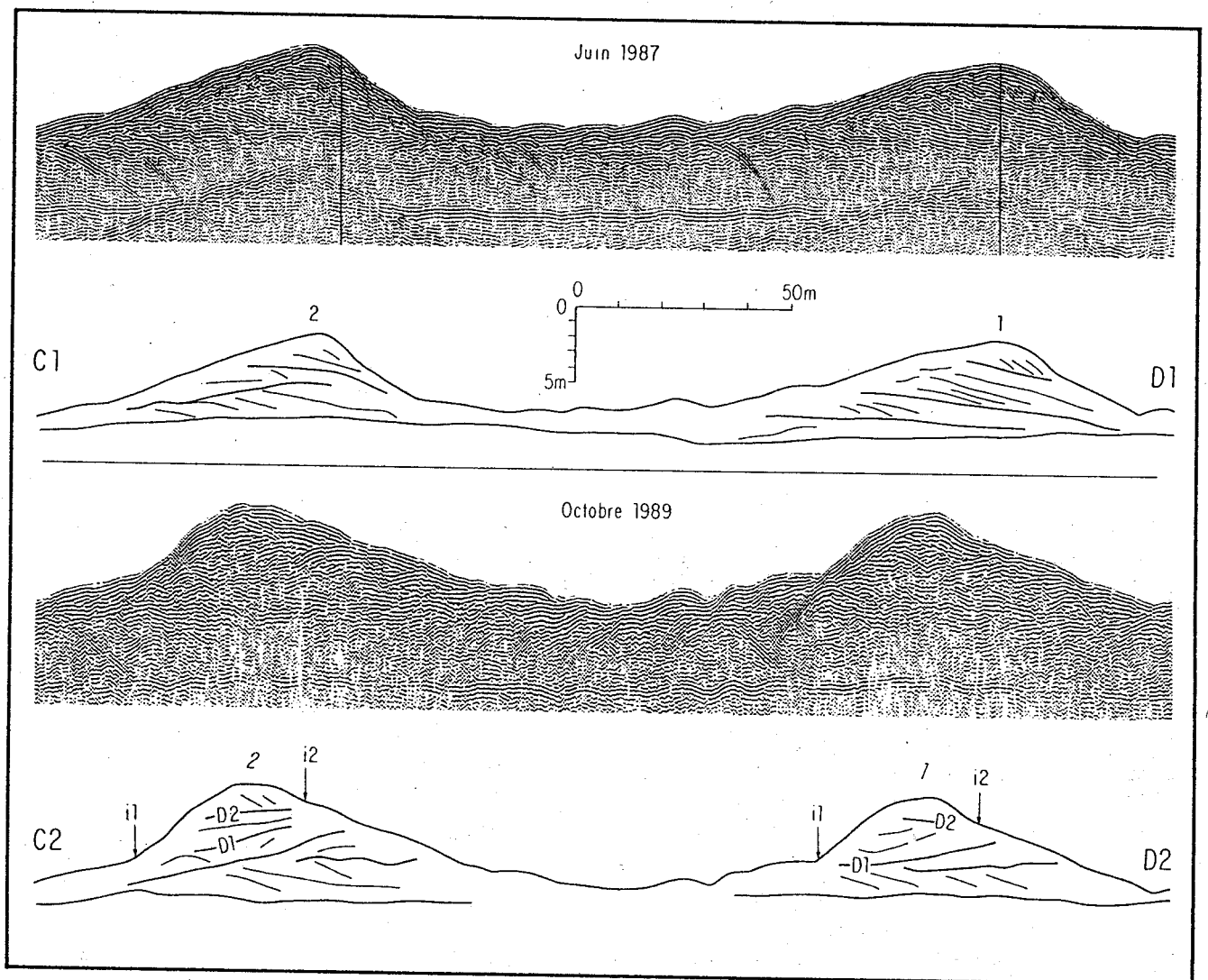


Figure 3C-24-a : Evolution de la structure interne des dunes 1d et 1e de la zone Est entre 1987 et 1989. Les réflecteurs r<sub>1</sub> à r<sub>5</sub> sont ceux qui peuvent être reconnus entre 1987 et 1989. La position des profils est indiquée figure 3C-23.



**Figure 3C-24-b :** Evolution de la structure interne des dunes 1b et 1 de la zone Est entre 1987 et 1989. Les points  $i_1$  et  $i_2$  sont les points d'inflexion marquant, dans la morphologie externe, les changements de polarité des dunes. Les discontinuités  $D_1$  et  $D_2$  correspondent à l'enregistrement dans la structure interne de ces mêmes changements (voir explication dans le texte). La position des profils est indiquée figure 3C-23.

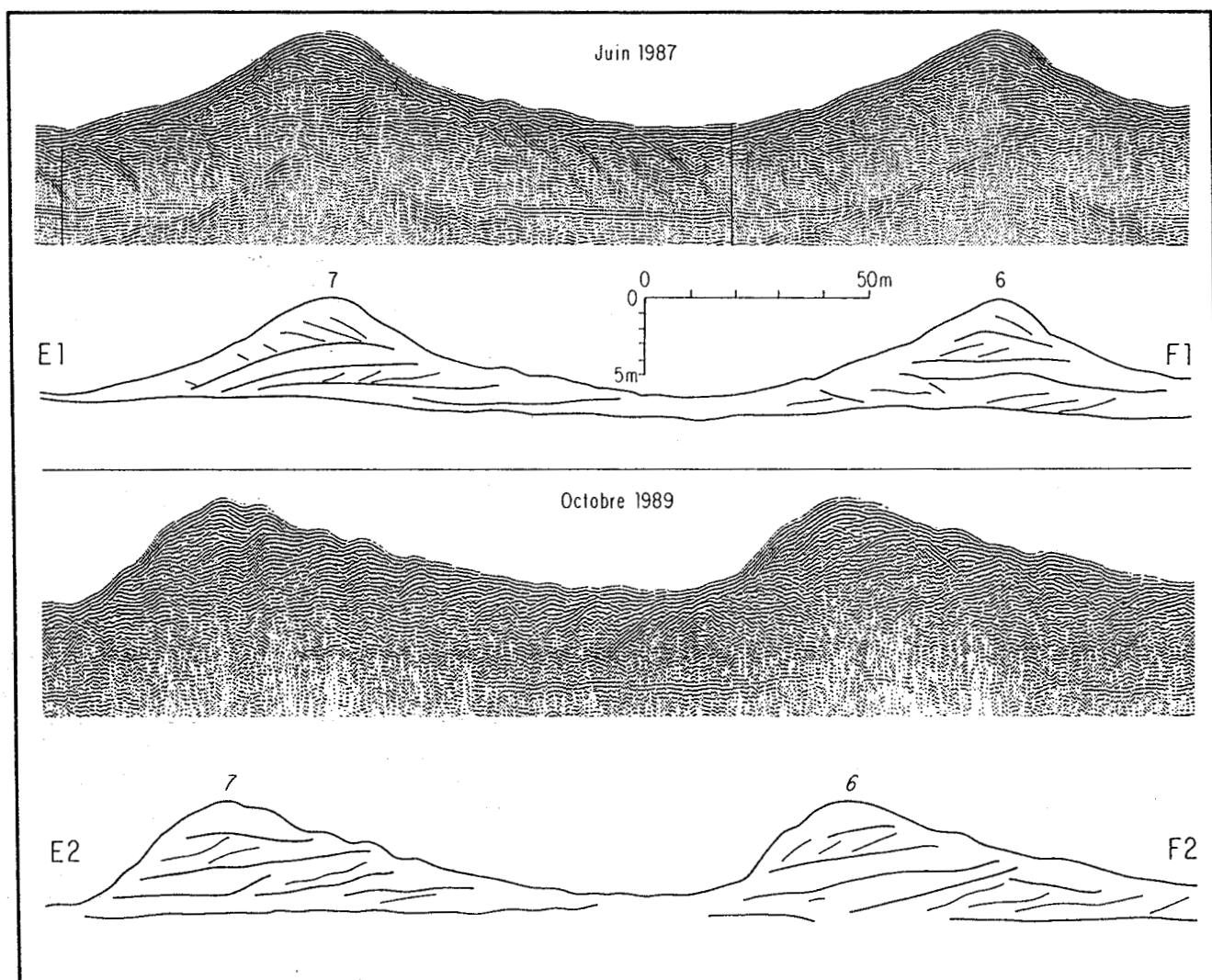


Figure 3C-24-c : Evolution de la structure interne des dunes 6b et 7 de la zone Est entre 1987 et 1989. La position des profils est indiquée figure 3C-23.

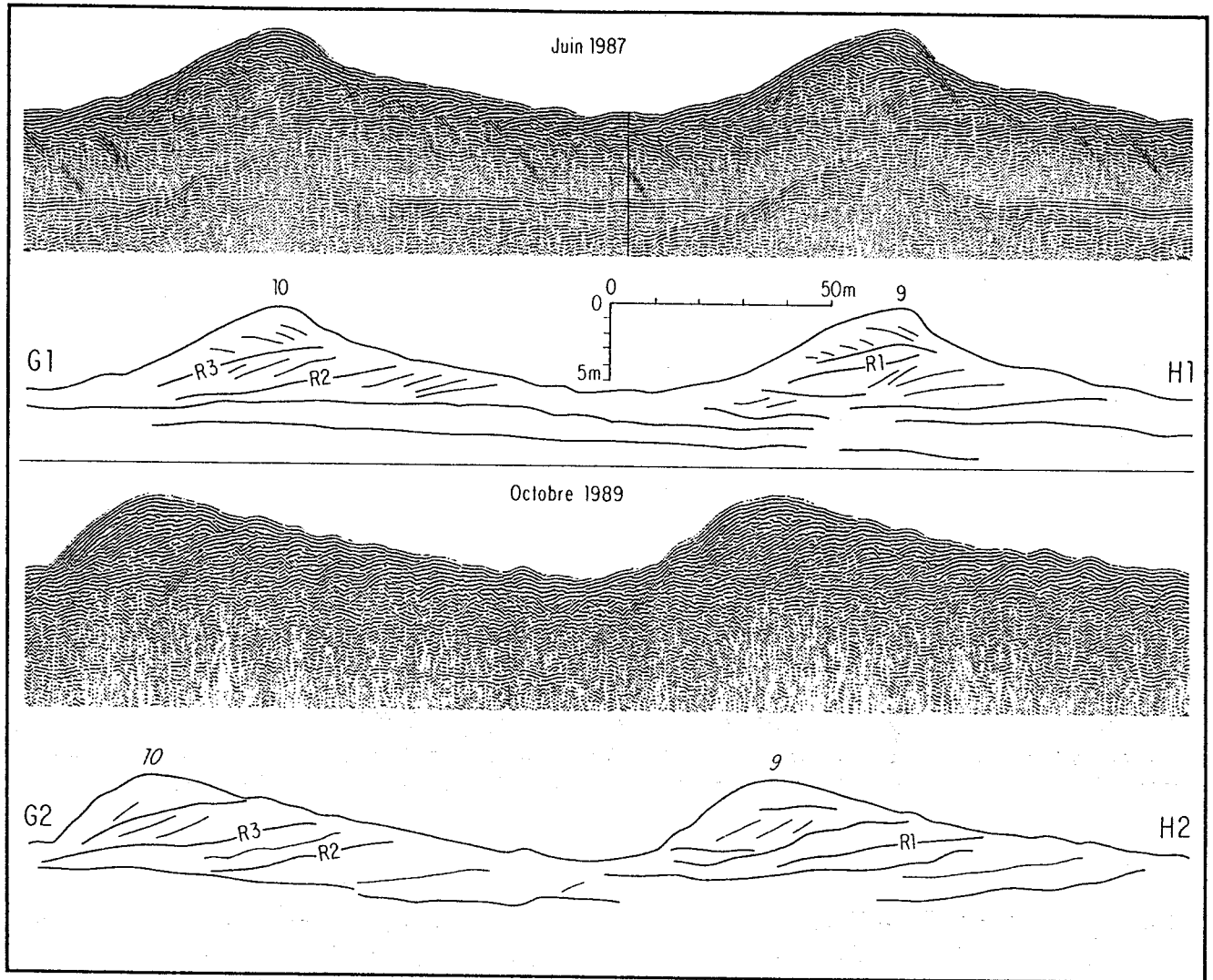


Figure 3C-24-d : Evolution de la structure interne des dunes 9 et 10 de la zone Est entre 1987 et 1989. Les réflecteurs *r1* à *r3* sont ceux qui peuvent être reconnus entre 1987 et 1989. La position des profils est indiquée figure 3C-23.

## 7 - DISCUSSION SUR LES MECANISMES D'EVOLUTION DES DUNES

### 7.1 - Origine de l'inversion de polarité des dunes

Alors que les dunes étudiées dans d'autres environnements présentaient essentiellement des phénomènes de progradation unidirectionnelle liée aux courants tidaux, interrompus ou renforcés par les effets de la houle ou du vent, le secteur de la Palmyre semble caractérisé par une relative stabilité des formes de dépôt -du moins à l'échelle de la dizaine d'années- si l'on en juge par nos résultats et les travaux antérieurs de Castaing et Froidefond (1978). Cette stabilité peut être attribuée à la nature symétrique et rectilinéaire de la marée dans l'embouchure. Cependant, il semble que cette stabilité soit perturbée par un signal de longue période inversant périodiquement le sens des transports résiduels, et dont les conséquences sont enregistrées de façon éphémère par les grandes dunes. Est-il possible de déterminer l'origine de ce phénomène ?

Pour répondre à cette question, on peut passer en revue les différents mécanismes possibles et procéder par élimination.

Le premier phénomène envisageable serait celui de l'effet d'une *cyclicité tidale semi-diurne*, les dunes s'inversant au gré du flot et du jusant. Nous avons démontré à Surtainville que les volumes sableux susceptibles d'être transportés par un cycle de marée sont sans commune mesure avec ceux nécessaires pour remanier complètement une grande dune. Ce phénomène peut tout au plus permettre l'inversion des petites dunes (mégarides) surimposées, comme le décrit par exemple Dewez (1988) en Manche Orientale. Une preuve supplémentaire est fournie par les levés de 1989, réalisés durant le flot en période de grande vive eau, et montrant des dunes systématiquement orientées en jusant.

Un autre phénomène de plus longue période est celui de l'*alternance des cycles de mortes eaux-vives eaux*. On observe en effet dans certaines régions, notamment à Surtainville (paragraphe 3.A), que ces cycles de 14 jours s'accompagnent d'une variation de l'importance relative du flot et du jusant, l'asymétrie ne se développant qu'au cours des vives eaux. Ce n'est pas le cas à l'embouchure de la Gironde, où les mesures réalisées sur un cycle morte eau-vive eau montrent que la marée conserve aspect symétrique tout au long du cycle (Castaing, 1981). De la même manière, nos mesures réalisées en bordure du chenal (§ 4) en grande vive eau indiquent une marée pratiquement symétrique.

Un autre processus envisageable serait *le renforcement épisodique du courant de marée par la houle*, comme nous l'avons proposé en Baie de Bourgneuf (§3.B). Là encore, les données fournies par Castaing permettent d'écarter cette hypothèse, compte-tenu du fort amortissement que subissent les houles à l'embouchure et de la profondeur relativement importante des dunes étudiées.

Un dernier phénomène envisageable est *la variabilité du débit fluvial de la Gironde*, faisant alterner des périodes de crue et d'étiage bien marquées. Si l'on considère les enregistrements du débit de la Gironde pour les périodes correspondant à nos deux campagnes, on constate que celle de Juin 1987

correspondait à la fin d'une période de crue, tandis que celle d'Octobre 1989 survenait après un étiage particulièrement prononcé (fig. 3C-25).

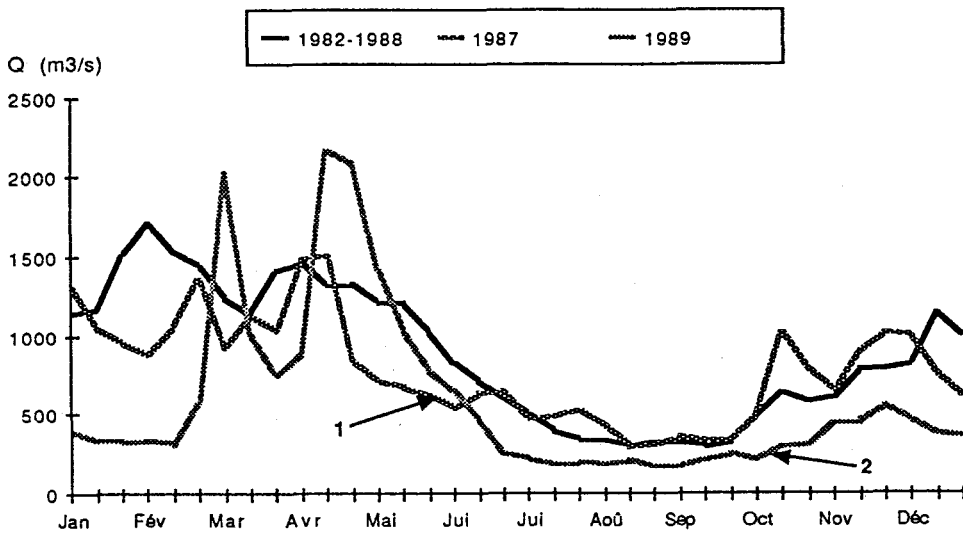
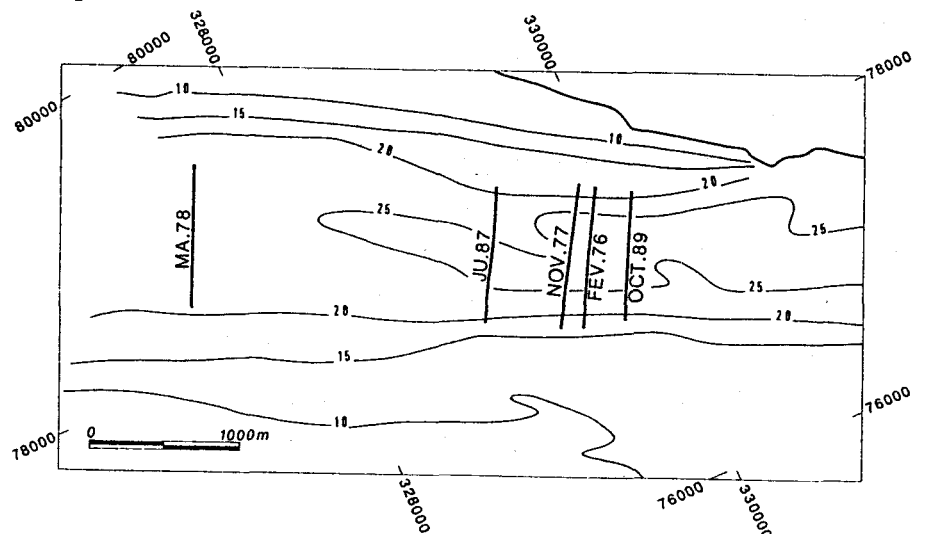


Figure 3C-25 : Débits moyens de la Gironde par période de 10 jours en 1987 et 1989. Le trait gras représente le débit moyen du fleuve pour la période 1982-1988. La flèche 1 correspond à la date de la première campagne, la flèche 2 à la seconde campagne. (Document établi à partir des mesures aimablement communiquées par le Port autonome de Bordeaux).

Ces observations rappellent celles de Castaing et Froidefond (1978), qui observent entre Novembre 1977 et Mai 1978, dans le même secteur, un déplacement de 2.5 km vers l'aval de la position des dunes symétriques, sans que la position des crêtes dunaires soit modifiée de manière significative. La tendance observée par ces deux auteurs est la même que celle notée ici, la zone des dunes symétriques se déplaçant vers l'aval en période de crue et vers l'amont en période d'étiage. Une compilation des différentes observations, intégrant également les résultats d'un levé de 1976 réalisé par Castaing et Froidefond avec le Port Autonome de Bordeaux, est présentée sur la figure 3C-26. On remarque que pour les 5 périodes d'observations, c'est en Octobre 1989 que les dunes symétriques sont situées le plus en amont. Cette observation est à rapprocher de l'existence durant l'été 89 d'un étiage particulièrement prononcé, lié à la forte sécheresse.

Figure 3C-26 : Déplacements de la position approximative de la zone des dunes symétriques dans la fosse de la Palmyre. Pour chaque situation, les dunes de flot et de jusant, non représentées, sont situées respectivement en amont et en aval des dunes symétriques. Les données de 1976, 1977 et 1978 sont issues des travaux de Castaing et Froidefond (1978), celles de 1987 et 1989 ont été acquises par l'Ifremer.





*Dans la zone Est, la polarité des dunes serait donc liée aux fluctuations du régime de l'embouchure, l'effet du flot étant renforcé en période de crue et celui du jusant en période d'étiage.*

La même tendance est observée à environ 10 km en amont par G. Allen (1972) qui mesure au PK 89<sup>3</sup> l'influence du débit fluvial sur le transport théorique par charriage. Si l'on calcule le transport par charriage attribué au jusant ( $Q_{cj}$ ) et au flot ( $Q_{cf}$ ), on constate en effet que le rapport  $Q_{cj} / Q_{cf}$  est supérieur à 1 (jusant dominant) lorsque le débit fluvial est inférieur à 1000 m<sup>3</sup> /s, alors qu'il est supérieur à 1 (flot dominant) en période de crue (fig. 3C-27). On note également une influence du coefficient de marée, l'effet du jusant étant renforcé en vive eau et celui du flot en morte eau. Ces résultats, bien que situés plus en amont, corroborent nos observations, puisque la campagne de Juin 87 correspondait à une période de fin de crue et de morte eau, alors que celle d'Octobre 89 fut réalisée en fin d'étiage et grande vive eau.

L'influence du débit fluvial semble donc bien être à l'origine des modifications survenues, mais il reste à expliquer les processus en cause, une augmentation du débit du fleuve ayant *a priori* tendance à renforcer le courant de jusant et non celui de flot.

L'explication que nous proposons est liée au développement des gradients de salinité durant les périodes de crue, aboutissant à une stratification des masses d'eau et à la formation de courants de densité associés. Comme le propose Castaing (1981), la Gironde fonctionnerait comme un estuaire "mixte", où les transports en période d'étiage seraient essentiellement contrôlés par la marée dynamique, alors que l'influence des courants de densité<sup>4</sup> liés à la stratification se manifesterait en période de crue, comme dans les estuaires à faible marnage de la côte est américaine. Dans le premier cas, les eaux du fleuve et marines seraient mélangées, la résiduelle eulérienne du courant et le charriage associé seraient orientés vers l'aval. Dans le cas d'un fort débit, la zone de la Palmyre présenterait une stratification, la résiduelle eulérienne du courant étant orientée vers l'aval en surface mais vers l'amont à proximité du fond. Le mouvement oscillant de la zone des dunes symétriques traduirait donc, de manière indirecte et probablement avec une atténuation et une hysteresis importante, les mouvements de l'intrusion saline dans l'embouchure.

---

<sup>3</sup> Les points kilométriques ou P. K. permettent de jalonner l'estuaire, et sont mesurés à partir d'une origine située au pont de pierre à Bordeaux.

<sup>4</sup> En dehors des courants de densité proprement dits, Pietrzak et al. (1990) ont mis en évidence, à l'embouchure du Rhin, des ondes internes résonantes, en phase avec des dunes d'amplitude métrique et de longueur d'onde de l'ordre de 40m, et qui pourraient avoir une influence sur l'hydrodynamique locale en augmentant la turbulence. Il est possible que ce phénomène, qui résulte directement de la stratification de l'eau, intervienne également en Gironde, mais aucun élément probant ne permet de l'affirmer.

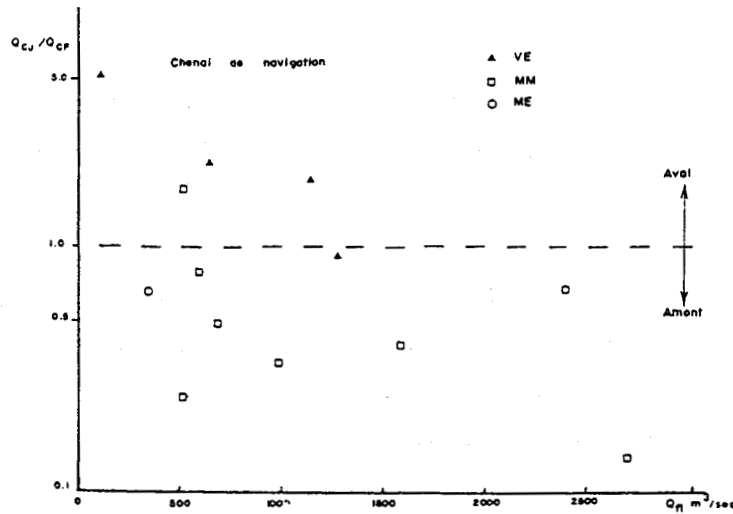


Figure 3C-27 : Relations entre le rapport des débits de charriage théoriques de jusant et de flot ( $Q_{cj} / Q_{cf}$ ) et le débit fluvial  $Q_{fl}$  au PK 89 (G. Allen, 1972). Les débits solides sont calculés à partir de mesures de courant près du fond. VE : vive eau ; MM : marée moyenne ; ME : morte eau. Le passage d'un transport résiduel de jusant à un transport résiduel de flot s'opère lorsque le débit du fleuve dépasse une valeur comprise entre 400 et 1200  $m^3/s$ , selon le coefficient de marée.

## 7.2 - Organisation des transits sédimentaires

En termes de transports résiduels, l'existence devant la Palmyre d'une zone de dunes symétriques, bordée en aval par des dunes de jusant et en amont par des dunes de flot, traduit l'existence d'une divergence des transits sableux. Si l'étendue de nos levés est trop restreinte pour proposer un modèle de la circulation sableuse dans cette partie de l'embouchure, on peut néanmoins supposer qu'une telle divergence ne peut s'expliquer, à une échelle plus régionale, que par l'existence de cellules ou "vortex" permettant un recyclage du sable. Bien que le modèle numérique de circulation résiduelle eulérienne disponible pour le secteur de la Palmyre (Unnikrishnan, 1985) ne fasse pas apparaître de tels vortex du fait de sa maille trop grande, cette disposition est suggérée par les levés de Castaing et Froidefond (1978) qui indiquent, sur la rive droite du chenal de la Palmyre, une zone de convergence caractérisée par des dunes de jusant en amont, des dunes de flot en aval, séparées par des dunes symétriques (fig. 9 de ces auteurs). Ce schéma suggère donc l'existence de deux cellules de circulation, l'une en aval orientée dans le sens des aiguilles d'une montre et l'autre, en amont, tournant en sens inverse. Cette interprétation implique que, sur les dunes symétriques, le transport sableux s'effectuerait *parallèlement* aux crêtes dunaires, comme l'avaient déjà suggéré plusieurs auteurs étudiant la circulation sableuse à la terminaison ou dans l'axe de certains bancs tidaux (Bokuniewicz *et al.*, 1977, Briggs, 1979 ; Caston, 1981 ; McCave et Langhorne, 1982 ; Torres, 1986 ; Dewez, 1988). McCave et Langhorne, en particulier, ont étudié l'extrémité d'un banc tidal de la Mer du Nord (le Haisborough Sand), et ont basé leur interprétation sur l'orientation des petites dunes (mégarides) surimposées. Ces auteurs montrent une direction de transport par les petites dunes

parallèle aux crêtes des grandes dunes symétriques qu'elles recouvrent (fig. 9A de ces auteurs). Si l'on étudie en détail l'orientation des mégarides surimposées aux dunes symétriques de la Palmyre, on observe que leurs crêtes adoptent, en plan horizontal, une forme sigmoïde, du fait d'une orientation préférentielle  $N20^\circ$  dans les creux interdunaires et  $N70^\circ$  à  $N80^\circ$  à proximité des crêtes, c'est à dire perpendiculaire à celle ci (fig. 3C-28). Sur des dunes symétriques du détroit de Bass (Australie), Malikides *et al.* (1989) ont proposé une explication à ce phénomène en appliquant le modèle de Huthnance (1982) de formation des bancs tidaux au cas des dunes. Selon ce modèle, le transport sédimentaire diffère entre la crête et le creux de la dune, la composante du courant normale à la crête étant accélérée, alors qu'elle est freinée dans le creux. Il en résulte une circulation secondaire, parallèle à la dune. Bien que les dunes symétriques de la Palmyre soient d'un type particulier, puisqu'il s'agit de formes de jusant remaniées par le flot en 1987 (et des formes de flot remaniées en jusant en 1989), la disposition des mégarides suggère que les mêmes mécanismes interviennent et contribuent donc au "recyclage" du sable. Par contre, une différence majeure entre le cas de la Palmyre et les exemples cités plus haut réside dans le fait que les bancs tidaux du domaine de plateforme sont généralement caractérisés par une grande stabilité ou un lent déplacement unidirectionnel, alors que, dans la Gironde, la surimposition d'un signal fluvial de période annuelle induit un mouvement oscillant de période probablement équivalente, et d'amplitude kilométrique, le déplacement résultant à l'échelle décennale étant cependant pratiquement nul<sup>5</sup>.

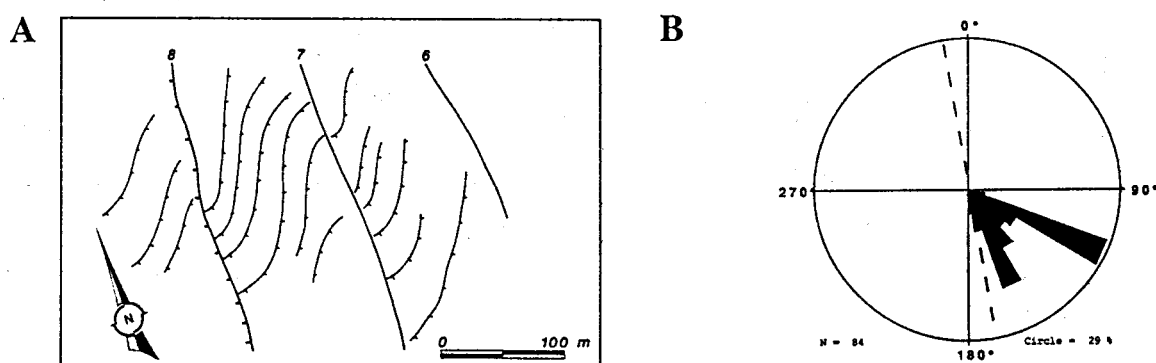


Figure 3C-28 : A : Représentation simplifiée de la disposition des petites dunes surimposées dans le secteur des grandes dunes symétriques. Document établi à partir de la mosaïque sonar de 1987. Les grandes dunes 6 et 7 sont symétriques, la grande dune 8 est une forme de jusant remaniée par un "chapeau de flot". B : Diagramme de dispersion des directions de progradation des petites dunes surimposées aux grandes dunes 6 et 7. Partie Nord de la mosaïque de 1987. La direction principale  $N115^\circ$  correspond pratiquement à celle du grand axe de l'ellipse de marée, la direction secondaire  $N155^\circ$  traduit un transport à peu près parallèle aux crêtes des grandes dunes (le trait en pointillé représente cette direction  $N350^\circ$ ). (84 mesures, le rayon du cercle représente 29% des observations).

<sup>5</sup> D'après Castaing (1981), les travaux d'aménagement de l'estuaire en 1850 ont produit une augmentation de la puissance hydraulique du jusant, qui s'opposerait, depuis cette période, à la pénétration des sables marins, estimée auparavant à environ 10 millions de tonnes par an. Nous ne disposons pas de levés suffisamment précis antérieurs à cette date pour en apprécier l'impact sur l'évolution des dunes de la Palmyre.

### 7.3- Originalité des structures internes

Le régime hydrodynamique très particulier de l'embouchure est donc à l'origine d'un type particulier de dunes symétriques, dont la structure interne qui diffère sensiblement des autres cas que nous avons étudiés. Dans le cas de dunes symétriques stables, comme sur certains bancs tidaux, on peut prédire l'existence de lits obliques de petite taille, d'orientation très variable mais préférentiellement parallèle aux crêtes des grandes dunes, et donc aux directions régionales de transport résultant. Ici, un cycle crue-étiage va se traduire par la transformation d'une dune de flot en une dune de jusant, par l'intermédiaire d'une forme symétrique. Cette évolution de la morphologie externe se traduira par la séquence suivante (du bas vers le haut) :

- lits obliques et discontinuités de grande dune à direction de flot,
- lits obliques (et discontinuités) de petite dune et de ride à direction de flot,
- lits obliques (et discontinuités) de petite dune (et de ride) à polarité oblique ou perpendiculaire ou oblique au transport,
- lits obliques et discontinuités de grande dune à direction de jusant,
- lits obliques (et discontinuités) de petite dune (et de ride) de jusant.

Cependant, les lits frontaux de grande taille ont peu de chance d'être préservés : lorsque la partie supérieure de la dune sera remaniée par l'inversion du sens de transport résiduel, seule la base des grands lits frontaux sera épargnée par l'érosion. La distinction principale par rapport à la classe 6 du modèle d'Allen (1980a) sera l'orientation des litages de petite dune, parallèle au sens de transport pour cet auteur, oblique ou perpendiculaire selon nos observations. Tout dépendra finalement de la vitesse de sédimentation dans le milieu. Dans le cas de la Palmyre où les dunes sont à peu près en équilibre, la composante d'aggradation verticale est faible et les coupes sismiques montrent tout au plus trois phases correspondant probablement à une alternance crue-étiage-crue, les stades les plus récents étant régulièrement remaniés.

## CONCLUSIONS

La mise en évidence de la structure interne des dunes de la Palmyre nous a permis de reconstituer leur histoire récente, en révélant l'enregistrement des inversions des sens de transport résiduels liés aux fluctuations du régime fluvial. *La morphologie externe ne permet pas ici de prévoir la structure interne des dunes*, et l'on observe par exemple des dunes d'aspect externe de flot et de structure interne de jusant. La comparaison de nos levés et de travaux plus anciens avec les mesures de transports résiduels calculés pour des débits du fleuve différents montre en effet qu'en période de crue, la stratification des eaux aboutit à un renforcement du courant de flot près du fond et donc à l'inversion de polarité des dunes de jusant. Paradoxalement, les apports en sable du fleuve à l'océan sont augmentés en période d'étiage, contrairement aux apports en suspension.

A un instant donné, l'évolution spatiale de la structure interne des dunes que l'on note selon l'axe du chenal, depuis des dunes de flot jusqu'à des dunes de jusant, nous renseigne aussi sur leur évolution temporelle. Ainsi, lorsque l'effet du flot ou du jusant se renforce progressivement dans l'embouchure, chaque dune adopte une structure similaire à celle de sa voisine située respectivement en amont ou en aval.

La sismique révèle enfin que les dunes symétriques de 1987 sont en fait des formes de jusant remaniées par le flot, tandis que les dunes symétriques de 1989 sont des formes de flot remaniées par le jusant. Ce mécanisme de formation est-il transposable à d'autres environnements ou bien existe-t-il de véritables formes symétriques produites uniquement par aggradation verticale ?

Dans notre cas, le modèle conceptuel d'Allen (1980a) n'est vérifié ni d'un point de vue descriptif, ni du point de vue des mécanismes de formation. En effet, cet auteur propose une dynamique de mise en place des dunes symétriques (appelées classes 5 et 6) où les petites dunes formées successivement par le flot et le jusant se chevaucheraient, formant par aggradation verticale une forme composite à stratifications en chevrons. Le modèle d'Allen, qui s'inspire des observations en milieu intertidal de Reineck et Singh (1963) dans l'estuaire de la Jade en Allemagne, suppose pour les petites dunes des sens de migration de flot et de jusant opposés, selon un axe perpendiculaire à la crête de la grande dune. Il apparaît au contraire qu'une part importante du transport s'effectue parallèlement aux crêtes dunaires, les litages associés s'orientant selon une direction perpendiculaire à celle du courant général dans la zone.

Alors que les rides et les mégarides réagissent de façon quasi-instantanée aux variations des conditions hydrodynamiques, il est démontré que les inversions de polarité des grandes dunes que nous avons observées ne correspondent pas à une cyclicité tidale semi-diurne, mais à des processus de plus longue période. Il s'agit ici des inversions épisodiques du transport résiduel liées aux alternances crue-étiage. En effet, le *temps de réponse* des grandes dunes aux variations du régime hydrodynamique est largement plus long que la durée d'un cycle semi-diurne. Seule la prise en compte des phénomènes de plus longue période, même s'ils sont d'amplitude relativement faible, pourrait permettre de "modéliser" correctement ces grands corps sédimentaires.

50376

1991

246-1

S. BERNE'

50376

1991

246-1

[ Chapitre 4 et  
Conclusion generale bis

Texte définitif

15 oct. 1991



MAGASIN

50376

1991

246-1

bis

BUSTL

SCD LILLE 1



D 030 321644 6

50376  
1991  
246-1

65 507

50376  
1991  
246-1



## CHAPITRE 4 : ESSAI DE SYNTHÈSE ET COMPARAISON AVEC LES SÉRIES ANCIENNES

Dans son discours d'introduction du deuxième congrès international sur les dépôts tidaux à Calgary en 1989, G. Middleton critiquait à juste titre la tendance actuelle à proposer systématiquement des "modèles". Cette critique, qui s'adressait notamment à R. Walker (1984) pour ses "*facies models*" et à J.R.L. Allen (1980a) pour son "modèle de vague sableuse", l'amenait à proposer le terme de *scénario*, finalement plus modeste face à la complexité des phénomènes naturels.

Il apparaît à la suite de notre étude que les processus contrôlant l'architecture des dunes tidales sont effectivement nombreux, et que leur importance relative diffère sensiblement dans chacun des trois cas analysés. A partir des trois "scénarios" que constituent ces trois zones, et en s'appuyant sur les résultats provenant d'autres secteurs, il est cependant possible de dégager certaines règles générales. Ceci va nous conduire à proposer des critères de reconnaissance des corps sableux tidaux des séries anciennes, et à discuter la valeur de certains critères employés antérieurement.

## A - PRINCIPALES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES DUNES TIDALES

Afin d'obtenir une vision représentative de la morphologie des dunes tidales, pour des environnements sédimentaires aussi variés que possible, nous ne nous sommes pas cantonnés aux trois cas étudiés en détail dans cet ouvrage. Nous avons intégré d'autres données acquises sur la plateforme continentale dans le cadre du projet de l'Ifremer sur les corps sableux (1985-1989). Il s'agit en particulier de données provenant du bassin d'Arcachon, du banc du Kafarnao au large de l'île de Sein, du banc de Serk au large des îles anglo-normandes et du détroit du Pas de Calais (Fig. 4A-1). Sont exclues de cette compilation les nombreuses observations provenant des dunes de la plateforme externe de la Manche occidentale et de la marge armoricaine (Lafont, 1989). En effet ces formes, abondantes par des fonds de l'ordre de 80m pour les premières, de 120 à 180m pour les secondes, sont pratiquement fossiles et résultent probablement des régimes hydrodynamiques contemporains de la transgression flandrienne. De la même manière, les grands bancs "moribonds" de la Mer Celtique sont attribués aux régimes de marée du début de l'holocène (Belderson et al, 1986). Ces corps ne peuvent donc pas être comparés à des formes actives en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles du milieu.

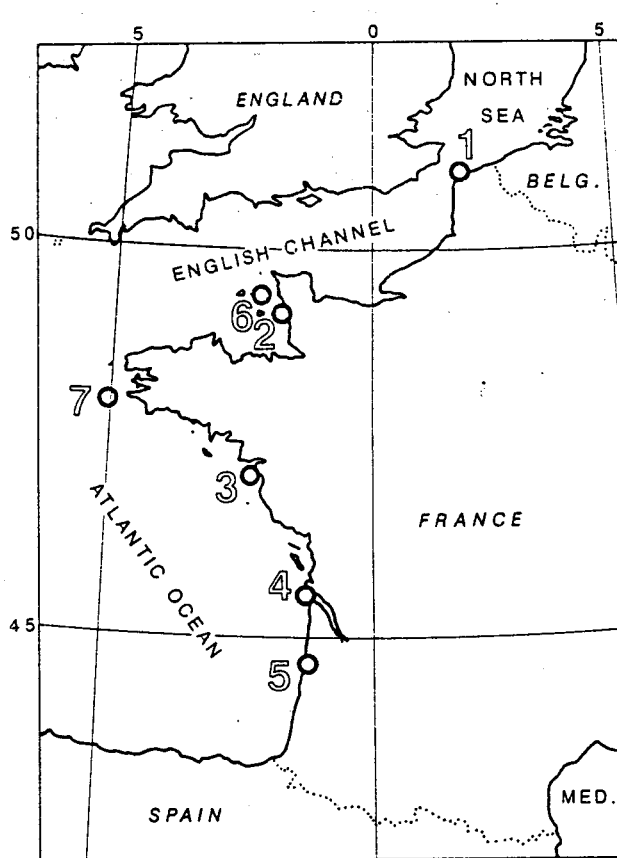


Figure 4A-1 : Localisation géographique des points de mesure des paramètres morphologiques des dunes tidales : 1 : Détroit du Pas de Calais, 2 : Surtainville, 3 : Baie de Bourgneuf, 4 : embouchure de la Gironde, 5 : Bassin d'Arcachon, 6 : Banc de Serk, 7 : "Banc" du Kafarnao.



## 1 - L'AMPLITUDE DES DUNES

Quelle est la taille maximum atteinte par une dune tidale ? Cette question, rarement évoquée dans les ouvrages traitant de ces corps sédimentaires, est pourtant essentielle pour l'identification des dunes tidales dans les environnements anciens. Les lits frontaux géants décrits dans la littérature (Nio, 1976 ; Allen *et al.*, 1985 ; Jerzykiewicz et Wojewoda, 1986 ; Jones, 1990) sont-ils réellement le produit de la migration de dunes, ou sont-ils attribuables à d'autres corps sédimentaires tels des "Gilbert-deltas" par exemple ? D'un point de vue physique, la taille maximum des dunes est uniquement dépendante de la granularité du sédiment, de l'intensité du courant de marée et de la profondeur d'eau. Malheureusement, les différents diagrammes de stabilité (cf paragraphe 1.B) concernent des profondeurs inférieures à 20m, et une extrapolation paraît hasardeuse. Nous avons vu également au paragraphe 1.C que certaines valeurs "records" reportées dans la littérature (Jordan, 1962 ; Wingfield, 1987) semblaient correspondre à des formes composites et non à des dunes proprement dites. *Seule la mise en évidence de la structure interne* permet de distinguer sans équivoque les dunes élémentaires des formes composites. Ainsi, au large de l'île de Sein, sur le banc du "Kafarnao" étudié par Hinschberger (1970), nos levés montrent que la dune la plus importante, haute de 22m, est une forme composite (dune symétrique ou embryon de banc sableux). Par contre, on trouve immédiatement au Nord de cette structure des dunes tidales asymétriques progradant vers le Sud, dont l'amplitude atteint 19m (fig. 4A-2). Cette valeur, la plus forte relevée, est du même ordre de grandeur que celles reportées par Twichell (1983, 20m) et par Harvey (1966, 24m), bien qu'aucune preuve sismique n'existe pour ces deux derniers cas.

En conclusion, une amplitude de l'ordre de 25m paraît constituer une valeur extrême pour les dunes tidales. Il est permis de s'interroger sur les dunes tidales fossiles de 40m signalées dans la littérature (Jones, 1990, par exemple), surtout si l'on considère qu'il s'agit là de l'amplitude *préservée* par la fossilisation, la taille *réelle* initiale du corps étant à priori plus importante.

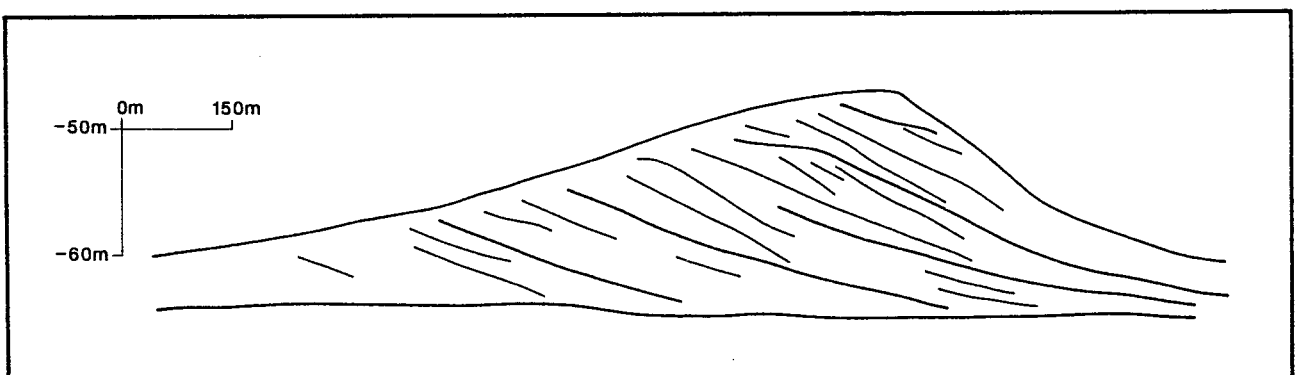


Figure 4A-2 : Interprétation de la structure interne d'une dune géante du Kafarnao (SW de l'île de Sein, localisation Figure 4A-1).

Si l'on examine la distribution statistique des valeurs de l'amplitude des dunes, on constate que celle-ci ne dépasse généralement pas 10 m, la moyenne étant de 4.7m (fig. 4A-3). Cette valeur est proche des 4.25m retenus par Allen (1980a) à partir d'une compilation bibliographique. Elle peut être considérée comme représentative des dunes que l'on rencontre dans les estuaires, les chenaux subtidaux et le plateau continental interne.

Une autre question, intéressante pour les reconstitutions paléo-bathymétriques, concerne la relation existant entre l'amplitude des dunes et la profondeur d'eau. Si l'on compare l'ensemble de nos mesures, acquises dans des zones où la profondeur est comprise entre 10m à Arcachon et 75m sur le Kafarnao, on constate qu'il existe une bonne corrélation entre les deux paramètres, l'amplitude augmentant avec la profondeur (fig. 4A-4). Parmi les différentes relations proposées, c'est celle établie par Allen (1984) qui coïncide le mieux avec nos données :

$$H = 0.086 h^{1.19}$$

H étant l'amplitude et h la profondeur, exprimées en mètres.

Pour un même site, nous avons même observé qu'une remontée locale du fond s'accompagne d'une diminution de l'amplitude des dunes, comme par exemple en baie de Bourgneuf et dans la fosse de la Palmyre. Les géologues disposent donc ainsi d'une méthode indirecte d'estimation de la profondeur. Il faut toutefois souligner que lorsque l'alimentation en sédiment décroît, par exemple à la périphérie d'un banc tidal, l'amplitude des dunes diminue progressivement bien que la profondeur demeure constante (fig. 4A-5). Il faut également souligner que dans le cas des dunes formées en milieu plus profond, au pied des marges continentales par exemple, ce n'est plus la hauteur d'eau qui est en cause mais l'épaisseur de l'écoulement aqueux à l'origine de la formation des dunes.

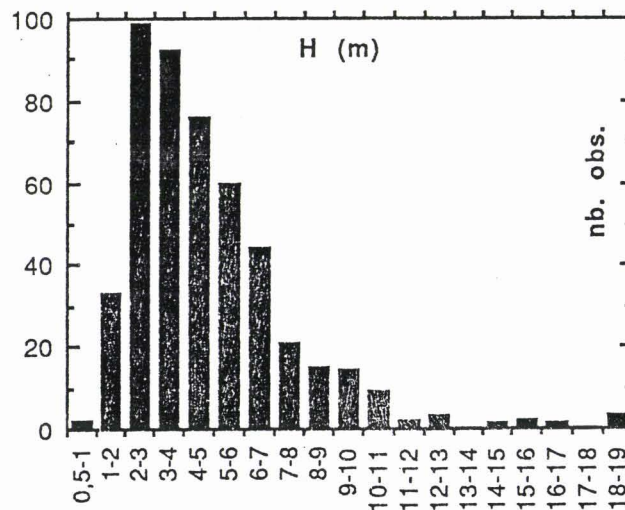
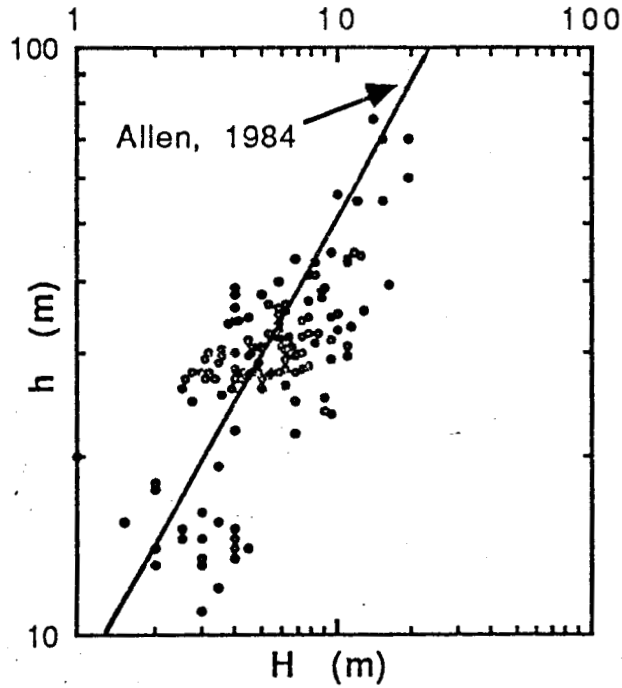
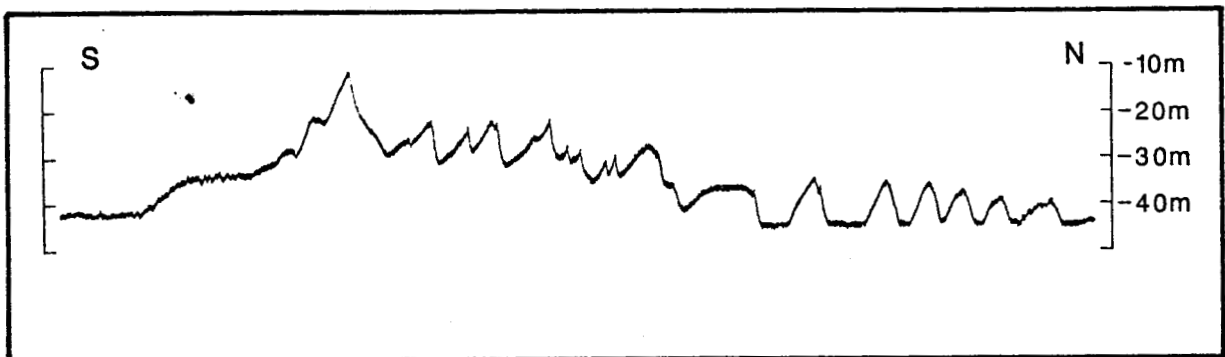


Figure 4A-3 : Distribution de l'amplitude des dunes des 7 zones de la figure 4A-1. Diagramme établi à partir de 477 mesures.



**Figure 4A-4 :** Relation entre l'amplitude  $H$  des dunes et la profondeur d'eau  $h$ . Echelles logarithmiques. Les profondeurs sont calculées pour une marée moyenne. Lorsqu'une même dune a fait l'objet de plusieurs mesures de  $h$  et  $H$  et si  $h$  est constante (fond plat), seule la plus forte valeur de  $H$  est retenue. La droite correspond à la formule d'Allen (1984) :  $H = 0.086 h^{1.19}$



**Figure 4A-5 :** Diminution progressive de l'amplitude des dunes à l'extrémité septentrionale du banc de Serk (Manche Centrale), par diminution de la quantité de sédiment disponible.

Toutes choses égales par ailleurs, il semble enfin que la granularité des dunes joue aussi un rôle dans le contrôle de leur amplitude. Les dunes les plus hautes, observées sur le Kafarnao et au Nord du banc de Serk, sont ainsi caractérisées par un sable de diamètre moyen supérieur à 0.7mm, alors qu'il est de l'ordre de 0.4mm dans la plupart des autres cas étudiés. Dans la fosse de la Palmyre, nous avons également noté que les dunes les plus hautes, situées dans l'axe du chenal, étaient constituées de sédiment plus grossier que celles de la périphérie.

Si l'on reporte nos mesures dans le diagramme amplitude/longueur d'onde réalisé par Flemming (1988), on constate une dispersion importante des points (fig. 4A-6). En représentation log/log, la pente du nuage de points est similaire à celle de la droite calculée par Flemming :

$$H = 0.0677 L^{0.8098}$$

mais la plupart de nos points sont situés au-dessus de cette droite. Une explication à cette différence tient peut-être aux caractéristiques de dunes que nous avons étudiées. Beaucoup d'entre elles sont en effet des formes isolées, et la valeur retenue comme longueur d'onde n'est pas mesurée de crête à crête mais du pied du flanc doux au pied du flanc raide, ce qui a tendance à minorer le résultat. Nous avons vu également que les formes symétriques de la Palmyre, pour une longueur d'onde donnée, présentaient une amplitude plus grande que les dunes progressives, conformément au modèle numérique de Taylor et Dyer (1977) (paragraphe 1.D.2).

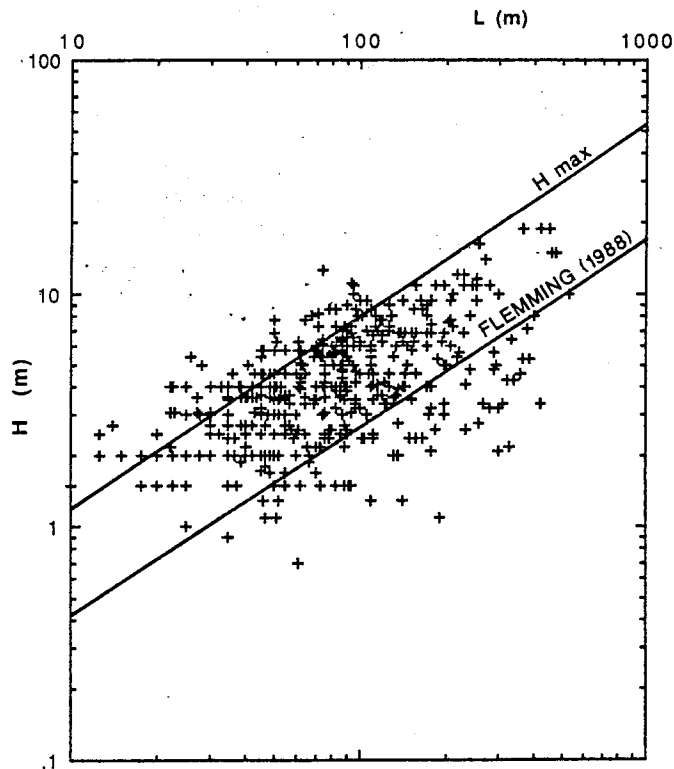


Figure 4A-6 : Amplitude des dunes en fonction de leur longueur d'onde (coordonnées logarithmiques). La droite du bas représente la formule établie par Flemming (1988b) :  $H = 0.0677 L^{0.8098}$ . La droite du haut représente la valeur maximum de l'amplitude en fonction de la longueur d'onde, également donnée par cet auteur :  $H_{\max} = 0.16 L^{0.84}$

## 2 - LA PENTE DU FLANC RAIDE DES DUNES

La pente  $\beta$  du flanc raide contrôle les mécanismes de progradation des dunes, et donc indirectement leur structure interne. L'histogramme de la figure 4A-7 fait apparaître une distribution unimodale de la valeur de  $\beta$ .

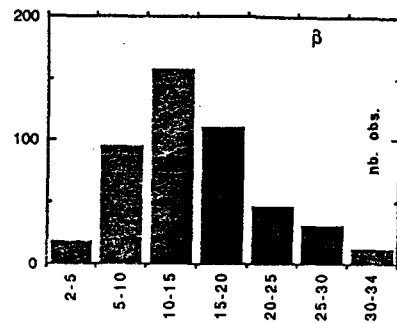


Figure 4A-7 : Pente du flanc raide des dunes des 7 zones de la figure 4A-1. Diagramme établi à partir de 477 mesures.

Les plus faibles valeurs, entre 2 et 10°, correspondent aux dunes symétriques, abondantes en Gironde et dans le bassin d'Arcachon. Pour une même dune, il n'est pas rare de voir la valeur de  $\beta$  évoluer latéralement, depuis des pentes fortes caractéristiques des phénomènes d'avalanche jusqu'à des pentes très faibles. Un cas extrême correspond à certaines dunes, généralement situées sur les bancs tidaux, dont la polarité s'inverse d'une extrémité à l'autre, la transition s'effectuant par l'intermédiaire d'une dune symétrique, comme sur le banc de Serk.

Parmi les 472 mesures disponibles, on constate que 19% sont supérieures à 20°, la valeur extrême de 34° provenant de la baie de Bourgneuf. Ce résultat s'oppose à la plupart des observations de la littérature, qui mentionnent des pentes de l'ordre de 10°, excluant tout phénomène d'avalanche important (Allen, 1982a ; McCave, 1985). Il doit être également comparée avec la compilation de 25 études réalisée par Belderson *et al.* (1982), qui indique que les "large sand waves", c'est à dire les dunes tidales d'amplitude supérieure à 2m, ont un flanc raide pratiquement toujours inférieur à 20°. Comme l'observe Walker (1984), ce résultat serait contradictoire avec la plupart des descriptions de dunes tidales fossiles, où la présence de lits frontaux inclinés d'une trentaine de degrés et d'amplitude plurimétrique est fréquente.

La différence constatée paraît s'expliquer à la fois par des raisons techniques et de milieu de dépôt :

(1) Les travaux cités ont été réalisés avec des sondeurs bathymétriques analogiques. Les enregistreurs graphiques associés exagèrent très fortement les reliefs, ce qui rend impossible toute mesure précise des pentes. De plus, ces sondeurs ont généralement un lobe d'émission très large et une cadence de tir faible, contribuant à un "arrondissement" des formes. Les sondeurs Furuno et Simrad utilisés dans notre étude permettent au contraire une cadence de tir élevée (1 coup par seconde), ils ont des lobes d'émission très étroits (quelques degrés) et une fréquence de 200 ou 400 kHz permettant une haute résolution. Leurs interfaces numériques permettent un rejeu des profils avec une exagération raisonnable. Dans certains cas, nous avons contrôlé nos mesures avec les enregistrements du sondeur de sédiment, dont la cadence d'émission est encore plus élevée (8 tirs/s), voire même par plongée avec un inclinomètre.

(2) Il est probable que les contextes sédimentaires différents expliquent également la divergence dans les résultats obtenus. Les zones que nous avons étudiées sont pratiquement toutes soumises à un régime de déficit sédimentaire. Des dépôts grossiers pré-holocènes affleurent du reste dans les zones de Sangatte, Serk, Surtainville, Kafarnao, Bourgneuf, Arcachon. Seule la fosse de la Palmyre présente une couverture sableuse continue, et c'est précisément le site où les pentes mesurées sont les plus faibles. Au contraire, les études des chercheurs anglo-saxons concernent essentiellement les grands champs de dunes de la Mer du Nord, où les dépôts holocènes sont continus. Les seules mentions dans la littérature de flancs raides inclinés à plus de 30° proviennent de deux zones à couverture sableuse discontinue, situées en Mer du Nord à proximité du banc de Sandettie (Smith, 1988) et sur la plateforme orientale sud-africaine (Flemming, 1980). Il semble donc que l'existence d'un substrat grossier favorise le développement de grands flancs d'avalanche. Nous attribuons ce phénomène à l'effet de rugosité différentielle entre sable et cailloutis ou graviers, qui augmenterait la turbulence au pied des dunes. Comme dans la formation des rubans sableux étudiée en bassin par McLean (1981), le sable serait chassé du pied de la dune, le flanc raide ne pouvant alors pas adopter la forme sigmoïde typique des dunes situées dans des zones mieux alimentées.

En raison de ces pentes très fortes, les dunes isolées, souvent en croissant, que l'on rencontre dans les secteurs de haute énergie et à substrat grossier affleurant, constitueraient des obstacles s'opposant au transit sableux dans le sens du courant subordonné. Les débits solides résiduels calculés à partir des formules de charriage devraient donc être majorés lorsqu'on se trouve en présence de tels corps sédimentaires.

Si la possibilité de rencontrer de véritables faces d'avalanche au front des dunes sous-aquatiques est donc vérifiée, la question de leur amplitude maximum se pose maintenant. La valeur la plus forte que nous avons relevée provient de la Baie de Bourgneuf, où une dune de 9.4m d'amplitude présente un flanc raide incliné à 25°. Par contre, les dunes de 15 à 19m de Serk ou du Kafarnao ont des pentes plus faibles, comprises entre 10 et 18°. Signalons cependant qu'une dune à face d'avalanche haute de 17m est décrite sur la plateforme sud-africaine par Flemming (1980), mais il ne s'agit pas en l'occurrence d'une forme tidale.

La pente du flanc doux des dunes est généralement inférieure à 5°, sauf lorsque la dune tend à la symétrie (valeurs jusqu'à 15°, cf Stride, 1982). Cette tendance est bien vérifiée en Gironde et en Baie de Bourgneuf.

### 3 - SINUOSITE DES CRETES

La réalisation de mosaïques d'images sonar pour les sites de Surtainville, Serk, Bourgneuf, la Palmyre et Arcachon nous a permis de mesurer l'extension et la sinuosité des crêtes dunaires, tâche pratiquement impossible avec les seules données bathymétriques. Les formes véritablement rectilignes sont très rares. On trouve à Surtainville, dans le Nord de la zone étudiée, 3 dunes dont la crête est pratiquement rectiligne sur près d'un kilomètre. Le plus souvent, les crêtes adoptent un aspect sinueux et anastomosé, comme sur le banc de Serk, en Gironde et dans le bassin d'Arcachon. Lorsqu'une dune prograde sur un fond incliné, elle présente souvent un aspect sigmoïde (fig. 4A-8c), traduisant la différence de vitesse de migration entre les parties plus ou moins profondes de la dune. Une telle disposition se rencontre par exemple sur le banc de Serk ou dans la passe Sud de la Gironde (Berné et al, 1986). Les formes en croissant, similaires aux barkhanes du domaine éolien, se rencontrent dans les milieux de haute énergie et en déficit sédimentaire. Nous les avons trouvées dans des zones où le courant près du fond dépasse 0.8 m/s et où la couverture sableuse est très faible, au Sud de Surtainville et à Sangatte. Le passage de rubans sableux à des dunes en croissant, puis à des dunes bi-dimensionnelles et enfin à un banc sableux est observé couramment dans les zones étudiées. Cet enchaînement, attribué par Belderson *et al.* (1982) à une décroissance du courant, est particulièrement net à la périphérie des bancs de Serk et de Surtainville.

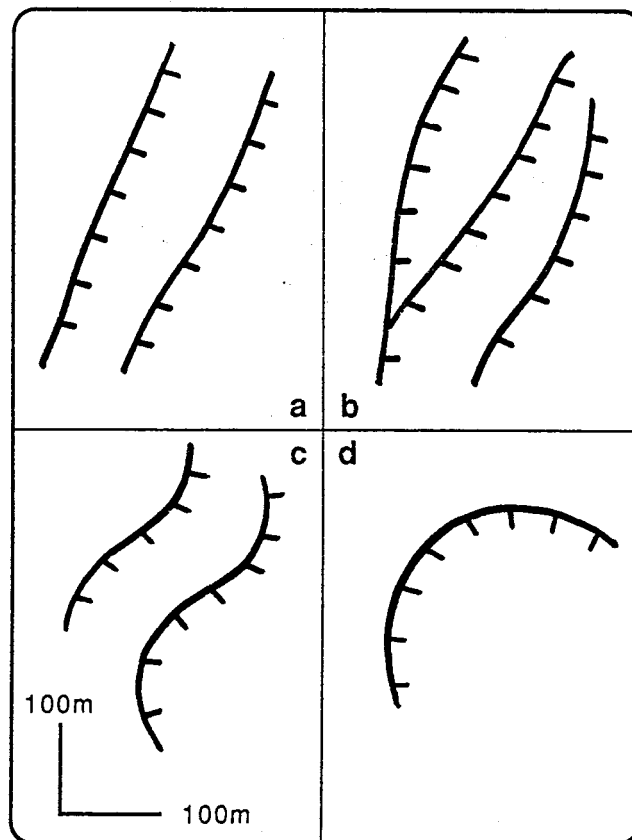


Figure 4A-8 : Classification des dunes selon l'aspect de leur crête  
*a* : rectiligne ; *b* : sub-rectiligne et anastomosée ; *c* : sinueuses ; *d* : en barkhane. Les types *a* et *b* correspondent aux corps bi-dimensionnels, les types *c* et *d* sont tri-dimensionnels.

## B - LES MECANISMES DE FORMATION ET D'EVOLUTION DES DUNES

Notre étude n'apporte pas de réponse à la question fondamentale de l'*origine* des dunes, encore discutée par les physiciens. Comment inter-agissent un fond meuble et un écoulement turbulent pour donner naissance à des formes périodiques si parfaitement organisées que les dunes. La théorie des ondulations mobiles ("*kinematic waves*") est invoquée par Salomon (1972) pour expliquer la formation de rides sur un fond sableux initialement plan. Middleton (1990) évoque la dynamique non linéaire et la théorie du chaos pour résoudre le même problème. Les mesures physiques in-situ, les observations par plongée et prises de vue vidéo et le suivi dans le temps de l'évolution de la structure des dunes permettent cependant de mettre en évidence les mécanismes de l'*évolution* des dunes, déjà décrits en bassin sur des formes plus petites ou pressentis à partir de l'analyse de la structure des dunes fossiles.

### 1 - MECANISMES AU FRONT DES DUNES

*Les phénomènes de "sand flow"* décrits sur les dunes éoliennes (paragraphe 1.B) n'avaient jamais été observés au front des formes sous-aquatiques. Ils étaient même difficilement envisageables compte-tenu des faibles pentes attribuées aux flancs raides de ces formes. Par contre, des dépôts de "sand flow" étaient décrits dans des dunes tidales fossiles du "Lower Greensand" albo-aptien du bassin de Londres (Buck, 1985). Nos travaux attestent l'existence de ces processus de manières directe et indirecte. D'une part, les plongées effectuées à Surtainville montrent des dépressions allongées formées au sommet des dunes, larges de 2 à 3 m, identiques aux "gouttières" observées sur les dunes éoliennes. La pente de 28° mesurée au niveau de ces dépressions est propice au déclenchement d'avalanche. D'autre part, la carotte prélevée en Baie de Bourgneuf présente des lits de sable grossier, extrêmement poreux, dont le pendage vrai dépasse 30°. Ce type de stratifications très inclinées peut être attribué sans équivoque à des coulées sableuses (R.E. Hunter, communication personnelle).

*La formation d'écoulements secondaires à grande échelle* ressort également de nos observations. Ici encore, l'existence des mécanismes est étayée par des preuves directes et indirectes. Les profils verticaux de courant réalisés à Surtainville montrent l'existence, à l'aval du flanc raide des dunes, d'une "bulle de séparation" (chapitre 1) dont l'amplitude est équivalente à celle de la dune. Il en résulte une augmentation de la turbulence au pied de celle-ci. Bien que la résultante vectorielle du courant y soit faible, des bouffées très violentes se produisent, pouvant favoriser l'érosion du substrat. C'est ce que l'on observe par exemple en Baie de Bourgneuf où des dunes érodent des



dépôts fluviatiles sous-jacents au fur et à mesure de leur migration. Dans un plan horizontal, ce décollement de la couche limite provoque, lorsque le courant dominant est oblique par rapport à la crête des dunes, une déviation des écoulements. Au pied du flanc raide, le transport a tendance à s'orienter parallèlement à la crête, comme le montrent les mesures de courant réalisées au pied des dunes de Surtainville. Une preuve indirecte du processus est par ailleurs fournie par les images sonar des différentes zones que nous avons étudiées, où l'on observe fréquemment que les mégarides situées au pied des flancs raides des dunes s'orientent perpendiculairement à celles-ci. Cette disposition s'observe également à plus petite échelle sur les photographies sous-marines, les petites rides s'orientant perpendiculairement aux crêtes des mégarides. Le phénomène, décrit par Reddering (1987) sous le terme de "*ladder-back ripples*", ne doit pas être confondu avec les "rides de vidange". Dans les études stratigraphiques des milieux anciens, on utilise souvent ces dernières comme critère de reconnaissance des environnements intertidaux, alors que le mécanisme que nous venons de décrire peut se produire à toute profondeur. Le cas extrême se rencontre sur les dunes barkhanoïdes de Surtainville et de Bourgneuf, où l'on observe la formation d'"éventails de mégarides" similaires, à une plus grande échelle, aux "*ripple fans*" du domaine intertidal (Allen, 1982b).

## 2- LA MIGRATION DES DUNES TIDALES

La controverse subsiste entre les partisans d'une migration significative des dunes tidales et ceux qui considèrent que ces formes sont immobiles. Pour ces derniers, les dunes sont le résultat des conditions hydrodynamiques plus énergétiques ayant régné en période de remontée du niveau de la mer, et ne sont plus que le siège d'une migration d'un "tapis roulant" de formes plus petites sur un substrat stable. La polémique a été entretenue par l'imprécision des systèmes de positionnement généralement utilisés, et par l'absence de levés successifs couvrant une période de temps suffisamment longue. A titre d'exemple, on peut relever dans la littérature les vitesses de migration suivantes : 103 m/an sur le Georges Shoal de la côte américaine orientale (Stewart et Jordan, 1964), 18-37 m/an sur le banc de Warts au large de l'île de Man (Jones *et al.*, 1965), 5 m/an dans la baie de St Andrews en Floride (Salsman *et al.*, 1966), 35-150 m/an dans la baie de Chesapeake sur la côte est américaine (Ludwick, 1972), 25 m/an dans l'embouchure de la Tamise (Langhorne, 1973), 60 m/an sur le "German Bight" (Pasenau et Ulrich, 1974), 63 m/an au large de Long Island (Bokuniewicz *et al.*, 1977). Les auteurs qui concluent à une absence de migration des dunes se fondent, soit sur la quasi-symétrie des formes étudiées comme au large du Havre (Anguenot *et al.*, 1972) ou dans la Gironde (Castaing et Froidefond, 1978), soit disposent d'un déplacement calculé inférieur à la précision du positionnement comme sur le banc de la Schôle (Hommeril, 1967) ou dans le Sud de la Mer du Nord (Terwindt, 1971).

Des levés successifs réalisés sur une période de 3 ans ainsi que la compilation de travaux plus anciens nous ont montré que les dunes isolées de la région de Surtainville migraient dans le sens du transport sableux résiduel à une vitesse moyenne de 12 m par an.

Au large de Sangatte, dans le Pas de Calais, se trouvent des dunes similaires, d'aspect barkhanoïde, reposant sur un substrat graveleux. Le courant de marée atteint dans cette zone 1.5 m/s près du fond. Electricité de France a fait réaliser plusieurs levés bathymétriques avant et après la pose d'un câble électrique reliant la France à l'Angleterre. La compilation de levés précis fournis par cet organisme permet de constater que les dunes se déplacent, comme à Surtainville, dans le sens du transport résultant, à une vitesse moyenne de 70 m par an (fig. 4B-1).

Lorsque les conditions hydrodynamiques le permettent -vitesse du courant supérieure à 0.6 m/s, asymétrie bien marquée de l'ellipse de marée- les grandes dunes tidales se déplacent donc à des vitesses significatives. Il en découle un recyclage sédimentaire important, puisque nous avons calculé à Surtainville que les dunes étaient entièrement remaniées dans une période de 5 ans.

Même dans des zones où l'ellipse de marée est à peu près symétrique comme à la Palmyre, on ne peut parler d'un simple "tapis roulant" de mégarides se déplaçant sur les dunes. La comparaison des levés de Juin 1987 et Octobre 1989 montre en effet qu'un remaniement affecte les dunes sur une épaisseur atteignant 4m, leurs crêtes migrant de 20 à 40m. En fait, il conviendrait ici de parler d'oscillation par rapport à une position d'équilibre plutôt que de migration, puisque les mouvements dunaires sont contrôlés par l'importance relative du courant de marée et du débit fluvial, le déplacement résultant à l'échelle d'une décennie étant probablement très faible.

En résumé, même dans le contexte actuel de stabilité du niveau marin, les dunes tidales du plateau continental interne sont sujettes à des remaniements et des déplacements importants. Les mouvements participent au recyclage d'un grand volume sédimentaire, et peuvent poser d'importants problèmes pour la pose d'ouvrages en mer et le trafic maritime. Il n'en va certainement pas de même sur le plateau continental externe, où les dunes, comme les bancs sableux, sont davantage le résultat de conditions anciennes contemporaines de la transgression holocène (Belderson et al, 1986). Il faut se rapprocher du rebord du plateau pour rencontrer à nouveau des conditions de haute énergie, capables de déplacer les dunes au point de remettre à l'affleurement des câbles téléphoniques ensouillés, comme cela se produit sur le banc de La Chapelle ( communication personnelle des ingénieurs des câbles sous-marins).

Les dunes de la plateforme interne sont des corps sédimentaires actifs, dont les rythmes de croissance et d'évolution peuvent être quantifiés. La comparaison des migrations mesurées par des levés successifs et prédites par le calcul des débits charriés montre que la seconde méthode est encore trop imprécise, compte-tenu du grand nombre de paramètres intervenant. On pourrait par contre établir des formules empiriques, basées sur le suivi bathymétrique de ces dunes, du moins pour les zones où l'on dispose de sondages précis et répétés sur une durée importante.

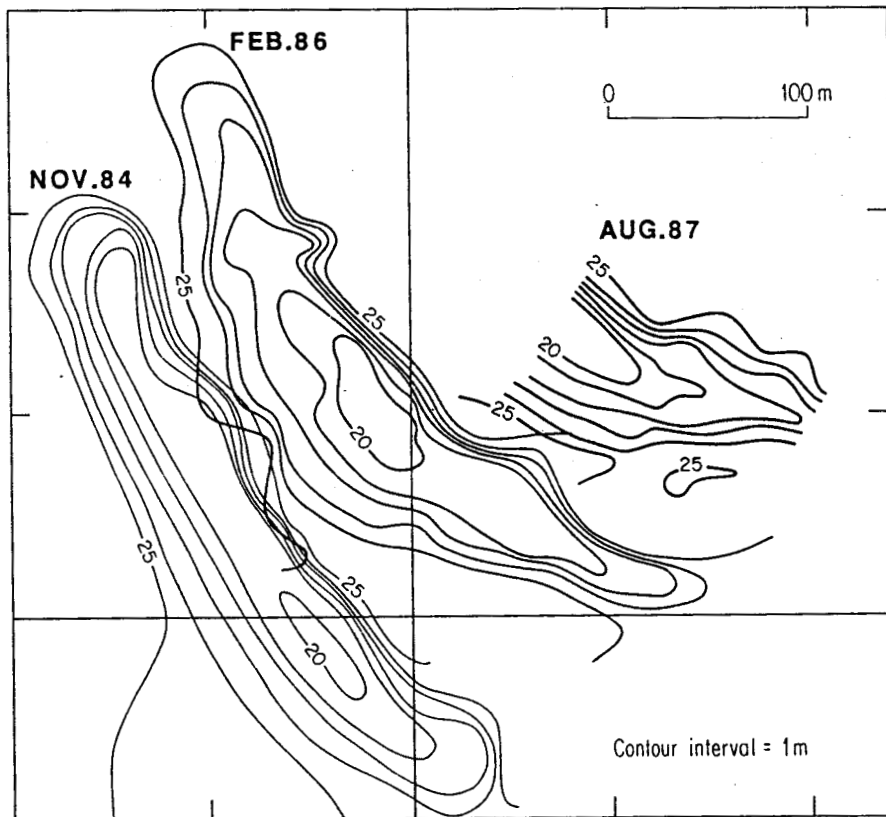
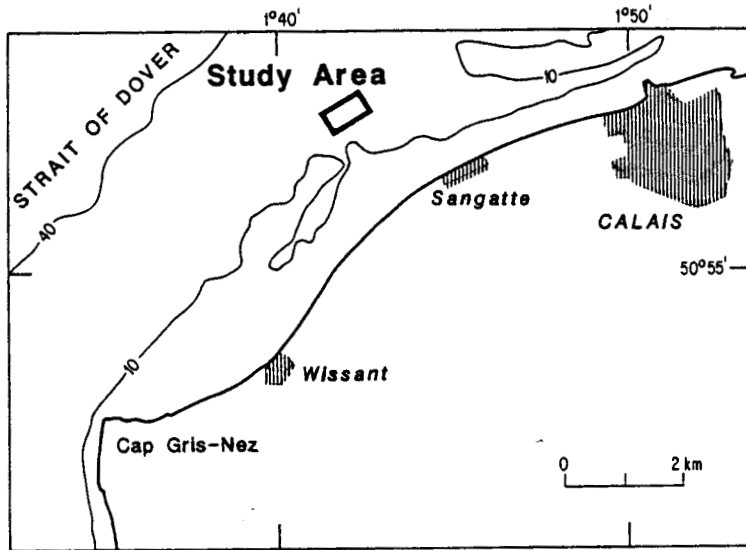


Figure 4B-1 : Migration d'une dune tidale dans le Pas de Calais entre Novembre 1984 et Août 1987. Document établi à partir d'une compilation de sondes fournies par EDF.

## C - L'ARCHITECTURE DES DUNES

Le motif général d'organisation de la structure interne des dunes étudiées consiste en un assemblage plus ou moins complexe de litages obliques interrompus par des discontinuités. Ils adoptent une disposition tabulaire ou en berceau selon que les dunes sont bi- ou tri-dimensionnelles, exactement comme dans les corps intertidaux plus petits. Les litages obliques, constitués d'un empilement de lits sableux de granularité différente et parfois grano-classés, résultent de l'alternance de pluies sableuses et de coulées sableuses. Ils forment parfois des "sets" plurimétriques, comme dans certaines dunes de la Baie de Bourgneuf, mais ils sont généralement interrompus par des discontinuités érosives. La connaissance des conditions hydrodynamiques des milieux étudiés, associée au suivi de l'évolution de la structure de certaines dunes, nous permet de proposer certaines interprétations génétiques sur l'origine des discontinuités.

### 1 - NATURE ET ORIGINE DES DISCONTINUITES

Les discontinuités sont organisées selon une hiérarchie similaire à celle que l'on rencontre dans les dunes éoliennes (Brookfield, 1977). Nous avons distingué les discontinuités de premier ordre et de deuxième ordre.

*Les discontinuités de premier ordre*, faiblement inclinées, peuvent être attribuées à deux phénomènes. (1) Elles correspondent tout d'abord à la surface de progradation des dunes, qui peut être une surface d'érosion lorsque le niveau sous-jacent est suffisamment meuble. C'est le cas en Baie de Bourgneuf où certaines dunes migrent avec un angle de chevauchement *néгатif*, érodant des séquences fluviatiles sous-jacentes. C'est également le cas sur le banc de Serk où l'on observe parfois un chevauchement à angle *positif* entre dunes tidales adjacentes (Torres, 1986). (2) La comparaison de profils sismiques réalisés à un an d'intervalle montre que la migration des mégarides situées au sommet des grandes dunes peut également produire une discontinuité de premier ordre. Dans le cas de Surtainville où les flancs raides sont très pentus, ces mégarides alimentent les avalanches lorsqu'elles parviennent au sommet, et les surfaces d'érosion produites sont sub-horizontales. Dans le cas où le flanc raide n'est pas une face d'avalanche, on peut supposer que les mégarides poursuivent leur trajectoire, formant des surfaces de réactivation inclinées ; celles-ci seraient similaires, à une plus grande échelle, aux "*inclined cross-bedding*" décrits dans des petites dunes intertidales de la Baie de Fundy (Dalrymple, 1984).

*Les discontinuités de deuxième ordre* sont inclinées de 5 à 15°, à contact basal tangentiel. On peut souvent établir entre elles une hiérarchie, car certaines tronquent les autres. Contrairement aux indications du modèle conceptuel d'Allen (1980a), la formation de ces surfaces ne peut être attribuée à l'action du courant subordonné, les volumes sableux remaniés étant largement supérieurs aux capacités de transport de ce courant. L'explication proposée ici fait appel à la combinaison du courant de marée avec un courant uni-directionnel ou oscillatoire. Les mesures en période de mauvais temps montrent en effet à Surtainville que *la houle* modifie de façon très importante le transport, en particulier lorsque sa direction de propagation se rapproche de celle du grand axe de l'ellipse de marée. Cette combinaison peut se traduire par une érosion, ou contribuer à la mise en mouvement du sédiment et à la construction de dunes lorsque le courant de marée seul est faible, comme à Bourgneuf. A l'embouchure de la Gironde, c'est *le débit fluvial* qui viendrait épisodiquement renforcer ou inhiber l'action de la marée. Dans le bassin d'Arcachon, il semble que *le vent* agisse de la même manière, par les courants de dérive qu'il produit et/ou par la modification du régime de marée (Thauront, 1991). Cela ne signifie évidemment pas que les dunes des zones que nous venons de citer ne sont pas des formes tidales, puisque leur orientation est toujours conforme à l'allongement des ellipses de marée. En revanche, cela signifie que le maître-litage de ces dunes résulte essentiellement des événements paroxysmaux, et que la reconnaissance d'une signature tidale dans des corps fossiles comparables serait probablement difficile.

## 2 - TYPOLOGIE DES STRUCTURES INTERNES

Il est possible de proposer plusieurs scénarios, correspondant aux principaux types de structures décrites.

### *Dunes asymétriques en coset*<sup>1</sup> (fig. 4C-1)

C'est le type rencontré le plus fréquemment au cours de nos investigations. Il est décrit en détail au paragraphe 3.A. Le flanc raide correspond à une face d'avalanche fonctionnant au moins par intermittence. Les litages obliques sont interrompus par des discontinuités de deuxième ordre attribuées à l'effet combiné du courant de marée et d'un autre agent dynamique, généralement la houle. Les pendages sont orientés dans le sens du courant dominant, sauf à la base de la dune où ils sont de directions très variées. Les mégarides de courant sont présentes sur le flanc doux ainsi qu'à la base du flanc raide, où peuvent également s'observer des rides et mégarides d'oscillation. La tendance générale est à la grano-croissance vers le haut, mais chaque lit peut présenter des grano-classements normaux ou inverses liés aux processus d'avalanche. La bioturbation est développée surtout à la base de la structure, où l'on peut également rencontrer des galets mous d'argile.

---

<sup>1</sup>Groupement de sets ou faisceaux obliques (Gubler, 1966).

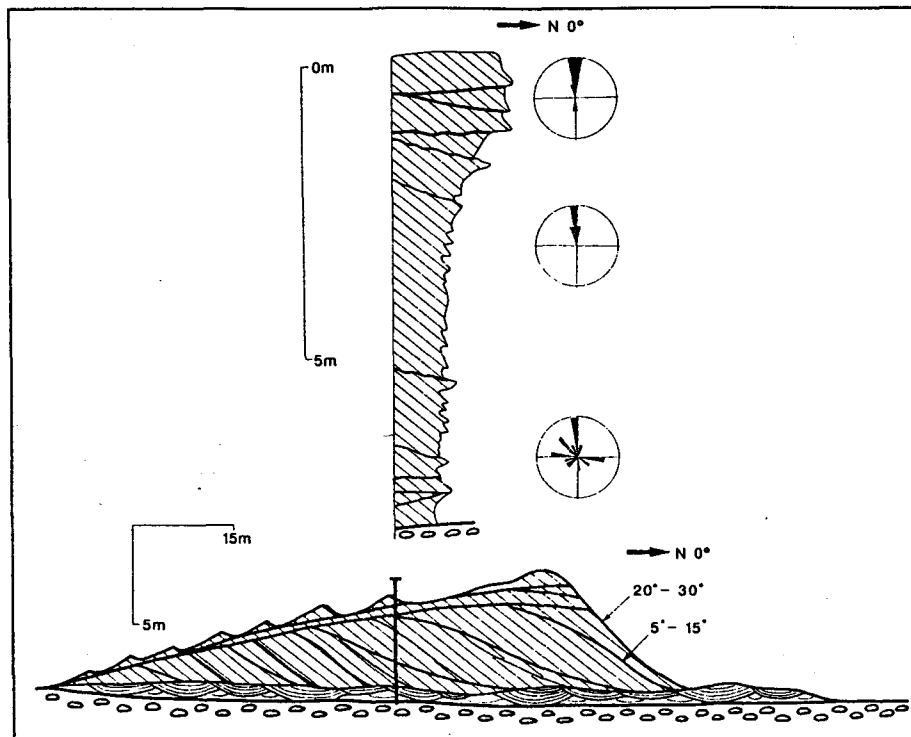


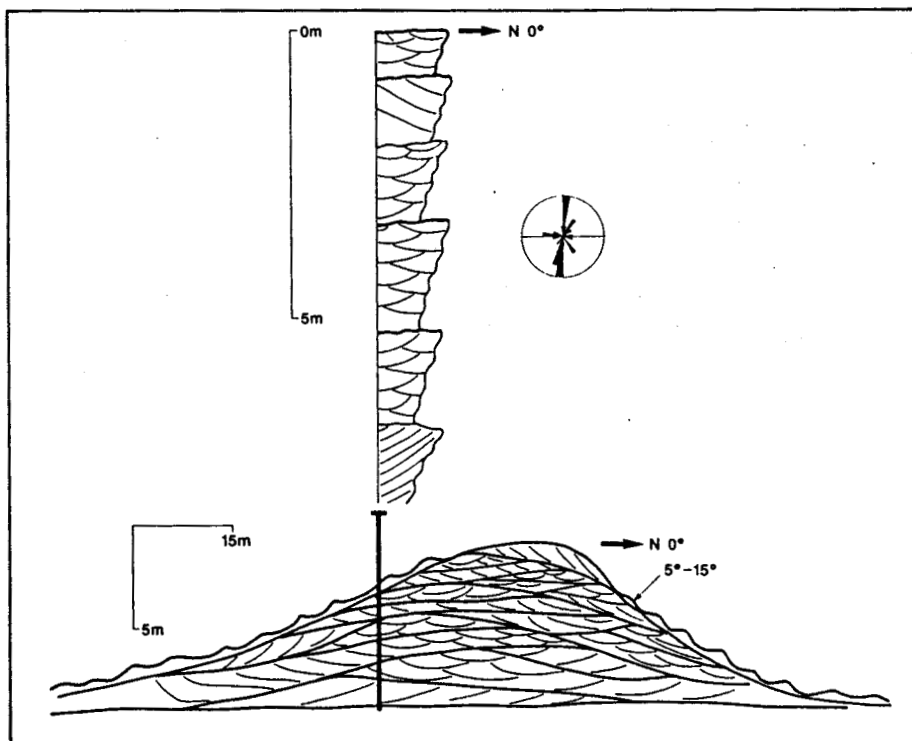
Figure 4C-1 : Organisation interne d'une dune asymétrique en coset. Les rosaces représentent l'orientation des litages de dune ou de mégaride.

### *Dunes asymétriques à lits frontaux simples*

Il s'agit d'une structure observée localement dans la Baie de Bourgneuf. Elle correspond au type 1 de la classification d'Allen (1980a). Elle se caractérise par de grands lits frontaux d'avalanche, à contact basal angulaire ou tangentiel et dont la direction est conforme à celle du courant dominant. La grano-croissance vers le haut est très marquée. Les mégarides sont absentes du flanc raide. Ce type de structure est rare en domaine de plateforme, en raison du remaniement épisodique par les autres agents dynamiques. Il se forme préférentiellement en zone abritée (estuaires), comme dans le cas similaire, bien que de plus petite taille, décrit par Visser (1980).

***Dunes symétriques à litages de mégarides (fig. 4C-2)***

La structure proposée est relativement spéculative, dans la mesure où nous ne disposons pas de carottage sur ce type de corps et où la résolution de la sismique ne permet pas de mettre en évidence les discontinuités. Elle correspond aux dunes symétriques rencontrées par exemple au sommet du banc de Serk (Torres, 1986) ou dans le bassin d'Arcachon (Thauront, 1991). Les pentes des dunes sont faiblement inclinées ( $5$  à  $15^\circ$ ) et recouvertes de mégarides de la base au sommet. Les discontinuités correspondent à des surfaces d'érosion produites par la migration des formes surimposées. Il n'y a pas de tendance grano-décroissante générale vers le haut (pas d'avalanche à grande échelle), mais simplement à l'intérieur de chaque micro-séquence correspondant à la progradation d'une mégaride. Les directions de pendage sont dispersées, avec toutefois une orientation préférentielle oblique ou perpendiculaire par rapport à l'axe de l'ellipse de marée. Ce dernier caractère diffère du type 6 de la classification d'Allen (1980a), également dominé par des litages de mégarides, mais où les stratifications en chevron sont orientées dans l'axe de l'ellipse de marée.



**Figure 4C-2 :** Organisation interne d'une dune symétrique à litages de mégarides.

**Dunes symétriques à "méga-chevrons" (fig. 4C-3)**

Bien que la morphologie externe de ces dunes soit symétrique, elles présentent une structure interne en "cosets", avec inversion de la polarité des lits frontaux et des discontinuités de deuxième ordre. Ces discontinuités peuvent être soulignées par la présence de litages de mégarides orientées préférentiellement selon des directions obliques ou perpendiculaires à celle du grand axe de l'ellipse de marée. Il s'agit d'un type particulier observé dans l'embouchure de la Gironde, et attribué à l'alternance de phases dominées par le flot et par le jusant selon le débit du fleuve. Dans le cas étudié seules trois phases de progradation, correspondant à une alternance crue-étiage-crue, sont enregistrées dans les structures visibles en sismique. Pour des environnements où le taux de sédimentation est plus important que dans l'embouchure de la Gironde, on peut imaginer un empilement de séquences.

De telles structures pourraient se rencontrer également dans les dunes dont la polarité est périodiquement inversée par des courants saisonniers, comme en Mer Baltique ou dans le détroit de Torres en Australie (Stride, 1982).

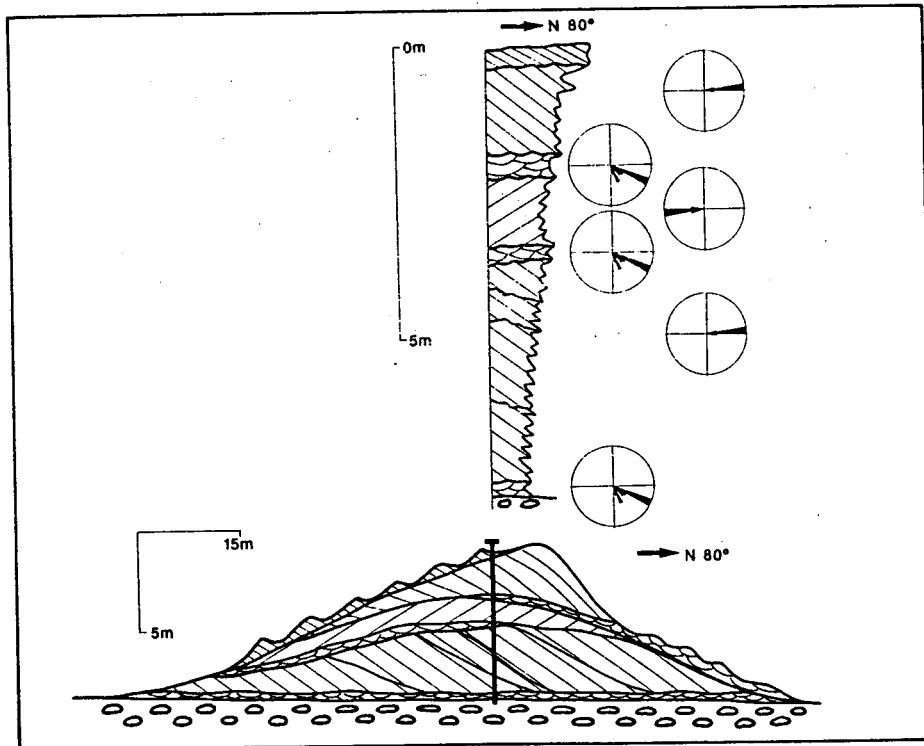


Figure 4C-3 : Organisation interne d'une dune symétrique à "méga-chevrons". Schéma établi à partir d'observations dans la zone de la Palmyre. L'orientation N80° est celle du grand axe de l'ellipse de marée dans ce secteur (paragraphe 3.C) ; les rosaces représentent l'orientation des litages de mégarides, d'après les mesures de surface réalisées sur les images sonar.



## D - LES DUNES TIDALES DANS LES SERIES ANCIENNES- COMPARAISON AVEC LES FORMES ACTUELLES

Des dépôts tidaux, et en particulier des dunes, sont connus dans de très nombreuses séries géologiques fossiles. Les "modèles de faciès" établis pour ces corps sédimentaires<sup>2</sup> reposaient essentiellement sur des travaux relatifs aux séries anciennes, la structure interne des dunes actuelles demeurant encore "*a matter for speculation*" (McCave, 1985). Parmi ces dépôts, on peut distinguer ceux qui présentent une facture tidale indiscutable, c'est à dire l'enregistrement d'une cyclicité lunaire, et ceux pour lesquels un ensemble d'indices morphologiques, paléogéographiques et hydrodynamiques incitent à proposer une telle origine. Notons que de nombreux dépôts fossiles probablement tidaux ne sont sans doute pas identifiés comme tels, faute de critères de reconnaissance. Quoiqu'il en soit, l'abondance de dépôts anciens d'origine tidale certaine peut paraître étonnante si l'on considère que les zones aujourd'hui affectées par les marées représentent une faible proportion de la surface des mers. Cependant, il faut remarquer que les principaux dépôts-centres de plateforme sont associés aux estuaires et deltas, où les courants de marée sont généralement amplifiés. De plus, les variations relatives du niveau de la mer, même d'amplitude modeste, ont pour effet de soumettre de grandes surfaces des marges continentales à l'action des marées. Enfin, au cours d'une remontée du niveau relatif de la mer, d'anciens corps sédimentaires côtiers peuvent être remaniés et réorganisés sous l'aspect de corps tidaux, comme l'envisagent Nio et Yang (1989) pour l'ancien delta du Chang Yang en Chine. Dans le cas extrême d'une très forte remontée, la partie sommitale de ces corps tidaux peut même être remaniée par les tempêtes avant que l'approfondissement du milieu ne les soustraie à l'action des agents hydrodynamiques. Un tel processus pourrait expliquer que de nombreuses "*offshore ridges*" recèlent divers critères de houle, bien que leur origine soit attribuable à la marée. Il faut noter de plus qu'à certaines périodes des temps géologiques, des mers épicontinentales extrêmement étendues se sont développées, comme les mers intérieures de l'Ouest de l'Amérique du Nord à l'Oxfordien et au Crétacé Supérieur, dont les dimensions étaient de l'ordre de 5000km de long et 600km de large. Dans ces mers, des simulations indiquent que des marées très importantes existaient (fig. 4D-1), qui engendrèrent des bancs tidaux longitudinaux à l'origine de nombreux réservoirs pétroliers. Notons que Merifield et Lamar (1970) ont avancé l'hypothèse que l'amplitude des marées, et l'intensité des courants associés, étaient plus importantes dans le passé qu'à l'heure actuelle, en raison d'une distance Terre-Lune plus faible. Nous avons vu que cette théorie est contredite par certaines observations (cf § 1D), les paléomarnages calculés pour le Précambrien ne dépassant pas 13m, valeur analogue à celles de certains environnements macro-tidaux modernes.

---

<sup>2</sup>On trouvera dans Bridges (1982), Walker (1985) et Torres et Durand (1989), des synthèses détaillées sur les faciès tidaux anciens.

Le recensement des dunes tidales fossiles citées dans la littérature n'est pas aisé, en particulier parce qu'elles sont décrites sous des dénominations variables (barres tidales, vagues sableuses, barres transverses, "offshore bars"...). Le tableau 4D-1 présente les principales caractéristiques de quelques unes de ces dunes tidales anciennes. Comme dans la classification des dunes actuelles que nous avons établie au paragraphe précédent, il fait apparaître schématiquement deux grandes familles, caractérisées par l'existence de grands lits obliques d'avalanche ou au contraire par l'empilement de structures de "mégarides".

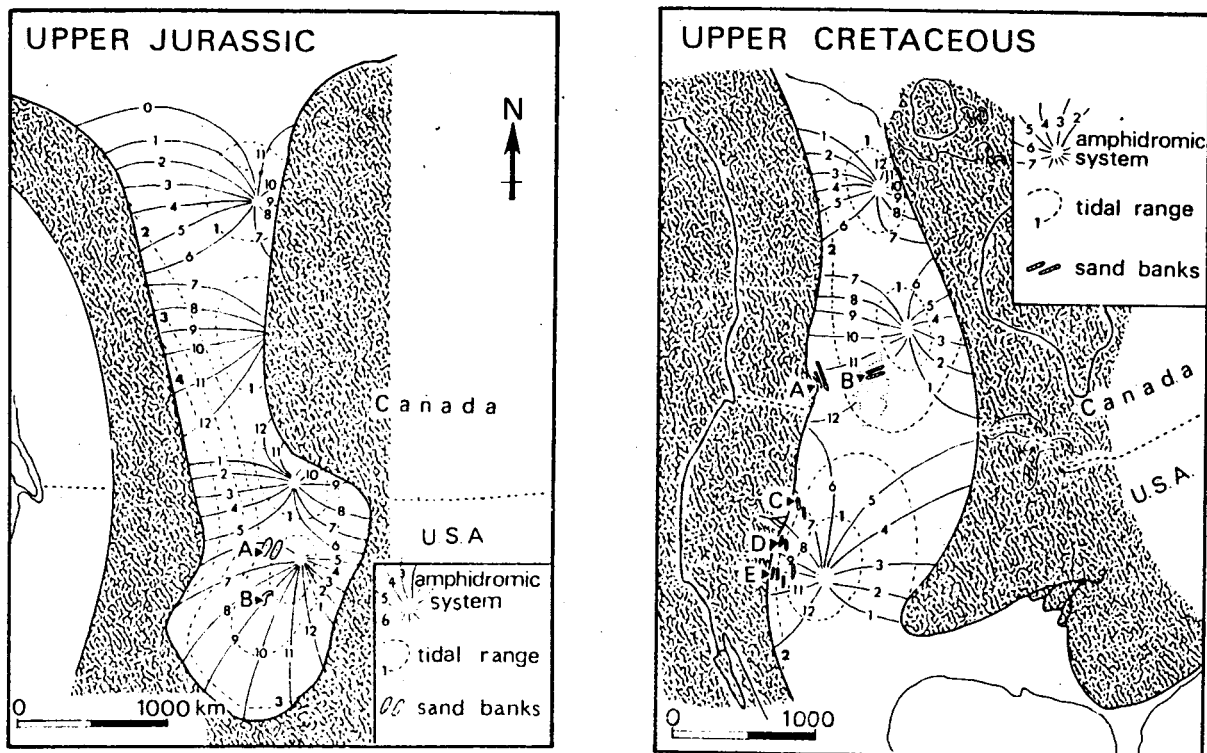


Figure 4D- 1 : Reconstitution du régime des marées des mers épicontinentales de l'Ouest de l'Amérique du Nord au Jurassique supérieur et au Crétacé supérieur (Bridges, 1982).

AUTEURS	SITE	AGE	Epaisseur des dépôts tidaux (m)	Hmax des foresets (m)	Pente max foresets (°)	LITHOLOGIE	TYPE	Milieu de dépôt	Contexte séquentiel	Remarques
Mullé et al. (1985)	Baronia	Eocène	200	5	30	mélange bio-silicoclastique	IV	plateforme	transgression par subsidence tectonique	les bioclastes correspondraient aux phases transgressives durant lesquelles les apports terrigènes sont réduits
Phillips (1983)	Pyrénées espagnoles	Miocène sup.	120	2	30	sable moyen	III-IV et V	Dunes tidales sur des bancs sableux	transgression	La bioturbation augmente avec l'approfondissement
Handford (1988)	Formation (Californie)	Carbonifère inf.	130	1.5	25	oolithes	III à V	"sand belt" de plateforme carbonatée	transgression par subsidence	influence mixte houle-marée
Van der Linden (1963)	Molasse suisse	Burdigalien	?	6	37	sable moyen	I-II et V	cône deltaïque remanié par la marée	transgression	
Nio (1989)	Grès de Roda	Eocène	60	2.0	30	sable moyen	V	cône deltaïque remanié par la marée	transgression	
Anderton (1976)	Jura Quartzite	Précambrien sup.	?	4.5	30	sable moyen à graviers	III à V	plateforme; bancs longitudinaux et dunes	?	influence mixte houle-marée- paléocourant unidirectionnel-bancs recoupés par des chenaux de marée
Hobday et Tankard (1978)	Peninsula Formation	Précambrien ou Ordovicien	4500	1.2	30	sable moyen	I à VI	dunes sur bancs tidaux	transgression par subsidence	forte influence de la houle
Blakey (1983)	Afrique du sud	Permien	18	7.5	21	sable fin	III à V	plateforme ou estuaire "champ de dunes"	transgression rapide	remaniement par la houle en périodes de bas niveau-courants unidirectionnels
Johnson (1977)	Rancho Rojo Formation USA	Précambrien	50	4	33	sable moyen	IV et V	plateforme	?	séquences granocroissantes-paléocourant bi-directionnel-action combinée houle-marée
Banerjee (1980)	Norvège	sup.	50	0.6	>30	sable moyen	?	bancs longitudinaux	transgression	paléocourants bidirectionnels-bancs créés par la houle, puis remaniés par le courant et incisés par des chenaux tidaux
Levell (1980)	Grès de Sandford	Précambrien	1500	4	>30	sable moyen à grossier	II et IV	détroit bordé par des deltas	transgressions successives dans graben	granoclasement normal et inverse-grands foresets unidirectionnels, mais rides inverses-certaines surf. de réact. attribuées à la houle
Hein (1987)	Norvège	sup.	600	0.9	15-20	sable moyen à grossier	IV	bancs tidaux couverts de petites dunes	transgression	lits frontaux bi-directionnels-action de la marée dominante
Houthuys et Gullentops (1988)	Alberta	inf.	?	2.5	?	sable moyen à grossier	?	champ de dunes dans un détroit	?	
Swett et al. (1971)	Sables de Bruxelles	Eocène	?	2.5	?	sable moyen à grossier	?	champ de dunes dans un détroit	?	
Banks (1973)	Belgique	inf.	220	1.1	?	sable moyen	III-IV	"sand sheet" de plateforme	transgression	lits frontaux bi-directionnels-présence de "ladder back ripples"
Pryor et Amaral (1971)	Grès d'Enbell	Cambrien	220	1.1	?	sable moyen	III-IV	"sand sheet" de plateforme	transgression	lits frontaux bi-directionnels-présence de "ladder back ripples"
Dott et Roshardt (1972)	Grès de St Peter	Ordovicien	50	10	36	sable fin à très grossier		champ de dune de plateforme	?	lits frontaux bipolaires-intercalations et drapages argileux-faible extension des corps (xm à 10x m)
	Wisconsin	inf.						champ de dunes et de bancs tidaux	transgression	très grande dispersion des paléocourants

Tableau 4D-1 : Caractéristiques de différents exemples de dunes fossiles décrites dans la littérature. Par dépôts tidaux, on entend non seulement les faciès de dunes tidales mais aussi tous les faciès à signature tidale ou à influence mixte houle-marée. Le type de dune fait référence à la classification d'Allen (1980a).

## 1 - LES DUNES TIDALES ASYMETRIQUES

Les vagues sableuses du "Lower Greensand" albo-aptien du bassin de Londres (Narayan, 1971 ; Allen, 1982a ; Bridges, 1982), observables dans de nombreuses carrières, fournissent un exemple caractéristique du premier type de faciès. Allen (1982a) en propose une description détaillée. Dans des sables fins à grossiers, on observe des "sets" de strates obliques dont l'épaisseur moyenne est de 1.20m et qui sont regroupés en "cosets" (fig. 4D-2), l'épaisseur totale moyenne de la série étant de 85m. Les strates obliques sont délimitées par des surfaces érosives similaires aux surfaces limites ("bounding surfaces") définies par Brookfield (1977) dans les dunes éoliennes. On distingue ainsi des surfaces sub-horizontales de premier ordre qui délimitent les "cosets", des surfaces de deuxième ordre délimitant les "sets" inclinées à quelques degrés par rapport au "coset", et enfin des surfaces de troisième ordre résultant des mécanismes de réactivation<sup>3</sup> à l'intérieur des "sets" (fig. 4D-2a). Les lits obliques fortement pentés ("foresets") présentent un granoclassement inverse caractéristique des dépôts d'avalanche ; des coulées sableuses ont d'ailleurs été reconnues ultérieurement par Pugh (1985) dans les mêmes formations. Leur amplitude, qui peut atteindre 5 à 6 mètres, est en moyenne de 1.2m. Leur contact basal est angulaire ou tangentiel, avec développement d'un lit basal ("bottomset") remanié par des rides de retour (fig. 4D-3). Des drapages argileux (cf paragraphe 1E) sont souvent présents, en particulier sur les lits basaux ; ils remontent parfois jusqu'au sommet des lits frontaux ou des surfaces de réactivation. Leur épaisseur, généralement millimétrique, peut atteindre 2cm. L'épaisseur des faisceaux délimités par ces drapages, de 40cm en moyenne, présente une variation cyclique similaire, bien que moins nette, à celle mise en évidence par Visser (1980, cf § 1E) et attribuée au cycles mortes eaux-vives eaux d'une marée semi-diurne (paragraphe 1.E). La durée du mois lunaire calculée après filtrage est de 30 jours, suggérant pour le Crétacé une année de 380 jours. La migration des dunes, déterminée grâce à la mesure de l'espacement des faisceaux, est de l'ordre de 100m/an et la vitesse maximum du courant de vives eaux de l'ordre de 1ms<sup>-1</sup>. Le sens du transport résiduel, déterminé sur de nombreux affleurements, est systématiquement dirigé vers le Sud-Est. Cette uni-directionnalité est attribuée au renforcement du courant tidal par un courant de dérive lié au vent. Finalement, cette description et la reconstitution du régime hydrodynamique sont similaires aux exemples modernes décrits à Surtainville et Bourgneuf. Une différence essentielle concerne le taux de sédimentation, plus important dans le bassin de Londres à l'Albo-aptien qu'en Manche à l'heure actuelle. Cette différence expliquerait le piégeage des lits d'argile, que nous n'avons pas observé dans les deux cas cités, et la vitesse de migration plus importante. Quant à l'unidirectionnalité des directions de progradation, il n'est pas nécessaire d'invoquer la combinaison du courant de marée et d'un autre agent dynamique pour l'expliquer, une certaine asymétrie de l'ellipse de marée suffisant à produire un orientation unidirectionnelle des dunes, comme de nos jours dans le secteur situé dans le Sud de la Mer du Nord entre 52° et 53° de latitude.

---

<sup>3</sup>Voir page 162 et suivantes la définition et les différentes interprétations génétiques de ces surfaces.

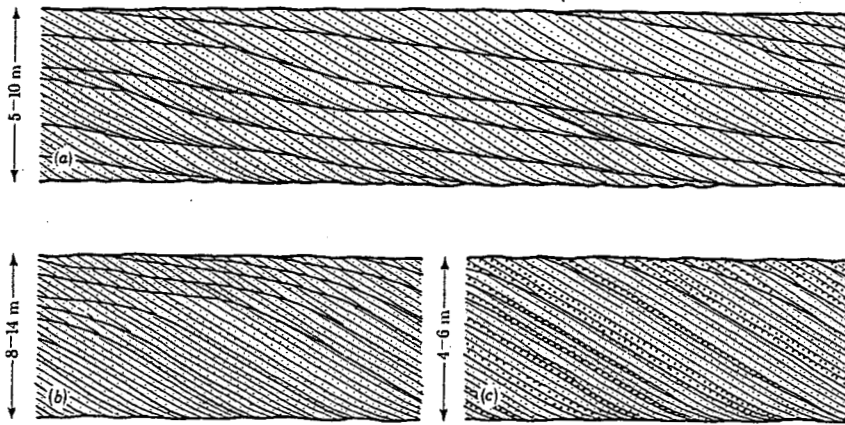


Figure 4D- 2 : Différents types de litages obliques composites des Folkestone Beds dans les Lower Greensand du Bassin de Londres (Allen, 1982a).

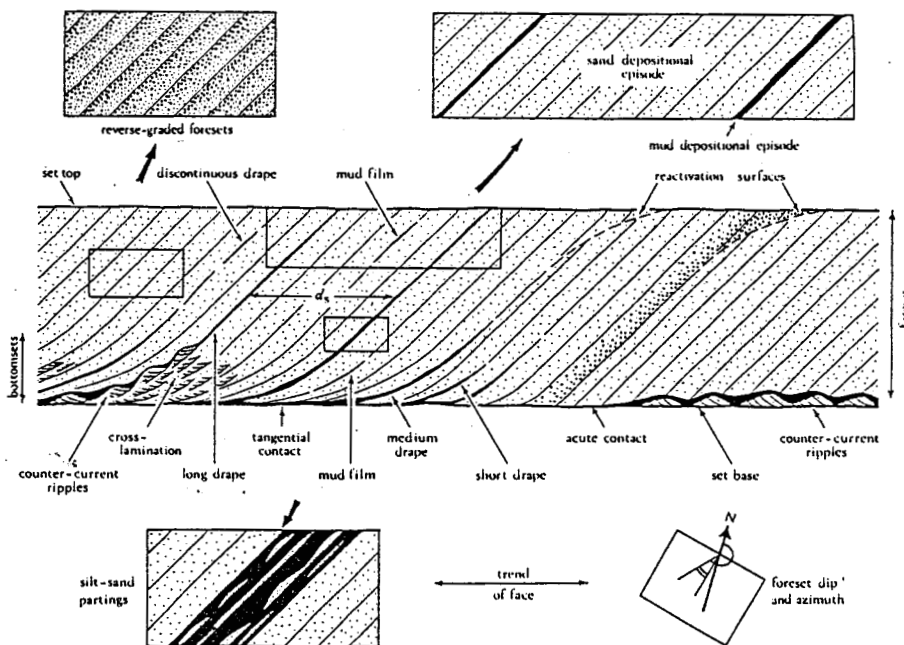


Figure 4D- 3 : Coupe dans une unité-type des "Folkestone beds" (Allen, 1982a).

Outre l'exemple des "Lower Greensand" et celui décrit par Visser (1980), l'enregistrement d'une cyclicité tidale dans des dunes est également décrit par Homewood (1981), Homewood et Allen (1981), Terwindt (1981), Allen et Homewood (1984), Teysen (1984), Yang et Nio (1985), Richards (1986), Kreisa et Moiola (1986), Kreisa *et al.* (1986), Ladipo (1988), Santisteban et Taberner (1988), Lesueur *et al.* (1990). Il s'agit naturellement du critère le plus sûr de reconnaissance des formations tidales. Notons que cette cyclicité peut également être observée, plus rarement, dans des séries formées par aggradation verticale (Tessier et Gigot, 1989 ; Williams, 1989a et b). Le tableau 4D-2 présente les principaux résultats concernant la dynamique tidale, reconstituée par ces différents auteurs.

On retrouve, avec des variantes, des dunes tidales du même type que celles du "Lower Greensand" dans les grès éocènes de Roda (Pyrénées espagnoles : Nio, 1976 ; Yang et Nio, 1985). Par contre, dans les dunes de la plateforme interne miocène suisse décrites par Van den Linden (1963), dont l'amplitude préservée atteint 7m et où les lits frontaux sont inclinés jusqu'à 37°, les surfaces de réactivation sont pratiquement absentes (fig. 4D-4). Il s'agit de formes très similaires aux dunes à grands lits d'avalanche que nous avons décrites dans la baie de Bourgneuf. Cette molasse suisse présente des exemples nombreux et variés de faciès tidaux, décrits en particulier par Homewood et Allen (1981), Allen et Homewood (1984), Allen *et al.* (1985), Homewood *et al.* (1989). Dans certains secteurs comme à Illens (Lejay, 1988), les faciès sont de très bonne qualité et la morphologie des dunes est parfois même préservée. Banks (1973) et Anderton (1976) signalent également la préservation de la morphologie externe de certaines dunes.

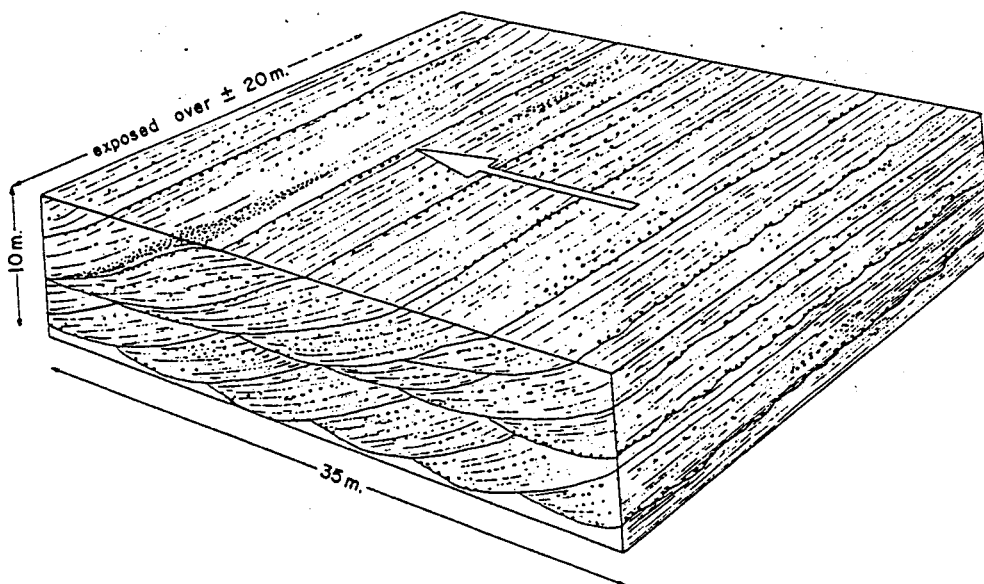


Figure 4D- 4 : Géométrie des "giant ripples" de la région de la Sense en Suisse (Van der Linden, 1963).

AUTEURS	SITE	AGE	Hmax des sets (m)	Pente max foresets	Épaisseur foresets (cm)	LITHOLOGIE	Vitesse migration (m/an)	Surfaces de Réactivation	Contacts angulaires	Contacts tangentiels	Doublés argileux	Épaisseur des faisceaux (cm)	Paléobathy. (m)	Umax. (m/s)	Cycles ME-VE	TYPE	Milieu de dépôt
Allen (1982b)	Folkestone Beds (G.B)	Albo-Aptien	1-6	-	-	sables fins à grossiers	47-200	oui	oui	oui	oui	moyenne = 40	-	1.0	oui	3-4	Golfe
Allen et Homewood (1984)	Bois du Devin (Suisse)	Burdigalien	1-2	20-30°	5-15	sables moyens	~ 200	oui	oui	oui	non	1 à 30, moyenne = 10	= 10	0.6	oui	3-4	Chenal de marée
Santisteban et Taberner (1988)	Grès de Fonguoles (Espagne)	Lutétien	0.5-15	29°	5	sables grossiers	-	oui	oui	oui	non	1 à 10, moyenne = 4	-	-	oui	3	Estuaire
Teyssen (1984)	"Minette" de Prinzberg (Luxembourg)	Toarcien-Aalénien	7	7°	20	oolithes de 0.2-0.5 mm	50	oui	non	oui	non	-	20-40	0.9	non	5	Plateforme
Teyssen (1984)	"Maison Schneider" (Luxembourg)	Toarcien-Aalénien	2	30°	-	idem	-	oui	oui	non	oui	5 à 40,	< 20	0.9	oui	3-4	chenaux de marée
P. Allen et al. (1985)	Steinhof-Killwangen (Suisse)	Burdigalien	35	30°	10-60	S. coquillier fin à grossier	= 50	oui	oui	oui	non	-	10-40	-	oui	2-3 ?	plateforme
Kreisa et Moiola (1986)	Curtis Formation Utah (USA)	Oxfordien	0.8	28°	1-3	sable fin	300-400	oui	oui	oui	oui	20 à 80, moyenne = 60	<10	= 1.0	oui	3-4	Détroit
Kreisa et al. (1986)	Rancho Rojo Facies 1 Arizona (USA)	Permien	12	27°	-	sable moyen	= 30	-	non	oui	-	1 à 22, moyenne = 5	-	-	oui	3-4	Estuaire ou Détroit
Yang et Nio (1985)	Grès de Roda (Espagne)	Eocène	1.5	30°	-	sable fin	= 40	oui	oui	oui	oui	5 à 65, moyenne = 7.3	15	0.85	oui	3-4	Estuaire
Ladipo (1988)	Grès d'Ajali (Nigéria)	Crétacé Supérieur	2	>30°	-	sable moyen à grossier	= 70	oui	oui	oui	oui	5 à 40, moyenne = 10	-	-	oui	3-4	-
Richards (1986)	Grès de L'Argentera (France)	Trias Inférieur	1.5	35°	-	sable grossier	15	oui	oui	non	non	1 à 7, moyenne = 3	-	1.6	oui	3-4	Plateforme

Tableau 4D-2 : Principales caractéristiques de différents exemples de dunes tidales présentant un enregistrement de la cyclicité lunaire.

### Amplitude maximum des lits frontaux

De très grands lits frontaux attribués à des bancs tidaux sont décrits dans la molasse suisse (Allen *et al.*, 1985). Leur amplitude préservée atteint 35m à Steinhof, ce qui ne correspond pas à ce que l'on connaît de la structure des bancs tidaux actuels, où les réflecteurs sismiques sont bien plus faiblement pentés. Cette amplitude atteint 16m dans les grès de Rakkow et Szczeliniec (Turonien du bassin de Bohême, Pologne ; Jerzykiewicz et Wojewoda, 1986), 20m dans le "sand wave facies" de Roda (Nio, 1976), 40m dans le Burdigalien du bassin de la Durance (Jones, 1990).

Nous avons vu que l'amplitude maximum des faces d'avalanche des dunes tidales modernes n'excédait pas 10m. Cela ne constitue pas, bien sur, un argument décisif pour nier l'existence de formes plus grandes dans les environnements anciens, mais plutôt une incitation à examiner plus en détail les cas cités. C'est ce qui a été entrepris dans le cas de Roda, où plusieurs interprétations alternatives ont été proposées :

- éventail deltaïque recouvert de dunes tidales (Puigdefabregas, 1985) ;
- faciès de flèche littorale progradant rapidement sur un chenal de marée dans un environnement d'île barrière (Stride, 1988) ;
- barre géante de méandre (Nio et Yang, 1989) ;
- Gilbert-delta progradant en milieu marin (Rubino, communication personnelle).

### Existence de doublets argileux

Il s'agit pour les géologues sédimentaires du critère essentiel de reconnaissance des dépôts tidaux. Cependant, aucune des carottes que nous avons prélevées dans des dunes tidales actuelles ne présente de lamine argileuse. Le tableau 4D-I montre d'ailleurs que les doublets sont souvent absents également dans les corps tidaux anciens, en particulier ceux du domaine de plateforme. Cette absence peut être due à une faible teneur de matière en suspension dans la zone concernée et à l'agitation permanente du milieu, comme nous l'avons proposé pour les dunes tidales actuelles de Surtainville et de Bourgneuf. Allen (1982a) démontre de plus que l'asymétrie et l'excentricité<sup>4</sup> de l'ellipse de marée interviennent également, les drapages se développant préférentiellement lorsque ces deux paramètres atteignent des valeurs élevées.

---

<sup>4</sup>L'excentricité X d'une ellipse de marée est définie par:

$$X = [(U_2 + U_4) - (U_1 + U_3)] / (U_2 + U_4)$$

avec  $U_2$  et  $U_4$  valeurs du vecteur courant selon le grand axe de l'ellipse et  $U_1$  et  $U_3$  selon le petit axe. Pour une marée de type alternatif, X est égal à 1 alors qu'il sera nul pour une marée rotatoire (où les vecteurs courants décrivent un cercle).



### Transports bi-directionnels

L'analyse des paléo-courants à partir des directions de pendage des lits frontaux des dunes permet parfois de reconstituer l'aspect de l'ellipse de marée. C'est le cas par exemple à Marly dans la molasse miocène suisse (Homewood et Allen, 1981) où l'on trouve des dunes orientées soit en flot soit en jusant (fig. 4D-5). Inversement, il existe des cas où, même à l'échelle régionale, toutes les structures indiquent le même sens de transport, comme dans les "Folkestone Beds" déjà cités (Allen, 1982a).

### Surfaces limites sigmoïdales

Une dernière caractéristique relevée par certains auteurs concerne l'aspect des surfaces limites. Lorsqu'elles sont concaves vers le haut et à contact basal tangentiel, l'aspect des "bedsets" (Campbell, 1967) est sigmoïde (fig. 4D-6). Cette disposition est reconnue par plusieurs auteurs dans les dunes tidales (Mutti *et al.*, 1985 ; Kreisa et Moïola, 1986). D'après Nio et Yang (1989), elle est le résultat des variations des conditions hydrodynamiques durant un cycle morte eau-vive eau :

- En vive eau, les lits frontaux sont épais alors que les lits basaux sont peu développés ; c'est l'inverse en morte-eau.

- Les surfaces de réactivation sont beaucoup plus érosives en période de vive eau.

Effectivement, les discontinuités de deuxième ordre visibles sur de nombreux enregistrements sismiques montrent une disposition similaire, mais nous l'avons attribuée à des processus très différents : érosion par l'action combinée de la marée et d'un autre agent dynamique, migration d'une forme surimposée.

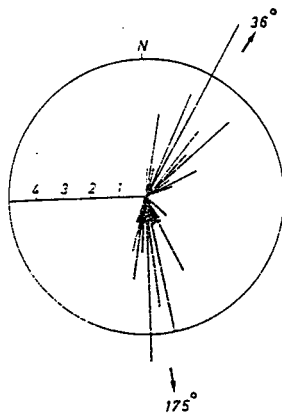


Figure 4D- 5 : Orientation des lits frontaux et des rides de courant dans la molasse miocène à Marly en Suisse (Homewood et Allen, 1981).

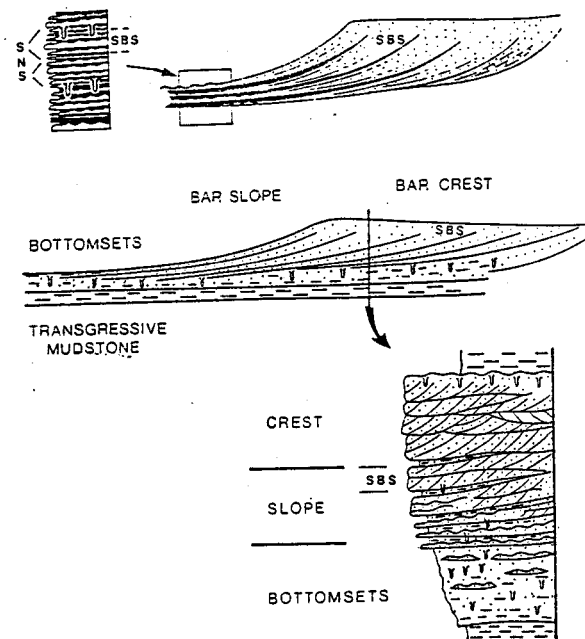


Figure 4D- 6 : Géométrie d'une "barre tidale" de la Baronia (Eocène du bassin d'Ager, Pyrénées espagnoles) (Mutti *et al.*, 1985). SBS : "sigmoïde bedset". Chaque unité sigmoïde correspondrait à un cycle de morte eau (N) - vive eau (S), ou éventuellement de plus longue période (équinoxial).

### Dunes barkhanoïdes

Peu d'exemples de dépôts anciens sont attribués à des dunes tidales barkhanoïdes, car une telle interprétation nécessite des conditions d'affleurement en trois dimensions rarement rencontrées, mais également parce que ce type de dune caractérise des milieux à "déficit sédimentaire" où les possibilités de préservation et fossilisation sont limitées. Dans les grès de Santa Margarita (Miocène moyen des montagnes de Santa Cruz, Californie), Phillips (1983, 1984) décrit de tels corps, formés dans un mélange de sables et de galets et pourvues de stratifications obliques atteignant 8 mètres de hauteur. Ces corps, qui présentent de nombreux caractères tidaux, se seraient formés à la périphérie d'un banc tidal également préservé, dans un détroit reliant le Pacifique au bassin de San Joaquin où les courants de marée auraient été suffisamment amplifiés pour permettre le transport de particules très grossières.

Dans le Miocène du Sud-Est de la France, Guy (1988) décrit dans la barre des Tamaris (Langhien de la région de Martigues) des corps barkhanoïdes présentant dans les deux directions d'affleurement des structures parfaitement similaires à celles observées en sismique sur la dune 1 de Surtainville (fig. 4D-7). Dans le plan Nord-Sud de progradation, il décrit ainsi des lits frontaux angulaires, tangentiels, concaves puis sigmoïdaux (par ordre chronologique), dont le pendage atteint 25°, et qui sont délimités par des discontinuités de forme sigmoïde. La partie supérieure de ces corps semble préservée, leur amplitude atteignant 1.80m. Dans un plan Est - Ouest, les lits frontaux présentent une forme en "mégafestons", similaire aux "auges" observées sur les coupes sismiques Est-Ouest de la dune 1 de Surtainville (voir en particulier la figure 3A-40).

Dans les mêmes molasses miocènes, au Sud de Valence, Rubino *et al.*, (1990) décrivent à la Carrière Gilles 4 unités d'âge langhien, constituées de sables moyens à grossiers, à nombreux bioclastes. Dans un plan Nord-Sud, on observe de grands lits frontaux granoclassés, atteignant 6m d'amplitude, à contact basal angulaire ou tangentiel, dont le pendage est compris entre 20 et 30°. Un affleurement perpendiculaire montre, sur près de 60m, que ces lits frontaux présentent dans un plan Nord-Sud une disposition en festons, qui suggère une géométrie similaire à celle des dunes 1 ou 2 de Surtainville.

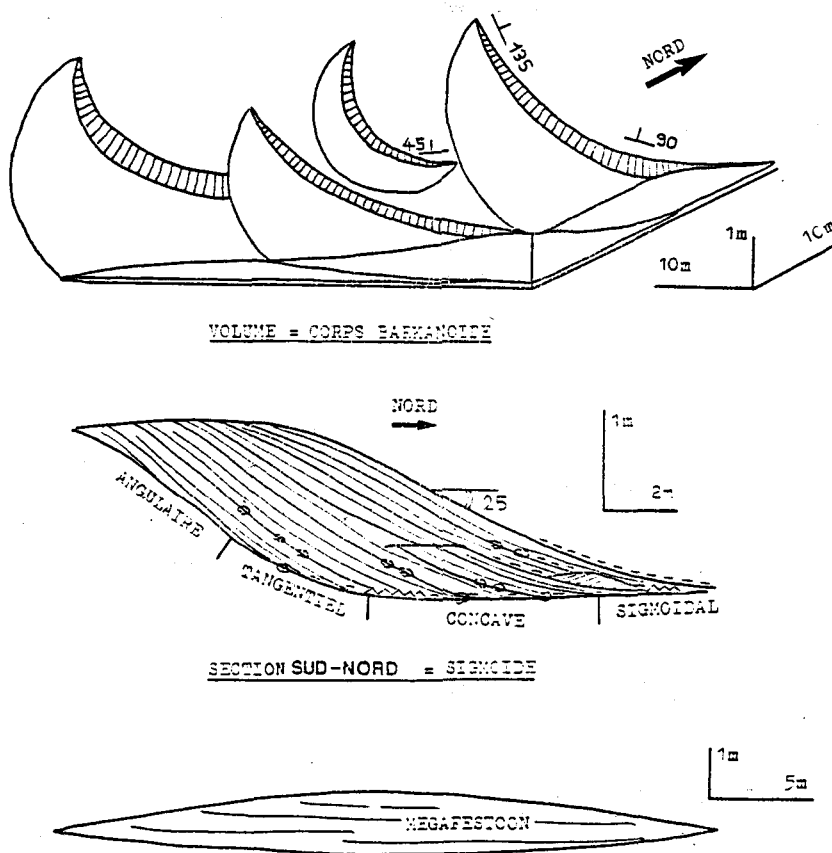


Figure 4D- 7 : Géométrie des dunes tidales en barkhane de la barre des Tamaris dans le Miocène du Sud Est de la France (Guy, 1988). Les corps sont pratiquement entièrement préservés, et leur géométrie dans un plan horizontal peut être suivie sur le terrain.

En résumé, les caractéristiques géométriques et lithologiques de la majorité des dunes asymétriques décrites dans les séries anciennes sont similaires à celles des formes actuelles. Les différences essentielles résident :

- Dans l'amplitude maximum des lits frontaux d'avalanche, qui atteint 40 m dans certains exemples fossiles, et seulement 9 m dans les cas que nous avons étudiés. L'origine tidale de certains de ces dépôts anciens est cependant discutable.

- Dans un taux de sédimentation généralement plus fort pour les exemples fossiles que pour les dunes de la marge atlantique. Une telle différence s'explique par le fait que les séries tidales fossilisées sont généralement associées aux deltas et aux estuaires.

## 2 - LES DUNES TIDALES A LITAGES DE MEGARIDES

La morphologie des formes de dépôt n'étant généralement pas préservée dans les séries anciennes, il est difficile de déterminer si les stratifications obliques d'amplitude décimétrique sont le résultat de la progradation de mégarides sur un fond plat ou correspondent à des grandes dunes symétriques. Un exemple décrit avec détail concerne la "Minette" de Lorraine et du Luxembourg, étudiée par Teyssen (1984) à Prinzenberg (fig. 4D-8). Sur cet affleurement, on observe un "set" de 6m d'épaisseur délimité par deux surfaces de discontinuité de premier ordre ( $E_1$ ), fortement érosives. A l'intérieur du "set", qui correspondrait à la migration d'une dune tidale, des lits faiblement inclinés de 20cm d'épaisseur moyenne forment le litage principal. Il est possible de les suivre depuis la base jusqu'au sommet de la séquence. Les discontinuités de deuxième ordre ( $E_2$ ) qui délimitent ces lits correspondraient au flanc "raide" de la dune et indiqueraient donc son sens de progradation. Les discontinuités sont soulignées par un drapage argileux (fig. 4D-8B) et par une forte bioturbation, qui indiqueraient une pause dans la sédimentation. A l'intérieur de ces discontinuités, Teyssen décrit des stratifications obliques de petite taille, qui correspondraient à des structures en chevrons, elles-mêmes recoupées par des discontinuités de troisième ordre. Chacun de ces lits à faible pente, délimité par une discontinuité  $E_2$  constituerait le témoignage des périodes de mortes eaux, deux discontinuités étant séparées par une période de 14 jours. Cette interprétation, qui diffère du modèle d'Allen (1980a) où chaque surface correspond à un cycle de marée M2, est étayée par le fait que la mesure de l'épaisseur de près de 200 lits faiblement pentés n'indique aucune variation cyclique. En morte eau, le courant serait trop faible pour permettre le transport sableux, la vase en suspension se déposerait.

Dans les molasses miocènes des bassins du Bas-Dauphiné et de Crest, à Chantemerle les Blés et St Restitut, Lesueur et al (1990) décrivent des corps sableux dont l'épaisseur préservée atteint 8m. Ils présentent de grandes surfaces inclinées d'environ 15° entre lesquelles se développent des stratifications obliques tangentielles indiquant une migration perpendiculaire ou oblique par rapport aux surfaces principales. Dans certains cas, des "mégarides" décimétriques sont préservées au sommet. Lesueur *et al.* interprètent ces dépôts comme des corps tidaux longitudinaux, par analogie avec la structure interne des bancs tidaux de la Mer du Nord décrits par Houbolt (1968). Un examen des profils sismiques publiés par ce dernier et nos propres observations indiquent cependant que les réflecteurs sismiques obliques observés à l'intérieur des grands bancs tidaux, généralement parallèles au flanc "abrupt" du banc, ont un pendage vrai beaucoup plus faible, de l'ordre de quelques degrés, qui a été exagéré par la représentation sismique. Ce type de structure pourrait correspondre aux dunes symétriques à litages de mégarides que nous avons décrites au paragraphe précédent. Les surfaces majeures inclinées de 15° correspondraient aux flancs des dunes, dont les pentes sont précisément de cet ordre dans les cas que nous avons décrits. Les litages obliques en festons présents entre chaque surface majeure correspondraient à l'enregistrement de la migration des petites dunes surimposées, dont toutes nos observations, comme celles de McCave et Langhorne (1982), indiquent qu'elles adoptent une orientation perpendiculaire ou oblique à celle de la dune principale. Les descriptions de

Teyssen (1984) peuvent être interprétées de la même manière, les grandes surfaces de progradation correspondant aux discontinuités "E2" de cet auteur. Des structures équivalentes sont décrites notamment par Van der Linden (1963), Banks (1973a et b), Anderton (1976), Nio, (1976), Johnson (1977), Hobday et Tankard (1978), Blakey (1983), Philips (1983, 1984), Handford (1988).

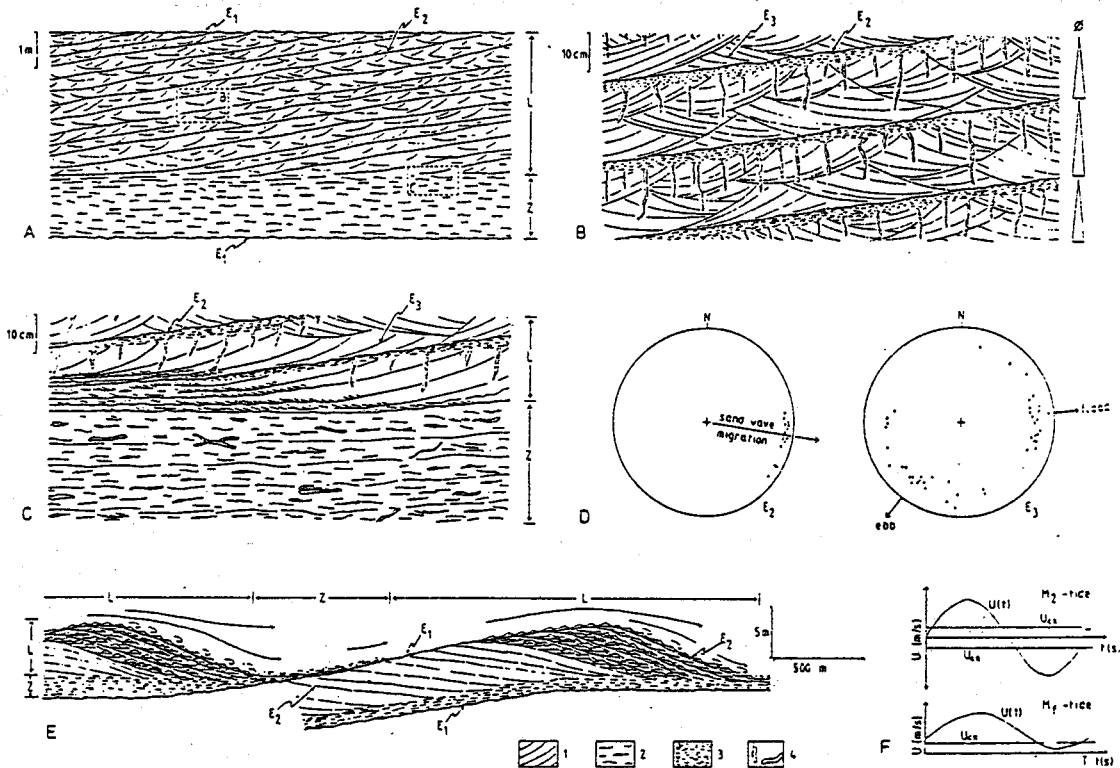


Figure 4D- 8 : Structure interne d'une dune tidale composite de l'affleurement de Prinzenberg, dans les oolithes du Toarcien-Aalénien du Luxembourg (Teyssen, 1984). A : vue générale d'une dune avec ses lits faiblement pentés. B : détail de l'organisation des lits frontaux, avec leur structure en "herringbone" et les drapages argileux . C : détail du passage des lits frontaux aux lits basaux. D : orientation des surfaces E2 (à gauche) et des stratifications obliques de petite taille (à droite). E : modèle d'évolution des dunes. F : interprétation des régimes de marées, avec la superposition d'une onde M<sub>2</sub> symétrique et d'une onde M<sub>f</sub> asymétrique. 1 : stratifications obliques, 2 : litages à "linsen" et flaser", 3 : argilite, 4 : bioturbation.

Signalons que de très nombreux affleurements décrits dans la littérature montrent une transition latérale ou verticale de dunes à grands lits frontaux vers des dunes composites (fig. 4D-9). Cette variation peut correspondre dans l'espace au passage d'un domaine estuarien à un domaine de plateforme ouverte, ou dans le temps à une élévation du niveau de la mer s'accompagnant d'une diminution de l'asymétrie du transport, comme dans le modèle de Nio (1976). Nous avons vu que des facteurs d'origine simplement locale peuvent également engendrer des variations de l'asymétrie des dunes, comme dans l'embouchure de la Gironde.

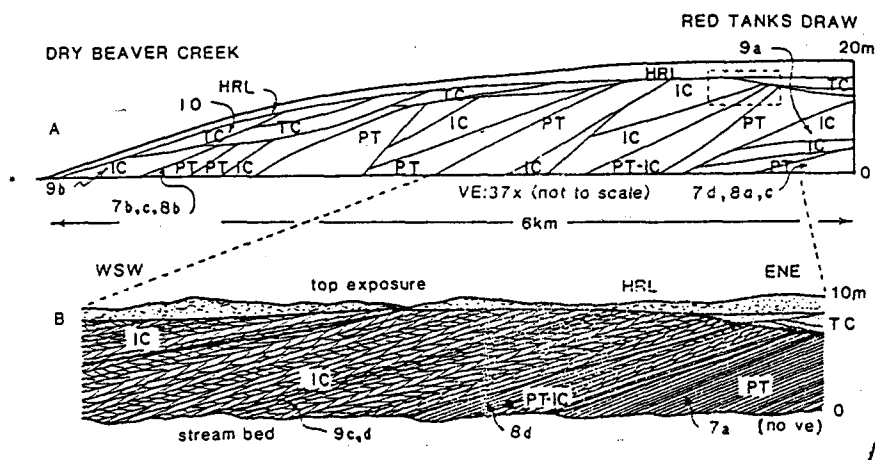


Figure 4D- 9 : Passage latéral de faciès de dunes asymétriques (à droites) à des dunes composites (à gauche) dans les grès permien de Rancho Rojo (Arizona) (Blakey, 1984). PT : lit obliques tabulaires, IC : stratifications obliques intra-set, TC : lits obliques en auges, HRL : faciès homogène ou à litage de rides.

### 3- LITHOLOGIE

Les dépôts tidaux sont souvent assimilés par les géologues sédimentaires à des dépôts silico-clastiques, bien qu'il existe de nombreux exemples de dunes carbonatées. Elles peuvent être oolithiques comme dans la Sundance Formation dans le Jurassique du Wyoming (Stone et Vondra, 1972) ou dans le champ pétrolifère de Damme (Mississipien du Kansas ; Handford, 1988), oo-bioclastiques comme dans le Callovien de Bourgogne (Laville *et al.*, 1989), ou purement bioclastiques comme dans la formation de Dosante (Cénomaniens des chaînes cantabriques, Floquet, 1989) et dans le bassin de Forcalquier (Lesueur *et al.*, 1990). En fait, de même que les dunes actuelles, les dépôts anciens sont souvent composés d'un mélange de particules terrigènes silicatées et bioclastiques calcaires. C'est le cas dans les "barres tidales" de la Baronia de l'Eocène sud-pyrénéen, où Mutti *et al.* (1985) considèrent que l'augmentation de la teneur en carbonates serait l'indicateur des phases de remontée du niveau de la mer par subsidence tectonique, du fait de l'amointrissement des apports en sédiments terrigènes.

A titre de résumé, le tableau 4D-3 présente les principaux éléments de comparaison entre formes actuelles et anciennes. Il fait apparaître de grandes similitudes entre les deux catégories, à l'exception de l'amplitude maximum des lits frontaux d'avalanche, plus importante dans les séries fossiles, ainsi que la granularité des sédiments, plus variable dans ces dernières.

	DUNES FOSSILES	DUNES MODERNES	
		cette étude	littérature
longueur d'onde maxi	?	535m	900m (Stride, 1963)
amplitude maxi des foresets	40m (Jones, 1990)	10 m	17m (Flemming, 1980)
pendage maxi des foresets	37° (Van der Linden, 1963)	34°	?
extension latérale	?	1500m	9000m (Stride, 1982)
surfaces de réactivation	oui	oui	?
lithologie	silt, sable ou gravier	sable moyen à grossier	
courant maxi	1.5 m/s (calculé) (Richards, 1986)	1.5 m/s (mesuré)	
vitesse de migration maxi	200 m/an (calculé) (Allen, 1982b)	70m/an (mesuré)	150m/an (mesuré) (Ludwick, 1972)

Tableau 4D-3 : Comparaison des principales caractéristiques des dunes tidales fossiles et modernes.

#### 4 - CONTEXTE SEQUENTIEL

Dans les séries anciennes, les corps tidaux sont généralement représentés par une succession de séquences de dépôt parfois interrompues par des faciès de houle. Une des séries les plus épaisses est celle de la Table Mountain Formation, qui domine la ville du Cap en Afrique du Sud, constituée par 4500m de dépôts tidaux ordoviciens (Hobday et Tankard, 1978). D'une façon générale, l'épaisseur des séries tidales fossiles (tableau 4D-1) dépasse fortement celle des corps tidaux modernes, ce qui signifie qu'elles correspondent à de nombreux épisodes de dépôt. Une interprétation en termes de modèle de faciès amène Walker (1985) à s'interroger sur l'équilibre nécessaire entre subsidence et apports sédimentaires pour maintenir des conditions identiques de sédimentation, sans passage vertical à des faciès plus côtiers. Dans les Folkestone Beds du Bassin de Londres, l'épaisseur moyenne des "sets" est de 1.05m et l'épaisseur maximum de la série est de 85m (Narayan, 1971). Celle-ci est donc constituée en moyenne de 80 dunes tidales superposées. Compte-tenu de la vitesse de migration calculée par Allen (1982a), chacun des "sets" représente l'enregistrement de la sédimentation pendant environ un an. L'ensemble des stratifications obliques représente donc au total

80 années de dépôt sédimentaire. Si la durée de la série est estimée à un million d'années, cela signifie que chaque surface limite séparant les dunes représenterait environ 12500 ans !

Une approche du problème est proposée par Cant et Hein (1986), qui distinguent 3 séquences-types dans les dépôts tidaux et autres dépôts de plateforme (fig. 4D-10) :

- Les séquences cycliques grano-croissantes sont celles qui présentent la géométrie la plus simple. Elles correspondraient à des pulsions régressives lors de phases transgressives. La cyclicité est attribuée à la tectonique plutôt qu'au glacio-eustatisme, en particulier en raison du grand volume sédimentaire de chaque séquence sableuse. Les corps gréseux forment des séquences régressives progradantes, se terminant en biseau vers le large.

- Les séquences épaisses, de grande extension, sans grano-classement ni cyclicité marqués sont attribuées à des environnements où la subsidence est plus continue et où les agents hydrodynamiques redistribuent les sédiments au fur et à mesure des apports.

- Les séquences isolées de corps gréseux, intercalées dans des argiles, peuvent souvent être corrélées à l'échelle d'un bassin. Elles correspondraient au remaniement, lors d'une transgression, de sédiments déposés en période régressive.

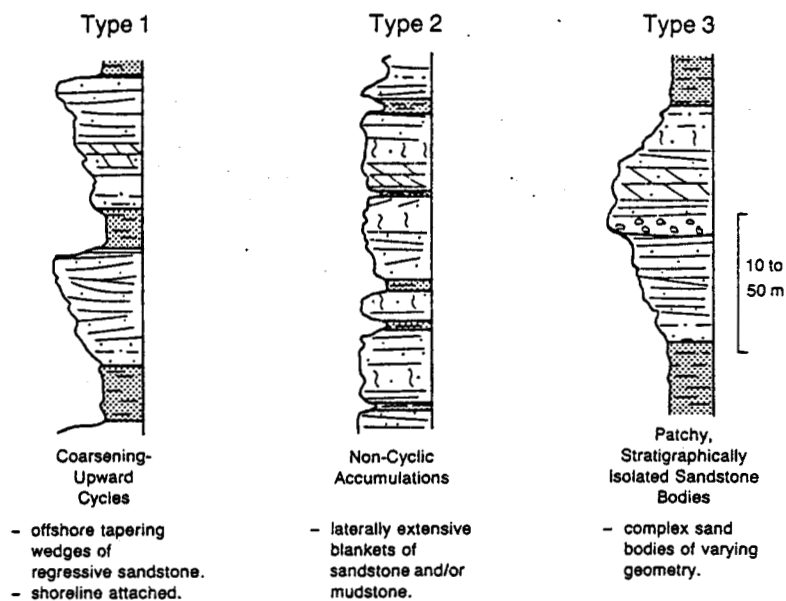


Figure 4D- 10 : Les trois séquences-types de corps gréseux de plateforme définies par Cant et Hein (1986).



La stratigraphie séquentielle propose un modèle cohérent d'agencement des "cortèges sédimentaires", qui peut être appliqué à l'interprétation des dépôts tidaux. Ainsi, dans les molasses miocènes du Sud-Est de la France, Lesueur *et al.* (1990) et Rubino *et al.* (1990) associent systématiquement les nombreuses barres tidales aux intervalles transgressifs des paraséquences. A l'inverse, dans les formations équivalentes de la molasse suisse, Guillocheau *et al.* (1989) placent les corps subtidaux dans les périodes de haut niveau relatif de la mer, au moment où les apports terrigènes reprennent. Dans les deux cas, il est important de noter que de mêmes épaisseurs sédimentaires correspondent à des durées très différentes. Ainsi, les niveaux condensés d'épaisseur centimétriques peuvent correspondre à des intervalles de temps de plusieurs milliers d'années, alors que certaines barres d'épaisseur métrique ne représentent que quelques mois. C'est dans les périodes à sédimentation rapide que les processus liés à l'hydrodynamique sont le mieux enregistrés.

La stratigraphie séquentielle impose une nouvelle approche des dépôts tidaux anciens, et incite à la prudence des comparaisons avec les formes tidales actuelles : alors que de nombreuses discontinuités étaient attribuées auparavant à des processus purement hydrosédimentaires (autocycliques) comme la progradation des dunes ou la migration latérale de chenaux, il apparaît dans de nombreux cas que c'est la variation du niveau relatif de la mer (processus allocyclique) qui intervient. Comment faire la part des deux phénomènes ? Le problème ne se pose pas à proprement parler pour les dunes mais plutôt pour les bancs tidaux. Seule la reconstitution de la géométrie externe des bancs fossiles permet de répondre à cette question. C'est ainsi que de nombreux corps sédimentaires présentant des faciès de houle et/ou de marée ainsi qu'un allongement et un relief similaires à ce qui est connu dans l'actuel, sont interprétés comme des bancs tidaux ou des "*offshore ridges*" (Swift, 1985). C'est le cas par exemple de la formation pétrolifère des grès perméens de White Rim dans l'Utah (Baars et Seagers, 1970), des grès d'Eze-Aku dans le Crétacé supérieur du Nigéria (Banerjee, 1980), des grès de la "Dakovarra formation" dans le Précambrien du Nord de la Norvège (Johnson, 1977), des corps oolithiques du champ pétrolifère de Damme dans le Mississipien (Carbonifère inférieur) du Kansas (Handford, 1988, **fig. 4D-11**) et des grès carbonifères de Cottage Grove dans l'Oklahoma (Fruit et Elmore, 1988, **fig. 4D-12**). En revanche, les réservoirs sableux des formations de Cardium et de Viking du Crétacé de l'Alberta, interprétés auparavant comme des "*offshore ridges*", sont attribués par Walker et Eyles (1991) à des processus purement allocycliques.

En résumé, on peut observer qu'il est souvent difficile de faire la part entre processus locaux et globaux, et que les avis divergent sur le moment le plus propice pour la fossilisation des corps tidaux. Peut-être faudrait-il distinguer les corps tidaux formés en domaine de plateforme ouverte de ceux associés aux estuaires et aux deltas. Les premiers seraient principalement associés aux cortèges transgressifs (remaniement par la marée des séquences sous-jacentes) tandis que les seconds

CHAPITRE 4 : Essai de synthèse

pourraient se rencontrer dans les cortèges transgressifs, de haut niveau, voire de bas niveau. Cependant, il ne faut pas négliger l'importance des facteurs locaux dans la préservation des dépôts. Ainsi, l'influence de la houle, qui dépend principalement de la dimension du bassin et de l'orientation des vents dominants, joue certainement un rôle prépondérant dans la préservation des différents cortèges sédimentaires.

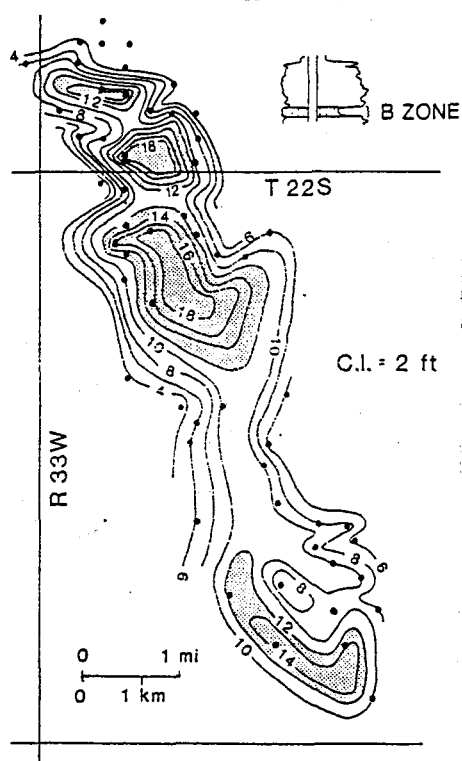


Figure 4D- 11 : Carte isopaque d'un banc oolithique à influence mixte houle-marée du champ pétrolifère de Damme, dans le Mississipien du Kansas (Kansas) (Handford, 1988). Les isopaques sont en pieds, les enregistrements de la partie supérieure droite indiquent la signature-type des diagraphies gamma-ray et neutroniques.

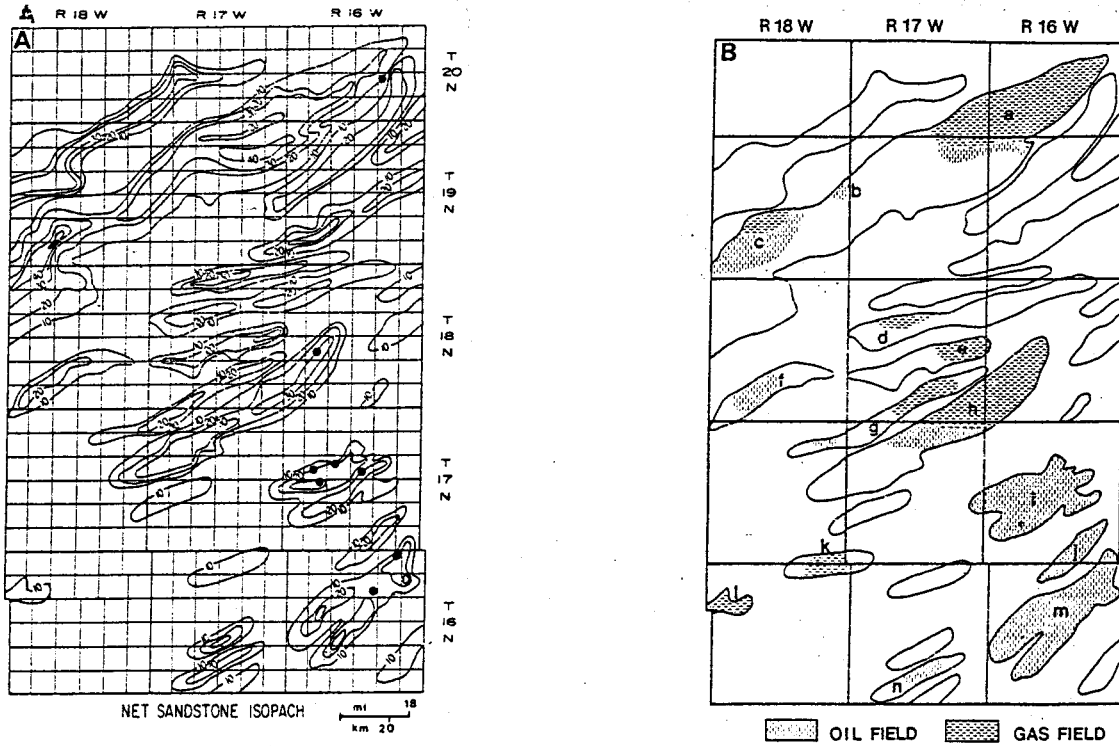


Figure 4D- 12 : Bancs sableux des grès carbonifères de Cottage Grove dans l'Oklahoma (Fruit et Elmore, 1988). A : carte isopaque (en m) des corps gréseux, qui permet de reconstituer la géométrie des bancs, B : zones productives en huile et en gaz. Les auteurs interprètent ces dépôts comme des bancs tidaux remaniés par la houle, en période transgressive. Ces bancs forment une séquence grano-décroissante, contrairement à de nombreux corps équivalents qui présentent des séquences grano-croissantes.

## 5 - SYNTHÈSE DES CRITÈRES DE RECONNAISSANCE DES DUNES TIDALES

La notion même de faciès tidal doit être tout d'abord précisée. Pour la plupart des géologues sédimentaires, ce terme correspond à des dépôts où la présence de faisceaux de marée (Visser, 1980, cf § 1E-6) atteste sans équivoque d'une influence prépondérante de la marée. Ce type d'enregistrement, qui a été effectivement retrouvé depuis quelques années dans de nombreux dépôts fossiles (Allen, 1982a ; Allen et Homewood, 1984 ; Teysse, 1984 ; Allen *et al.*, 1985 ; Kreisa et Moiola, 1986 ; Yang et Nio, 1985 ; Kreisa *et al.*, 1986 ; Santisteban et Taberner, 1988 ; Ladipo, 1988 ; Tessier et Gigot, 1989 ; Lesueur *et al.*, 1990), correspond à notre avis à un type particulier d'environnement tidal, où d'autres agents hydrodynamiques plus énergétiques susceptibles de brouiller le signal tidal sont atténués. Les faciès observés correspondent probablement à des milieux abrités comme les baies, les estuaires ou les chenaux de marée des deltas et lagunes dominés par la marée. Par contre, les corps sableux tidaux de plateforme ouverte sont plus difficiles à identifier dans la mesure où aucun critère tidal univoque n'est enregistré, du fait d'une part de l'absence de particules fines en suspension susceptibles de draper les faisceaux, d'autre part d'un remaniement important par les houles et/ou les courants de dérive. Seul le rassemblement d'un ensemble de critères permet alors de conclure à la nature tidale des dépôts, bien qu'aucun d'entre eux n'ait de signification exclusive :

- La *géométrie des dépôts* constitue un premier critère, les amplitudes maximum étant d'une quinzaine de mètres pour les dunes et d'une cinquantaine de mètres pour les bancs tidaux. L'extension maximale de ces corps est respectivement de l'ordre de 1 et 100 km. Il est important de vérifier que la géométrie des bancs fossiles identifiés correspond à une accumulation sableuse reposant sur une surface plane, et non à une forme d'érosion comme dans le cas décrit par Walker et Eyles (1991).

- Le "*maître litage*" (Allen, 1980b) des dunes tidales de plateforme est constitué par des discontinuités de premier ordre, sub-horizontales et tronquant les dépôts sous-jacents, ainsi que des discontinuités de deuxième ordre, inclinées de 5 à 15° et d'aspect fréquemment sigmoïde. Entre ces discontinuités, des lits obliques fortement pentus apparaissent, dont l'amplitude renseigne sur le degré d'asymétrie du transport sédimentaire. Dans le cas d'un transport très asymétrique, voire unidirectionnel, cette amplitude peut atteindre plusieurs mètres. Dans le cas d'un transport plus symétrique, les lits obliques ne dépassent pas 0.5m, c'est à dire l'amplitude maximum des petites dunes surimposées.

- L'existence, du moins au niveau régional, d'une *bidirectionnalité des transports* constitue un critère important. En particulier, les bancs tidaux actuels sont le plus souvent caractérisés par des directions de transport qui s'inversent d'un flanc à l'autre du banc. Par contre, au niveau local, l'unidirectionnalité des pendages est souvent la règle, en particulier dans la partie centrale des "*sets*", alors que le sommet (généralement non préservé dans les séries anciennes) et la base présentent une dispersion plus grande des pendages, voire une bidirectionnalité traduisant l'existence

de stratifications en chevrons ("*herringbone*"). On connaît cependant des environnements où des courants géostrophiques ou de dérive unidirectionnels, déviés par la topographie, produisent des circulations et des transports de sens opposés, comme par exemple au large du delta du Nil (Coleman et al, 1981) ou sur la plateforme Sud Africaine (Flemming, 1988). Une inversion saisonnière des courants, comme dans le détroit de Torres en Australie (Stride *et al.*, 1982), est également susceptible de produire de tels dépôts "pseudo-tidaux".

- En milieu tidal actuel, il semble que les faces d'avalanche, et donc l'*amplitude des lits frontaux*, ne dépassent pas une dizaine de mètres. L'origine tidale des grands foresets pouvant atteindre de 30 (Nio, 1976) à 40m (Jones, 1990) devrait être ré-examinée. Très souvent, ces lits frontaux sont tronqués par des discontinuités érosives, la progradation d'une dune s'enregistrant par la formation de "*cosets*" ou stratifications obliques composites.

- L'existence de *directions de transports secondaires* est un indice important de reconnaissance des milieux tidaux. En raison de la taille importante des dunes, il est en effet fréquent d'observer que le courant subordonné est dévié par le relief et présente, localement, une orientation parallèle ou oblique à celle des crêtes dunaires. Dans les exemples fossiles, les structures résultantes sont souvent attribuées à tort à des phénomènes de vidange caractéristiques du milieu intertidal. C'est à la base des sets que ces orientations ont le plus de chance d'être préservées, comme c'est le cas des *rides de houle* parfois formées sur les dunes tidales de Surtainville.

- La *profondeur d'eau* des dépôts tidaux est très généralement comprise entre quelques mètres et environ 200m (le rebord de la plateforme) avec une nette dominance pour les profondeurs correspondant à la plateforme interne (0-50m). La faune à l'origine de la fraction bioclastique du sable dunaire ainsi que les bioturbations remaniant les structures doivent donc être compatibles avec ces profondeurs. Dans les environnements actuels, on a cependant parfois décrit des dunes ou vagues sableuses attribuées à l'action du courant tidal par des profondeurs bathyales (Lonsdale et Malfait, 1974 ; Colella, 1990).

- La lithologie des carottes indique une tendance générale *granocroissante* de la base vers le sommet des dunes, mais des sous-séquences également granocroissantes peuvent exister du fait de l'existence de formes surimposées, voire des granoclassements inverses associés aux dépôts d'avalanche. Ce caractère n'est pas spécifique des dunes tidales, mais se rencontre dans toutes les formes transverses, y compris éoliennes.

- A l'inverse, l'*aspect sigmoïdal* des surfaces limites, attribué par Mutti *et al.* (1985) et Nio et Yang (1989) à l'action du courant de marée subordonné, et utilisé comme critère de reconnaissance, doit être écarté. Nos mesures montrent en effet que cette géométrie résulte de l'action épisodique des tempêtes. En régime de courant unidirectionnel, des surfaces similaires peuvent se former sous l'action d'une forme surimposée migrant plus rapidement que la forme principale ou simplement du fait d'une variation de l'intensité du courant unidirectionnel (Allen, 1980a ; Mowbray et Visser, 1984).



## E - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Bien que l'analyse de la *dynamique* et la description de l'*architecture* des dunes soient complémentaires pour la compréhension de ces corps sédimentaires, la plupart des travaux antérieurs s'étaient surtout attachés à l'un ou l'autre de ces deux aspects. Le premier faisait appel aux mesures physiques, aux observations en plongée et à l'interprétation des images sonar. Le second, beaucoup moins développé, s'appuyait sur la sismique haute résolution et sur l'analyse des carottes sédimentaires. Nous avons essayé dans ce travail de mener de front l'étude des deux aspects, dans trois environnements choisis pour leurs caractéristiques hydro-sédimentaires différentes. La plateforme continentale interne au large du Cotentin est un environnement macrotidal typique, en déficit sédimentaire. Le marnage atteint plus de 10m dans le secteur de Surtainville que nous avons exploré, et le courant près du fond dépasse 1m/s. En Baie de Bourgneuf, la marée engendre des courants près du fond à peine suffisants pour générer des dunes, mais les houles de Nord-Ouest pénètrent largement et leur direction de propagation coïncide avec celle du grand axe de l'ellipse de marée. Dans l'estuaire de la Gironde enfin, l'influence de la houle est limitée aux zones très peu profondes, mais le courant de marée est partout suffisant pour la formation des dunes. Si l'influence du débit fluvial sur le transport en suspension avait été analysé en détail, peu de travaux concernaient son effet sur le transport par charriage.

Nos premières investigations ont surtout permis de révéler l'existence de différents types de réflecteurs sismiques à l'intérieur des dunes. Des levés répétés durant des intervalles de temps pluri-annuels et en utilisant des outils de positionnement et de cartographie automatique précis ont finalement permis d'aller plus loin. A Surtainville et en Gironde, nous avons pu en effet mesurer l'effet du régime hydrodynamique sur l'*évolution* de la structure des dunes, et proposer des interprétations génétiques basées sur l'analyse des paramètres hydrodynamiques.

Bien que les trois zones étudiées en détail ne représentent pas tous les milieux de dépôt tidaux (il conviendrait d'analyser ces formes dans des environnements à fort taux de sédimentation), leurs caractéristiques sont suffisamment différentes pour autoriser une certaine généralisation de nos conclusions.

D'un point de vue descriptif et comparatif avec les séries anciennes, nos travaux permettent de préciser la *géométrie des dunes tidales*. Les plus grandes dunes rencontrées ont une amplitude de 20m et une longueur d'onde de 550m. La compilation des mesures effectuées sur 7 sites différents montre que l'amplitude des dunes augmente avec la profondeur d'eau. Dans un plan horizontal, les dunes asymétriques ont le plus souvent une forme sinueuse, alors que les dunes symétriques sont généralement anastomosées.

Alors que l'existence d'un déplacement des dunes faisait encore l'objet de controverses, des levés répétés à intervalles de 12 à 18 mois montrent que les grandes dunes tidales du plateau continental *interne* sont des *formes actives* dont la migration peut atteindre 70m par an. Elles sont donc en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles.

Dans tous les cas étudiés, ces dunes présentent une disposition - et éventuellement une migration - conformes à l'orientation des ellipses de marée : les directions de migration sont toujours parallèles au grand axe de l'ellipse des courants de marée. De plus, les vitesses de migration mesurées par des levés géophysiques à intervalles successifs sont du même ordre que celles prédites par le calcul des transports résiduels. *Ces dunes sont donc bien des formes tidales.*

Les *deux principaux types de structures internes* rencontrés correspondent à :

(1) *des structures en cosets*, présentant des stratifications obliques, recoupées par des discontinuités de deuxième ordre sigmoïdes elles-mêmes tronquées par des discontinuités de premier ordre sub-horizontales.

(2) *des dunes à litages de mégarides* parfois de sens opposés (litage en chevrons).

Ces structures ont des géométries respectivement similaires aux types 3-4 et 5-6 du modèle conceptuel d'Allen (1980a), mais les mécanismes de formation que nous avons mis en évidence diffèrent fortement de ceux proposés par cet auteur. La quantification des transports sableux montre en effet que le courant de marée subordonné est incapable, durant un cycle semi-diurne, de remanier les volumes sableux nécessaires à la formation des surfaces de réactivation de deuxième ordre qui affectent la plupart des dunes.

Les mesures in-situ, la comparaison de profils sismiques réalisés à intervalles réguliers ou la compilation de données disponibles montrent que ces surfaces érosives sont le résultat de *l'action combinée du courant de marée et d'autres agents dynamiques, en particulier la houle, le débit fluvial et peut-être le vent.*

*L'effet de la houle* est d'autant plus important que sa direction de propagation se rapproche de celui du grand axe de l'ellipse de marée. Si le courant de marée seul est relativement faible, comme en Baie de Bourgneuf, l'action épisodique de la houle peut contribuer à l'augmentation du transport en charriage et donc à la progradation. Dans le cas où le courant de marée est suffisant pour maintenir les dunes actives, comme à Surtainville, l'action de la houle se traduit surtout par la formation de surfaces érosives qui conduisent à émousser la morphologie des dunes. Ce phénomène est périodique, car la marée reconstruit ensuite des flancs raides où les avalanches se développent à nouveau. Des mesures in-situ montrent à Surtainville un doublement du transport résiduel pour une houle d'amplitude  $H_{1/3}$  de l'ordre de 1m.



Les variations saisonnières du *débit fluvial* sont à l'origine de la structure en "méga-chevrons" des certaines dunes de l'embouchure de la Gironde. L'empilement de "*cosets*" orientés en flot et en jusant correspondrait respectivement aux périodes de crue et d'étiage. Ce type particulier de structure pourrait également se rencontrer dans le cas des dunes soumises à une inversion périodique sous l'effet de courants saisonniers, comme en Mer Baltique et dans le détroit de Torres en Australie. De la même manière, dans le Bassin d'Arcachon, Il semble que l'inversion épisodique de la polarité des dunes du chenal du Cap-Ferret soit liée à l'*effet du vent*, soit directement par formation de courants de dérive, soit indirectement par modification de l'importance relative du flot et du jusant.

Ces différentes constatations nous conduisent à introduire la notion de *temps de réponse* des figures sédimentaires. Cette valeur désigne le temps nécessaire pour produire, ou modifier de façon notable, la morphologie et la structure des formes de dépôts et corps sédimentaires. Elle est d'autant plus importante que leur taille est grande : Les rides réagissent de façon quasiment instantanée, tandis que les mégarides (petites dunes) nécessitent plusieurs jours avant d'être complètement façonnés ou remaniés. Le "maître-litage" des grandes dunes représente l'enregistrement de phénomènes de plus longue période, dont l'échelle de temps est de l'ordre du mois ou de l'année. Ceci explique en particulier que le calcul des indices de compétence et d'asymétrie à partir d'un cycle de marée semi-diurne ne permette pas de prédire la polarité et la structure interne des dunes, contrairement à l'hypothèse d'Allen (1980a). De manière inverse, il n'est donc généralement pas possible de reconstituer les paléo-marées à partir de l'asymétrie des dunes.

L'enregistrement d'une *cyclité tidale* sous forme de doublets argileux d'épaisseur variable correspond mieux aux milieux abrités (estuaires, baies...) qu'au domaine ouvert du plateau continental. Dans ce dernier cas, la signature tidale sera brouillée par les autres agents dynamiques, même si la marée est à l'origine de la construction des corps sédimentaires.

En l'absence de ce critère univoque, c'est un *ensemble d'indices géométriques et lithologiques* qui peut permettre d'identifier les dunes tidales dans les séries anciennes : lits frontaux dont l'amplitude ne dépasse pas 10m, le plus souvent tronqués par des surfaces-limites formant des "*cosets*", existence fréquente au niveau régional, de deux sens de transport opposés, tendance générale grano-croissante de chaque "*set*" associé à la progradation d'une dune, paléobathymétrie comprise entre 5 et 200m, le plus souvent inférieure à 50m.

Les *très grands lits frontaux* (20-40m) attribués dans la littérature à des dunes fossiles doivent probablement être interprétés plutôt comme des Gilbert-deltas. En effet, toutes nos investigations montrent que les dunes les plus hautes, situées dans les environnements les plus profonds, ont des flancs relativement faiblement inclinés excluant les phénomènes d'avalanche. Cette constatation est importante pour les reconstitutions paléo-bathymétriques et l'interprétation en terme

de stratigraphie séquentielle, puisque dans la première hypothèse on concluerait à une profondeur d'eau de l'ordre de 100m, alors qu'elle serait pratiquement nulle dans la seconde.

*La distinction classique entre des corps sédimentaires dominés par la houle et ceux dominés par la marée* (Harms *et al.*, 1982 ; Walker, 1984 ; Tillman *et al.*, 1985) *est difficile à appliquer à des environnements ouverts* : non seulement les dunes tidales que nous avons étudiées ne montrent aucun enregistrement d'une cyclicité lunaire mais leur structure interne peut contenir - et être oblitérée par - l'empreinte d'autres agents hydrodynamiques, au premier rang desquels la houle. Dans les environnements anciens, il est possible que divers corps sédimentaires attribués à l'action de la houle aient été construits par la marée, puis remaniés par la houle.

Non seulement les corps tidaux formés sur la plateforme et ceux associés aux estuaires et deltas présentent des caractères lithologiques et structuraux distincts, mais leurs *conditions de préservation* sont probablement différentes. Les premiers seraient préférentiellement fossilisés dans les cortèges transgressifs, tandis que les seconds se rencontreraient aussi dans les cortèges de haut et de bas niveau.

Les dunes peuvent constituer de véritables formes de dépôts (*bed forms*), selon des règles qu'il est possible de modéliser numériquement ou en bassin. Le plus souvent, elles représentent cependant, comme les bancs tidaux, des *structures composites*, résultat de la dynamique d'autres formes surimposées et de plus petite dimension, ou de l'action combinée ou successive de plusieurs agents dynamiques (houle, vent, courant de marée). Dans ce cas, l'état de nos connaissances sur les mécanismes du transport sédimentaire est encore trop faible pour autoriser une modélisation numérique.

Au terme de cette étude, on peut envisager des directions de recherche qui permettraient de mieux comprendre la genèse des corps sédimentaires tidaux et les conditions de leur préservation dans les séries anciennes. La réalisation de mesures physiques *in situ*, couplées à des prises de vue et des levés géophysiques répétés en période hivernale, constitue un objectif scientifique majeur. C'est en effet durant les périodes de tempêtes associées aux forts coefficients de marée que le transport sédimentaire atteint son paroxysme et que se créent les cicatrices qui affectent la structure interne des dunes. Le "*monitoring*" d'une dune équipée de jauges nucléaires permettant de mesurer l'évolution de la morphologie au cours du temps est aujourd'hui envisageable. Une autre direction intéressante, et encore plus complexe, concerne la reconstitution de la genèse des bancs tidaux. Elle devrait faire intervenir les mêmes disciplines (sédimentologie, géophysique, océanographie physique), mais prendre en compte également l'effet de la remontée du niveau de la mer durant l'Holocène. La mise en évidence et le décryptage de la structure interne de ces bancs, plus de vingt ans après les travaux

de Houbolt (1968), demeure un objectif à atteindre. Enfin, pour comprendre comment les corps tidaux sont préservés dans les séries anciennes, il conviendrait d'explorer les dépôts pléistocènes dans des environnements tidaux à fort taux de sédimentation, aux moyens de levés sismiques très détaillés couplés à des carottages profonds. En effet, dans l'attente des progrès de la sismique de réservoir, seule l'investigation des sédiments marins récents permettra de reconstituer en trois dimensions l'architecture de ces corps sédimentaires, dans le contexte des grandes variations glacio-eustatiques du Quaternaire.



## EQUIVALENCE FRANCAISE DES TERMES ANGLAIS

Back flow ripple : Ride de retour  
Bottom set : lit basal  
Boundary layer : couche limite  
Bounding surface : Surface-limite  
Down lap : biseau de progradation  
Foreset : Lit frontal  
Form drag : frottement de forme  
Lee side : Flanc raide  
Megaripple : Mégaride  
Mud couplet : Doublet argileux  
Mud drape : Drapage argileux  
Onlap : biseau d'aggradation  
Planar cross bedding : Litage oblique tabulaire  
Reactivation surface : Surface de réactivation  
Ripple : Ride  
Sand Wave : Vague sableuse  
Sand patch : Placage sableux  
Sand ribbon : Ruban sableux  
Sand bank : Banc sableux  
Sand flow : Coulée sableuse  
Sand fall : Pluie sableuse  
Shear strength : tension de frottement  
Strength index : Indice de compétence  
Subaquatic dune : Dune hydraulique  
Stoss side : Flanc doux  
Top lap : biseau sommital  
Trough cross bedding : Litage oblique en auge ou en berceau

## LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES UTILISES

*Sauf mention particulière dans le texte, les symboles suivants sont utilisés avec la signification ci-dessous :*

a : Longueur du flanc doux d'une dune

$\alpha$  : angle du flanc doux d'une dune

b : Longueur du flanc raide d'une dune

B : Extension latérale d'une dune

$C_D$  : Coefficient de frottement (drag coefficient)

$\beta$  : pente moyenne du flanc raide d'une dune

$\beta_{max}$  : pente maximum du flanc raide d'une dune

Fr : Nombre de Froude =  $(U/gh)^{1/2}$

H : Amplitude des dunes

h : profondeur d'eau ou épaisseur de la couche d'eau affectée par un courant

k : Constante de Von-Karman-Prandtl

L : Longueur d'onde des dunes

$\theta$  : tension de frottement de Bagnold- Shield

q : débit solide

$q_c$  : débit solide sous l'effet du courant seul

$q_{w,c}$  : débit solide sous l'effet de la houle et du courant

$U_{cr}$  : Vitesse critique de début d'entraînement d'une particule

$U_{pm}$  : valeur maxi de la composante périodique du courant

$U_s$  : composante stationnaire du courant de marée

$V_1$  : Indice de compétence du courant de marée égal à  $(U_{pm} + U_s - U_{cr}) / U_{cr}$

$V_2$  : Indice de symétrie de la marée égal à  $U_s / U_{pm}$

$z_0$  : Longueur de frottement

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aliotta, S., & Perillo, G. M. E. (1987). A sandwave field in the entrance to Bahia Blanca estuary, Argentina. *Marine Geol.*, 76, 1-14.
- Allen, J. R. L. (1965). Sedimentation to the lee of small underwater sand waves an experimental study. *J. Geol.*, 73, 95-116.
- Allen, J. R. L. (1968). Current ripples. Amsterdam : North Holland, 433p.
- Allen, G. P. (1972). Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. *Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux I*, N° 353, 314 p..
- Allen, J. R. L. (1973). Phase differences between bed configuration and flow in natural environments and their geological relevance. *Sedimentology*, 20, 323-329.
- Allen, J. R. L., & Collinson, J. D. (1974). The superimposition and classification of dunes formed by unidirectional aqueous flows. *Sedim. Geol.*, 12, 169-178.
- Allen, H. (1976). Recueil des mesures de vent, houle, marée, courants sur le site de Flamanville. *Rapport No. HE 40/7606*. E.D.F.
- Allen, J. R. L. (1979). A model for the interpretation of wave ripple-marks using their wave length, textural composition and shape. *J. Geol. Soc. London*, 136, 673-682.
- Allen, J. R. L. (1980a). Sand waves : a model of origin and internal structure. *Sedim. Geol.*, 26, 281-328.
- Allen, J. R. L. (1980c). Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, 27, 317-323.
- Allen, J. R. L. (1980b). Sand wave immobility and the internal master bedding of sand wave deposits. *Geol. Mag.*, 117 5, 437-446.
- Allen, J. R. L. (1982a). Mud drapes in sand-wave deposits : a physical model with application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, Southeast England). *Phil Trans Roy Soc London*, A 306, 291, 345.
- Allen, J. R. L. (1982b). Sedimentary structures : their character and physical basis. Amsterdam-Oxford-New York : Elsevier. 663 p.
- Allen, J. R. L. (1982c). Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (1) Statically stable equilibrium forms. *Marine Geol.*, 48, 31-49.
- Allen, J. R. L. (1982d). Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (2) Dynamically stable symmetricall equilibrium forms. *Marine Geol.*, 48, 51-73.
- Allen, J. R. L. (1982e). Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (3) Dynamically stable asymmetrical equilibrium forms without flow separation. *Marine Geol.*
- Allen, H. (1982). Mesures de houle en differents sites du littoral francais. Edition n°5 *Rapport No. HE/46/82/02*. EDF.
- Allen, P. A., & Homewood, P. (1984). Evolution and mechanisms of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, 31, 63-81.
- Allen, J. R. L. (1984). Principles of physical sedimentology. *George Allen & Unwin*. 272 p.
- Allen, P. A., Mange-rajetzky, M., Matter, A., & Homewood, P. (1985). Dynamic paleogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse bassin. *Eclogae geol. Helv.*, 78 2, 351-381.
- Amos, C. L., & King, E. L. (1984). Bedforms of the canadian eastern seaboard : a comparison with global occurrences. *Marine Geol.*, 57, 167-208.
- Amos, C. L., & Zaitlin, B. A. (1985). The effect of change in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada. *Geo-Marine Lett.*, 4, 161-169.
- Anderton, R. (1976). Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, 23, 429-458.
- Anglejan, B. F. (1971). Submarine sand dunes in the St Lawrence Estuary. *Can. J. of Earth Sci.*, 5, 1480-1486.
- Anguenot, F., Gourlez, P., & Migniot, C. (1972). Déplacement des ridens au large du Havre : Etude de leur dynamique par traceurs radioactifs *Rapport No. SAR-72-08*). CEA.
- Anima, R. J., Clifton, E. D., & Phillips, L. R. (1989). Comparison of modern and Pleistocene estuarine facies in Willapa Bay, Washington. In G. E. Reinson (Eds.), *Modern and ancient examples of clastic tidal deposits - a core and peel workshop* (pp. 1-19). Calgary : *Can. Soc. Petrol. Geol.*

Références bibliographiques

- Arnott, R. W., & Southard, J. B. (1990). Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configuration, and some implications for interpreting storm-event stratification. *J. Sed. Petr.*, 60(2), 211-219.
- Ashley, G. M. (1978). Bedforms in the Pitt River, British Columbia. *Fluvial Sedimentology* A.D. Miall ed. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 89-104.
- Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem. *J. Sed. Petr.*, 60(1), 160-172.
- Auffret, G. A., Berthois, L., & Douville, J. L. (1975). Observations sur les rides sous-marines du plateau continental. *La Houille Blanche*, 7-8, 467-478.
- Auffret, J. P., Augris, C., Clabaut, P., & Labet, F. (1988). Etude des transits sédimentaires en Baie de Wissant (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVII, 239-246.
- Auffret, J. P. (1988). Caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés durant la campagne Géobase 1 No. Contrat Ifremer 87/24321). Université de Caen.
- Augris, C., Clabaut, P., Dewez, S., & Auffret, J. P. (1987). Carte des sédiments superficiels. *Edition Ifremer, Région Nord Pas de Calais*.
- Augustin, J. M. (1985). Logiciel de traitement des images acoustiques des sonars latéraux (*Internal Report No. DITIDI/DLS*). IFREMER.
- Baars, D. L., & Seager, W. R. (1970). Stratigraphic control of petroleum in White Rim Sandstones (Permian) in and near Canyonlands National Park, Utah. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54(5), 709-718.
- Bagnold, R. A. (1941). The physics of blown sand and desert dunes. *London: Methuen*. 265 p.
- Bagnold, R. A. (1954). Experiments on gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. (London)*, A225, 49-63.
- Baker, V. R. (1973). Paleohydrology and sedimentology of lake Missoula flooding in Eastern Washington. Boulder : *The Geological Society of America special paper*.
- Ball, M. M. (1967). Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sediment. Petrol.*, 37 2, 556-591.
- Banerjee, I. (1980). A subtidal bar model for the Eze-Aku sandstones, Nigeria. *Sedim. Geol.*, 25, 291-309.
- Banks, N. L. (1973). The origin and significance of some downcurrent-dipping cross-stratified sets. *Journal of Sediment. Petrol.*, 43 2, 423-427.
- Banks, N. L. (1973). Tide-dominated offshore sedimentation, Lower Cambrian, north Norway. *Sedimentology*, 20, 213-228.
- Belderson, R. H., Johnson, M. A., & Stride, A. H. (1978). Bedload partings and convergences at the entrance to the White Sea, USSR, and between Cape Cod and George Bank USA. *Marine Geol.*, 28, 65-75.
- Belderson, R. H., Johnson, M. A., & Kenyon, N. H. (1982). Bedforms. In A. H. Stride (Eds.), *Offshore tidal sands* (pp. 27-57). London, New York: Chapman and Hall.
- Belderson, R. H. (1985). Shelf clastic tidal sediments. In 1st Symposium on modern and ancient clastic tidal deposits, Abstracts (pp. 37-39). *Utrecht*:
- Belderson, R. H., Pingree, R. D., & Griffiths, D. K. (1986). Low sea-level tidal origin of Celtic sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Marine Geol.*, 73, 99-108.
- Belderson, R. H. (1986). Offshore tidal and non tidal sand ridges and sheets : differences in morphology and hydrodynamic setting. In R. J. Knight & J. R. McLean (Eds.), *Shelf sands and sandstones* (pp. 293-301). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*
- Belderson, R. H. (1988). Shelf clastic tidal sediments. In P. L. d. Boer, A. v. Gelder, & S. D. Nio (Ed.), *Modern and ancient clastic tidal deposits*, (pp. 37-39). *Utrecht*:
- Berg van den, J. H. (1980). Field course guidebook on clastic tidal deposits. In 1st Symposium on modern and ancient clastic, Rijksuniversiteit, Utrecht, 66p.
- Berkson, F. M., & Clay, C. S. (1973). Modification apportée aux enregistrements de sonar latéral pour leur donner une présentation sans distorsion. *Rev. Hydro. Int.*, 50(2), 57-61.
- Berné, S., Augustin, J. M., Braud, F., Chene, G., & Walker, P. (1986). Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates-formes continentales: améliorations de la technique d'observation par sonar. *Bull. Soc. géol. France*, 82, 437-446.
- Berné, S., Cirac, P., Durand, J., Lericolais, G., & Weber, O. (1987). Approche de l'architecture des "ridins" (sand waves). In 1er congrès, résumés (pp. 52-53). Paris: ASF.

- Berné, S., Auffret, J. P., & 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., & Weber, O. (1989). Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. Géol. de France.*, 6, 1145-1160.
- Berné, S., Bourillet, J. F., Durand, J., Lericolais, G., & Ondreas, H. (1989). Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest). *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 13 2, 395-415.
- Blakey, R. C. (1984). Marine sand wave complex in the Permian of central Arizona. *Journal Sedim. Petrol.*, 541, 29-51.
- Boersma, J. R. (1969). Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, The Netherlands. Reports of a preliminary investigation. *Geol. Mijnbouw*, 48, 409-414.
- Boersma, J. R., & Terwindt, J. H. J. (1981). Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28, 151-170.
- Bokuniewicz, H. J., Gordon, R. B., & Kastens, K. A. (1977). Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Marine Geol.*, 24, 185-199.
- Boothroyd, J. C., & Hubbard, D. K. (1975). Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In Cronin (Eds.), *Estuarine research* (pp. 217-234). New York: Academic press.
- Bouma, A. H., & Hollister, C. D. (1973). Deep ocean basin sedimentation. In G. V. Middleton & A. H. Bouma (Eds.), *Turbidites and deep water sedimentation* (pp. 79-118). *SEPM Pacific section short course*.
- Bouma, A. H., Hampton, M. A., & Orlando, R. C. (1977). Sand waves and other bedforms in Lower Cook Inlet, Alaska. *Marine Geotechnology*, 2, 291-308.
- Bourillet, J. F., Berné, S., & Weber, O. (1990). Relationship between migration and internal structure of very large subtidal dunes (Surtainville, France). In *13th International Sedimentological Congress*, poster (pp. 36-37). Nottingham, England: Int. Ass. Sedimentologists.
- Bousquet, B., & Miossec, A. (1986). Le littoral du Pays de Retz. *Cahiers Nantais*, 27, 27-41.
- Bouysse, P., Horn, R., Lapierre, F., & Lelann, F. (1976). Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Marine Geol.*, 20, 251-275.
- Boyles, J. M., & Scott, A. J. (1982). A Model for Migrating Shelf-Bar Sandstone in Upper Mancos Shale (Campanian), Northwestern Colorado. *A.A.P.G. Bull.*, 66(5), 491-508.
- Bridges, P. A. (1982). Ancient offshore tidal deposits. In A. H. Stride (Eds.), *Offshore tidal sands* (pp. 172-192). London: Chapman & Hall.
- Briggs, S. R. (1979). A study of Middle Ground Shoal, sand wave migration and the local mean-velocity field. *Woods Hole Oceanographic Institution*, 291p.
- Brookfield, M. E. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303-332.
- Bucher, W. H. (1919). On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographical interpretations. *Am. J. Sci.*, 47, 149210-241269.
- Buck, S. G. (1985). Sand-flow cross-strata in tidal sands of the Lower Greensand (Early Cretaceous), Southern England. *Jour. Sediment. Petro.*, 55 6, 895-906.
- Butman, B., Noble, M., & Folger, D. W. (1979). Long-term observations of bottom current and bottom sediment movement on the Mid-Atlantic continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 84(C3), 1187-1205.
- Cacchione, D. A., Field, M. E., Drake, D. E., & Tate, G. B. (1987). Crescentic dunes on the inner continental shelf off northern California. *Geology*, 15, 1134-1137.
- Campbell, C. V. (1967). Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 7-26.
- Cant, D. J., & Walker, R. G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- Cant, D. J., & Hein, F. J. (1986). Depositional sequences in ancient shelf sediments : some contrasts in style. In R. J. Knight & J. R. McLean (Eds.), *Shelf sands and sandstones* Calgary: Canad. Soc. Petrol. Geol.
- Carruthers, J. N. (1963). History, sand waves and near-bed currents of La Chapelle Bank. *Nature*, 197, 942-946.
- Castaing, P., & Froidefond, J. M. (1978). Etude morphologique et dynamique des dunes hydrauliques à l'embouchure de la Gironde. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 24, 131-145.



Références bibliographiques

- Castaing, P. (1981). Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux I, n° 701, 530 p.
- Caston, V. N. D., & Stride, A. H. (1970). Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Marine Geol.*, 9, 38-42.
- Caston, V. N. (1972). Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, 18, 63-78.
- Chakrabarti, C., & Lowe, D. R. (1981). Diffusion of sediment on the lee of dune-like bedforms: theoretical and numerical analysis. *Sedimentology*, 28, 531-545.
- Champanhet, J. M., Durand, J., Long, B., & Labeyrie, B. (1989). Apport du scanner à la géométrie des réservoirs non consolidés. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine Pau*, under press.
- Channon, R. D., & Hamilton, D. (1976). Wave and tidal-current sorting of shelf sediments southwest of England. *Sedimentology*, 23, 17-32.
- Chesterman, W. D., Clynick, P. R., & Stride, A. H. (1958). An acoustic aid to sea bed survey. *Acustica*, 8, 285-290.
- Cholet, J., Fontanel, A., & Grau, G. (1968). Etude du fond de la mer à l'aide d'un sonar latéral. Rapport interne IFP No.15.712).
- Clabaut, P. (1988) Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais. (Large des côtes françaises). 3ème cycle, 251 p, Lille I.
- Clay, C. S., Ess, J., & Weisman, I. (1964). Lateral echo sounding of the ocean bottom on the continental rise. *J. Geophys. Res.*, 60(18), 3823-3835.
- Cochonat, P., Ollier, G., & Michel, J. L. (1989). Evidence for slope instability and current-induced sediment transport, the RMS Titanic wreck search area, Newfoundland Rise. *Geo-Marine Letters*, 9, 145-152.
- Coleman, J. M. (1969). Brahmaputra river : channel processes and sedimentation. *Sedim. Geol.*, 3, 131-239.
- Coleman, J. M., Roberts, H. H., Murray, S. P., & Salama, M. (1981). Morphology and dynamic sedimentology of the Eastern Nile delta shelf. *Marine Geol.*, 42, 301-326.
- Collela, A. (1990). Active tidal sand waves at bathyal depths observed from submersible and bathysphere (Messina strait, Southern Italy). In *13th IAS Meeting, papers abstracts* (pp. 98-99). IAS.
- Collinson, J. D. (1970). Bedforms of the Tana river, Norway. *Geogr. Ann.*, 52a, 31-56.
- Cornish, V. (1914). Waves of sand and snow, and the eddies which make them. *London: T. Fisher Unwin*.
- Costello, W. R., & Southard, J. B. (1981). Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *Jour. Sedim. Petrol.*, 51 3, 849-864.
- CREO (1988). Mesures des paramètres hydrologiques au large de Surtainville-Manche Rapport No. 72102). *CREO*.
- CREO (1990). Hydrodynamique et transport sédimentaire sur le banc de Surtainville Rapport No. 92106). *CREO*.
- Crumeyrolle, P. (1984) Géométrie et faciès d'un complexe de barres de plate-forme (Illerdien de Corbières). *DEA*, 22 p, Université de Bordeaux 3.
- Crumeyrolle, P., & Marianne, M. F. (1988). Géométrie et faciès d'un système de barre et de chenaux estuariens (Eocène nord-pyrénéen, Corbières, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306 2, 997-1000.
- Dalrymple, R. W., Knight, R. J., & 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. (1984). Morphology and internal structure of sand waves in the bay of Fundy. *Sedimentology*, 31, 365-382.
- Dalrymple, R. W., & Zaitlin, B. A. (1989). Tidal sedimentation in the macrotidal, Cobequid bay-Salmon river estuary, Bay of Fundy. Field trip guide, 2nd international research symposium on clastic tidal deposits. *Calgary: Canadian Soc. Petrol. Geologists*.
- Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Zaitlin, B. A., & Middleton, G. V. (1990). Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37, 577-612.
- Damuth, J. E. (1979). Migrating sediment waves created by turbidity currents in the northern South China Basin. *Geology*, 7, 520-523.

- Davies, C. M. (1980). Evidence for the formation and age of a commercial sand deposit in the Bristol Channel. *Estuarine and Coastal Marine Science*, II, 83-99.
- Delanoë, Y., Dieuchou, A., & Gouleau, D. (1971). Structures et formations sédimentaires de la Baie de Bourgneuf (Loire-Atlantique) étudiées par sondage sismique réflexion. *C.R.A.S.*, 272, 797-799.
- Delanoë, Y. (1971). Structure et formations sédimentaires étudiées par sondage sismique réflexion. *C. R. Ac. Sc.*, 272, 797-799.
- DeMoor, G., & Lanckneus, J. (1988). Acoustic teledetection of sea-bottom structures in the Southern bight. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97(2), 199-210.
- DeMoor, G. (1989). Maintenance on the Flemish banks. In M. G. J. P. Henriët (Eds.), *The Quaternary and Tertiary Geology of the Southern Bight, North Sea* (pp. 185-216).
- DeMoor, G., & Lanckneus, J. (1990). Stabilité et apports sédimentaires sur les bancs de Flandre. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CIX, 129-139.
- DeMowbray, T., & Visser, M. J. (1984). Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. *J. Sed. Petr.*, 54 3, 811-824.
- DeRaaf, J. F., & Boersma, J. R. (1971). Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie Mijnbouw*, 3, 479-504.
- Dewez, S. (1988). Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (De la baie d'Authie au Cap d'Alprech). *Thèse 3ème cycle*, 276 p, Université de Lille I.
- Dewez, S., Clabaut, P., Vicaire, O., Beck, C., Chamley, H., & Augris, C. (1989). Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-Mer du Nord. *Bull. Soc. géol. France*, 8 5 5, 1043-1053.
- Dingle, R. V. (1965). Sand waves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling. *Marine Geol.*, 3, 391-400.
- Durand, J. (1985). Le grès armoricain : Sédimentologie, Traces fossiles, Milieux de dépôt. *Rennes: Mémoires et documents du centre armoricain d'étude structurale des socles*, Volume 3, 119 p.
- Dyer, K. R. (1970). Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 22, 53-161.
- Dyer, K. R. (1986). Coastal and estuarine sediment dynamics. Chichester: John Wiley & Sons, 342 p.
- Ewing, M., Aitken, T., & Eittreim, S. (1968). Giant ripples in the Madagascar Basin. *Trans. Am. Geophys. Union*, 49, 218.
- Fanestock, R. K., Bradley, W. C., & Leveen, L. S. (1969). Bedforms and flow phenomena during a lake George breakout flood, Knick River, Alaska. *Geol. Soc. America*, abstract, 7(61-62).
- Fenster, M. S., Fitzgerald, D., Bohlen, W. F., Lewis, R. S., & Baldwin, C. T. (1990). Stability of giant sand waves in eastern Long Island Sound, U.S.A. *Marine Geol.*, à paraître.
- Field, M. E. (1980). Sand bodies on coastal plain shelves: Holocene record of the U.S. Atlantic Inner shelf off Maryland. *Journal of Sediment. Petrol.*, 50 2, 505-528.
- Field, M. E., Nelson, C. H., Cacchione, D. A., & Drake, D. E. (1981). Sand waves on an epicontinental shelf: northern Bering sea. *Marine Geol.*, 42, 233-258.
- Flemming, B. W. (1976). Guide pratique du sonar latéral. *Rev. Hydro. Int.*, LIII(1), 73-101.
- Flemming, B. W. (1978). Underwater sand dunes along the Southeast African Continental Margin - Observations and implications. *Marine Geol.*, 26, 177-198.
- Flemming, B. W. (1980). Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). *Sedimentary Geology*, 26, 179-205.
- Flemming, B. W. (1981). Factors controlling shelf sediment dispersal along the Southeast African continental margin. *Marine Geol.*, 42, 259-277.
- Flemming, B. W. (1988a). Pseudo-tidal sedimentation in a non-tidal shelf environment (Southeast African continental margin). In P. L. de Boer et al. (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies* (pp. 167-180). D. Reidel Publishing Company.
- Flemming, B. W. (1988b). Zur klassifikation subaquatischer, stromungstransversaler Transportkörper. *Boch. geol. u. geotechn. Arb.*, 29, 44-47.

## Références bibliographiques

- Flemming, B. W. (1990). On the relationships between height, spacing and grain-size in subaqueous, flow-transverse bedforms. In *13<sup>th</sup> IAS Meeting*, Abstracts papers (pp. 170). Nottingham.
- Floquet, M. (1989). Barres calcarénitiques tidales lors de la transgression marine dans le golfe Cantabrique au Cénomanién Moyen (Espagne du Nord). *Bull. Soc. Géol. France*, 85, 1003-1013.
- Foucault, A., Genesseeux, M., Clerc-Renaud, T. (1986). Dunes sous-marines engendrées par les courants de turbidité sur la pente sud de la ride du var (mer Ligure, Méditerranée occidentale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303,2,12,1129-1134.
- Fox, P. J., Heezen, B. C., & Harian, A. M. (1968). Abyssal antidunes. *Nature*, 220, 470-472.
- Fredsoë, J. (1974). On the development of dunes in erodible channels. *J. Fluid. Mech.*, 64, 1-16.
- Fruit, D. J., & Elmore, R. D. (1988). Tide and Storm-dominated Sand Ridges on a Muddy Shelf : Cottage Grove Sandstone (Upper Pennsylvanian), northwestern Oklahoma. *A.A.P.G. Bull.*, 72, 1200-1211.
- Funnell, B. M. (1972). The history of the North Sea. *Bull. Geol. Soc. Norfolk*, 21, 2-10.
- Gadd, P. E., Lavelle, J. W., & Swift, D. J. P. (1978). Estimate of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations. *J. Sediment. Petrol.*, 48, 239-252.
- Gardner, J. V., & Kidd, R. B. (1987). Sedimentary processes on the Northwestern Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar and seismic data. *Journal of Sedim. Petrol.*, 57 3, 397-407.
- Gilbert, G. K. (1885). The topographic features of lake shores. *Ann. Rep. US Geol. Sur.*, 5, 75-123.
- Gilbert, G. K., & Murphy, E. C. (1914). The transportation of debris by running waters No. 86). *U.S. Geol. Survey prof. paper*.
- Gorsline, D. S., & Swift, D. J. P. (1977). Continental shelf sediment dynamics : a national overview. In D. J. P. Swift & D. S. Gorsline (Eds.), Report of a workshop held in . Vail, Colorado, USA: (pp.1- 134).
- Goud, M. R., & Aubrey, D. G. (1985). Theoretical and observational estimates of nearshore bedload transport rates. *Marine Geol.*, 64, 91-111.
- Gouleau, D. (1968) Etude hydrologique et sédimentologique de la baie de Bourgneuf. Thèse de 3ème cycle, 187 p, Université de Nantes.
- Gouleau, D. (1971). Le régime hydrodynamique de la baie de Bourgneuf et ses conséquences sur la sédimentation. *Cahiers Océanographiques*, 23 7, 629-647.
- Gouleau, D. (1971). Le remplissage sédimentaire de la baie de Bourgneuf. *Bull. BRGM*, 4(1).
- Guilcher, A. (1965). Précis d'hydrologie marine et continentale. Paris : Masson & Cie, 389 p.
- Guillemot, P. (1986). Traitements de données sismiques réflexion très haute résolution numérisées (Rapport de DEA). IFREMER, 86 p.
- Guillocheau, F., Lejay, A., Homewood, P., & Hoffert, M. (1989). Effet des variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto- et allo-cycliques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309(2), 1047-1053.
- Guy, G. P., Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61. *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 462-1.
- Guy, L. (1988). Géométrie des corps sédimentaires de barres bioclastiques et dynamique des dépôts sous influence tidale *Université de Bordeaux III, mémoire de DEA*, 48p.
- Hand, B. M., & Bartberger, C. E. (1988). Leaside fallout patterns and the stability of angular bedforms. *J. Sediment. Petrol.*, 58 1, 33-43.
- Handford, C. R. (1988). Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir Damme field, Southwestern Kansas. *Amer. Assoc. Petroleum. Geol. Bull.*, 72 10, 1184-1199.
- Harms, J. C. (1969). Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 363-396.

- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., & Walker, R. G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course n° 2*, Tulsa, 161 p.
- Harms, J. C., Southard, J. B., & Walker, R. G. (1982). Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course n° 9*, Tulsa, 239 p.
- Harris, P. T., & Collins, M. B. (1984). Side-scan sonar investigation into temporal in sand wave morphology : Helwick Sands, Bristol Channel. *Geo-Marine letters*, 4, 91-97.
- Harris, P. T. (1988). Sediments, bedforms and bedload transport pathways on the continental shelf adjacent to Torres Strait, Australia-Papua New Guinea. *Continental Shelf Research*, 8 8, 979-1003.
- Harvey, J. G. (1966). Large sand waves in the Irish Sea. *Maine Geol.*, 4, 49-55.
- Heatershaw, A. D. (1981). Comparison of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. In C. A. Nittrouer (Eds.), *Sedimentary dynamics of continental shelves* (pp. 75-104). Amsterdam : Elsevier.
- Heathershaw, A. D., New, A. L., & Edwards, P. D. (1981). Internal tides and sediment transport at the shelf-break in the Celtic Sea. *Continental shelf Research*.
- Heathershaw, A. D., & Codd, J. M. (1985). Sandwaves, internal waves and sediment mobility at the shelf-edge in the Celtic Sea. *Oceanologica Acta*, 8 4, 391-402.
- Hein, F. J. (1987). Tidal-littoral offshore shelf deposits- lower Cambrian Gog group, Southern Rocky Mountains. Canada. *Sedim. Geol.*, 52, 155-182.
- Henriet, J. P., Bastin, A., & de Rouck, J. (1978). Integration of continuous seismic profiling in geotechnical investigations off the belgian coast. In *7th Int. Havenkongres*, KVIV, 1.18/1-1.1813..
- Hider, A. (1882). Report of assistant engineer A. Hider upon observations at Lake Providence, Nov. 1879-Nov. 1880 Progress report of Mississippi river Commission for 1982.
- Hine, A. C. (1977). Lily bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. *J. Sediment. Petrol.*, 47 (4), 1554-1581.
- Hinschberber, F. (1970). L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Thèse de l'Université Caen. *Association des publications de la faculté des lettres et sciences humaines*, 309 p.
- Hobday, D. K., & Tankard, A. J. (1978). Transgressive-barrier and shallow-shelf interpretation of the lower Paleozoic Peninsula formation, South Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1733-1744.
- Homewood, P., & Allen, P. A. (1981). Wave, tide and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 65, 2534-2545.
- Homewood, P. (1981). Faciès et environnement de dépôt de la molasse de Fribourg. *Eclogae geol. Helv.*, 74/1, 29-36.
- Homewood, P., Allen, P. A., & Williams, G. D. (1986). Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 8, 199-217.
- Homewood, P., Keller, B., Schoepfer, P., & Yang, C. S. (1989). Faciès, processus de sédimentation et reconstitution des conditions paléomarines dans la Molasse marine supérieure. Suisse. *Bull. Soc. Geol. France*, 8 5, 1015-1027.
- Hommeril, P. (1967). Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. 3ème cycle, 304 p, Université de Caen.
- Houbolt, J. J. H. C. (1968). Recent sediments in the southern bight of the North sea. *Geol. en Mijn.*, 47(4), 245-273.
- Houthuys, R., & Gullentrops, F. (1988). Tidal transverse bars building up a longitudinal sand body (Middle Eocene, Belgium). In P. L. de Boer et al. (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environment and Facies* (pp. 153-166). D. Reidel Publishing Company.
- Houthuys, R., & Gullentrops, F. (1988). The Vlierzele sands (Eocene, Belgium) : A tidal ridge system. In P. L. de Boer et al. (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environment and Facies* (pp. 139-152). D. Reidel publishing Company.
- Hunter, R. E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-387.
- Hunter, R. E. (1985a). A kinematic model for the structure of lee-side deposits. *Sedimentology*, 32, 409-422.
- Hunter, R. E. (1985b). Subaqueous sand-flow cross strata. *Jour. Sed. Petro.*, 55 6, 886-894.

Références bibliographiques

- Hunter, R. E., & Kocureck, G. (1986). An experimental study of subaqueous slipface deposition. *J. Sedim. Petrol.*, 56 3, 387-394.
- Huthnance, J. M. (1982). On the formation of sand banks of finite extent. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 15, 277-299.
- Ikehara, K. (1988). Ocean current generated sedimentary facies in the Osumi strait, south of Kyushu, Japan. *Prog. Oceanog.*, 21, 515-524.
- Ikehara, K., & Kinoshita, Y. (1989). Bedforms in the Southern Bungo Strait, Japan. In 2nd Int. Res. Symp. Clastic Tidal Deposits, Abstracts (pp. 41). Calgary.
- Jerzykiewitz, T., & Wojewoda, J. (1986). The Radkow and Skczeliniec sandstones : an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europa). In R. J. Knight & J. R. McLean (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones* (pp. 1-15). *Can. Soc. of Petrol. Geol. Mem.*
- Johnson, H. D. (1977). Shallow marine sand bar sequences : an example from the late Precambrian of North Norway. *Sedimentology*, 24, 245-270.
- Jones, N. S., Joanna, M., Kain, J. M., & Stride, A. H. (1965). The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. *Marine Geol.*, 3, 329-336.
- Jones, R. (1990). The influence of basin configuration of the facies and facies distribution of the Burdigalian (Lower Miocene) shallow marine tidal sequence, Vaucluse, SE France. In *13th IAS Meeting, Paper abstracts* (pp. 160-261). Nottingham.
- Jopling, A. V. (1962). Mechanics of small-scale delta formation : a laboratory study. In Nat. shallow water Res. Conf. Washington : Nat. Sci. Foundation.
- Jopling, A. V. (1963). Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, 2, -115-121.
- Jopling, A. V. (1965). Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Journal of Sediment. Petrol.*, 35 4, 777-791.
- Jopling, A. V. (1966). Origin of cross-laminas in a laboratory experiment. *J. Geophys. Res.*, 71 4, 1123-1133.
- Jopling, A. V. (1967). Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a streambed : a laboratory study. *J. Geol.*, 75, 287-305.
- Jordan, G. F. (1962). Large submarine sand waves. *Science*, 136 3519, 839-848.
- Karl, H. A., & Carlson, P. R. (1982). Large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering sea. *Geo-Marine Letters*, 2, 157-162.
- Karl, H. A., Cacchione, D. A., & Carlson, P. R. (1986). Internal-wave currents as mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea. *J. Sedim. Petrol.*, 56 5, 706-714.
- Karl, H. A., Cacchione, D. A., & Carlson, P. R. (1988). Large sand waves in Navarinsky canyon head: products of density underflows ? - a reply. *Journal Sedim. Petrol.*, 58 4, 771-773.
- Kenyon, N. H., & Stride, A. H. (1970). The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, 159-173.
- Kenyon, N. H. (1970a). The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea. *Geol. Mag.*, 107, 389-394.
- Kenyon, N. H. (1970b). Sand ribbons of european tidal seas. *Marine Geol.*, 9, 25-39.
- Kenyon, N. H., & Belderson, R. H. (1973). Bedforms of the mediterranean undercurrent observed with side scan sonar. *Sedim. Geol.*, 9, 77-99.
- Klein, G., & De, V. R. I. E. (1970). Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. Sed. Petr.*, 40, 1095-1127.
- Klein, G., De, V. R. I. E., Park, Y. A., Chang, J. H., & Kim, C. S. (1982). Sedimentology of a subtidal, tide dominated sand body in the Yellow Sea, Southwest Korea. *Marine Geol.*, 50, 221-240.
- Knebel, H. J., & Folger, D. W. (1976). Large sand waves on the atlantic outer continental shelf around Wilmington Canyon, off eastern United States. *Marine Geol.*, 22, 7-15.
- Kreisa, R. D., & Moiola, R. J. (1986). Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 381-387.
- Kreisa, R. D., Moiola, R. J., & Nottvedt, A. (1986). Tidal sand wave facies, Rancho Rojo Sandstone (Permian), Arizona. In R. J. Knight & J. R. McLean (Eds.), *Shelf sands and sandstones* (pp. 277-291). Calgary : *Canad. Soc. Petrol. Geol.*
- L.C.H.F. (1981). Catalogue sédimentologique des côtes francaises. Ministère des Transports.

- Ladipo, K. O. (1988). Example of tidal current periodicities from an upper cretaceous sandstone succession (Ananmbra basin, SE Nigeria). In P. L. de Boer, A. van Gelder, & S. D. Nio (Eds.), *Tide-influenced sedimentary environments and facies* (pp. 333-340). Dordrecht.
- Lafont, F. (1989). Les corps sédimentaires de la plateforme armoricaine : dynamique actuelle et transgression holocene (mémoire de DEA, 84p.). *Université d'Orsay - Paris 11*.
- Lancaster, N. (1988). Controls of eolian dune size and spacing. *Geology*, 16, 972-975.
- Lanckneus, J., & DeMoor, G. (1990). Present-day evolution of sandwaves on a sandy shelf bank in the Southern bight. In *Environnement des mers épicontinentales*. Colloque Mars 1990, Lille.
- Langhorne, D. N. (1973). A sandwave field in the Outer Thames Estuary, Great Britain. *Marine Geol.*, 14, 129-143.
- Langhorne, D. N. (1982). A study of the dynamics of a marine sand wave. *Sedimentology*, 29, 571-594.
- Larsonneur, C., Vaslet, P., & Auffret, J. P. (1978). Les sédiments superficiels de la Manche. *Carte au 1/500.000 et notice explicative, édition B.R.G.M.*
- Larsonneur, C., & Walker, P. (1982). Le golfe normand-breton : synthèse sédimentologique (Contrat CNEXO No. 81/6646, 79 p). Université de Caen.
- Laville, P., Cussey, R., Durand, J., & Floquet, M. (1989). Faciès, structure et dynamique de mise en place de dunes oobioclastiques au Callovien inférieur en Bourgogne. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13 2, 379-393.
- Leckie, D. (1988). Wave-formed, Coarse-grained ripples and their relationship to Hummocky cross-stratification. *J. Sed. Petr.*, 58(4), 607-622.
- LeDrezen, E. (1988). Le dépouillement des données sonar latéral à l'Ifremer. Utilisation du logiciel "Trias" Rapport. DERO/GM 88-17). Ifremer.
- Leenhardt, O. (1972). Le sondage sismique continu (techniques, méthodes et interprétation). Paris : Masson, 164 p.
- Lejay, A. (1988). Géométrie et architecture des corps sédimentaires tidaux alimentés par un cône alluvial en bassin d'avant-pays. Application à la Molasse Suisse. *Université Louis Pasteur, Strasbourg*, Mémoire de DEA, 31 p.
- Lenotre, N. (1977). Etude des marques de courant par photographie sous-marine. 3ème cycle, Université de Bordeaux 1.
- Lericolais, G., Allenou, J. P., Berné, S., & Herveou, J. (1988). SINUP : a new equipment for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection. In *20th Ocean Technology Conference, annual meeting proc.* (pp. 337-343). Houston, U.S.A.
- Lericolais, G., & Berné, S. (1990). Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit.*, 14(1), 185-196.
- Lesueur, J. L., Rubino, J. L., & Giraudmaillet, M. (1990). Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bull. Soc. géol. France* (8), t. VI 1, 49-65.
- Levell, B. K. (1980). A late Precambrian tidal shelf deposit, the lower Sandfjord formation, North Norway. *Sedimentology*, 27, 539-557.
- Liu, Z., & Xia, D. (1986). Submarine sand ridges. In M. Ren (Eds.), *Modern sedimentation in the coastal and nearshore zones of China* (pp. 379-410). Berlin, Heidelberg, New York : Springer-Verlag.
- Longuet-Higgins, M. S. (1957). The mechanics of the boundary layer near the bottom in a progressive water wave. In *6th Conf. on coastal Engin.*, (pp. 171-193). Miami.
- Lonsdale, P., & Hollister, C. D. (1979). A near-bottom traverse of Rockall-Trough : hydrographic and geologic inferences. *Oceanol. Acta*, 2 1, 91-105.
- Ludwick, J. C. (1972). Migration of tidal sand waves in Chesapeake Bay entrance. In D. J. P. Swift, Duane, & Pilkey (Eds.), *Shelf sediment transport : process and pattern* (pp. 377-410). Dowden & Ross, Pennsylvania.
- Lüders, K. (1929). Entstehung und aufbau von grossrücken mit schillbedeckung in flut-bzw. *Senckenbergiana*, 11, 123-142.
- Malikides, M., Harris, P. T., & Tate, P. M. (1989). Sediment transport and flow over sandwaves in non-rectilinear tidal environment : Bass Strait, Australia. *Cont. Shelf Res.*, 9 3, 203-221.

Références bibliographiques

Malinverno, A., Ryan, B. F., Auffret, G., & Pautot, G. (1988). Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. *Geological Society of America Special Paper*, 229, 59-75.

Martin, A. K., & Flemming, B. W. (1986). The Holocene shelf sediment wedge off the south and east coast of South Africa. In K. R. J. & M. J. R. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones* (pp. 27-44). *Can. Soc. Petr. Geol.*

McCabe, P. J., & Jones, C. M. (1977). Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. *J. Sediment. Petrol.*, 47 2, 707-715.

McCave, I. N. (1971). Sand waves in the North sea off the coast of Holland. *Marine Geology*, 10, 199-225.

McCave, I. N. (1979). Tidal currents at the North Hinder Lightship, Southern North Sea: flow directions and turbulence in relation to maintenance of sand banks. *Marine Geol.*, 31, 101-114.

McCave, I. N., & Langhorne, D. N. (1982). Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, 29, 95-110.

McCave, I. N. (1985). Recent shelf clastic sediments. In *Brenchley & Williams (Eds.), Sedimentology-recent developments and applied aspects* (pp. 49-65).

McKee, E. D., Douglass, J. R., & Rittenhouse, S. (1971). Deformation of lee-side laminae in eolian dunes. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 359-358.

McKee, E. D. (1979). A study of global sand seas (Professional Paper No. 1052, U. S. Govt. Print Off., Washington, 51 p). *Geological Survey*.

McLean, S. R. (1981). The role of non uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Marine Geol.*, 42, 49-74.

Merifield, P. M., & Lamar, D. L. (1970). Paleotides and the geologic record. *Paleogeophysics*, 31-40.

Middleton, G. V., & Southard, J. B. (1977). Mechanics of sediment transport. SEPM Short course n° 3, Tulsa, 232 p.

Middleton, G. V., & Southard, J. B. (1984). Mechanics of sediment movement (2nd ed.). SEPM Short course n° 3, Providence, 401 p.

Middleton, G. V. (1990). Non linear dynamics and chaos - a possible application to bedform morphology. In *13th IAS Meeting, papers abstracts* (pp. 357). Nottingham, England.

Mitchum, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In *C. E. Payton (Eds.), Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration* (pp. 117-133). AAPG Mem.

Mondeguer, A. (1991). Bassins sédimentaires en contexte extensif et décrochant : l'exemple du "complexe des fosses sud-Tanganyika", rift est africain. Morphostructures et sédimentation. Thèse Université Brest, 258 p.

Moslow, T. F., Vaughn, B., & Luternauer, J. L. (1989). Sedimentary facies of a high-energy, tide-dominated continental shelf, Western Canada. In G. E. Reinson (Eds.), *Modern and ancient examples of clastic tidal deposits - a core and peel workshop* (pp. 25-36). Calgary: *Can. Soc. Petrol. Geol.*

Moulin, P. (1988). Etude quantitative de la morphologie des vagues sableuses en domaine subtidal (No. 127 p). ENSG. IFREMER/DERO/GM.

Mutti, E., Rosell, J., Allen, G. P., Fonnesu, F., & Sgavetti, M. (1985). The Eocene Baronian tide dominated delta shelf system in the Ager basin. In *I.A.S. (Ed.), 6th European regional meeting, excursion guide book* (pp. 579-600). Lerida.

Narayan, J. (1971). Sedimentary structures in the Lower Greensand of the Weald, England and Bas-Boulonnais, France. *Sedim. Geol.*, 6, 73-109.

Newton, R. S., Seibold, E., & Werner, F. (1973). Facies distribution patterns on the Spanish Sahara continental shelf mapped with the side scan sonar. *Meteor Forsh-Ergebniss*, 15, 55-57.

Nio, S. D. (1976). Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes. *Geol. en Mijnbouw*, 55 1-2, 18-40.

Nio, S. D., & Yang, C. S. (1989). Recognition of tidally-influenced facies and environments. Leiderdop : *International Geoservices*, 230 p.

Normark, W. R., Hess, G. R., Stow, D. A. V., & Bowen, A. J. (1980). Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geol.*, 37, 1-18.

- Ollier, G., Cochonat, P., & LeDrezen, E. (1989). Organisation d'un système volcano-détritique sous-marin (Ile de la Réunion). In A. *Sédim. Française (Ed.)*, Deuxième congrès français de *Sédimentologie*, livre des résumés, (pp. 213-214), Paris.
- Pardee, J. T. (1942). Unusual currents in glacial Lake Missoula, Montana. *Geol. Soc. America Bull.*, 53, 1569-1600.
- Pasenau, H., & Ulrich, J. (1974). Giant and megaripples in the German Bight and their studies in a testing area (Lister Tief). In *14th Coast. Eng. Conf., proc. 2* (pp. 1025-1035). Copenhagen : *Am. Soc. Civil Engineers, New York*.
- Pattiaratchi, C. B., & Collins, M. B. (1985). Sand transport under the combined influence of waves and tidal currents: an assessment of available formulae. *Marine Geol.*, 67, 83-100.
- Perillo, G. M. E., & Ludwick, J. C. (1984). Geomorphology of a sand wave in Lower Chesapeake Bay, Virginia, U.S.A. *Geo-Marine letters*, 4, 105-112.
- Phillips, R. L. (1983). Late Miocene tidal shelf sedimentation Santa Cruz mountains, California. In Larne & Steel (Eds.), *Cenozoic Marine Sedimentation Pacific Margin, U.S.A.* Pacif. Section of SEPM.
- Phillips, R. L. (1984). Depositional features of late Miocene marine cross-bedded conglomerates, California. In *Sedimentology of gravels and conglomerates* (pp. 345-358). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*
- Pietrzak, J.D., Kranenbourg, C., & Abraham, G. (1990). Resonant internal waves in fluid flow, *Nature*, 344, 844-847.
- Pingree, R. D., & Griffiths, D. K. (1979). Sand transport paths around the British Isles resulting from M2 and M4 tidal interactions. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 59, 497-513.
- Piper, D. J. W., Shor, A. N., Farre, J. A., Oconnel, S., & Jacobi, R. (1985). Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan : Side scan sonar investigations near the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake. *Geology*, 13, 538-541.
- Port Autonome de Bordeaux (1985). L'estuaire de la Gironde, carte hydrographique au 1/50000. *Edition P.A.B.*
- Pretious, E. S., & Blench, T. (1951). Final report on special observations in lower Fraser River at Ladner Reach during 1950 freshet *Rapport Univ. British Columbia*, National Research council of Canada.
- Pryor, W. A., & Amaral, E. J. (1971). Large-scale cross-stratification in the St Peter Sandstone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 239-244.
- Pugh, D. T. (1987). Tides, surges and mean sea-level. Chichester: *John Wiley & sons*. 472 p.
- Puigdefabregas, C. (1985). Excursion guide book. In *6th IAS European Regional Meeting*, Lerida.
- Raudkivi, A. J. (1963). Study of sediment ripple formation. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng., J. Hydraul. Div.*, 89(HY6), 15-33.
- Reading, H. G. (1987). Fashions and models in sedimentology : a personal perspective. *Sedimentology*, 34, 3-9.
- Reddering, J. S. V. (1987). Subtidal occurrences of ladder-back ripples: their importance in paleo-environmental reconstruction. *Sedimentology*, 34, 253-257.
- Reineck, H. E. (1963). Sedimentgefuge im Bereich der Sudlichen Nordsee. *Abh. Senckenbergische naturforsch. Ges.*, V505, 138 p.
- Reineck, H. E., Singh, I. B., & Wunderlich, F. (1971). Einteilung der Rippeln und anderer Sandkörper. *Senkenb. Maritima*, 3, 93-101.
- Reineck, H. E., & Singh, I. B. (1980). Depositional sedimentary environments (2nd ed.). Berlin, Heidelberg, New York : *Springer-Verlag*. 549 p.
- Richards, K. J., & Taylor, P. A. (1981). A numerical model of flow over sand waves in water of finite depth. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65, 103-128.
- Richards, M. T. (1986). Tidal bedforms migration in shallow marine environments : evidence from the Lower Triassic, Western Alps, France. In *Knight & S. R. McLean (Eds.)*, *Shelf Sands and sandstones* (pp. 257-276). Calgary : *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*
- Richards, P. C., Ritchie, J. D., & Thomson, A. R. (1987). Evolution of deepwater climbing dunes in the Rockall trough- implications for overflow currents across the Wyville-Thomson ridge in the (?) late Miocene. *Marine Geol.*, 76, 177-183.
- Rona, P. A. (1969). Linear "Lower continental rise hills" off Cape Hatteras. *J. Sediment. Petrol.*, 39, 1132-1141.



Références bibliographiques

- Rubin, D. M., & McCulloch, D. S. (1980). Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 26, 207-231.
- Rubin, D. M., & Hunter, R. E. (1982). Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29, 121-138.
- Rubin, D. M. (1987). Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. *Concepts in sedimentology and Paleontology n° 1*, Tulsa, Oklahoma: Soc. Econ. Pal. Mineal, 187 p.
- Rubino, J. L., Leo, M., & Fonnesu, F. (1985). Detailed stratigraphy of a tidal bar complex in the Eocene Baronia sandstone, Ager basin, South Central Pyrenees. In *I.A.S. (Ed.), 6th european regional meeting, Abstracts* (pp. 657-660). Lerida:
- Rubino, J. L., Lesueur, J. L., & Guy, L. (1990). Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien. Stratigraphie séquentielle - sédimentologie. *Livret guide*. Fontainebleau: Asso. Fran. Sédimentologie, 73 p.
- Salomon, J. C. (1972). Contribution à l'étude de la structure verticale des courants de marée en Loire Maritime. Université de Bretagne Occidentale, 106p.
- Salomon, J. C., & Lazure, P. (1988). Etude par modèle mathématique de quelques aspects de la circulation marine entre Noirmoutier et Quiberon Rapport DERO/EL 88-26). IFREMER.
- Salsman, G. C., Tolbert, W. H., & Villars, R. G. (1966). Sand ridges migration in St Andrews Bay, Florida. *Marine Geol.*, 4, 11-19.
- Sanders, J. E., Emery, K. O., & Uchupi, E. (1969). Microtopography of five small areas of the continental shelf by scanning sonar. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 561-572.
- Santisteban, C., & Tabernér, C. (1988). Geometry, structure and geodynamics of a sandwave complex in the Southeast margin of the Eocene Catalan basin, Spain. In *P. L. De Boer, A. Van Gelder, & S. D. Nio (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies* Dordrecht, D. Reidel.
- Savoie, B., Voisset, M., Cochonat, P., Auffret, G., Bourillet, J. F., & Droz, L. (1988). "Le Canyon du Var" : case study of a modern active proximal channel. In *AAPG Mediterranean Basins Conference*, . Nice:
- Siegenthaler, C. (1982). Tidal cross-strata and the sediment transport rate problem: a geologist approach. *Marine Geol.*, 45, 227-240.
- Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1963). Forms of bed roughness in alluvial channel. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 128(1), 284-302.
- Simons, D. B., Richardson, E. V., & Nordin, C. F. (1965). Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In *S. E. P. Mineral. (Eds.), Special publication n°12* (pp. 24-52).
- Smith, N. D. (1972). Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *Jour. Sed. Petrol.*, 42 3, 624-634.
- Smith, J. D., & Mclean, S. R. (1977). Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.*, 82 12, 1735-1746.
- Smith, D. B. (1988). Bypassing of sand over sand waves and through a sand wave field in the central region of the southern North Sea. In *P. L. de Boer, A. van Gelder, & S. D. Nio (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies* (pp. 39-50). Dordrecht: D. Reidel.
- Soulsby, R. L., & Dyer, K. R. (1981). The form of the near bed velocity profile in a tidally accelerating flow. *J. Geophys. Res.*, 86, 8067-8074.
- Soulsby, R. L. (1983). The bottom boundary layer of shelf seas. In *B. Johns (Eds.), Physical Oceanography of coastal and shelf seas* (pp. 267-320). Amsterdam: Elsevier.
- Southard, J. B., & Cacchione, D. A. (1972). Experiments on bottom sediment movement by breaking internal waves. In *D. J. P. Swift, D. Duane, & O. Pilkey (Eds.), Shelf sediment transport : process and pattern* (pp. 83-97). Dowden: Hutchinson and Ross.
- Stewart, H. B., & Jordan, G. F. (1964). Underwater sand ridges on Georges Shoal. In *R. L. Miller (Eds.), Papers in marine geology* (pp. 102-114). New York: MacMiller.
- Stone, R., & Vondra, C. F. (1972). Sediment dispersal patterns of oolitic calcarenite in the Sundance Formation (Jurassic), Wyoming. *J. Sedim. Petrol.*, 42(1), 227-229.
- Stride, A. H. (1963). Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119, 175-199.
- Stride, A. H., & Chesterman, W. D. (1973). Sedimentation by non-tidal currents around northern Denmark. *Marine Geol.*, 15, M53-M58.
- Stride, A. H. (1982). Offshore tidal sands : processes and deposits. Paris, New York: Chapman and Hall. 222 p.

Stride, A. H. (1988). Preservation of marine sand waves structures. In *P. L. de Boer, A. van Gelder, & S. D. Nio (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies* (pp. 13-22). Dordrecht: D. Reidel.

Swift, D. J. P., & Freeland, G. L. (1978). Current lineations and sand waves on the inner shelf, Middle Atlantic Bight of North America. *J. Sed. Petrol.*, 48 4, 1257-1266.

Swift, D. J. P., Freeland, G. L., & Young, R. A. (1979). Time and space distribution of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic shelf. *Sedimentology*, 26, 389-406.

Swift, D. J. P., & 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., Figueiredo, A. G., Freeland, G. L., & Oertel, G. F. (1983). Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *J. Sed. Petrol.*, 53 4, 1295-1317.

Swift, D. J., & Rice, D. D. (1984). Sand bodies on muddy shelves : a model for sedimentation in the western interior cretaceous seaway, North America. In *R. W. Tillman & C. T. Siemens (Eds.), Siliclastic Shelf Sediments* (pp. 1-23). Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.

Swift, D. J. P. (1985). Response of the shelf floor to flow. In *R. W. Tillman, D. J. P. Swift, & R. G. Walker (Eds.), Shelf sands and sandstones* (pp. 135-241). Tulsa, Oklahoma: SEPM short course n° 13.

Taylor, P. A., & Dyer, K. R. (1977). Theoretical models of flow near the bed and their implications for sediment transport. In *E. D. Goldberg (Eds.), The Sea* (pp. 579-601). New York: Wiley Intersciences.

Terwindt, J. H. J. (1971). Sand waves in the southern bight of the North Sea. *Marine Geol.*, 10, 51-67.

Terwindt, J. H. J. (1971). Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. *Geol. en Mijn.*, 50 3, 515-526.

Terwindt, J. H. J. (1981). Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In *S. D. Nio, R. T. E. Shuttenhelm, & V. T.C.E. (Eds.), Holocene marine sedimentation in the North Sea basin*. IAS Spec. Pub. n°5. Blackwell.

Terwindt, J. H. J., & Brouwer, M. J. N. (1986). The behaviour of intertidal sand waves during neap-spring tide cycles and the relevance for paleoflow reconstructions. *Sedimentology*, 33, 1-31.

Tessier, B., & Gigot, P. (1989). A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, 36, 767-776.

Teysse, T. A. L. (1984). Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology*, 31, 195-211.

Thauront, F. (1991). Etude morphologique et structurale des dunes du chenal du Cap-Ferret. *Mémoire de DEA "Océan" Géosciences Marines*, 41p.

Theil, G. S. (1932). Giant current ripples in coarse fluvial gravel. *Journal of Geology*, 40, 452-458.

Tillman, R. W., Swift, D. J. P., & Walker, R. G. (1985). Shelf sands and sandstone reservoirs. Tulsa, Oklahoma: *SEPM Short course n°13*.

Torres, A. (1986). Géométrie, dynamique et structure interne du banc de Serk. *Mémoire de DEA*, 106 p, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Trabant (1984). Applied high resolution geophysical methods. Dordrecht: *D. Reidel*. 265 p.

Trincardi, F., & Normark, W. R. (1988). Sediment waves on the Tiber prodelta slope : interaction of deltaic sedimentation and currents along shelf. *Geo-Marine Letters*, 8, 149-157.

Turcq, B., Cirac, P., Berné, S., & Weber, O. (1986). Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale Nord-Aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 39, 149-164.

Twichell, D. C. (1983). Bedform distribution and inferred sand transport on George Bank, United States Atlantic continental Shelf. *Sedimentology*, 30, 695-710.

Uchupi, E., Muck, M. T., & Ballard, R. D. (1988). The geology of the Titanic site and vicinity. *Deep-sea Research*, 35(7), 1093-1010.

Unnikrishnan, A. S. (1985). Numerical modeling techniques for the study of horizontal circulation in estuaries. Application to the Gironde. *Thèse 3ème Cycle*, 137 p, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Références bibliographiques

- Van Den Linden, W. J. M. (1963). Sedimentary structures and facies interpretation of some Molasse deposits, Sense-Schwartzwasser area, Canton Bern, Switzerland. *Geologica Ultraiectina*, 12, 42.
- Van Gastel, K. (1987). Velocity profiles of tidal currents over sand waves. *Netherlands Journal of Sea Research*, 21 3, 159-170.
- Vanney, J. R. (1977a). Géomorphologie des plate-formes continentales. Paris: *Doin*. 300 p.
- Vanney, J. R. (1977b). Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. Paris: *Société d'édition d'enseignement supérieur*. 473 p.
- VanVeen, J. (1935). Sand waves in the Southern North Sea. *Int. Hydro. Rev.*, 12 1, 21-29.
- Visser, M. J. (1980). Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
- Wadsworth, A. (1983). Visualisation des fonds marins par radar porté par avion ou satellite (*Rapport No. 31025*, 69 p). IFP, Rueil Malmaison.
- Walker, R. G. (1984). *Facies models* (2d ed.). Reprints series n°1, Toronto: Geoscience Canada, 317 p..
- Walker, P., & Orbi, A. (1985). Sediment transport on a tidal sand bank from side scan sonar surveys and numerical model. In *Symposium on modern and ancient clastic tidal deposits*, Abstracts (pp. 160-163). Utrecht:
- Walker, R. G. (1985). Ancient examples of tidal sand bodies formed in open, shallow seas. In R. W. Tillman, D. J. P. Swift, & R. G. Walker (Eds.), *Shelf sands and sandstone reservoirs*, SEPM Short Course N° 13 (pp. 303-342). Tulsa, Oklahoma:
- Walker, R. G. (1990). Importance of erosion surfaces in controlling the geometry of shallow marine sand bodies : examples from the Cretaceous of Western Canada. In *13th IAS meeting, papers abstracts* (pp. 583). Nottingham:
- Walker, R. G., & Eyles, C. H. (1991). Topography and significance of a basinwide sequence-bounding surface in the cretaceous Cardium Formation, Canada, Alberta. *Journal Sediment. Petrol.*, 61(4), 473-496.
- Wells, J. T., & Ludwick, J. C. (1974). Application of multiple comparisons to grain size on sand waves. *J. Sediment. Petrol.*, 4, 1029-1036.
- Werner, F., Newton, R. S., & Nummedal, D. (1975). The pattern of large-scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic Sea). *Marine Geol.*, 19, 29-59.
- Werner, F., Unsold, G., Koopman, B., & Stephanon, A. (1980). Field observations and flume experiments on the nature of of comets marks. *Sediment. Geol.*, 26, 233-262.
- Williams, G. E. (1989a). Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation. *Jour. Geol. Society London*, 146, 97-111.
- Williams, G. E. (1989b). Precambrian tidal sedimentary cycles and Earth's paleorotation. *EOS transactions*, 70 3, 33-41.
- Wingfield, R. T. R. (1987). Giant sand waves and relict periglacial features on the sea bed of Anglesey. *Proc. of the Geologists' Association*, 98 4, 400-404.
- Yalin, M. S. (1964). Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydraul. Div.*, 90 (HY5), 105-119.
- Yang, C. S., & Nio, S. D. (1985). The estimation of paleohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, 32, 41-57.
- Yang, C. S. (1986). Estimates of sand transport in the Oosterschelde tidal basin using current-velocity measurements. *Marine Geol.*, 72, 143-170.
- Yokokawa, M., & Masuda, F. (1990). Grain fabrics : oscillatory flow and unidirectional flow. In *13th IAS Meeting, papers abstracts* (pp. 619-620). Nottingham:
- Zarillo, G. A. (1982). Stability of bedforms in a tidal environment. *Marine. Geol.*, 48, 337-351.
- Zimmerman, J. T. F. (1981). Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies. *Nature*, 290, 549-555.

