

50376
1994
327



Institut Français de la recherche
et de l'Exploitation de la Mer



U.F.R. des Sciences de la Terre
Laboratoire Sédimentologie
et Géodynamique

20 102776
50376
1994
327

THESE

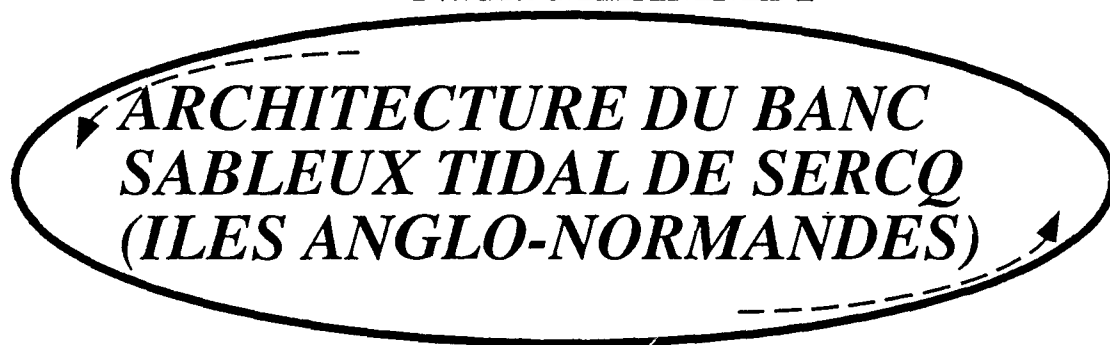
présentée à

**L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES
ET TECHNOLOGIES DE LILLE**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN
Géologie et Géochimie sédimentaires**

par
Nadia MHAMMDI



Soutenue le 11 Juillet 1994 devant la commission d'examen :

Président :

H. CHAMLEY : Professeur à l'Université Sc. et Tech. Lille I

Rapporteurs

P. CASTAING : Professeur à l'Université de Bordeaux I

G. DE MOOR : Professeur à l'Université de Gand

Examineurs :

J. P. AUFFRET : Maître de conférence 'Université de Cean

S. BERNE : Docteur-Ingenieur à l'Ifremer Brest

N. HAMMOUMI : Professeur à l'Université M^{ed} V de Rabat

B. TESSIER : Chargée de Cours CNRS à l'Université Sc. et Tech. Lille I

*À la mémoire des mes grands parents
À mes parents
À toute ma famille*

AVANT PROPOS

A l'issue de la rédaction de ce mémoire et en préambule à sa lecture, je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à tous ceux qui ont contribué scientifiquement, techniquement et moralement au bon déroulement de ce travail.

N. Hamoumi, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat a été à l'origine de mon départ en France. Elle a été et restera pour moi l'exemple vivant de la passion pour la géologie. Même de loin là-bas derrière l'horizon, elle m'a toujours été de bon conseil. Elle a accepté de juger cette thèse, je l'en remercie infiniment.

Le professeur H. Chamley qui a accepté de m'inscrire dans son laboratoire, après avoir réussi -et avec tout ce que cela peut engendrer comme tracas- à me procurer une équivalence de mon DEA marocain avec le DEA Fédéral de Lille 1, Orsay, Paris VI, et Orléans. Sa gentillesse, sa disponibilité, et son altruisme m'ont touchée. Lors de mes brefs passages à Lille, il m'a toujours été d'un grand soutien. Un peu plus tard, lors de la rédaction, ses corrections étaient toujours judicieuses avec cette note d'humour qui dédramatisait tout!

S. Berné, mon tuteur scientifique m'a ouvert son laboratoire à l'IFREMER, et m'a donné la possibilité -la chance- d'utiliser toutes les techniques dont je ne soupçonnais même pas l'existence. Quoique je puisse dire, je ne saurais lui traduire ma reconnaissance et ma gratitude. Il m'a fait bénéficier de ses conseils, de ses discussions enrichissantes et de ses documents personnels. Il a toujours été disponible pour moi malgré ses nombreuses charges. Sa confiance en moi était et restera à l'origine de ma motivation.

G. De Moor, Professeur à la Université de Gand, me fait l'honneur de bien vouloir participer à ce jury; je l'en remercie vivement.

P. Castaing, Professeur à l'Université de Bordeaux I, a bien voulu témoigner de l'intérêt pour ce travail en acceptant de le juger. Je le prie d'accepter mes vifs remerciements.

J. P. Auffret, Maître de Conférences à l'Université de Caen, compagnon de la même galère lors de la mission SEDIMANCHE I en Mer Celtique, m'a témoigné beaucoup de gentillesse, gentillesse sans laquelle, le mal de mer aurait eu raison de moi. Lors de ses quelques passages à Brest, il n'a jamais hésité à discuter avec moi du Banc de Sercq qu'il connaît très bien. Il me fait l'honneur d'accepter de siéger à ce jury.

B. Tessier, Chargée de cours au CNRS à Lille I, a bien voulu être parmi ce jury, je lui en suis reconnaissante. Les discussions partagées avec elle lors des 13-14 à Lille m'ont beaucoup aidée et son accueil chaleureux m'a particulièrement touché.

Jamais critiques et conseils ne m'ont été aussi utiles ni aussi bénéfiques que ceux prodigués par C. Augris, ingénieur géologue à l'Ifremer. Sa disponibilité pour moi lors du séjour de mon tuteur scientifique aux USA, m'a particulièrement marqué. Je lui dois aussi le premier contact avec la mer.

T. Marsset, à qui je dois beaucoup, m'a toujours prêté oreille attentive et main forte pour débroussailler la jungle des données du banc de Sercq. Qu'elle soit assurée de mon amitié pour toujours!

J. F. Bourillet, dont l'organisation et la pédagogie sont remarquables, n'a jamais manqué de disponibilité ni de gentillesse pour m'initier à l'informatique et en particulier à la cartographie automatique; je l'en remercie vivement.

E. Le Drezen, à qui revenait la tâche de sortir les mosaïques sonar, n'a jamais baissé les bras, même quand les fichiers informatiques étaient endommagés. Sa méthodologie, son acharnement au travail ont suscité mon admiration.

Cette Thèse, comme toutes les thèses et en particulier dans le domaine de l'océanographie, est avant tout un travail d'équipe. A ce titre je tiens à remercier également :

-P. Bassoulet, P. Le Hir, J. C. Salomon, chercheurs au sein de la direction de l'environnement littoral de leur aide pour la partie hydrodynamique du Banc de Sercq

-J. J. Hervouet, J. M. Raillard et C. Prud'homme du département Génavir pour leur aide technique lors des missions à la mer et leur infinie amabilité.

-M. De Batist, Docteur au renard center de Gand, pour son accueil dans son laboratoire,

Avant propos

-D. Carré, R. Kerbrat, R. Apprioual, M. M. Pedel, E. Savoye et Suzanne Marques pour leur aide efficace et permanente.

l'Équipe de l'Ifremer représentait ma famille à Brest. Seul un étranger loin de chez lui peut comprendre ce que cela veut dire. J'avais un foyer chez chacun. Leur Hospitalité, leur écoute, leur gentillesse méritent plus qu'une infinie reconnaissance. Il savent que mon affection, et mon amitié leur sont acquises pour toujours.

Je pense particulièrement à Bruno et Elisabeth Savoye, Serge et Isabelle Berné, Pierre et Josiane Cochonat, Bruno et Tania Marsset, Gilles et Isabelle Lericolais, J. L. Olivet et son épouse qui m'ont toujours ouvert la porte de leur maison.

Mes amis de toujours, qui à divers titres, m'ont prêté leur concours et manifesté leur sympathie resteront pour moi liés à cette période faste de ma vie, Y. Kermaol, la marocaine d'adoption, F. Thauront, D. Aslanion, V. Oultremont, F. Rigaut, J. Torrès, H. Leau, L. Kappar, M. Sahabi, Z. Sakj, T. Bajjouk, J. Y. Renaud, Abderezzak, Corinne Corbeaue je sais que j'en oublie. Avec une mention particulière pour A. Filali pour son soutien moral et, A. Baltzer avec qui j'ai couru le dernier sprint de la thèse, à coup de nuits blanches et de couscous, et A. Trentesaux pour toutes les aides concrètes prodiguées à Lille, que ce soit pour mes séjours ou pour mes inscriptions.

Je remercie aussi les équipages des navires : la Thalía, le Suroit, et l'Atallante.

Mon dernier mot sera pour mes parents, qui n'ont jamais hésité à tout sacrifier pour moi. Leur reniement, et leur dévouement méritent bien plus qu'un mot en bas de page. Ma satisfaction est cette lueur de fierté dans leur regard.

Brest, Juillet 1994
N. Mhammdi

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION

INTRODUCTION.....	13
-------------------	----

CHAPITRE I : CADRE GÉNÉRAL

I- CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	18
1- Géologie anté-quaternaire de la Manche.....	18
2- Histoire quaternaire de la Manche.....	19
II- CARACTÉRISTIQUES ET PRINCIPALES CLASSIFICATIONS DES BANCS.....	24
II-1- Une classification physiographique.....	25
II--2- Une classification génétique	25
II-3- Une classification basée sur la dynamique	26
III- LES FIGURES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES AUX BANCS SABLEUX.....	27
III-1- Les figures transverses.....	27
III-1- 1 Description des figures transverses.....	27
III-1-2- Classification des figures tranverses	29
III-2- Les figures longitudinales	31
III-2-1 Les rubans sableux	31
III-2-2 Les queues de comètes.....	33
IV- CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE :	34
IV-1- La marée	34
IV-1-1- Rappels sur les caractéristiques de la marée.....	34
VI-1-2- La marée en Manche et dans le Golfe Normano-Breton	36
VI-2- Le vent et la houle	37
V- CONCLUSIONS	39

CHAPITRE II : MÉTHODES D'INVESTIGATIONS

I- Méthodes d'acquisition de données en mer.....	47
I-1- Positionnement radioélectrique	47
I-2- Le système A.D.O.P.	47

I-3- Bathymétrie	49
I-4- Imagerie acoustique.....	49
I-4-1- Equipement utilisé	50
I-4-2- Traitement des images sonar.....	53
I-5- Sismique très haute résolution	54
I-5-1- Equipement utilisé	55
I-5-2- Mode d'interprétation des profils sismiques.....	55
I-5-3- Traitement des données	56
I-6- Courantométrie	57
I-7- Prélèvements de sédiments.....	58
I-7-1- Prélèvements superficiels	58
I-7-2- Carottage	60
II- Analyses sur les sédiments	63
II-1- Gamma-densimétrie.....	63
II-2- Granulométrie	63
II-3- Technique des empreintes d'acétate sur carotte de sédiment meuble ("lacquer peels")	66

CHAPITRE III : MORPHOLOGIE, LITHOLOGIE SUPERFICIELLE ET DYNAMIQUE

I- MORPHOLOGIE DES FONDS	70
I-1- Les figures perpendiculaires au courant.....	76
I-1-1- Les petites et les moyennes dunes (mégarides)	76
I-1-2- Les grandes et très grandes dunes :.....	76
I-1-2-1- Paramètres morphologiques des grandes dunes.....	79
a- L'amplitude H des dunes	79
b- La longueur L	81
c- Rapport amplitude/longueur des dunes	81
d- Géométrie des dunes dans un plan horizontal.....	82
e- Les pentes des flancs des dunes de Sercq	82
I-1-2-2- Distribution à l'échelle du banc des différents types morphologiques.....	87
I-2- Les figures longitudinales.....	90
I-2-1- Les rubans sableux	90
I-2-2- Les queues de comètes :	90
I-3- Faciès intermédiaires	91
I-4 Conclusions	95

II- NATURE SÉDIMENTAIRE DE LA COUVERTURE

SUPERFICIELLE	97
II-1- Rappel sur les sédiments du golfe Normano-Breton	97
II-2- Nature des sédiments superficiels de la zone étudiée	98
II-3- distribution des sédiments superficiels	101
a-Les grandes dunes du Nord	101
b-Le banc sensus stricto	102
c-La terminaison méridionale du banc	102
d-Semelle du banc	102

III- DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE ACTUELLE

III-1- La marée et le courant dans la zone d'étude.....	107
III-2-L'étude des transports résiduels à partir de l'analyse des formes	113
III-3-Comparaison des transports résiduels prédits et observés.....	115
III-4-Mobilité des structures	118
III-5-Synthèse des résultats et comparaison avec les modèles conceptuels.....	119
III-6- Conclusions	123

CHAPITRE IV: STRUCTURE INTERNE

INTRODUCTION.....

I- RÉSULTATS DE LA SISMIQUE RÉFLEXION.....

I-1- Rappel sur les principes de la stratigraphie sismique	128
I-2- Typologie des réflecteurs : architecture générale	129
I-2-1- Discontinuités de premier ordre.....	129
a- la discontinuité de base	129
b- Les trois discontinuités intra- quaternaires	131
I-2-2- Discontinuités de deuxième ordre.....	132
I-2-3- Discontinuités de troisième ordre.....	132
I-3- Organisation détaillée des unités sismiques : Apports de la sismique haute résolution	135
I-4- Détail de l'architecture du banc par la sismique très haute résolution (THR).....	138
I-5- Les dunes isolées	143
I-5-1- La dune N°1	143
I-5-2- La dune N°2	144
I-5-3- La dune N°3	144
I-5-4- La dune N°4	146
I-5-5- La dune N°5	146
I-5-6- Résumé	147

I-6- Conclusions.....	148
-----------------------	-----

II- ETUDE DES CAROTTES..... 149

II-1- Détermination de faciès sédimentaires	149
---	-----

II-1-1- La carotte VK9206.....	152
--------------------------------	-----

II-1-2- Les autres carottes	158
-----------------------------------	-----

II-2- Conclusions sur l'analyse des carottes	164
--	-----

III- SYNTHÈSE DE LA STRUCTURE INTERNE..... 169

III-1- Organisation de la structure interne	169
---	-----

III-1-1- Le banc proprement dit.....	169
--------------------------------------	-----

III-1-2- Les dunes isolées	174
----------------------------------	-----

III-2- Mécanismes de formation des discontinuités	174
---	-----

III-2-1- Discontinuités de premier ordre	174
--	-----

III-2-2- Discontinuités de deuxième ordre	175
---	-----

III-2-3- Discontinuités de troisième ordre	175
--	-----

CHAPITRE V: CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A-FIGURES SÉDIMENTAIRES ET DYNAMIQUE DU BANC.....	179
---	-----

B-STRUCTURE INTERNE	181
---------------------------	-----

C-COMPARAISON AVEC LES BANCS DE LA MER DU NORD.....	182
---	-----

D-PERSPECTIVES	184
----------------------	-----

BIBLIOGRAPHIE	185
----------------------------	------------

LISTES.....	199
--------------------	------------

ANNEXES.....	207
---------------------	------------

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les bancs sableux des plates-formes continentales dominées par la marée ou la houle constituent d'importantes accumulations sédimentaires. Parce qu'ils peuvent poser parfois des problèmes pour le trafic maritime, comme dans le sud de la Mer du Nord, ils ont très tôt suscité l'intérêt des hydrographes qui en ont réalisé une cartographie de plus en plus détaillée à partir du début du XX^{ème} siècle. En tant que formes sédimentaires "actives", réagissant aux fluctuations des paramètres hydrosédimentaires, ils ont aussi suscité l'intérêt des sédimentologues, surtout anglo-saxons, à partir de l'après guerre. Leur modélisation est fondamentale dès lors qu'on s'attache à l'interprétation des bancs fossiles dans les séries stratigraphiques puisqu'ils sont susceptibles d'être de potentiels réservoirs pétroliers.

L'analyse de la structure interne de ces bancs, qui contient l'enregistrement d'au moins une partie de leur histoire, s'est développée plus récemment, en raison des difficultés d'investigation par sismique ou par carottage.

L'étude du banc de Sercq, objet du présent travail, s'intègre dans un programme plus vaste d'étude de la dynamique et de la structure des corps sableux, associant l'IFREMER aux universités de Lille 1, Caen et Bordeaux 1.

Situé au Nord-Est de l'île anglo-normande du même nom, le banc de Sercq est un corps sableux allongé selon un axe Nord-Sud, constitué en surface de sables moyens à grossiers. Long de 6 km et large de 1,5 km, il repose sur un substrat situé à -48m par rapport au niveau des plus basses mers.

Les premières reconnaissances du banc datent de 1985, mais la plupart des résultats présentés ici furent acquis en 1987, 1988 et 1992.

Les profils réalisés au sonar latéral et par sismique réflexion, les prélèvements sédimentaires de surface et par carottages, les mesures de courant et la comparaison de levés effectués sur une période de 5 ans permettent de reconstituer la géométrie en 3 dimensions de ce banc, et de proposer un modèle d'évolution prenant en compte la dynamique hydrosédimentaire actuelle et l'évolution des conditions de dépôt durant l'Holocène.

Ce mémoire est articulé en quatre chapitres. Après une brève introduction, les deux premiers chapitres sont consacrés à une présentation du cadre d'études et aux techniques utilisées. Les résultats sont ensuite exposés et discutés dans deux chapitres. Le chapitre III regroupe les résultats obtenus grâce à l'interprétation des données de sonar à balayage latéral, l'étude de prélèvements et l'étude de la dynamique. Le chapitre IV rassemble les résultats de l'analyse de la structure interne du banc. Il s'appuie sur les données de sismique réflexion très haute résolution et des carottages. Une conclusion générale permet de dégager les principales idées de ce travail.

CADRE GÉNÉRAL

CHAPITRE I : CADRE GÉNÉRAL

Le banc de Sercq est situé en Manche occidentale dans le Golfe Normano-Breton entre $49^{\circ}27'00''$ et $49^{\circ}30'00''$ de latitude et $02^{\circ}18'00''$ et $02^{\circ}20'00''$ de longitude, au Nord-Est de l'île anglo-normande du même nom (Fig. I-1).

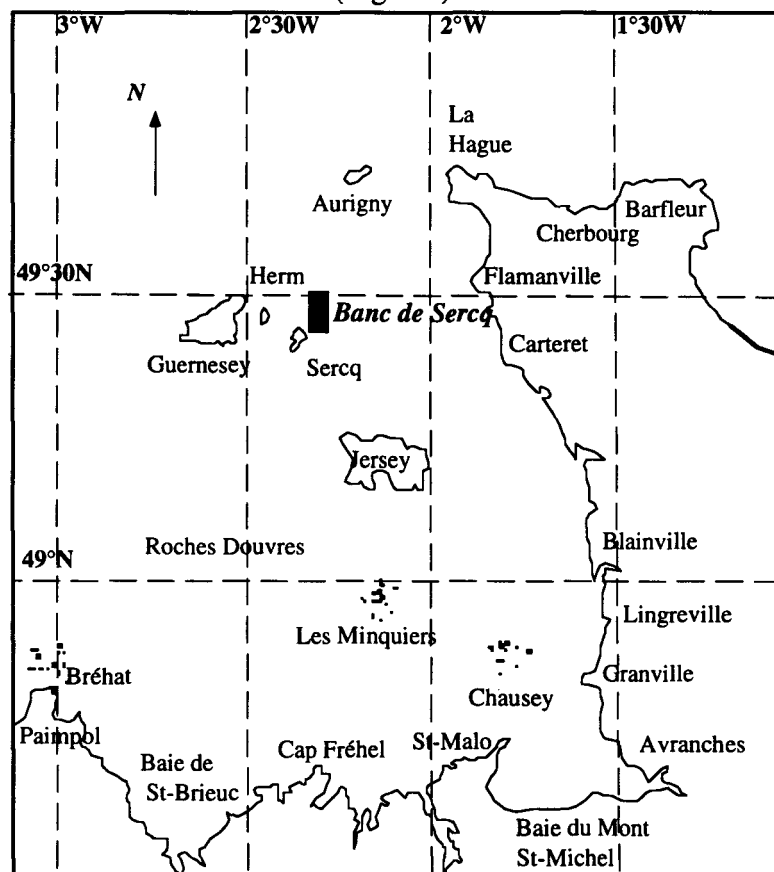


Figure I-1 : Localisation du banc de Sercq

Le Golfe Normano-Breton constitue la partie sud-est de la Manche occidentale. Il est limité à l'Ouest par une ligne allant de l'île de Bréhat au cap de la Hague et passant à l'Ouest des îles anglo-normandes, à l'Est par le littoral du Cotentin qui s'étend sur près

de 130 Km et au Sud par les baies de Saint-Brieuc, Saint-Malo et du Mont Saint-Michel. Sa superficie est d'environ 10 000 km², sa profondeur n'atteint jamais plus de 60 m.

I- CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1- Géologie anté-quaternaire de la Manche

La Manche fait partie du plateau continental ouest européen. La profondeur n'y dépasse jamais 120 m, sauf dans quelques fosses en forme de gouttières allongées ENE-WSW et localisées à l'Ouest du Cotentin. En dehors de ces dépressions et des corps sableux, le fond de la Manche est plat, résultat de l'érosion intense durant les périodes d'émersion et de remontée marine.

Le substratum géologique de la Manche est subdivisé en trois provinces séparées les unes des autres par des éléments structuraux dominants : d'une part la ligne Cotentin-Start Point, qui sépare la Manche occidentale de la Manche centrale ; d'autre part la flexure Bembridge-Saint Valéry-en-Caux, qui sépare la Manche centrale de la Manche orientale [Pomerol, 1977] (Fig. I-2).

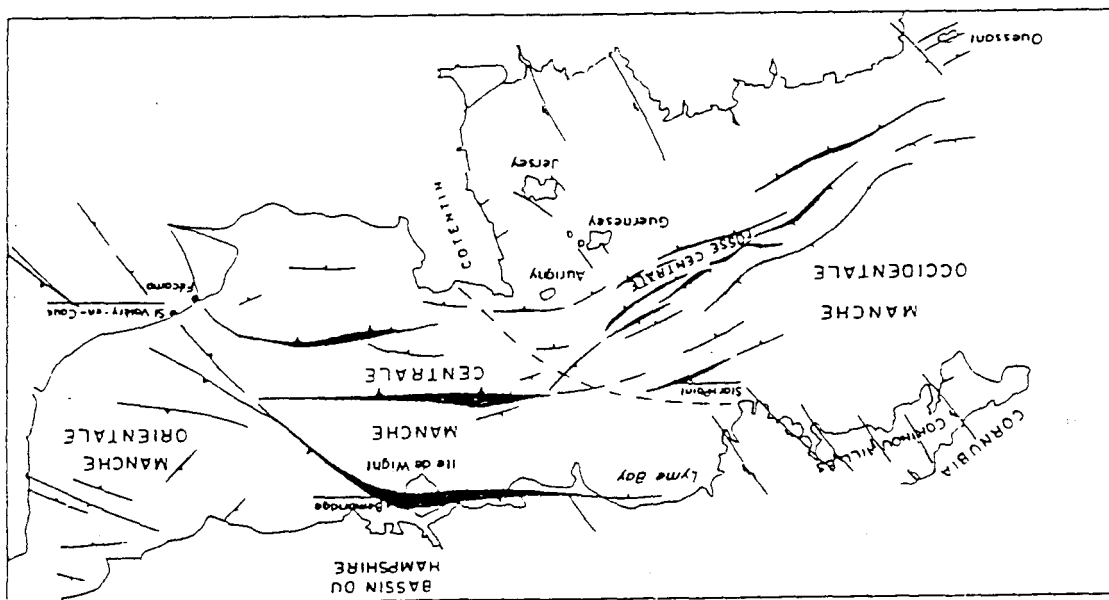


Figure. I-2 : Carte structurale de la Manche. D'après Pomerol [1977].

***Géologie anté-quaternaire de la Manche occidentale**

La Manche occidentale s'étend d'une ligne joignant les îles Scilly à Ouessant, à une ligne joignant Start Point (Devon) au Cotentin. Il s'agit d'un axe structural de direction armoricaine (NW-SE) qui correspondrait à une crête reliant le granite de Cornubie en Angleterre à celui de Barfleur en Normandie. D'un point de vue structural, la Manche occidentale comporte une série de horsts et de grabens orientés SW-NE, séparés par un système de failles dont les plus importantes se relaient d'Ouessant à Aurigny [Curry & Smith, 1975]. L'accident Ouessant-Aurigny limite deux zones :

*Au Sud, une zone où le substratum précambrien et paléozoïque, qui correspond au prolongement immergé du massif armoricain, est recouvert par une mince couverture sédimentaire.

*Au Nord, une zone à couverture d'âge permien à tertiaire beaucoup plus épaisse.

Cette partie de la Manche s'est individualisée dès le Permien à la faveur d'un rift continental lié à l'ouverture de l'océan Atlantique. L'évolution structurale de la Manche occidentale s'est faite en trois étapes [Bois *et al.* , 1991] :

1- du Permo-Trias à la fin du Jurassique, une sédimentation d'abord continentale puis marine s'est développée dans un demi-graben limité au sud par l'accident Aurigny-Ouessant ;

2- au cours du Crétacé inférieur, la subsidence affecte le côté méridional du graben et la Manche s'élargit au Crétacé supérieur jusqu'à dépasser ses limites actuelles ;

3- au cours du Cénozoïque, les accidents profonds limitant l'ancien demi-graben sont réactivés à trois reprises.

D'après la carte géologique de la Manche réalisée par Boillot & Lefort [1974], le banc de Sercq repose sur un substratum plan et horizontal de roches cristallines d'âge paléozoïque (Siluro-dévonien).

2- Histoire quaternaire de la Manche

La Manche occidentale a probablement été recouverte par la mer au cours du Plio-Pléistocène mais aucun témoin n'en a été retrouvé. Sans doute les dépôts mal consolidés ont-ils été remaniés durant les périodes froides, d'émersion, du Quaternaire

[Larsonneur & Walker, 1982]. Au cours du Pléistocène, six périodes glaciaires et 5 périodes interglaciaires ont pu être identifiées dans l'Europe du Nord-Ouest (Fig. I-3).

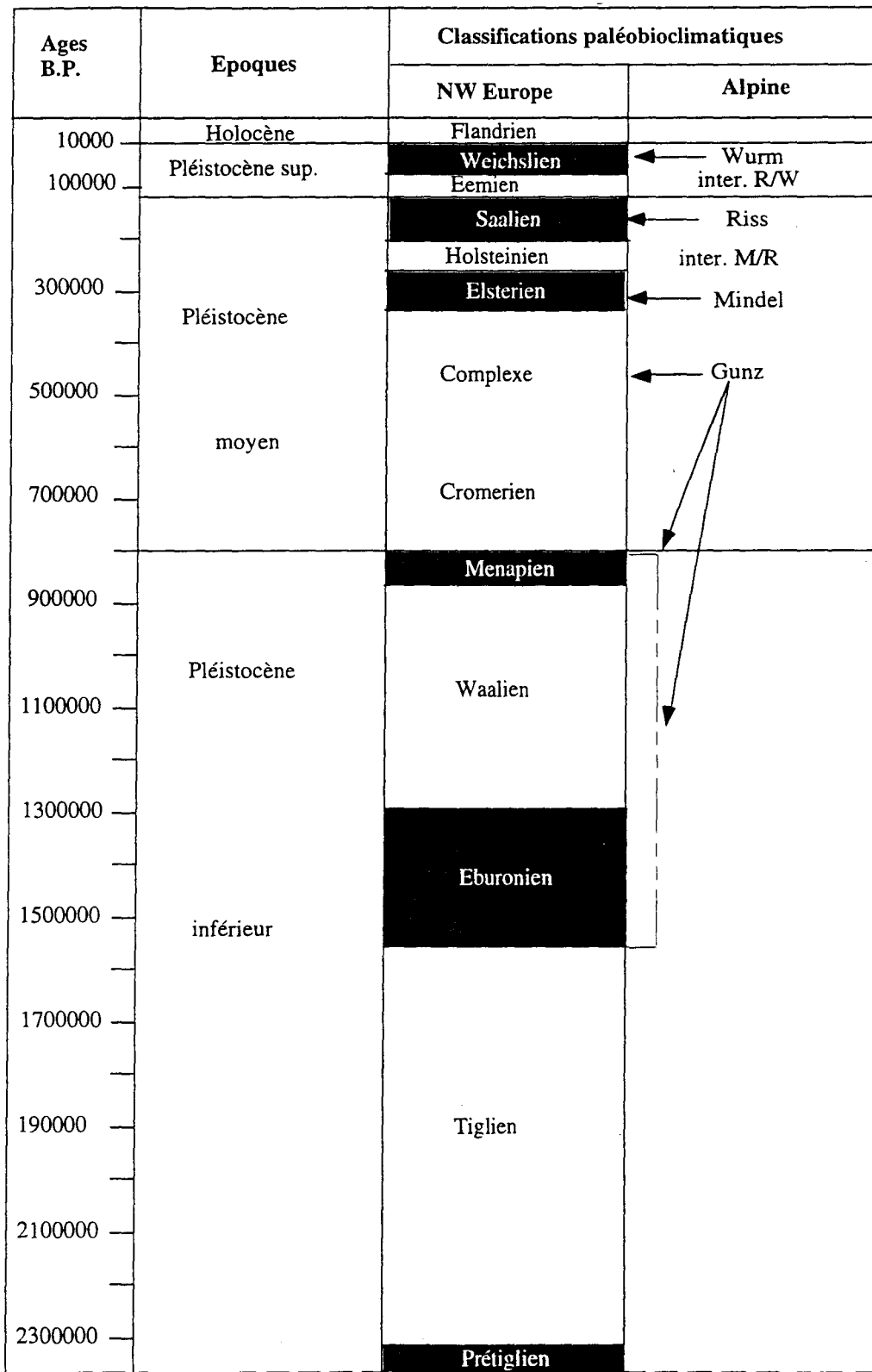


Figure I-3: Chronostratigraphie du Pléistocène dans le NW de l'Europe.

D'après Van Montfrans [1971] et Van der Hammen *et al.* [1971]. Les parties noires correspondent aux périodes glaciaires.

Si le passage du Pléistocène à l'Holocène est relativement bien connu, on ne possède que peu ou pas de données sur les dépôts antérieurs. La plupart des structures que l'on observe dans la Manche se rapportent aux effets de la dernière glaciation (Weichselien) ou à la transgression suivante (Flandrien). En effet, la dernière période glaciaire laisse de profondes entailles formant un vaste paléoréseau fluvial [Auffret *et al.*, 1980].

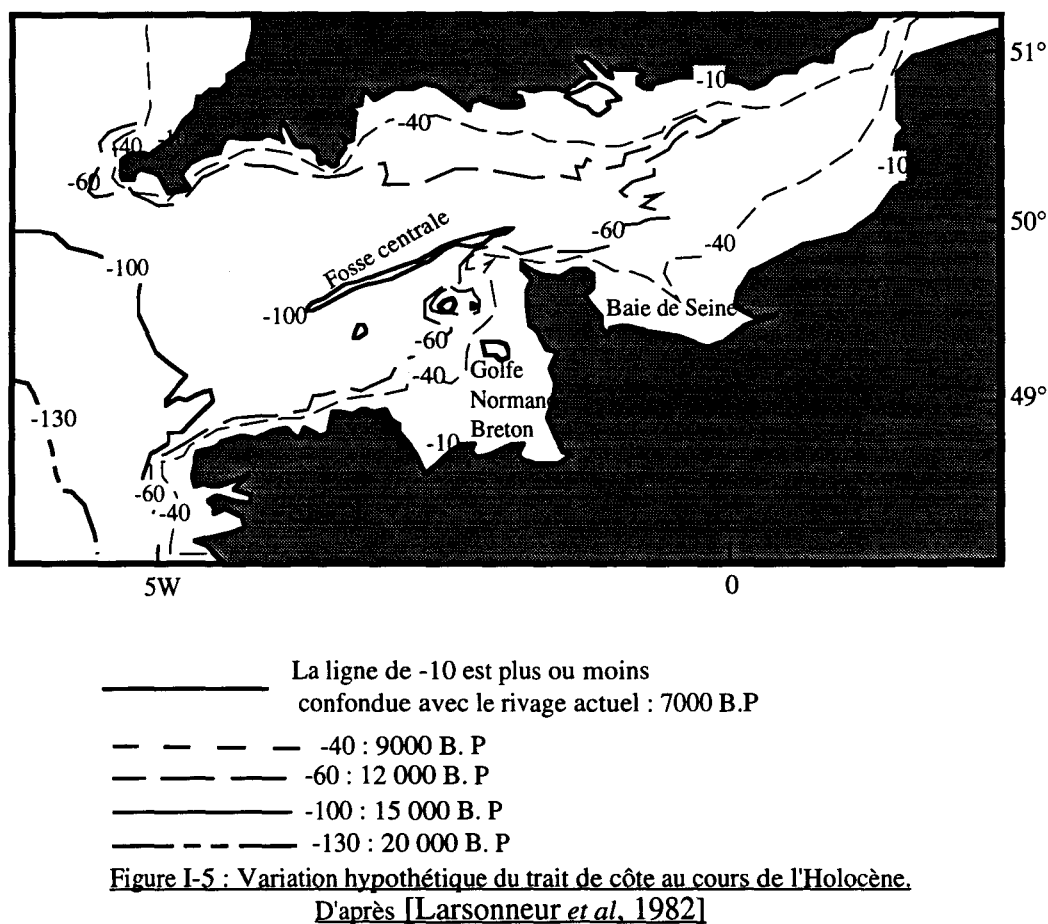
La transgression flandrienne est à l'origine du comblement des paléovallées weichséliennes et de la mise en place de vastes accumulations telles que les bancs et les dunes de sable, reconnus actuellement en Manche. Elle a commencé il y a environ 15000 ans, au Pléistocène supérieur et s'est poursuivie pendant l'Holocène (Fig. I-4).

Ages B.P.	Séquences paléoclimatiques	CHRONOSTRATIGRAPHIE		
		Etage	Phase	Période
2000	SUBATLANTIQUE	SUP.	POSTGLACIAIRE	HOLOCENE
4000	SUBBOREAL			
6000	ATLANTIQUE	MOYEN		
8000	BOREAL	FLANDRIEN INF.	TARDI GLACIAIRE	PLEISTOCENE SUP.
10000	PREBOREAL			
	DRYAS RECENT			
	ALLERÖD			
12000	DRYAS MOYEN			
	BÖLLING			
14000	DRYAS ANCIEN			

Figure I-4: Chronostratigraphie et paléoclimatologie de l'époque Flandrienne.
[Larsonneur, 1971 ; Ters, 1973]

Les principales étapes de la remontée marine ont été détaillées (Fig. I-5) par Larsonneur *et al.* [1982]. Le niveau marin a atteint la cote -100 m vers 15 000 ans B.P. A cette époque, un grand lac occupait une vaste dépression : la fosse centrale. L'isobathe -60m a été atteinte vers 12 000 ans B.P. et correspondrait à un premier

stationnement marin, suivi d'un second à -40m, il y a 9000 ans . Vers 9300 ans B.P, la connexion avec le bassin de la Mer du Nord s'est effectuée par le détroit du Pas-de-Calais [Jansen *et al.* , 1979]. La cote -30m a été dépassée vers 8600 ans B.P. [Dujon, 1969] et la cote -20 m vers 8000 ans B.P. [Jansen *et al.* , 1979]. Enfin, le niveau de la mer est passé progressivement de -10 m vers 7000 ans B.P. à son niveau actuel [Auffret *et al.* , 1975].



Selon certains auteurs, cette remontée du niveau marin s'est cependant accompagnée de petits épisodes régressifs. Les résultats obtenus dans le Massif Armoricaïn par Morzadec-Kerfourn [1974] confirment le caractère oscillatoire de la transgression flandrienne (Fig. I-6). Plusieurs courbes ont été proposées [Fairbridge, 1961 ; Jelgersma, 1979 ; Larsonneur, 1971 ; Morner, 1969 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Ters, 1973]. La plupart d'entre elles indiquent une remontée rapide du niveau marin de 10 000 B.P à 7000 B.P, suivie par un ralentissement.

La conséquence géomorphologique de la transgression flandrienne est l'édification de bancs sableux qui représentent selon Auffret & Alduc [1977] la dernière phase de morphogenèse sous marine.

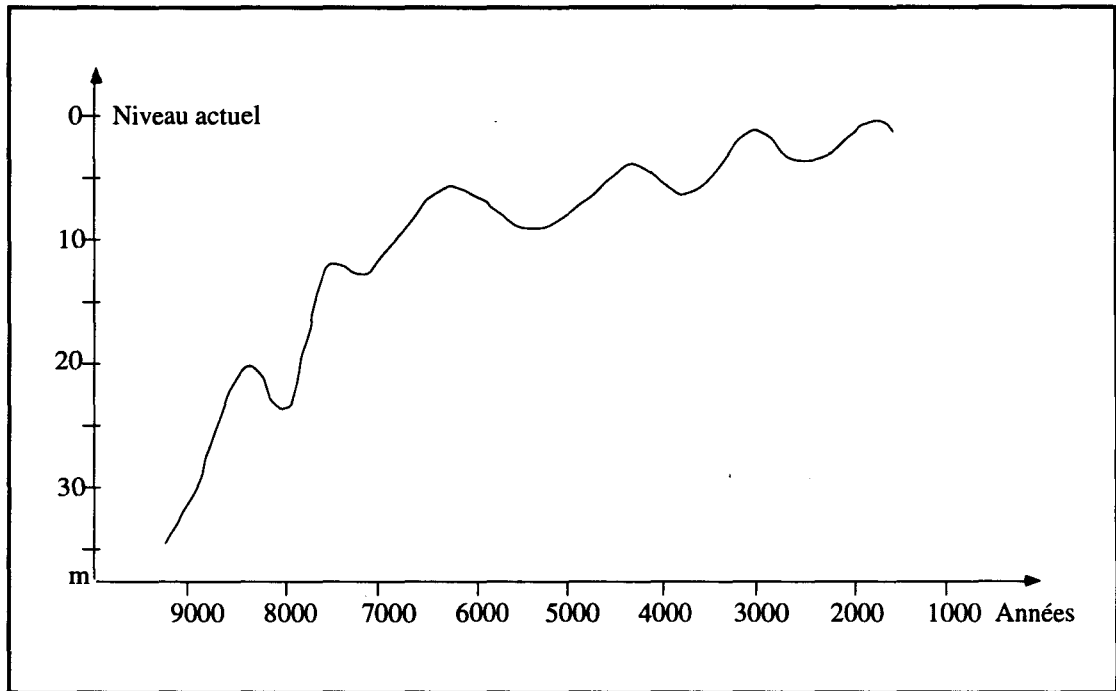


Figure-I-6: Courbe de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène.
D'après Morzadec-Kerfourn [1974]

II- CARACTÉRISTIQUES ET PRINCIPALES CLASSIFICATIONS DES BANCS

Ce sont des structures sédimentaires de grande taille. Ils peuvent mesurer plusieurs dizaines de km entre 10 et 200 km de long, 30 km de large et jusqu'à 55 m de haut [Amos & King, 1984 ; Belderson *et al.* , 1986]. Leur distribution est assez large dans le monde, puisqu'ils se retrouvent sur un grand nombre de plateformes continentales de l'hémisphère Nord. Ces bancs se présentent soit en groupe au large des côtes, soit isolés près des côtes ou à l'abri d'îles ou de promontoires [Belderson *et al.* , 1982]. Ils se situent habituellement dans les zones où les courants de marée de vives-eaux dépassent en surface des vitesses de l'ordre de 90 cm/s [Off, 1963]. On note néanmoins la présence de bancs tidaux dans des secteurs (Mer Celtique) à plus faibles courants de marée [Belderson *et al.* , 1982 ; Belderson *et al.* , 1986 ; Kenyon & Belderson, 1973]. Leur mise en place est attribuée à des périodes de plus bas niveau marin.

L'origine de la formation des bancs de sable demeure très controversée, en particulier parce que leur structure interne n'a généralement pas pu être mise en évidence.

Une première hypothèse suggère que le principal facteur responsable de la mise en place et du maintien des bancs est l'action des courants de marée [Belderson *et al.* , 1986 ; Houbolt, 1968 ; Off, 1963 ; Stubblefield, 1976]. Houbolt [1968] explique la formation des bancs par le remaniement de matériel anté-holocène sous l'action de courants hélicoïdaux induits par les courants de marée, qui convergent vers le sommet du banc.

Une seconde hypothèse est basée sur les effets de la transgression flandrienne. Les travaux de [Swift, 1975] suggèrent que les "*offshore ridges*" de la côte est-américaine sont nées de noyaux pré-existants tels que d'anciennes barres d'embouchure, d'anciennes plages ou barrières littorales démantelées, formées lors des périodes de bas niveau marin. La remontée progressive du niveau marin, accompagnée du remaniement par la houle et les courants de marée de ces dépôts pré-existants, seraient à l'origine des grands corps sableux. L'orientation oblique des bancs par rapport au trait de côte actuel

pourrait s'expliquer par l'effet d'une dérive littorale décalant la position des centres de dépôts au fur et à mesure de la remontée marine [McBride & Moslow, 1991].

Ces incertitudes expliquent la diversité des classifications existantes, basées sur des critères génétiques, hydrodynamiques, et physiographiques.

II-1- Une classification physiographique

-les bancs du large ("offshore ridges") se trouvent sur le plateau continental. Ils sont linéaires à légèrement sinueux, et de grande dimension. Leur taille maximale peut être atteinte dans des zones où la vitesse du courant est comprise entre 1 et 2 m/s [Chakhotin *et al.*, 1972]. Ils peuvent être isolés ou former des groupes de structures parallèles. Ils sont souvent asymétriques, avec un flanc plus incliné que l'autre [Caston, 1972]. Ces bancs du large se forment typiquement sur un substratum plan et horizontal [Houbolt, 1968].

-les bancs d'estuaires ont souvent des géométries plus complexes, en forme de S ou de V. De nombreux auteurs (voir Kenyon *et al.* [1981]) attribuent cette géométrie à la dominance dans ces environnements d'une ou l'autre composante des courants de marée, flot ou jusant.

-les bancs de sillage (Banner banks) sont de taille plus modeste et se développent en aval d'un cap, de roches immergées ou d'îlots. Ils peuvent être simples ou se développer par paire, de manière symétrique par rapport à l'obstacle. Selon Pingree & Maddock [1979], Ils seraient le résultat de la déviation des courants, et matérialiseraient l'existence de cellules hydrodynamiques, ou vortex, formés par la présence d'obstacles.

Quelque soit l'hypothèse de formation retenue, les bancs du golfe Normano-Breton -comme le banc de Sercq- se seraient formés à partir de 9000 B.P., quand le niveau marin était voisin de la cote -40m à cet endroit [Hommeril, 1967 ; Larssonneur & Walker, 1982].

II-2- Une classification génétique

Swift [1974] et Belderson [1982 ; 1986] distinguent deux catégories de bancs associés à des environnements différents :

-Les **"tidal -current ridges"** ou **"tidal sand banks"** présents dans les secteurs à forts courants de marée ("tide-dominated shelves").

-Les **"storm-generated sand ridges"** liés aux régions dont l'hydrodynamisme est dominé par la houle et les tempêtes.

Le golfe Normano-Breton fait partie de la catégorie des plateformes continentales à forts courants de marée. Le banc de Sercq, selon la classification établie plus haut, est donc un banc tidal.

II-3- Une classification basée sur la dynamique

-les **bancs actifs** sont des formes en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Ils sont couverts de figures sédimentaires. Leur sommet est souvent proche du niveau des basses mers. Ces bancs sont très abondants en Manche orientale et en Mer du Nord [Houbolt, 1968], ainsi qu'en Mer de Chine et en Mer Jaune [Liu & Xia, 1986]. Ils sont très nombreux sur les plateformes continentales internes, témoignant d'un important transport sédimentaire par charriage. Leur grand axe présente généralement un angle de 0 à 20° par rapport à l'orientation du courant dominant, généralement dans le sens anti-horaire [Kenyon *et al.* , 1981].

-les **bancs inactifs ou "moribonds"** formés à une période de niveau marin inférieur à l'actuel. Ils se rencontrent dans des zones où la vitesse des courants actuels de marée ne dépasse pas 50 cm/s et sont souvent caractérisés par une absence de figures sédimentaires à leur surface, des reliefs émoussés et une couverture de sédiments vaseux, précédant leur enfouissement. De telles structures sont décrites par Bouysse *et al.* [1976], en Mer Celtique.

Le banc de Sercq est festonné de figures sédimentaires actives, et il fait un angle de 7 à 10° par rapport à l'orientation du courant dominant. C'est donc un banc tidal.

III- LES FIGURES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES AUX BANCS SABLEUX

Les bancs sableux actifs sont caractérisés par la présence, à leur surface ou à leur périphérie de figures sédimentaires variées dont il convient de rappeler les principales définitions et caractéristiques.

On distingue généralement :

- celles orientées perpendiculairement au transport des particules : **Les figures transverses**
- celles qui lui sont plus ou moins parallèles : **Les figures longitudinales.**

III-1- Les figures transverses

III-1- 1 Description des figures transverses

La description et la comparaison des figures transverses se fait à l'aide de paramètres et d'indices morphologiques. La comparaison des valeurs de ces paramètres permet d'apprécier les évolutions de forme, d'amplitude et de longueur d'onde en relation avec les caractéristiques hydro-sédimentaires du milieu. Outre un aspect purement descriptif, ils permettent donc la mise en évidence des variations des conditions hydrodynamiques du milieu.

*Paramètres morphologiques

On peut définir un certain nombre de paramètres à partir de la géométrie des dunes (Fig. I-7) :

-L'amplitude ou hauteur H correspond à la distance entre le sommet et la base de la figure sédimentaire mesurée en mètres perpendiculairement au plan sur lequel elle repose,

- **a** désigne la projection horizontale du flanc le moins déclive,
- **b** désigne la projection horizontale du flanc le plus déclive,
- α est l'angle que fait le flanc le plus déclive avec l'horizontale,
- β est l'angle que fait le flanc le moins déclive avec l'horizontale,

- **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 longueur de la crête L_c** mesurée au sommet de la dune entre ses deux extrémités latérales,

- **L'extension latérale de la crête B** correspond à la droite joignant les deux extrémités de la dune,

- **Le "creux" de la dune C** représente, pour les formes en croissant, le demi-petit axe de la demi-ellipse dessinée par la crête.

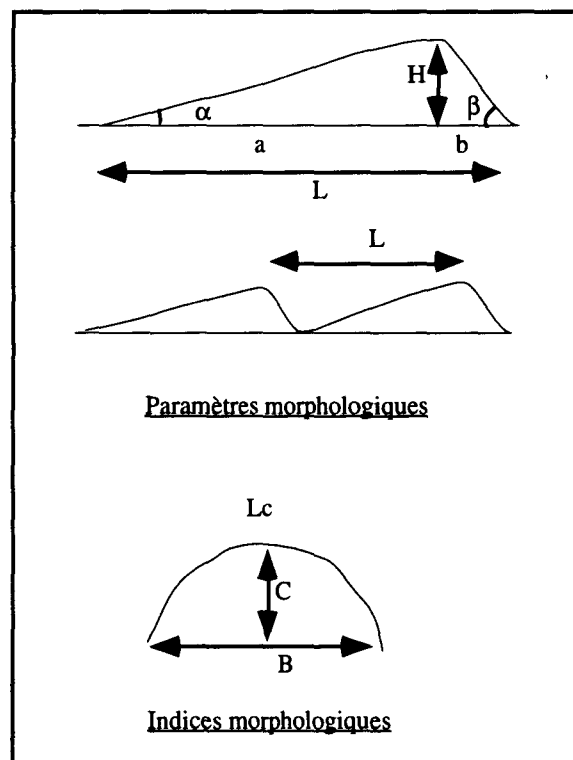


Figure. I-7: Paramètres morphologiques

*Indices morphologiques

- **L'indice de symétrie a/b** [Tanner, 1971] est égal au rapport de la longueur du flanc le moins déclive sur la longueur du flanc le plus déclive. Il est de l'ordre de 1 pour les formes symétriques.

- **L'indice vertical orthogonal L/H** défini par Bucher [1919] est égal au rapport de la longueur de la forme sédimentaire sur la hauteur. Son inverse H/L exprime le degré d'aplatissement.

- L'indice vertical parallèle B/H est le rapport de l'extension latérale sur la hauteur.
- L'indice de sinuosité Lc/B [Dalrymple, 1984] indique la "tridimensionnalité" de la dune:

$Lc/B \approx 1$: dune de type bi-dimensionnel (2D), la crête est droite.

$Lc/B \gg 1$: dune de type tri-dimensionnel (3D), la crête est courbe ou sineuse.

III-1-2- Classification des figures tranverses

La terminologie des formes transverses a fait l'objet de beaucoup de discussions entre les auteurs. En effet, ces corps ont été considérés différemment selon que ce sont les hydrauliciens, les océanographes ou les sédimentologues qui s'y sont intéressés.

De ce fait plusieurs classifications ont vu le jour, basées sur des critères morphologiques ou hydrodynamiques. Dès 1935, Van Veen avait classé les dunes selon leur profil transversal. Il distinguait les formes en "dos de chat" (catback), progressive, asymétrique-trochoïdale et trochoïdale (Fig. I-8).

Nous retiendrons la classification plus récente [Ashley, 1990], qui ne prend en compte que des critères morphologiques et qui établit une seule coupure entre deux classes génétiquement distinctes, les dunes et les rides (ripples) (Tab. I-1).

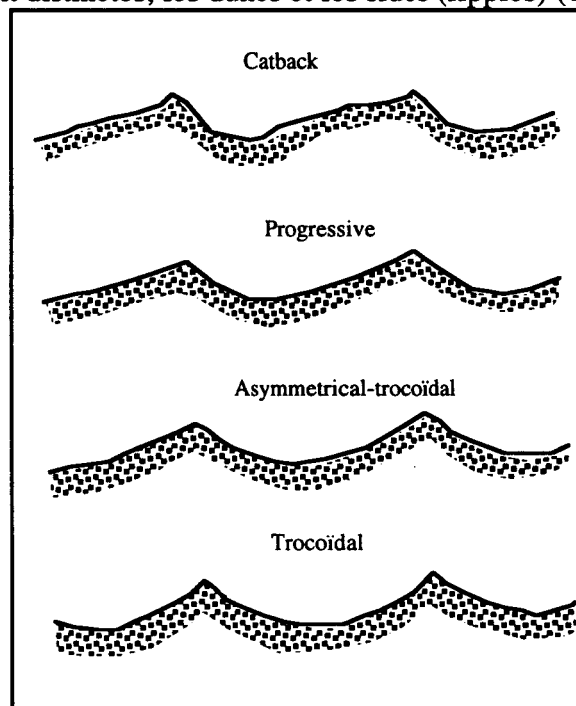


Figure I-8: Classification morphologique des dunes [Van Veen, 1935]

*Les dunes

Ce sont des formes rectilignes ou légèrement sinueuses, dont la crête est sensiblement perpendiculaire au courant dominant. Leur amplitude est supérieure à 0,6 m . Elles sont souvent organisées en champ de dunes. Elles peuvent montrer une asymétrie marquée qui indique le sens de déplacement de la dune (le flanc le plus déclive étant orienté dans le sens de migration).

Hauteur (m) Longueur d'onde	0.06 1.5 25			
	L/H<15	L/H<20 0.6	20<L/H<100 20	
[Cornish, 1914] [Yalin, 1972]	Sand waves			
[Auffret <i>et al.</i> , 1975] [Flemming, 1978] [Harms, 1975] [Allen, 1980] [Harms <i>et al.</i> , 1982] [Middelton & Southard, 1984]	Rides Ripples Ripples Small ripples Small ripples	Dunes hydrauliques Dunes Sand Waves (2D) Dunes (3D) Dunes (Uni-directionnelles) Sand Waves (2D) Large Ripples		
[Reineck & Singh, 1980] [Belderson <i>et al.</i> , 1982] [Boothroyd & Hubbard, 1975] [Gosline & Swift, 1977] [Middelton & Southard, 1977] [Dalrymple <i>et al.</i> , 1978] [Amos&King, 1984]	Ripples Ripples Ripples	Mega-current Ripples Small sand waves Megaripples	Giant megaripples Large sand waves sand waves	
[Ashley, 1990]	Ripples	Subaqueous dunes Small medium Large very large		
[Berné <i>et al.</i> , 1989a] et cette étude	Rides	petites Dunes hydrauliques moyennes grandes très grandes		

Tableau. I-1 : Principales classifications des figures transverses au courant

D'après Berné *et al.* [1989a] modifié par Vicaire [1991]

Quatre sous-classes arbitraires ont été déterminées par [Berné *et al.* , 1989a] en fonction de la longueur d'onde.

- $0,6 < L < 5\text{m}$ soit $0,06 < H < 0,25\text{m}$ pour les **petites** dunes.
- $5 < L < 10\text{m}$ soit $0,25 < H < 0,5\text{m}$ pour les dunes **moyennes** .
- $10 < L < 100\text{m}$ soit $0,5 < H < 3\text{m}$ pour les **grandes** dunes.
- $L > 100\text{m}$ soit $H > 3\text{m}$ pour les **très grandes** dunes .

L'amplitude correspondant à une longueur d'onde donnée peut être calculée à partir de la formule de Flemming [1988] : $H = 0,0677L^{0,8098}$

***Les rides**

Il s'agit de structures élémentaires dont $L < 0,6$ m et qui de ce fait ne peuvent être observées sur les sonogrammes.

Deux types de rides sont distinguées (Fig. I-9) :

-Les rides de houle, symétriques à légèrement dissymétriques. Leur crête, rectiligne et bifurquée, est perpendiculaire à la direction de propagation des vagues.

Les critères de reconnaissance des rides de houle sont la présence de bifurcations [Reineck & Wunderlich, 1968], et les indices de ride L/H (rapport longueur/amplitude) et de symétrie a/b (rapport des longueurs des deux flancs) [Boersma, 1969].

-Les rides de courant, asymétriques, n'apparaissent que pour des vitesses de courant supérieures à 0,2 m/s dans du sable moyen. De plus, la taille maximale des grains d'un sédiment dans lequel les rides peuvent se former est de l'ordre de 600 microns [Reineck, 1972] ou 700 microns [Stride *et al.*, 1982].

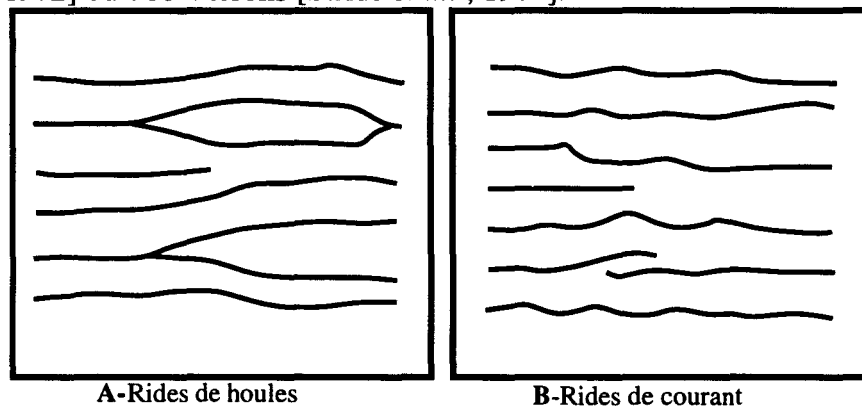


Figure. I-9: Les crêtes de rides de houle(A) et de courant (B). D'après [Reineck&Wunderlich, 1968]

III-2-Les figures longitudinales

III-2-1 Les rubans sableux

Ils sont constitués de bandes de sable moyen à fin reposant sur un substratum graveleux, sur des sables grossiers ou sur des fonds rocheux plats [Belderson & Stride, 1966]. Ils peuvent atteindre près de 15 km de long [Kenyon & Stride, 1970] et posséder une largeur maximale de 260 m [Harris & Collins, 1984]. Ils présentent un rapport longueur sur largeur supérieur à 40 [Flemming & Stride, 1967]. Leur épaisseur est

généralement inférieure à 1 m et certains sont recouverts par des petites dunes dont la crête est perpendiculaire au courant. Ils sont caractéristiques des zones où la couverture sableuse est discontinue [Kenyon, 1970a] et le courant de marée fort, de l'ordre de 1 m/s [Stride *et al.*, 1982]. Selon McLean [1981], c'est la différence de rugosité entre le sable et le substrat grossier qui serait à l'origine de ces formes, par formation de courants hélicoïdaux. [Kenyon, 1970a] distingue quatre principaux types de rubans en fonction de la vitesse du courant et de la quantité de sable mobilisable (Fig. I-10).

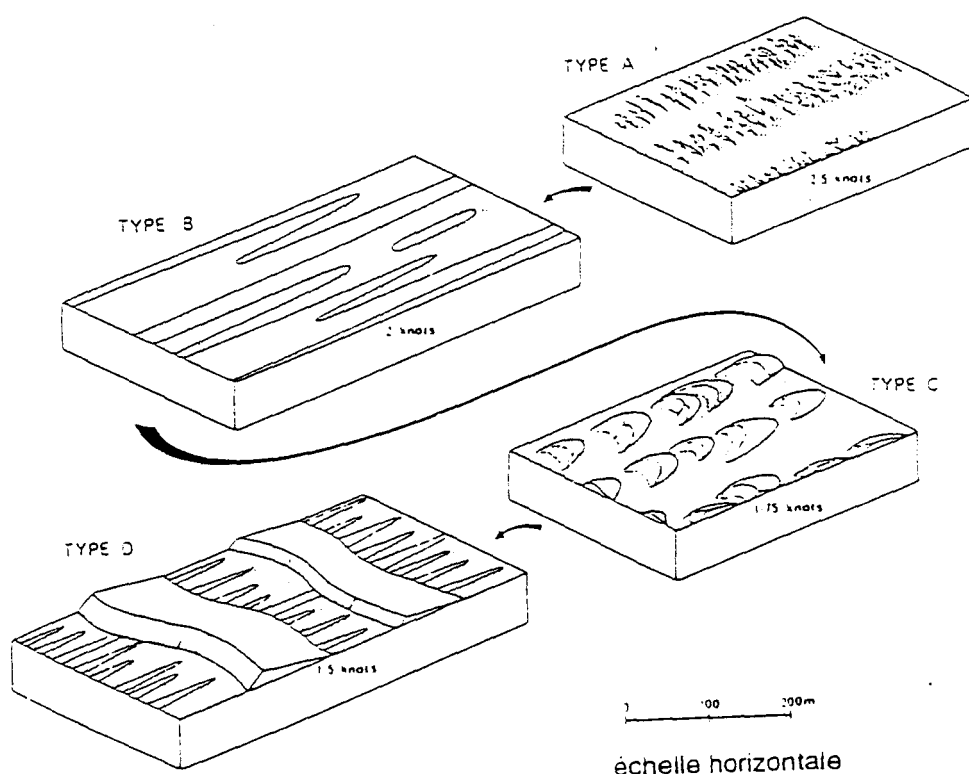


Figure I-10 : Les quatre principaux types de rubans sableux [Kenyon, 1970a].

Les valeurs inscrites sur le schéma indiquent les vitesses maximales (en nœuds) des courants de surface.

Le type **A**, constitué d'un alignement de petites dunes à crêtes rectilignes ou sinueuses, se trouve dans les secteurs où le courant est supérieur à 1 m/s. Le type **B**, caractérisé par des bandes étroites et allongées, est le plus fréquent. Il est associé à des vitesses de courant de surface de l'ordre de 1 m/s [Belderson *et al.* , 1982]. Le type **C** composé par un alignement de petites dunes en croissant indique des vitesses de courant inférieures à 1 m/s. Et c'est entre les grandes dunes, dans les creux, que l'on rencontre le type **D**. Ces rubans sont de bons indicateurs de la direction du transport sableux résiduel.

III-2-2 Les queues de comètes

Werner *et al.* [1980] les définissent comme des figures d'érosion formées à l'arrière d'un obstacle s'opposant au transport d'un sable fin ou moyen. Leur taille est de l'ordre de 100 m de long pour une largeur plurimétrique [Belderson *et al.* , 1982]. Elles permettent de déterminer la direction et le sens du transport sableux résiduel.

IV-CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE :

Une bonne compréhension de la dynamique sédimentaire suppose que les conditions météorologiques et océaniques de la zone étudiée soient bien connues. Dans notre secteur, ce sont la houle et surtout les courants de marée qui contrôlent l'édification ou l'érosion des corps sableux.

IV-1- La marée

IV-1-1- Rappels sur les caractéristiques de la marée

La marée, mouvement oscillatoire du niveau de la mer, est due à l'attraction de la lune et du soleil sur la surface des mers et des océans. Les phénomènes physiques à l'origine de la marée sont détaillés dans [Bonnefille, 1980 ; Guilcher, 1979 ; Stride *et al.*, 1982 et Nio, 1989 #491]. On distingue :

- les marées semi-diurnes, d'une période de 12h24mn, communes sur toutes les côtes européennes (2 pleines mers et deux basses mers par jour lunaire (24h50mn)).

- les marées diurnes, d'une période de 24h50mn (une haute mer et une basse mer par jour).

- les marées mixtes, qui sont la combinaison des 2 précédentes avec prédominance de l'une ou de l'autre.

La combinaison de l'attraction lunaire et de l'attraction solaire est à l'origine des cycles vives-eaux/mortes-eaux dont la période est de 14,77 jours. Lorsque la Terre et les deux astres (lune et soleil) sont alignés pendant les syzygies (pleines lunes et nouvelles lunes), les effets de leur attraction s'ajoutent : c'est la vive-eau. Par contre lorsque les deux astres sont en quadrature par rapport à la Terre (quartiers de la lune), l'attraction est minimale : c'est la morte-eau (Fig. I-11).

Les marées peuvent être classées en fonction de l'amplitude du marnage. Le marnage est la différence d'altitude entre le niveau de pleine-mer et celui de basse-mer. Il peut varier de quelques centimètres pour les mers fermées à plus de 17 m pour la baie de Fundy au Canada [Guilcher, 1979]. On définit ainsi des zones :

- macrotidales quand l'amplitude dépasse 4m ;
- mésotidales quand l'amplitude est comprise entre 2 et 4 m ;
- microtidales quand l'amplitude est inférieure à 2 m.

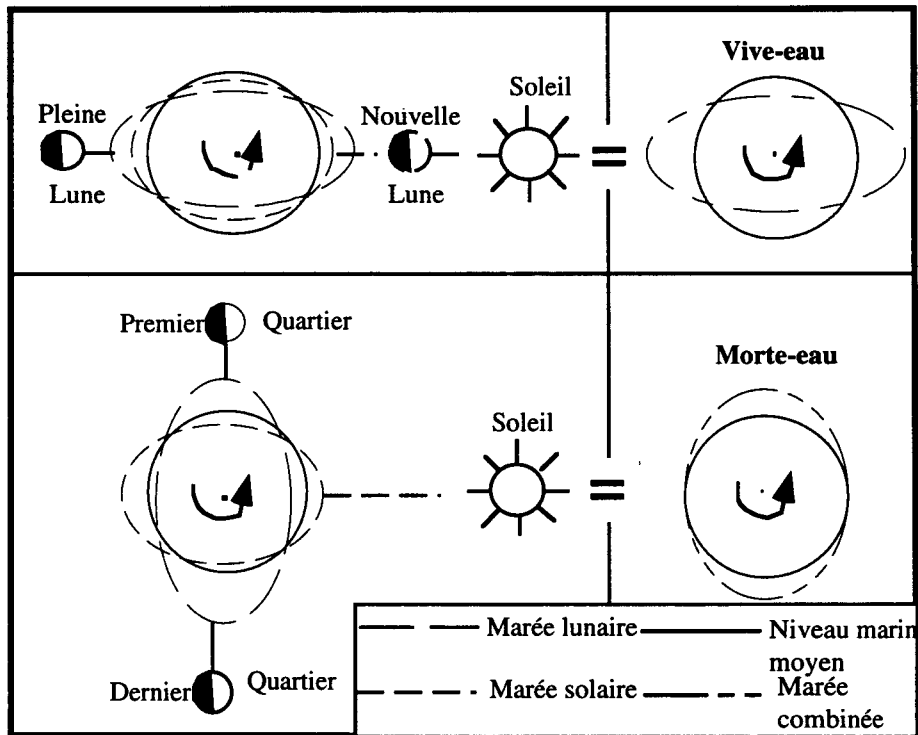


Figure I-11 : Origine des marées de vive-eau et de morte eau en fonction de la position relative de la Terre de la Lune et du Soleil [Pugh, 1987]

Enfin, pour quantifier les marées, on se réfère en France au coefficient de la marée qui est le rapport du marnage pour un jour donné au marnage de la plus grande marée, multiplié par 100. c'est un nombre sans dimension compris entre 20 et 120. Défini à Brest, il est généralisé à l'ensemble du littoral français. On identifie ainsi différents types de marées resumés sur le Tableau I- 2.

Coefficient	Type de marée
120	Marée exceptionnelle de vive-eau
95	Marée de vive-eau moyenne
70	Marée moyenne
45	Marée de morte-eau moyenne
20	Plus faible marée de morte-eau

Tableau-I- 2: Coefficients significatifs de la marée.

VI-1-2- La marée en Manche et dans le Golfe Normano-Breton

La marée est un phénomène particulièrement spectaculaire en Manche. Il a fait l'objet de plusieurs études motivées par divers projets de centrales marémotrices dont celle de la Rance, qui fut la première à fonctionner dans le monde. La Manche mesure environ 400 km de longueur, pour une profondeur moyenne de l'ordre de 40 m, l'onde de marée parcourt 900 km en 24 heures, soit 2 fois la longueur du bassin. La Manche fonctionne comme un système résonant fermé avec un noeud au centre de la Manche (marnage minimum, vitesse de courant maximum) et un ventre au niveau du Pas-de-Calais (marnage maximum, vitesse de courant minimum) (Fig. I-12).

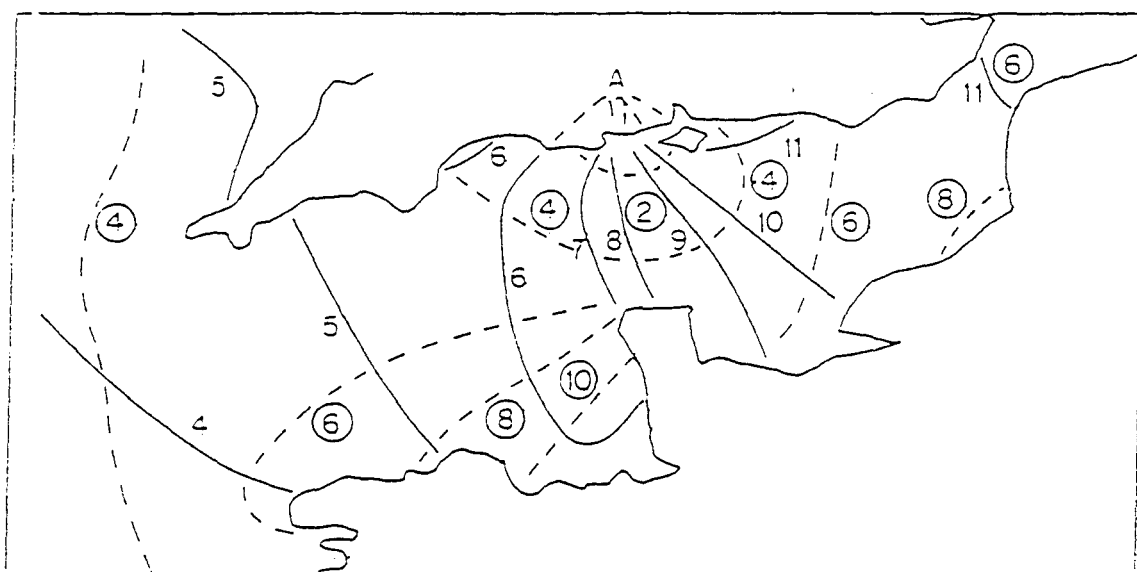


Figure I-12 : La marée en Manche [Dyer, 1986]

----- = Courbes de co-amplitude ; — = Courbes cotidales ; A = Point amphidromique
Les chiffres entourés sont les amplitudes en marée devives eaux moyennes

La marée y est à dominance semi-diurne et résulte de la propagation d'une onde incidente à l'Ouest de la Manche qui se réfléchit successivement sur le Cotentin et sur le littoral Nord de la France. Il se forme une onde stationnaire telle que l'amplitude de la marée augmente à l'Est de la ligne Île Vierge-la Hague [S.H.O.M, 1968].

Dans le golfe Normano-Breton, le marnage, très élevé, croît régulièrement du large (6 m en vive-eau moyenne) vers la Baie du Mont St Michel (12 m en vive-eau moyenne) où il peut atteindre 16 m.

Les courants de marée sont renforcés par la présence d'îles et de hauts fonds qui concentrent le flux en certains passages. Ces courants peuvent atteindre des vitesses

supérieures à 2,5 nœuds (1,25 m/s) en vives-eaux et deviennent extrêmement violents (8 à 10 nœuds) dans certains secteurs comme celui entre Sercq et Guernesey ou entre Aurigny et la Hague. Les courants s'amortissent dans les baies et à l'approche de la côte du Cotentin [Larsonneur & Walker, 1982] (Fig. I-13).

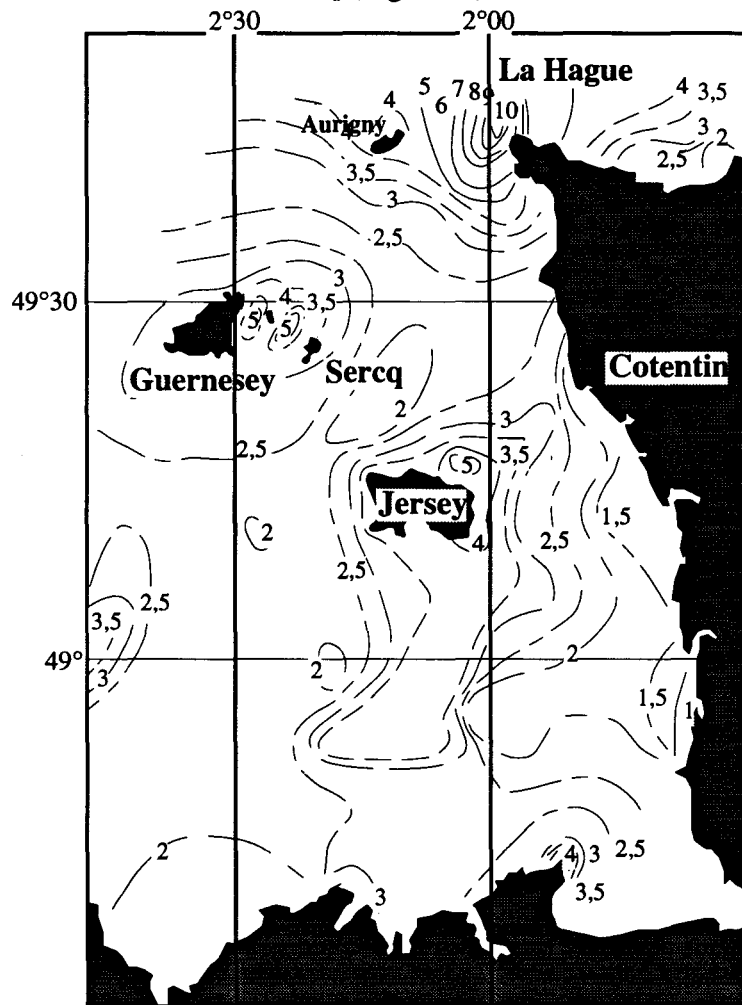


Figure I-13 : Distribution des vitesses maximales des courants de marée de vive-eau moyenne dans le golfe Normano-Breton [Larsonneur & Walker, 1982].

Orbi [1986] observe que le courant est alternatif au Nord et dans le tiers sud du golfe alors qu'il est giratoire cyclonique (en sens contraire des aiguilles d'une montre) autour des îles anglo-normandes : ce phénomène serait lié à des réflexions multiples de l'onde de marée, engendrées par la bathymétrie.

VI-2-Le vent et la houle

Compte tenu de l'ouverture du golfe Normano-Breton vers le large, les phénomènes liés à la houle et au vent interviennent également. Les vents dominants viennent de

l'Ouest et du Sud-Ouest, et c'est donc la presqu'île du Cotentin qui est la plus exposée à la houle [Larsonneur & Walker, 1982]. Les plus fortes houles ont été enregistrées à Flamanville avec des amplitudes annuelles décennales et centennales qui atteignent respectivement 6,1 m, 8,4 m et 10,6 m [LCHF, 1981].

Les houles du Sud-Ouest ont un fetch relativement court pour l'ensemble de la région. Les houles d'Ouest perdent une grande partie de leur énergie par diffraction sur de nombreux îlots et hauts-fonds. Les houles du Nord-Ouest pénètrent le plus profondément dans le golfe et ont un effet d'autant plus important sur le transport sédimentaire que leur direction se rapproche du grand axe de l'ellipse de marée [Larsonneur & Walker, 1982]. Les houles orientées N265°, dont la période peut atteindre 12 s dominant dans le secteur d'étude et occasionnent d'importants transports sédimentaires. [Larsonneur & Walker, 1982]. Les plans de vagues réalisés par Le Bouteiller & Portugal [1973] illustrent ce phénomène (Fig. I-14).

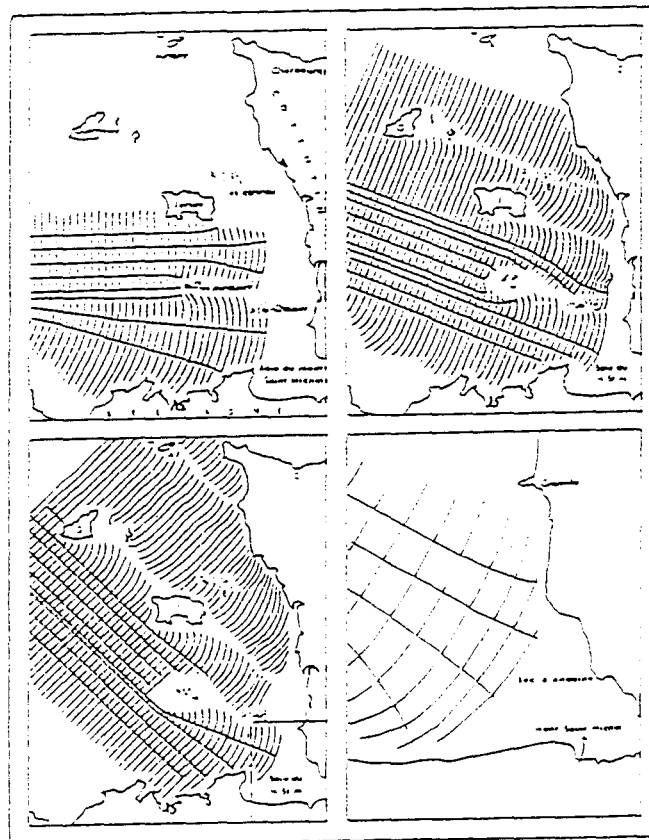


Figure. I-14 : Propagation des houles d'W, d' WNW et d' NW dans le golfe Normano-Breton. D'après Le Bouteiller & Portugal [1973]

V- CONCLUSIONS

La zone étudiée appartient à la Manche Occidentale qui s'est individualisée dès le Permo-Trias et a subi des modifications jusqu'au Cénozoïque, mais ce sont les grandes variations climatiques au cours du Pléistocène qui sont à l'origine du façonnement des fonds.

La plupart des auteurs s'accorde à attribuer une origine flandrienne aux corps sableux de la Manche, et du Golfe Normano-Breton en particulier. La période exacte d'initiation de ces corps dépend de leur position bathymétrique. Sur la base des courbes glacio-eustatiques disponibles, une initiation du banc de Sercq autour de 9000 ans B.P. peut être retenue (niveau de la mer à -40 m).

Ce secteur est caractérisé par un régime hydrodynamique exceptionnellement intense, la marée y est semi-diurne de type macrotidal, le marnage atteignant 8 m en vive-eau moyenne. Les courants de marée associés sont essentiellement alternatifs : au voisinage de Sercq, le flot est dirigé vers le N-W et le jusant vers le Sud

Le banc de Sercq fait partie des bancs sableux tidaux du golfe Normano-Breton.

Situé à l'"abri" de l'île de Sercq (par rapport au courant dominant), il fait partie de la catégorie des bancs de sillage. Par rapport aux études récentes entreprises dans le sud de la Mer du Nord et le Pas de Calais [Clabaut, 1988 ; Dewez, 1988 ; Trentesaux, 1993 ; Vicaire, 1991], le banc de Sercq représente un type différent de corps sédimentaire, du fait de sa position bathymétrique relativement profonde, du relatif déficit sédimentaire qui affecte le Golfe Normano-Breton et des mécanismes particuliers engendrés par l'île de Sercq.

MÉTHODES D'INVESTIGATIONS

CHAPITRE II : MÉTHODES D'INVESTIGATIONS

Cette étude a nécessité une approche pluridisciplinaire par l'utilisation de techniques complémentaires variées.

Une étude préliminaire de la zone du banc de Sercq a été effectuée sur le navire océanographique le *Thalia* (genavir) lors de la mission "Golfe" en 1985. Elle a été suivie en 1987 par la mission Géobase I à l'aide de deux navires côtiers, le *Thalia* et le *Côte de Normandie* (INSU) qui a permis la réalisation d'un levé bathymétrique détaillé, des prélèvements à la benne ainsi que des profils géophysiques (sonar latéral et sismique) (Fig. II-1).

En 1988, la mission Géobase II a été réalisée à l'aide du navire hauturier le *Suroît* (genavir). Elle a permis d'effectuer un nouveau levé géophysique au sparker et du carottage.

Cinq ans plus tard, en 1992, à l'occasion de la campagne "Sanba", un autre levé géophysique a été entrepris pour comparaison. Cette campagne du "Suroît" a permis l'enregistrement de données sismiques et de sonar latéral (avec un maillage plus serré) (Fig. II-2), des carottages et des mesures de courant ont été effectués.

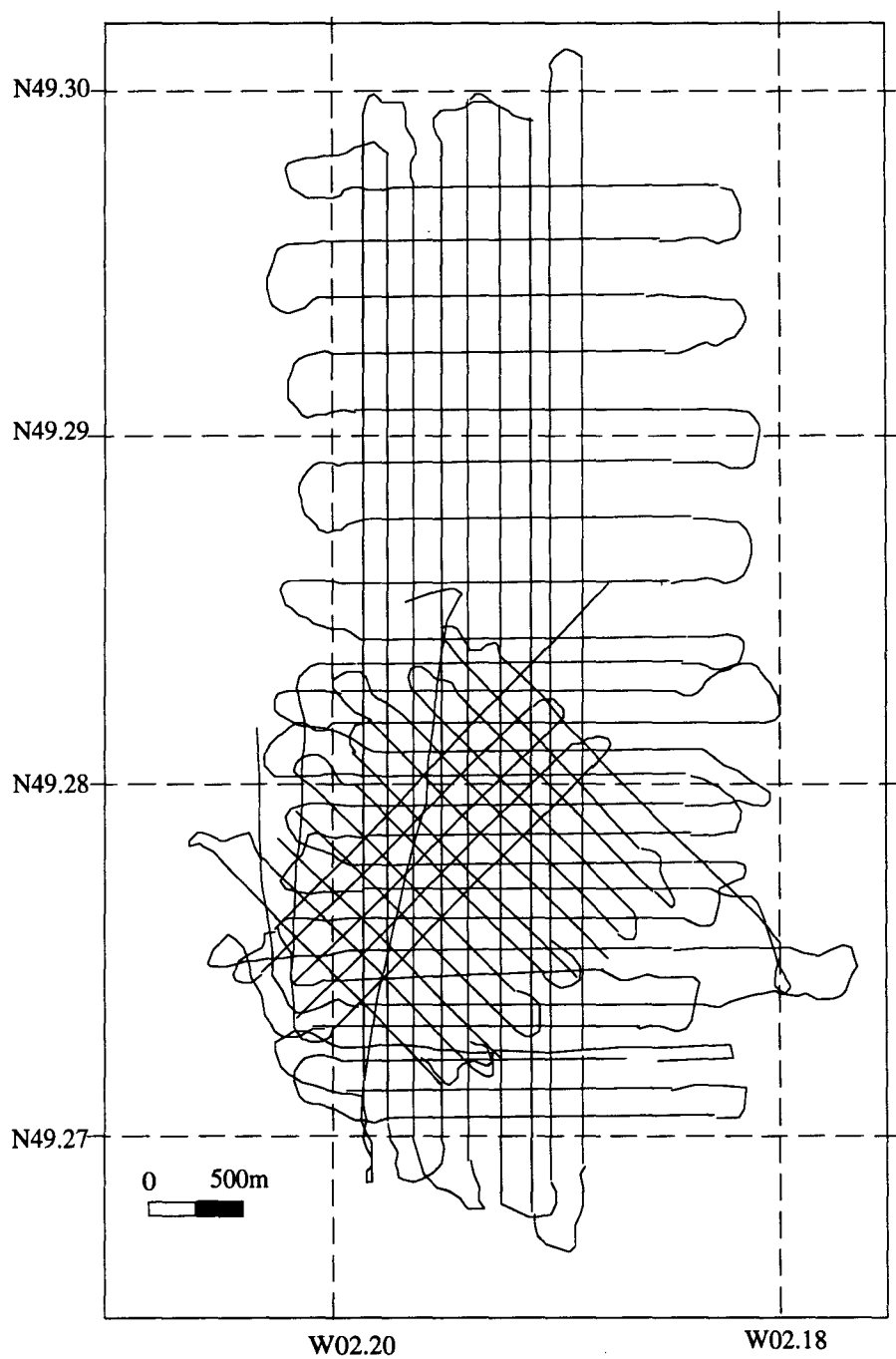


Figure II-1 : Plan des profils de la mission Géobase I. réalisée en juillet 87.
(bathymétrie, Prélèvements, Sismique, Sonar Latéral)

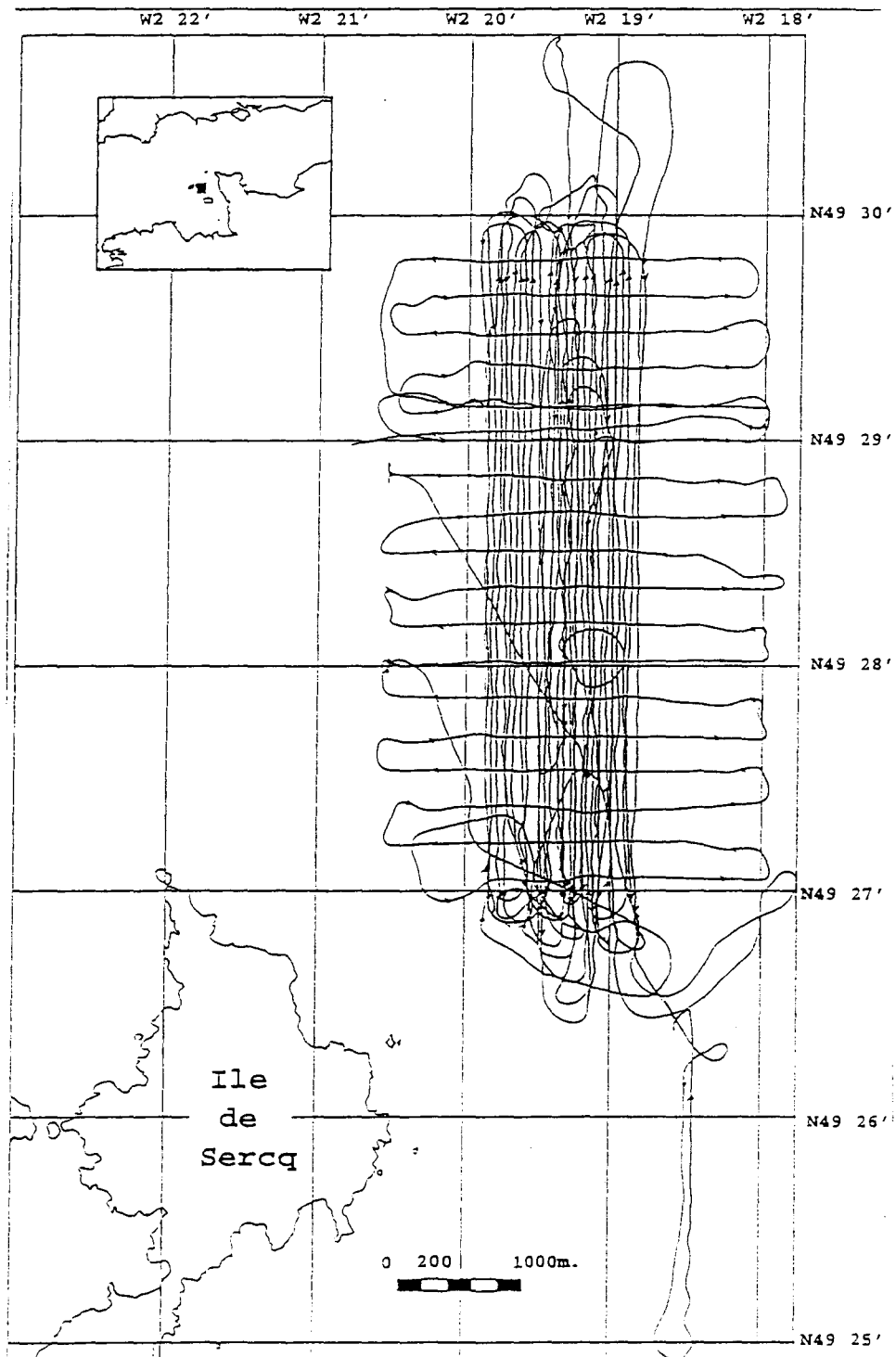


Figure II-2 : Plan des profils de la mission Sanba, réalisée juillet 92.
(bathymétrie, Prélèvements, Carottage, Sismique, Sonar Latéral)

Le tableau II-1 résume les missions réalisées dans le secteur du banc de Sercq et le type d'informations obtenues.

Mission	Date	Techniques employées	Données disponibles
Golfe	1985	Bathymétrie	25 km
		Sonar latéral	25 km
		Sismique 2,5 kHz	25 km
Géobase I	8 et 9 Juillet 1987	Bathymétrie	154 km
		Sonar latéral	45 km
		Sismique 2,5 kHz	109 km
		Prélèvements à la benne	33 prélèvements
		Courantométrie	24 heures
Géobase II	18 au 20 Juillet 1988	Bathymétrie	77 km
		Sismique sparker	77 km
		Sonar latéral	13 km
		Carottages	3 carottes
Sanba	5 au 7 Juillet 1992	Bathymétrie	246 km
		Sonar latéral	140 km
		Sismique 2,5 kHz	36 km
		Sismique sparker	210 km
		Prélèvements à la benne	4 prélèvements
		Carottages	6 carottes
		Courantométrie	72 heures

Tableau II-1 :Récapitulatif des missions réalisées sur le Banc de Sercq, des techniques employées et de la quantité d'information recueillie.

I- Méthodes d'acquisition de données en mer

I-1- Positionnement radioélectrique

***Principe**

Le positionnement radioélectrique est fourni par le système de radio navigation "Syledis" (SYstème LÉger de mesures de DIStances) (Fig. II- 3), utilisant 4 balises à terre, une station embarquée et un ensemble calculateur/vidéo/imprimante. Le Syledis utilisé à Sercq est un système circulaire mobile fonctionnant dans les bandes UHF de 420 à 450 MHz. L'emplacement des balises est reporté sur la figure II-4.

Les différences de temps de propagation des ondes entre le module d'interrogation et les balises permettent de calculer les distances et d'obtenir la position du navire en temps réel au mètre près, la précision étant indispensable pour l'élaboration de mosaïque, pour l'interprétation des profils sismiques qui se croisent, et pour estimer la migration des corps sableux. Cette position est comparée à la route théorique du navire, et permet de suivre des routes droites et parallèles. La localisation du navire est enregistrée toutes les dix secondes, la bathymétrie toutes les secondes par un système appelé ADOP.

I-2- Le système A.D.O.P.

Le système A.D.O.P. (Acquisition de Données Océanographiques de Plateau) est un équipement mobile adapté aux besoins d'acquisition et de gestion des paramètres de navigation et de géophysique, sur les navires côtiers. Il utilise un calculateur HP 9000 et un logiciel en langage BASIC permettant de gérer les systèmes de navigation, de bathymétrie et de géophysique. Il permet :

- l'acquisition du positionnement, des paramètres de bord (cap et vitesse) et de la profondeur, un marquage en temps et en distance,
- l'enregistrement des données sur disquette pour sauvegarder les informations et permettre des traitements ultérieurs, la sortie d'un listing sur imprimante, la visualisation de la route du bateau et la gestion d'un certain nombre d'alarmes.

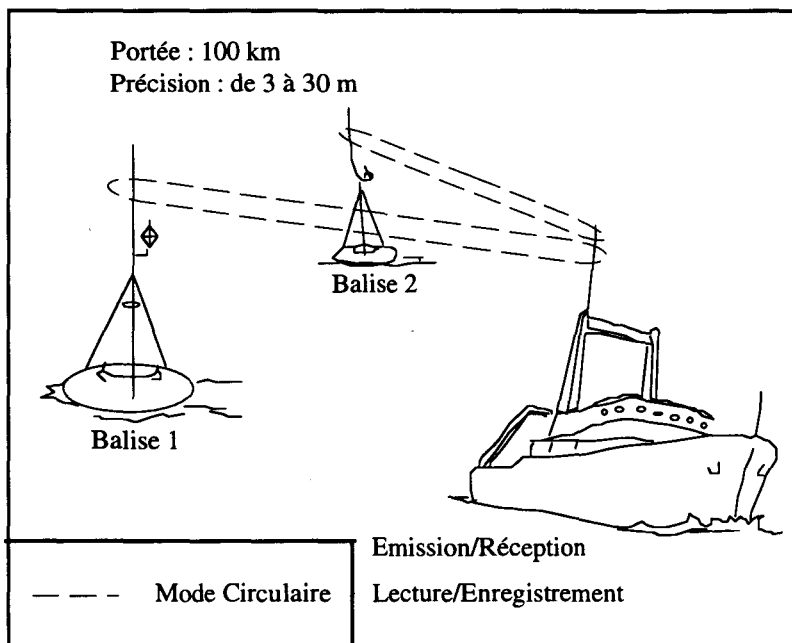


Figure II-3 : Principe du positionnement Syledis.

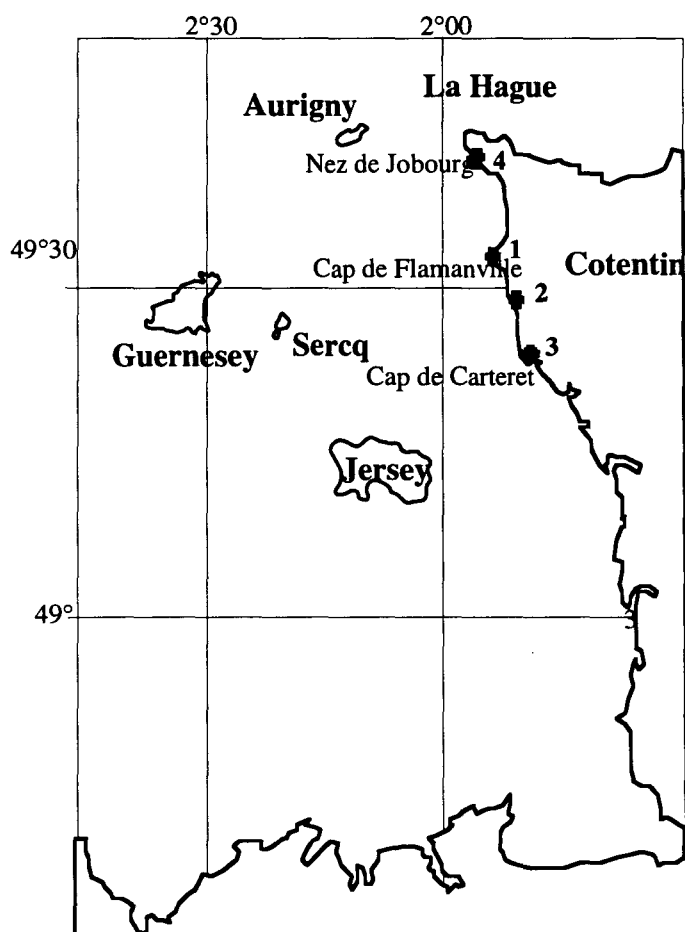


Figure II-4 : Position des balises (1 à 4) lors des missions Géobase I, Géobase II et Sanba.

I-3- Bathymétrie

Un sondeur bathymétrique Furuno 881 à faisceau étroit (5°), de fréquence 200 kHz a été utilisé. Les données, en décimètres, sont numérisées à la cadence d'une par seconde et stockées en même temps que la navigation, grâce au système "ADOP".

La cartographie automatique a permis de traiter les données bathymétriques. Elle groupe un certain nombre de logiciels qui permettent de visualiser la topographie sous forme de cartes en isobathes et de blocs diagrammes. Les cartes ont été élaborées grâce au logiciel de géostatistiques MAGMA développé par l'École des Mines de Paris, et au logiciel de représentation graphique MAP développé par l'ENSG de Nancy. L'annexe 1 détaille le traitement par les logiciels de cartographie automatique.

I-4- Imagerie acoustique

L'étude de l'interface eau-sédiment a été entreprise grâce à un sonar à balayage latéral. C'est un outil de cartographie qui donne une image en continu de la morphologie et de la nature du fond.

La première utilisation civile du sonar latéral pour reconnaître les fonds marins remonte à 1958 [Chesterman *et al.* , 1958]. Le principe consiste en l'émission d'un signal ultrasonore par deux transducteurs (émetteurs-récepteurs) montés dans un corps fuselé appelé "poisson" équipé de deux céramiques, et remorqué par un navire.

Le signal rétrodiffusé sur le fond marin et capté par les transducteurs se fait à intervalles réguliers lors de l'avancement du poisson, et produit ainsi une véritable image acoustique du fond (Fig. II-5). Les caractéristiques de cette image dépendent à la fois de la topographie sous-marine et de la lithologie du fond.

L'image ainsi obtenue appelée "sonogramme"(Fig. II-6), est formée par 64 teintes de gris et pose deux types problèmes.

-Il est important de distinguer la **part de la lithologie de celle de la morphologie du fond** dans le signal rétrodiffusé. Les sédiments fins sont peu rétrodiffusants et apparaissent sous forme de plages claires, les sédiments grossiers par contre sont très rétrodiffusants et apparaissent sous forme de plages foncées. Par ailleurs les pentes

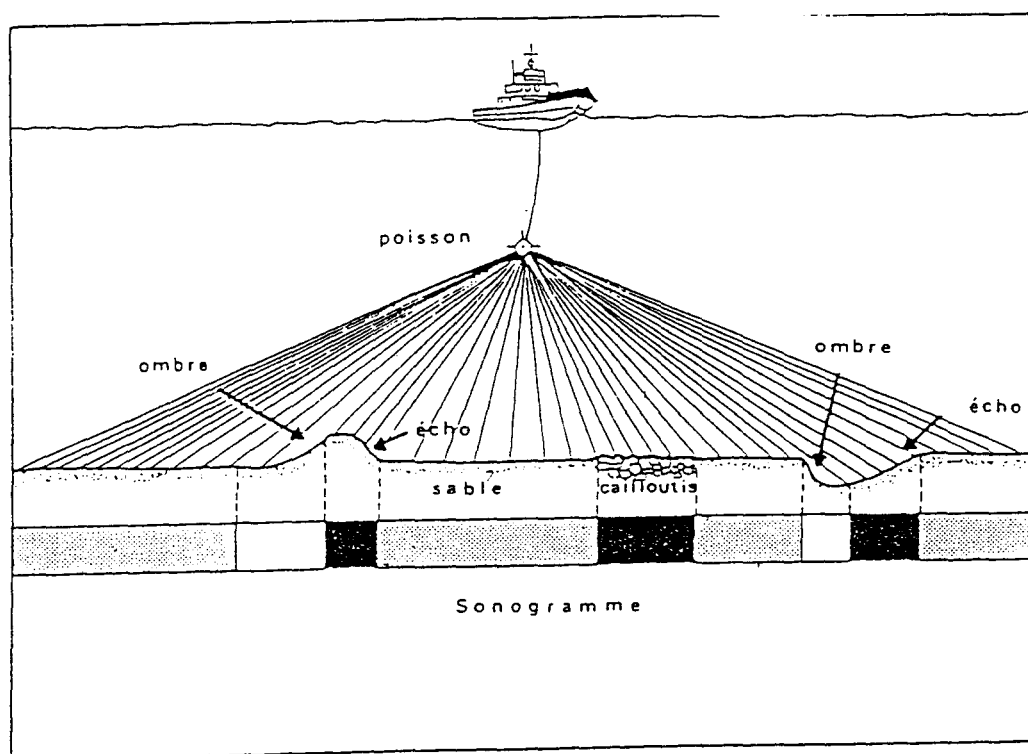


Figure II-5 : Mode de formation des images sonar [Augris *et al.* , 1990]

exposées aux rayons acoustiques sont sombres alors que celles "à l'ombre" de ces rayons sont claires.

-La présence de parasites sont susceptibles de déformer les images obtenues: roulis, tangage, position et altitude du poisson, variations de vitesse du bateau...

Des traitements électroniques et numériques du signal permettent de pallier à ces problèmes [Berné, 1991] et [Augustin, 1985].

I-4-1- Equipement utilisé

L'outil d'acquisition utilisé est le sonar à balayage latéral EG&G SMS 960 de l'IFREMER, constitué de trois éléments principaux :

a) Le poisson est équipé de deux transducteurs émettant latéralement des signaux de fréquence **105 KHz**, à courte durée d'impulsion (**0,1ms**) et dont la cadence d'émission T est proportionnelle à la portée latérale P sélectionnée ($T=0,0015 \times P$).

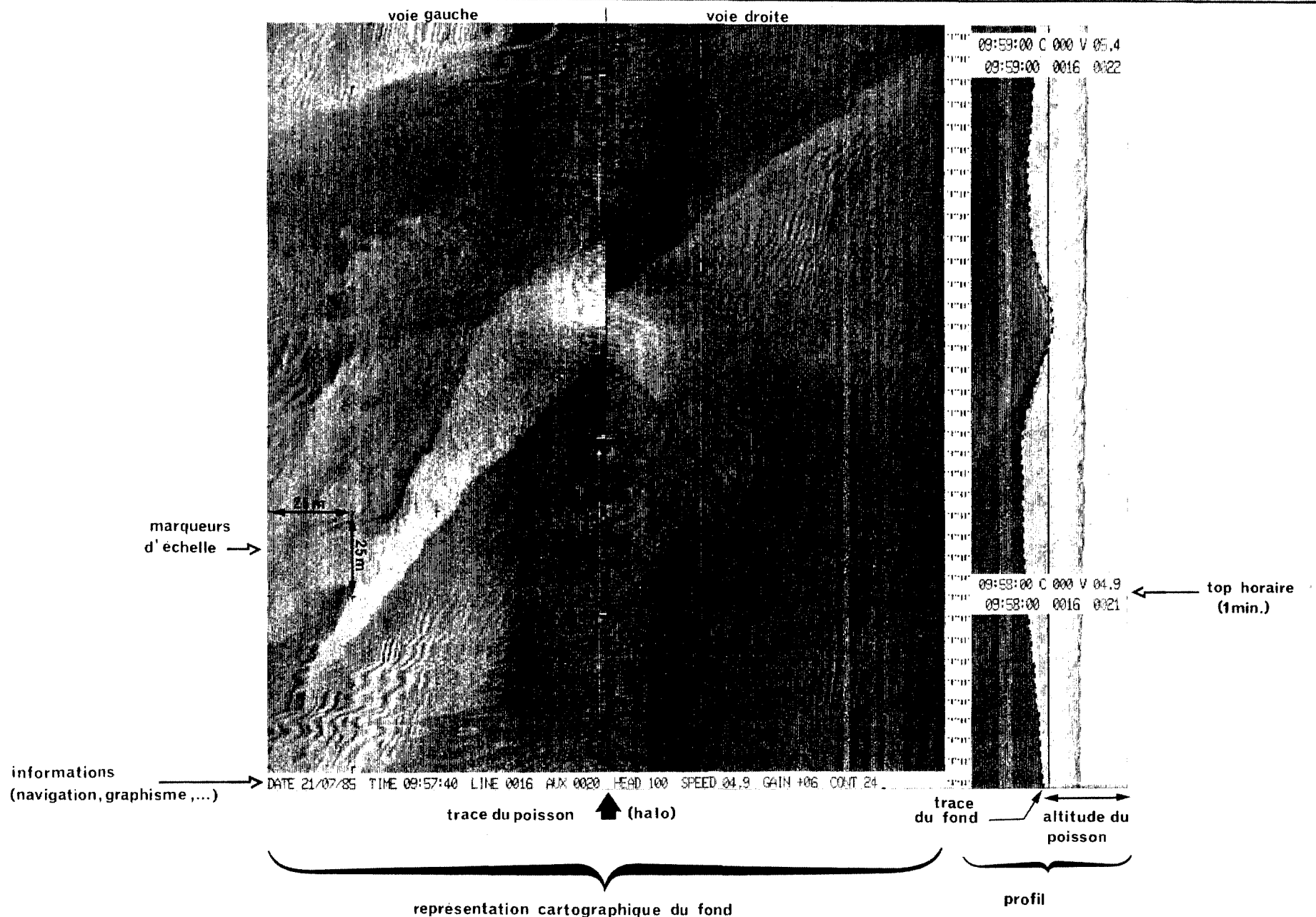


Figure II-6 : Exemple de sonogramme

L'angle d'ouverture du lobe principal d'émission est étroit ($1,2^\circ$) dans le plan horizontal (en gisement) et large de 20 à 50° dans le plan vertical (en site) (Fig. II-7).

La portée maximale de 500 m est rarement utilisée à cause de la dégradation de la qualité de l'image sur de telles distances. La portée utilisée pour le banc de Sercq est de 100 m et la cadence de tir est de $0,15$ s.

Le poisson est relié au navire par l'intermédiaire d'un câble électroporteur passant par une poulie. Grâce à un treuil télécommandé, la profondeur du poisson peut être modifier. Selon Berné *et al.* [1986], l'altitude du poisson par rapport au fond H doit correspondre à la relation suivante:

$$0,47 \times P \geq H \geq 0,0714 \times V \times P \quad P : \text{portée en m, et } V : \text{vitesse m/s}$$

Dans le cas du banc de Sercq, pour une vitesse moyenne de 5 nœuds ($2,57$ m.s⁻¹) et une portée de 100 m, la hauteur devrait être comprise entre 47 et 18 m. Les profondeurs du secteur de Sercq comprise entre -12 à -48 m étaient en général favorables à la mise en œuvre du sonar latéral.

b) L'enregistreur graphique SMS 960 associé comprend :

- Une amplification électronique du gain et du contraste.
- Le défilement du papier à la vitesse du navire (correction de compression).
- La détermination de l'altitude du poisson nécessaire à la correction de l'obliquité des rayons.
- La visualisation des données ramenées dans un repère orthonormé, sur le papier électrosensible de la table traçante numérique à 16 niveaux de gris et 2048 pixels par ligne.
- L'entrée d'informations telles que la date, l'heure, le numéro de profil, le cap, la vitesse, le gain, le contraste.

c) L'enregistreur magnétique acquiert les données numérisées brutes sur des bandes magnétiques pour des traitements ultérieurs et la réalisation de mosaïques.

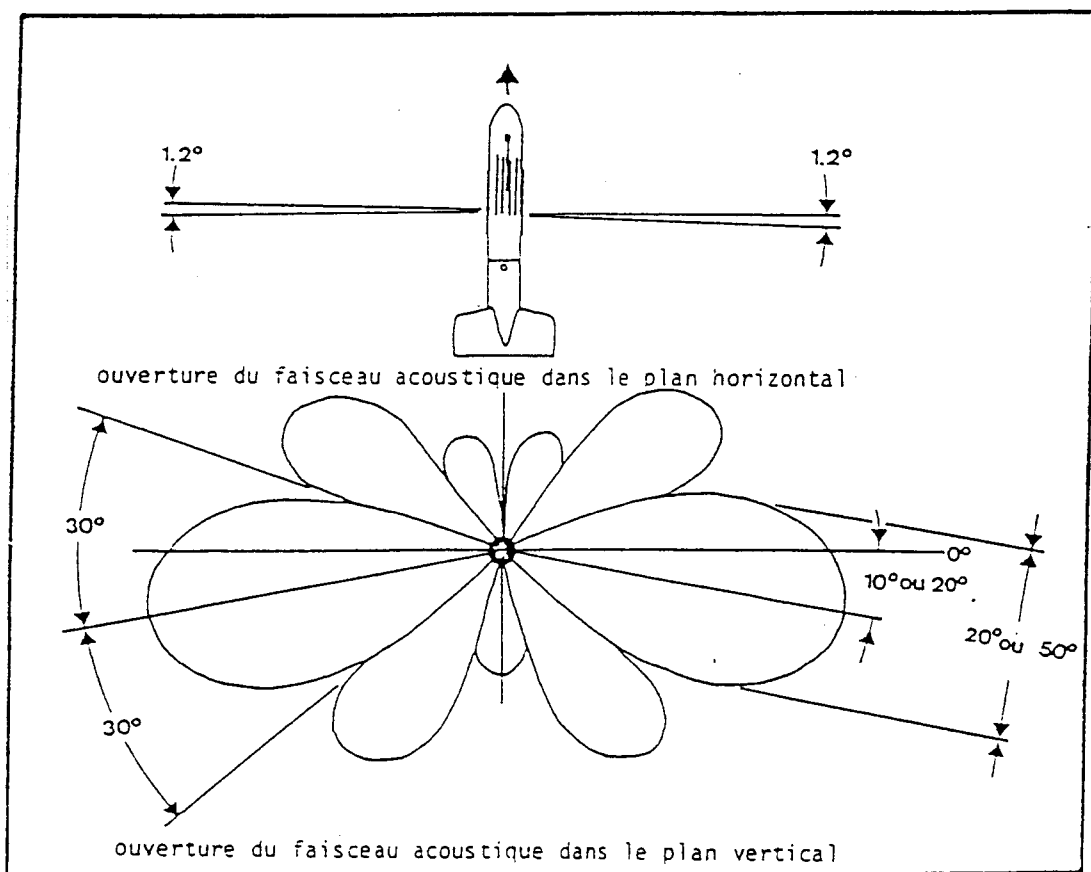


Figure-II-7 : Lobes d'émission du sonar latéral. Notice explicative de l'Ifremer (Genavir).

I-4-2- Traitement des images sonar

Lors de la reconnaissance du banc, l'enregistreur graphique produit des données en temps réel d'une bonne qualité et permet de faire la description et la cartographie des objets sédimentaires. Cependant, pour faire une mosaïque, qui est un assemblage d'images sonar, la qualité des données doit être améliorée par des corrections géométriques : obliquité, mouvement du poisson (lacets, tangage, roulis), suppression du halo central, vitesse, rééquilibrage des deux voies, détection de l'altitude du poisson.

Pour pallier à ces problèmes, Augustin [1985] a développé un logiciel appelé "TRIAS" qui permet d'assembler les images dans un repère cartographique.

Les mosaïques ainsi obtenues sont visualisées sur des enregistreurs graphiques à des échelles différentes : 1/5 000 et 1/20 000 pour la mosaïque de Sercq.

I-5- Sismique très haute résolution

La première utilisation marine des méthodes sismiques remonte à 1950 dans le golfe du Mexique. Depuis, la sismique a connu des progrès considérables surtout dans ses applications pétrolières. Dans la plupart des cas, la résolution de la sismique pétrolière est insuffisante pour l'étude des processus marins actuels. Pour ces études (reconnaitances géotechniques pour la pose d'ouvrages en mer, ou lors de prospections de minerais et granulats), des outils spécifiques de haute résolution couplés à des outils de traitement ont été développés (Fig. II-8).

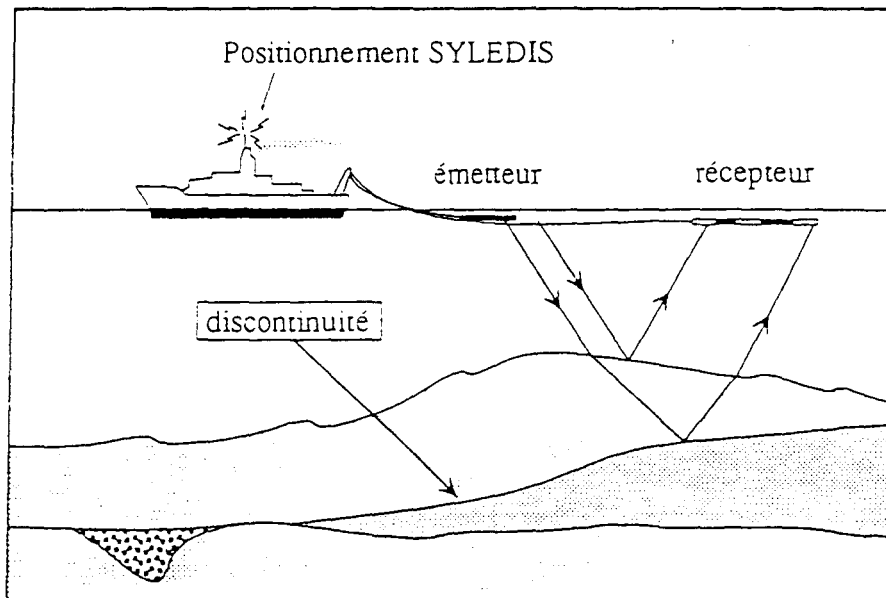


Figure II-8 : Principe de fonctionnement de la sismique réflexion marine. D'après Clabaut [1988].

La sismique réflexion très haute résolution s'intéresse aux 100 premiers mètres de sédiments. Elle emploie des sources dont les **fréquences** sont très **élevées** (plusieurs centaines de hertz), permettant une **résolution fine** (de l'ordre du mètre), mais une pénétration réduite. Elle permet de déterminer la géométrie et la structure des figures sédimentaires, mais elle n'autorise aucune conclusion définitive quant à la nature des sédiments superficiels et encore moins quant à leurs propriétés physiques, d'où l'intérêt de combiner son utilisation à celle du sonar latéral, de prélèvements à la benne et de carottages.

I-5-1- Equipement utilisé

a- Le sondeur de sédiments EDO

L'appareil utilisé est un sondeur de sédiments (EDO, 515A-250), de fréquence 2.5 kHz, équipé d'un "booster" de 10 kW, qui permet des pénétrations de l'ordre d'une dizaine de mètres dans les sables moyens à grossiers. La source émet de courtes impulsions acoustiques à cadence plus ou moins élevée. La résolution pratique du système varie de 1 m à 40 cm [Berné, 1991]. L'émission se fait par une céramique piézo-électrique convertissant une décharge électrique en variation de pression. La réception se fait par la même céramique, qui est montée sur un "poisson" remorqué par le navire.

b-Le "sparker" SIG 1580

L'étinceleur ("sparker") utilisé pour la reconnaissance du banc de Sercq, est composé d'une batterie de condensateurs qui, en se déchargeant dans des électrodes placées dans l'eau de mer, émettent un arc électrique, créant une bulle d'air par ionisation de l'eau. L'implosion de cette bulle émet une onde acoustique dont la fréquence est comprise entre quelques centaines et plusieurs milliers de hertz. La particularité du système utilisé est de permettre une modulation des puissances de tirs, entre 12 et 1580 Joules autorisant des pénétrations comprises entre environ 50 et 300 ms, pour des résolutions de l'ordre de 1 à 3 ms. Il est associé à un système d'électrodes développé par l'IFP (appelé "cage d'écureuil"), et à une flûte sismique de 2 traces (à 4 et 8 hydrophones).

I-5-2- Mode d'interprétation des profils sismiques

Ces deux chaînes d'acquisition, le sparker et le sondeur de sédiments, se complètent : le sparker permet d'identifier les grandes lignes de l'architecture interne sur toute l'épaisseur du banc et le sondeur de sédiments de retrouver ces grandes lignes, de détailler la structure interne de la dizaine de mètres supérieurs et de préciser la géométrie des réflecteurs internes au sein de chaque unité.

Trois étapes principales permettent de faire l'interprétation des profils sismiques. La démarche suivie est celle utilisée en stratigraphie sismique [Mitchum *et al.*, 1977] :

- Identification des réflecteurs majeurs dont l'extension latérale est suffisamment importante pour être suivi d'un profil à l'autre.

- Séparation d'unités sismiques, délimitées par les réflecteurs majeurs et caractérisées par leur faciès sismique, leur épaisseur, les relations entre les réflecteurs majeurs et les réflecteurs internes.

- Chronologie des réflecteurs et des unités.

I-5-3- Traitement des données

Le logiciel "SITHERE" (**S**Ismique **T**rès **H**aute **R**Esolution), a été développé à l'Ifremer [Lericolais & Berné, 1990 ; Marsset & Olagnon, 1992] pour le traitement spécifique des données de sismique haute résolution. Il permet de transférer, corriger, traiter, visualiser et stocker sur disque optique les données sismiques acquises à bord. Les corrections géométriques ont pour but de mettre à l'échelle les enregistrements. Certains traitements spécifiques ont été développés pour améliorer la cohérence spatiale des horizons inclinés, filtrer les effets de la houle ou encore rehausser le gain selon différentes lois. On peut effectuer un traitement ou une "séquence de traitement" sur un même profil.

Ce logiciel permet de plus de visualiser les données à l'écran ou sur les traceurs thermiques "OYO" et "DOWTY". L'objectif est d'aboutir à une représentation améliorée par rapport aux données brutes sorties en temps réel, à bord du bateau. Cette amélioration est nette même lorsque les données ne subissent aucun traitement du signal. Le simple fait de jouer sur les contrastes et sur les échelles améliore l'aspect d'une figure. Différents modes de représentations sont accessibles suivant l'appréciation de l'utilisateur et en fonction du but recherché :

- Le mode **raster** : il correspond à la représentation de chaque tir en niveaux de gris. Le choix du niveaux de gris correspond à une opération de filtrage qui vise à améliorer le rapport signal/bruit par modification de la luminosité de l'image.

- Le mode **galvanométrique** : chaque tir correspond à une sinusoïde pour laquelle on choisit de noircir une phase (positive ou négative ou les deux).

-Le mode **spectral** : c'est le passage d'un signal temporel en spectre de fréquence afin d'évaluer les modifications à apporter au signal pour améliorer le rapport signal/bruit par une opération de filtrage (le bruit étant tout ce qui est aléatoire ou tout ce qui ne nous intéresse pas).

-Le **sismogramme** d'un tir : cette représentation permet d'étudier l'amplitude du signal en fonction du temps pour un tir donné. L'analyse des sismogrammes est nécessaire pour repérer les paramètres utilisées dans les modules de traitements (détection de fond ou "mute"...)

Les données de "Sithere" peuvent ensuite être converties au format SEG-Y (format d'acquisition "standard" des données sismiques permettant l'accès aux logiciels pétroliers) et traitées par le logiciel INSIGHT 1. Des "migrations" ont été réalisées sur certains profils, permettant de restituer la pente vraie des réflecteurs et d'éliminer les branches d'hyperboles qui compliquent l'interprétation.

I-6- Courantométrie

Lors des missions Géobase II et Sanba 92, le loch doppler installé à bord du "Suroît" a permis d'enregistrer les courants de marée pendant respectivement 24 et 72 heures.

***Principe du doppler**

L'enregistrement des courants de marée par le loch doppler utilise le principe de l'"effet doppler". Quand un navire émet une impulsion acoustique, une partie de l'énergie émise est réfléchiée par le fond et la masse d'eau, et la fréquence du signal reçu est décalée par rapport à la fréquence d'origine proportionnellement à la vitesse relative entre le bateau et les objets sous-marins réfléchissants (Notice technique, Génavir).

La figure II-9 résume les outils géophysiques utilisés pour l'étude d'un corps sableux comme le banc de Sercq.

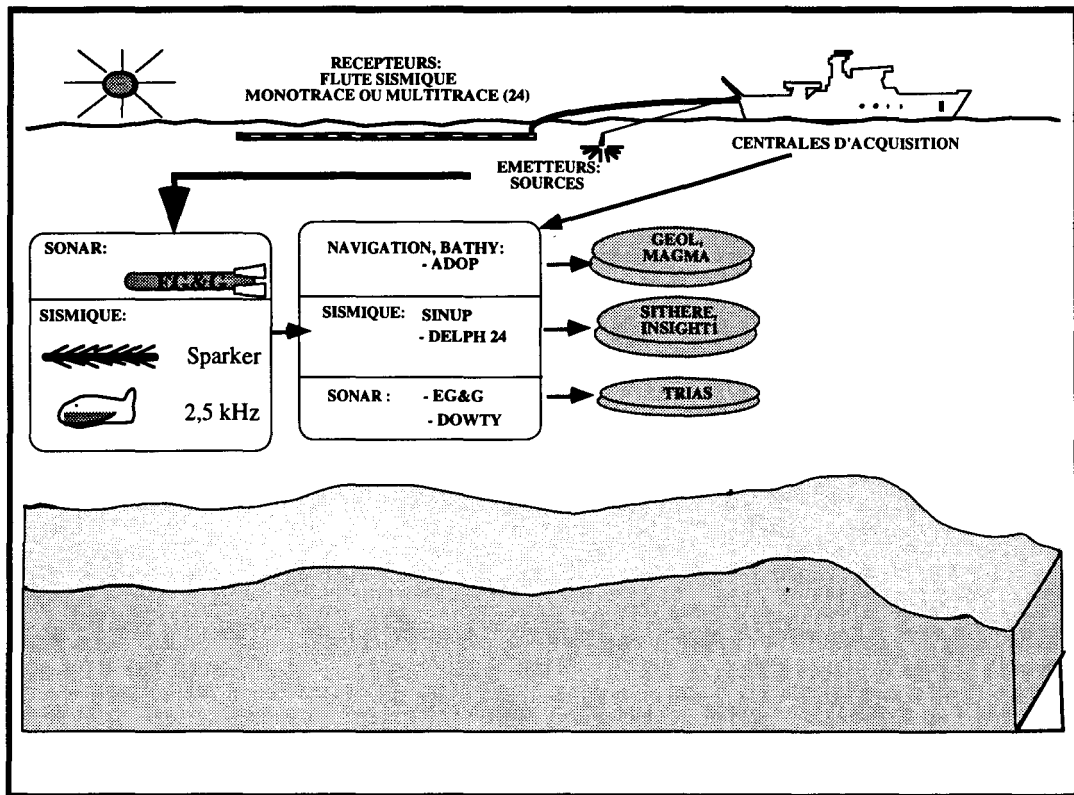


Figure. II-9: Méthodes géophysiques utilisées pour l'étude du banc de Sercq

I-7- Prélèvements de sédiments

I-7-1- Prélèvements superficiels

La carte "sonar" devient une carte sédimentologique grâce aux prélèvements ponctuels qui permettent de calibrer chaque faciès acoustique. Les échantillons ont été prélevés à l'aide d'une benne VAN VEEN. Elle permet de récupérer le sédiment de surface en évitant son lessivage lors de la remontée de l'engin à bord.

34 échantillons (Fig. II-10) ont été récoltés en juillet 1987, lors de la mission Géobase 1, leur analyse étant réalisée à l'Université de Caen.

Lors de la mission Sanba 92, seuls 4 échantillons sur les 20 prévus ont pu être prélevés, en raison du mauvais temps.

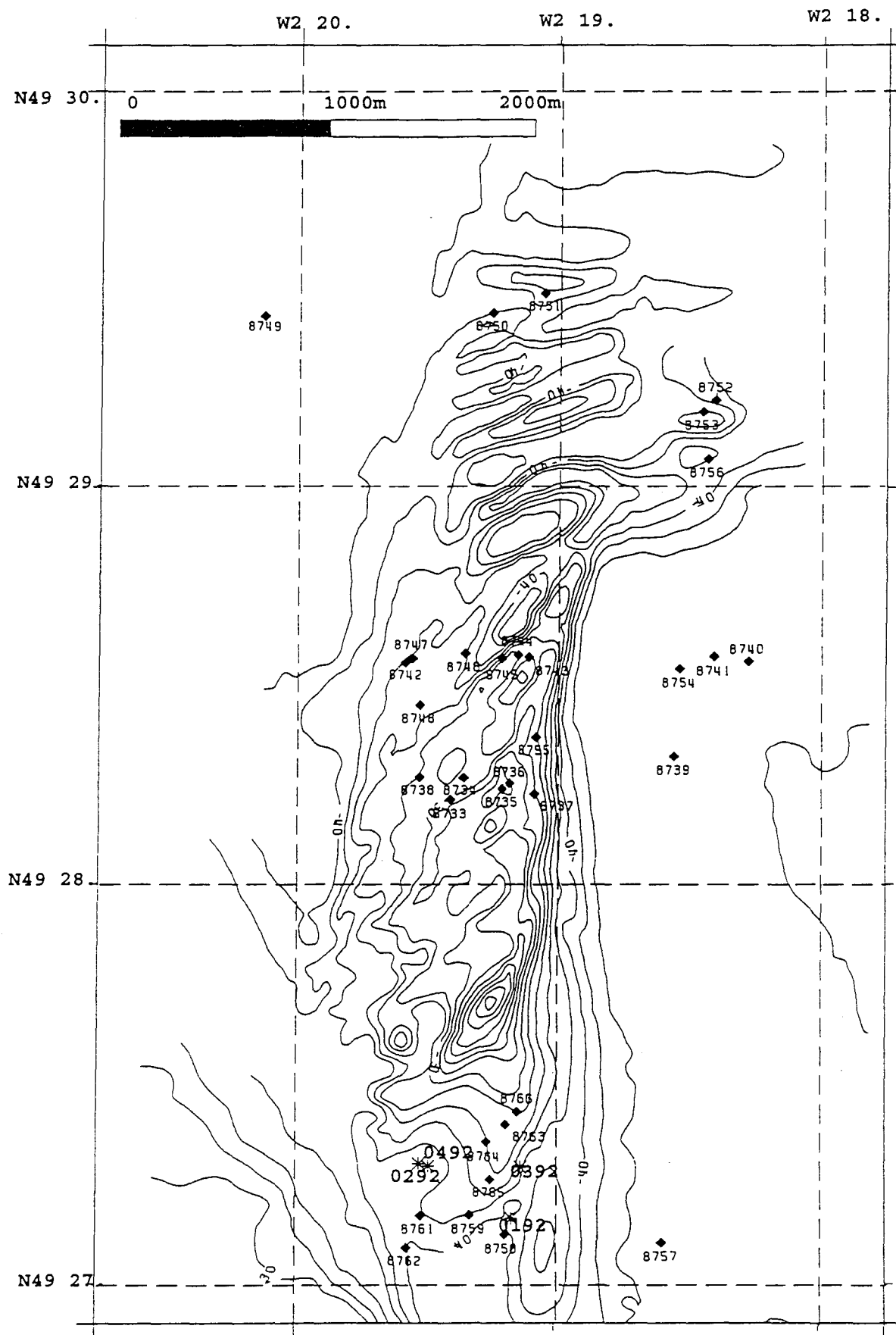


Figure II-10 : position des prélèvements effectués en 1987 lors de la mission Géobase 1 (carrés noirs) et en 1992 lors de la mission Sanba (étoiles)

I-7-2- Carottage

L'analyse de carottes sédimentaires est le complément indispensable à toute analyse sismique. Elle permet de caractériser les discontinuités et les unités sismiques, d'interpréter les faciès sédimentaires en termes de conditions de dépôt et enfin de tenter un calage chronostratigraphique.

L'appareil utilisé est un vibrocarottier composé d'un bloc moteur étanche coulissant le long de deux mâts solidaires d'un châssis rectangulaire. L'ensemble pèse 1,6 tonnes (Fig. II-11). Le tube du carottier a une longueur de 5 m et une section de 110 mm.

Un tube de plastique PVC logé à l'intérieur du tube métallique permet une récupération aisée et la conservation des prélèvements.

L'appareil utilisé lors de la mission Géobase II en 1988 était le vibrocarottier de l'Ifremer, alors que celui du Département de Géologie Marine du BRGM a été utilisé lors de la mission Sanba en 1992. Six carottes de 2,50 à 3,65 m ont été prélevées (Fig. II-12) et soumises à des analyses au laboratoire de l'Ifremer.

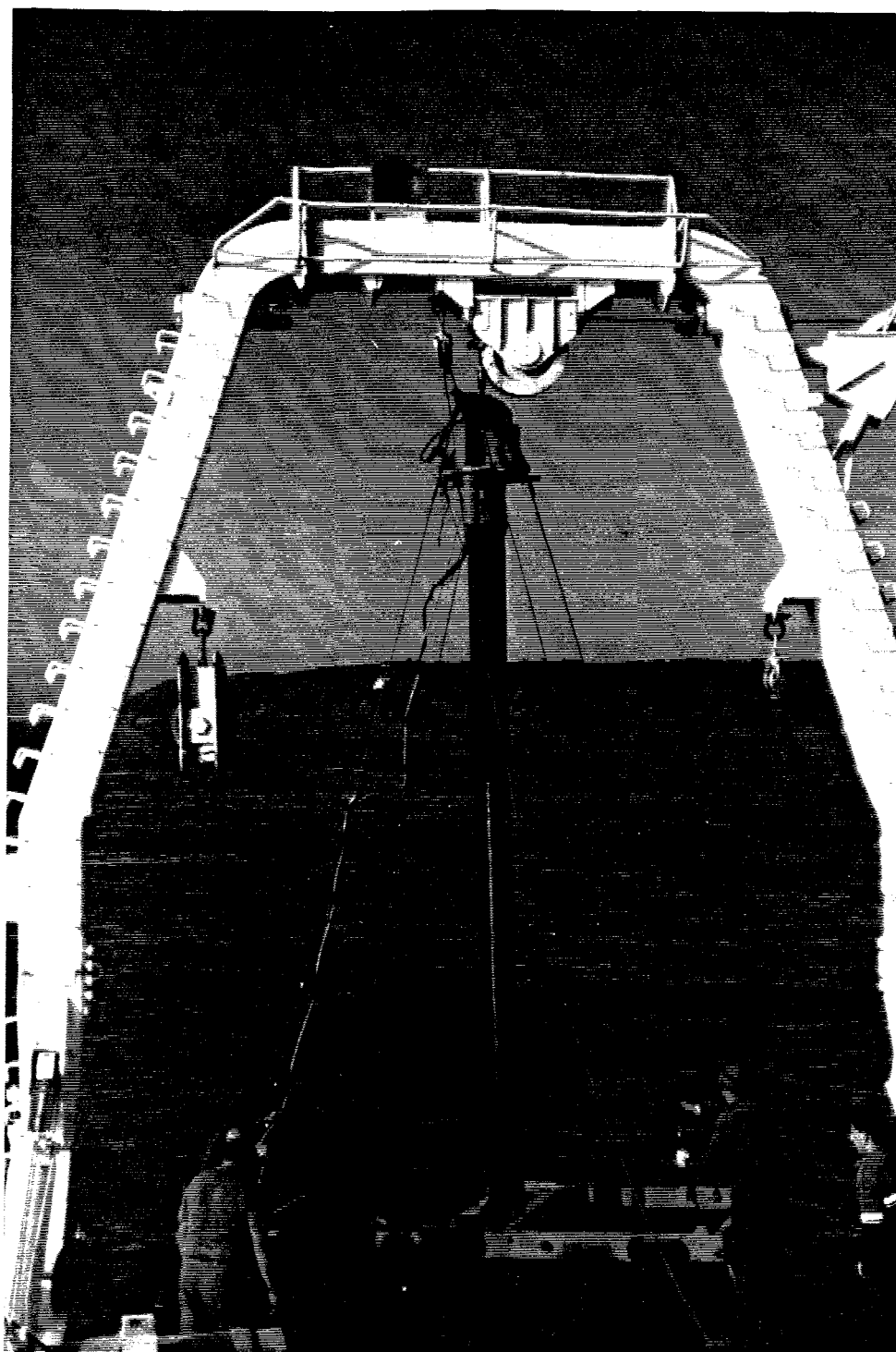


Figure II-11 : Le vibrocarottier du BRGM

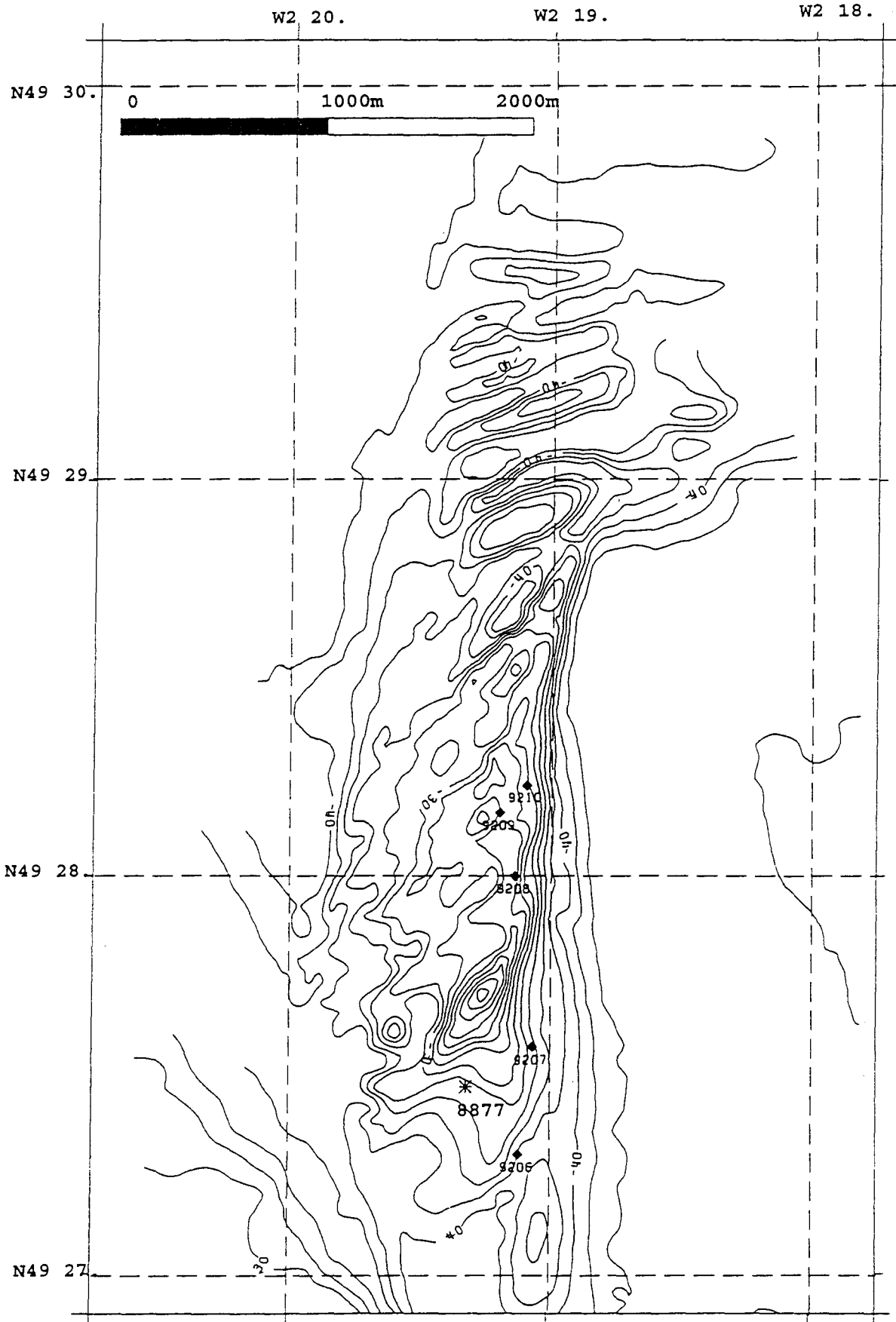


Figure II-12 : Localisation des points de carottage lors de la campagne Sanba juillet 92 (carrés noirs) et Géobase II Septembre 88 (étoile)

II- Analyses sur les sédiments

II-1- Gamma-densimétrie

La gamma-densimétrie est un procédé de mesure non destructif, où l'on mesure l'absorption de rayons gamma à travers le matériau à analyser, pour calculer sa densité. Cette technique fournit des analyses en continu. Le rayonnement est produit par une source radioactive de Césium137 de très faible activité. Le rapport entre l'intensité émise et celle enregistrée permet de déterminer la densité apparente du matériau analysé. En effet, les rayons gamma entrent en collision avec les électrons des éléments constituant le sédiment et perdent une partie de leur énergie. Or le nombre d'électrons par unité de volume est proportionnel à leur densité, et les collisions sont d'autant plus nombreuses que les sédiments sont plus denses.

L'appareil utilisé [Dumas, 1990] est composé :

- d'un banc sur lequel est posé la carotte. La source de Césium 137 se déplace à une vitesse donnée au-dessus de la carotte.
- d'un "boîtier électronique" contenant les systèmes de mesure, une imprimante et un traceur graphique ;
- d'un "boîtier électronique" contenant un micro-ordinateur type 386 compatible IBM et HP.

Toutes les carottes récupérées pendant la mission Sanba 92 ont fait objet d'une gamma-densimétrie avant ouverture.

II-2- Granulométrie

La centaine d'échantillons prélevée en mer (bennes et carottes) a fait l'objet :

- d'une granulométrie sur une colonne de tamis à mailles carrées de norme AFNOR comprise entre 63 et 16000 μm ,
- d'une observation des refus de tamis à la loupe binoculaire et leur caractérisation sédimentaire,
- d'une calcimétrie à l'aide d'un calcimètre Bernard selon la méthode détaillée dans Vatan [1967].

Les indices utilisés pour caractériser le sable sont ceux de Folk & Ward [1957] :

- La médiane : $M = \frac{Q_{84} + Q_{50} + Q_{16}}{3}$ avec Q84, Q16 et Q50 lus sur les courbes

granulométriques cumulées (Fig. III-13)

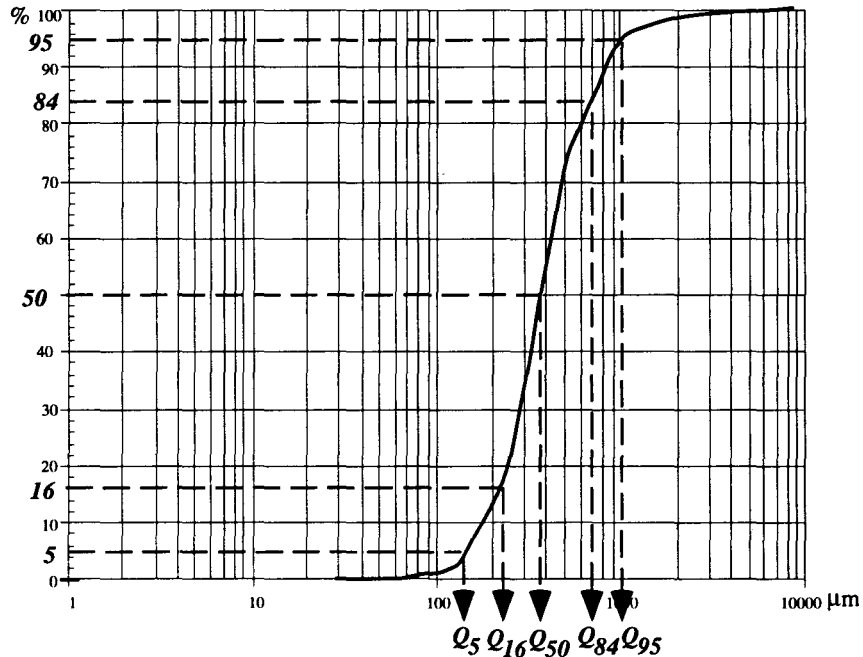


Figure III- 13 : Exemple de courbe granulométrique (fréquences cumulées).

Les paramètres sont calculés dans le système métrique et les valeurs de la médiane sont données en μm. Celles du classement et de l'asymétrie sont données en unités PHI (Ø) afin de rendre les comparaisons entre les échantillons et entre les différentes classes d'échantillons plus aisées. Le tableau II-2 représente la terminologie utilisée dans cette étude, basée sur les valeurs de la médiane.

Nom du sédiment	Médiane μm
Gravier	>2000
Sable très grossier	2000-1000
Sable grossier	1000-500
Sable moyen	500-250
Sable fin	250-125
Sable très fin	125-63
Silt	63-2
Argile	<2

Tableau. II-2 :Définition du nom d'un sédiment selon la valeur de sa médiane.

D'après Folk & Ward [1957]

- *Le classement ou "Sorting" So*: Cet indice indique le degré de classement du sable étudié.

$$S_o = \frac{(Q_{84} - Q_{16})}{4} + \frac{(Q_{95} - Q_5)}{6,6}$$

	Classement en Phi
Très bien classé	<0,35
Bien classé	0,35-0,50
Moyennement bien classé	0,50-0,71
Moyennement classé	0,71-1,0
Mal classé	1,0-2,0
Très mal classé	2,0-4,0
Extrêmement mal classé	>4,0

Tableau. II- 3: Degré de classement d'un sédiment.

D'après Folk & Ward [1957]

- L'indice d'asymétrie ou "Skewness" (Sk:) :

Il caractérise la déviation de la courbe granulométrique par rapport à la courbe de Gauss.

-Sk > 0 indique que le classement est meilleur pour les éléments de diamètre inférieur au diamètre moyen.

-Sk < 0 indique que le classement est meilleur pour les éléments de diamètre supérieur au diamètre moyen.

$$Sk = \frac{(Q_{16} + Q_{84} - 2Q_{50})}{2(Q_{84} - Q_{16})} + \frac{(Q_5 + Q_{95} - 2Q_{50})}{2(Q_{95} - Q_5)}$$

	Sk en Phi
Très asymétrique vers les fins	de +1 à 0,30
Asymétrique vers les fins	0,30 à 0,10
Presque dissymétrique	+0,10 à -0,10
Asymétrique vers les grossiers	-0,10 à -0,30
Très asymétrique vers les grossiers	-0,30 à -1

Tableau. II-4 : Degré d'asymétrie d'un sédiment.

D'après Folk & Ward [1957]

II-3- Technique des empreintes d'acétate sur carotte de sédiment meuble ("lacquer peels")

C'est un procédé de préservation et d'observation fine des structures des carottes [Bouma, 1969] par ajout d'une laque qui a le pouvoir de figer la structure, la granularité et la couleur des sédiments. La pellicule de carotte ainsi obtenue est collée sur une planche et rend la description sédimentologique plus aisée (Fig. II-14).

La technique a été mise en oeuvre à bord du "Suroît" durant la mission "Sanba" avec les conseils d'Ad Stolk de l'université d'Utrecht puis perfectionnée par R. Apprioual au laboratoire de l'Ifremer.

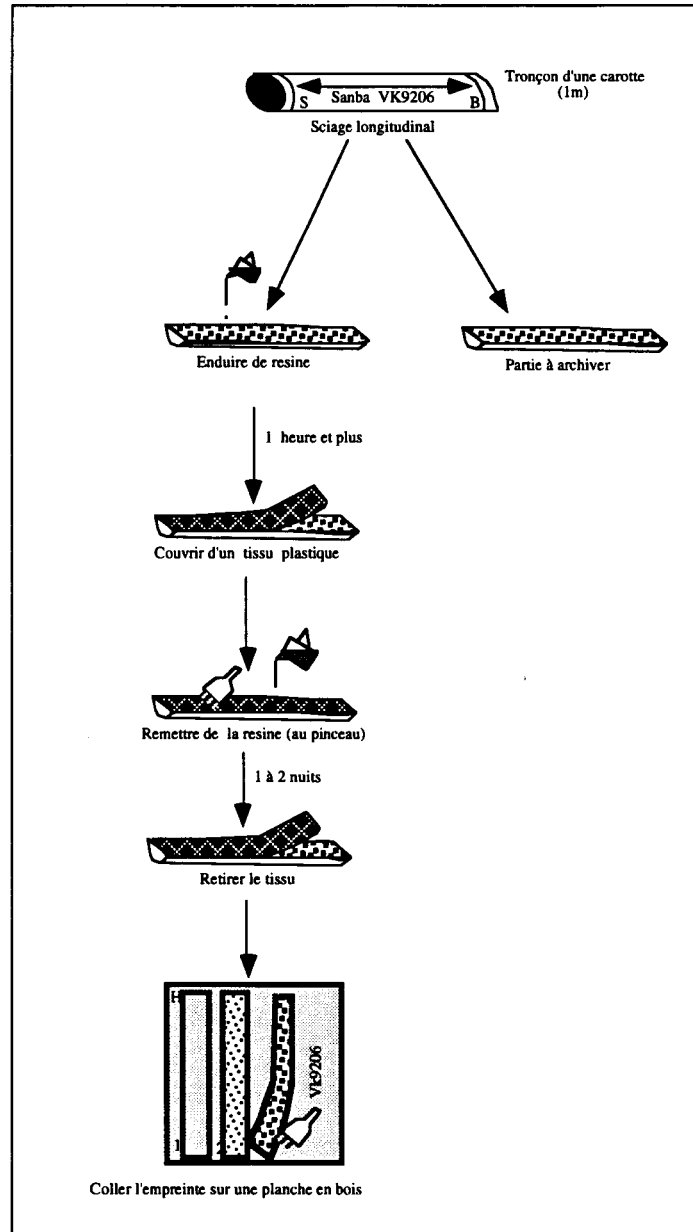
La carotte remontée à bord du navire est débitée en tronçons de 1 mètre. Le marquage des carottes est très important :

- Au sommet la lettre "S", à la base la lettre "B" et, de part et d'autre de chaque coupe de 1m, le numéro correspondant à la côte de la coupe, le nom de la campagne ainsi qu'une orientation.

- Le long de la carotte, une ligne génératrice permet de conserver une orientation constante de la carotte.

Le tube de la carotte est scié longitudinalement de chaque coté en maintenant la ligne marquée vers le haut. En maintenant les deux moitiés avec les mains, on coupe la carotte. Une des deux moitiés est conservée pour des mesures granulométriques ou des datations. La seconde est utilisée pour faire l'empreinte d'acétate ("lacquer peel").

A l'aide d'un récipient approprié (matière qui ne réagit ni à la laque ni à l'acétone), la laque est versée abondamment sur la carotte qui doit être maintenue penchée. La carotte est mise à sécher pendant au moins une heure. Ensuite, une bande de tissu plastique ou en fibre de verre est positionnée sur la carotte et enduite de résine avec un pinceau, de telle sorte que la laque adhère à celle qui est déjà dans la carotte. Pour éviter les tensions du tissu, il est nécessaire de progresser lentement d'un bout à l'autre de la carotte.



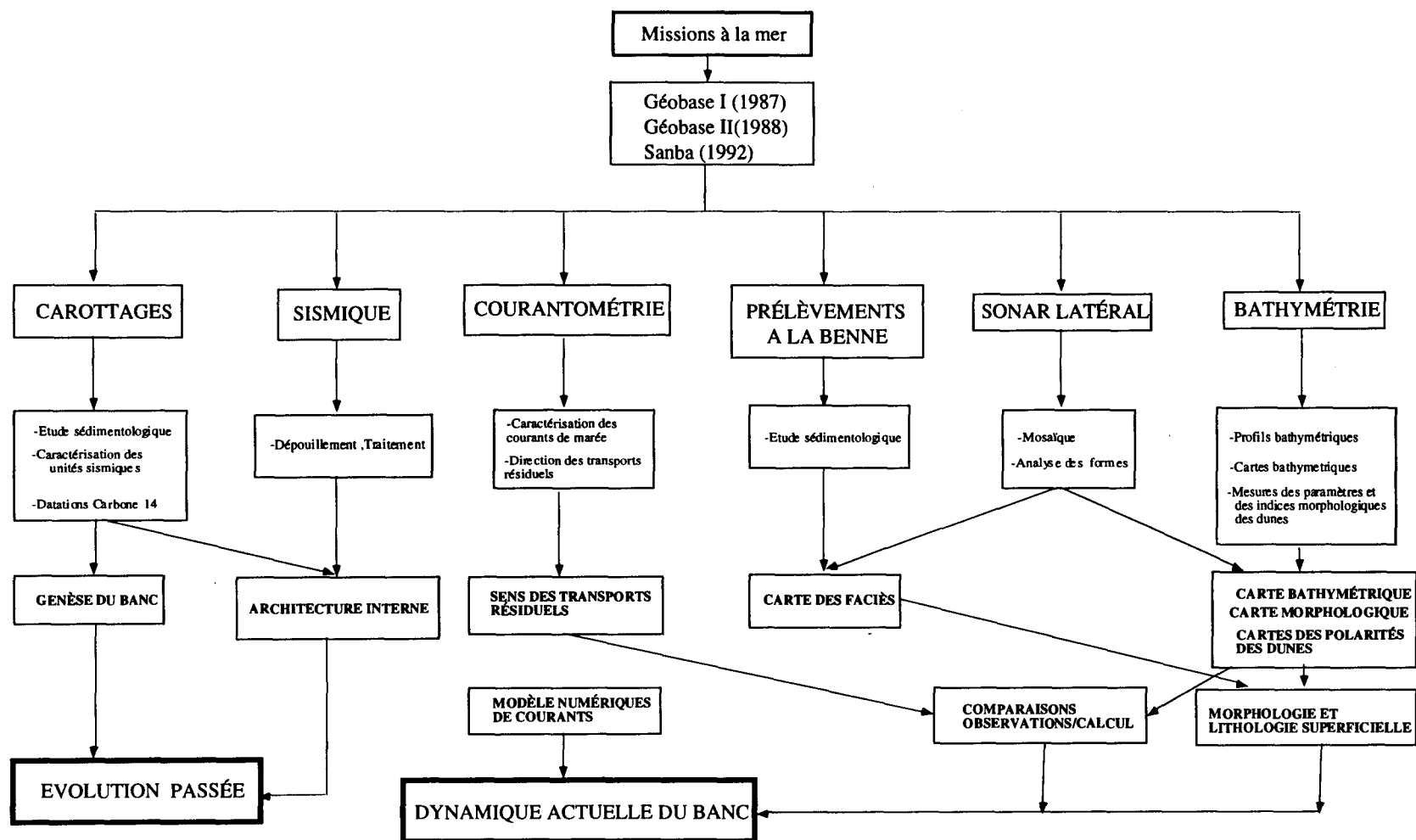
FigureII-14: Technique des "lacquer peels"

Cette carotte ainsi préparée doit sécher au moins une nuit. ensuite, la laque est coupée au "cutter" le long du tube et au niveau des bouchons. Le tissu plastique est dégagé délicatement.

la phase finale consiste à coller l'empreinte de la carotte sur une planche de bois. Il suffit pour cela d'enduire le tissu au pinceau par de la laque pour le ramollir un peu et de l'appliquer sur la planche.

La figure II-15 résume toutes les méthodes d'études et leurs apports.

Figure. II-15 : Récapitulatif des méthodes utilisées sur le banc de Serq



**MORPHOLOGIE, LITHOLOGIE
SUPERFICIELLE
ET DYNAMIQUE**

CHAPITRE III : MORPHOLOGIE, LITHOLOGIE SUPERFICIELLE ET DYNAMIQUE

L'analyse de la typologie et de la géométrie des formes ou des figures sédimentaires ("bedforms") est importante car elle permet de caractériser qualitativement les transits sableux résiduels à l'échelle du banc, et éventuellement d'en apprécier l'évolution dans le temps et l'espace. Pour cela, les principales données utilisées sont l'imagerie sonar latéral, la bathymétrie fine et les prélèvements de sédiments superficiels.

I- MORPHOLOGIE DES FONDS

D'un point de vue morphologique, le secteur étudié est caractérisé par deux types de fonds, résultants de processus dont les échelles de temps sont différentes.

a- Les terrains d'âge paléozoïque qui constituent le substratum du banc de Sercq n'affleurent qu'à la faveur de petits pointements rocheux très localisés, notamment au Sud du banc. Il s'agit de roches de nature cristalline (phyllades, migmatites), identifiées lors de dragages ou de carottages et datées du Siluro-Dévonien [Larsonneur & Walker, 1982], qui forment une surface plane et sub-horizontale localement recouverte d'épandages de cailloutis fluviatiles. Cette surface, caractéristique de toute la Manche occidentale [Boillot, 1964] est le résultat des variations glacio-eustatiques durant le Quaternaire. Il s'agit d'une surface d'érosion polygénique, affectée à la fois par des processus sous-aquatiques (abrasion par la houle et les courants de marée) et des phénomènes de pédiplénation. Ces sédiments présentent au sonar un faciès sombre très rétro-diffusant (Fig. III-1).

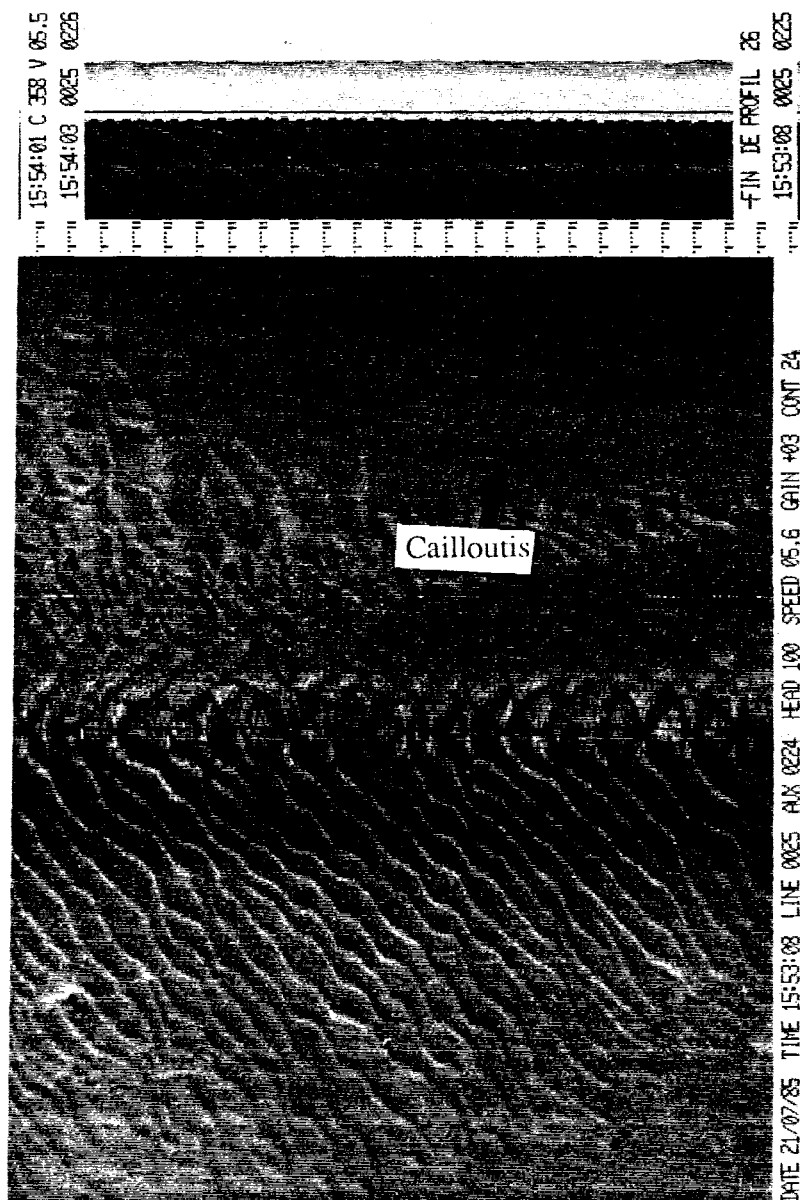
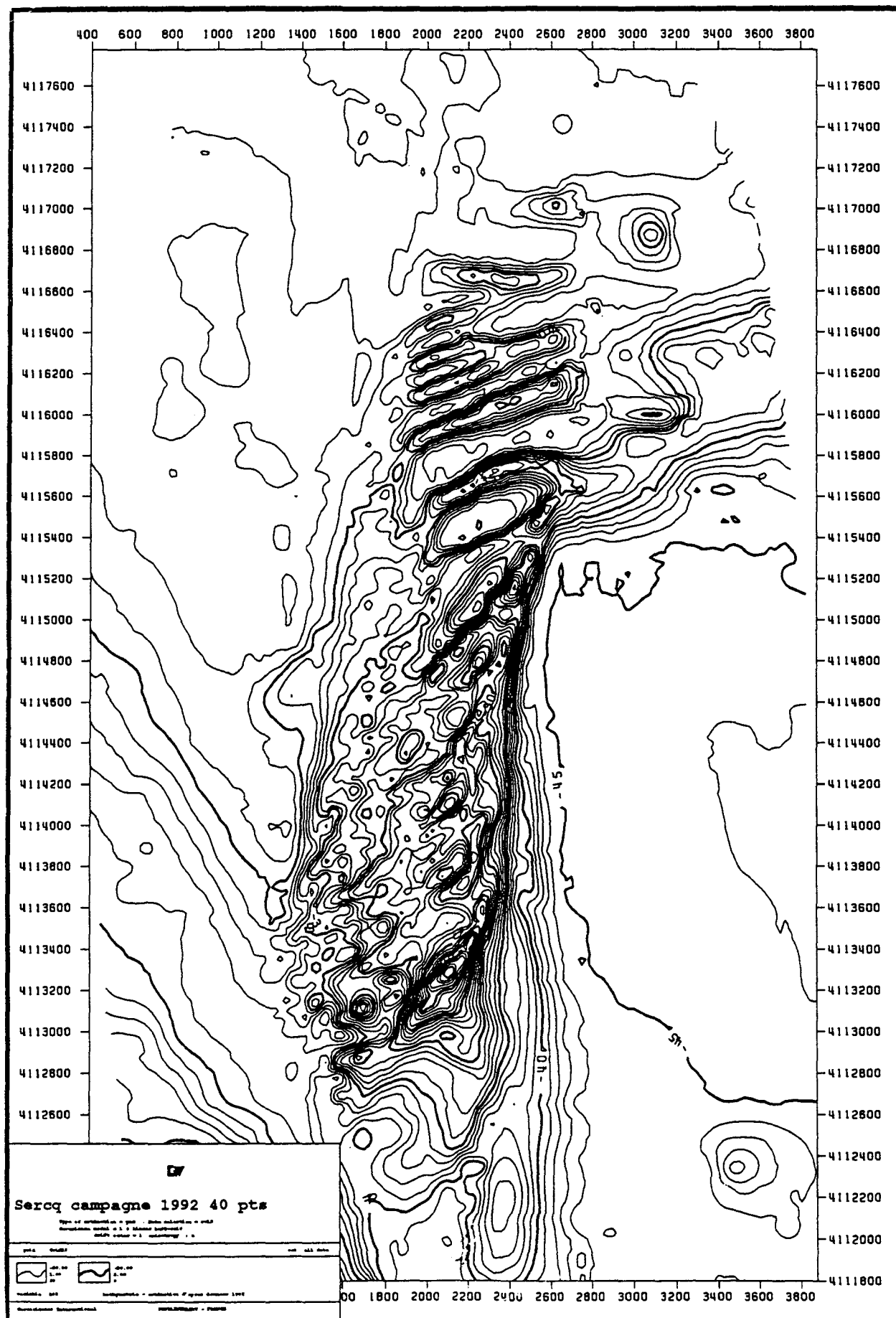


Figure. III-1 : Image sonar de la couverture caillouteuse.

b- Le banc de Sercq repose sur cette surface. Il a une longueur de 6 km, une largeur de 1,5 km et son épaisseur atteint 25 m. La profondeur d'eau est de 48 m à sa base (Fig. III-2). D'orientation méridienne, il présente, comme la plupart des bancs tidaux, une asymétrie marquée avec un flanc plus déclive, ici orienté vers l'Est (pente maximum de l'ordre de 6°) (fig. III-3).

Figure. III-2 : Carte bathymétrique de la zone de Sercq
Équidistance des courbes de niveau est de 1m. Échelle 1/20000.



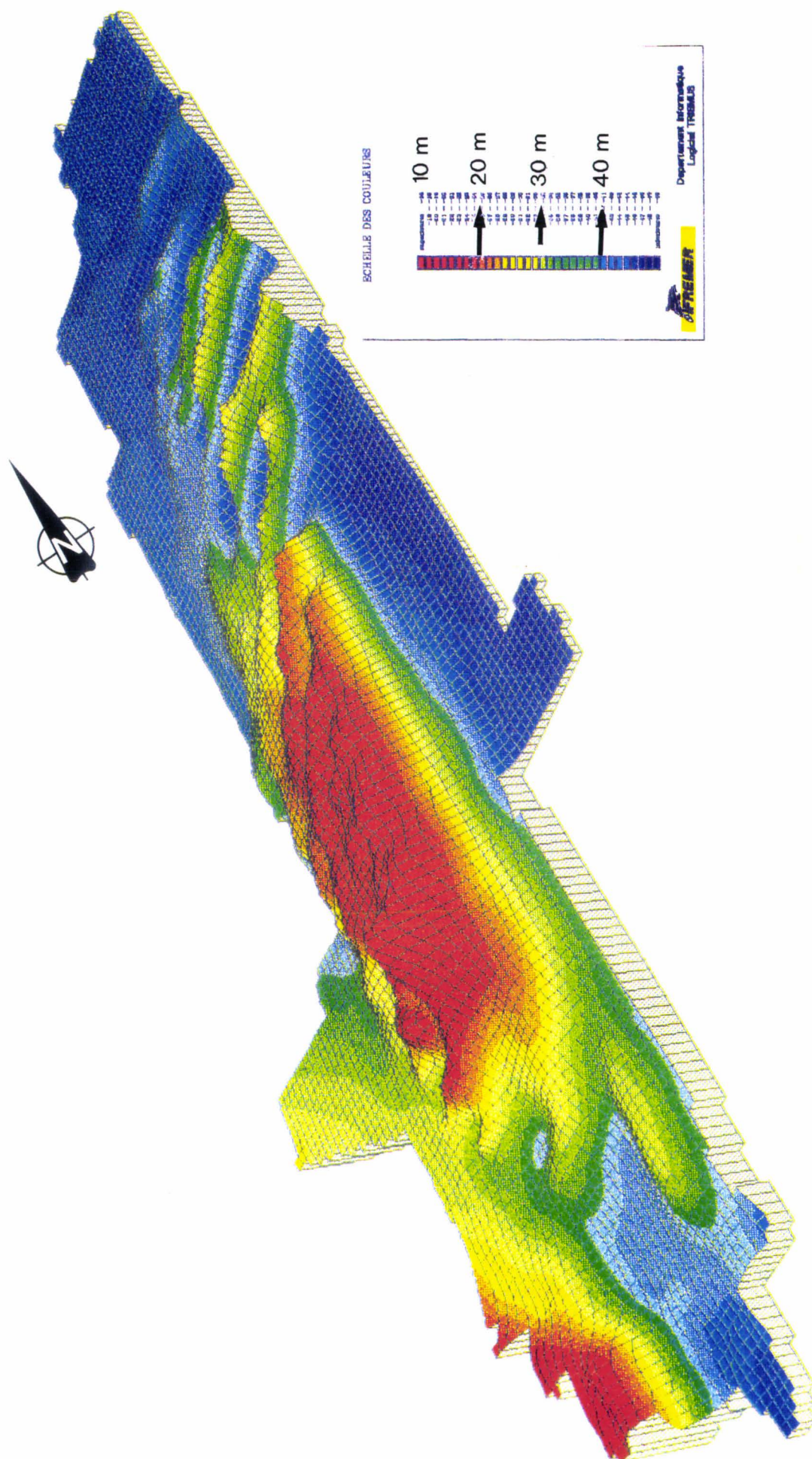


Figure. III-3 : Bloc diagramme 3D du banc de Sercq

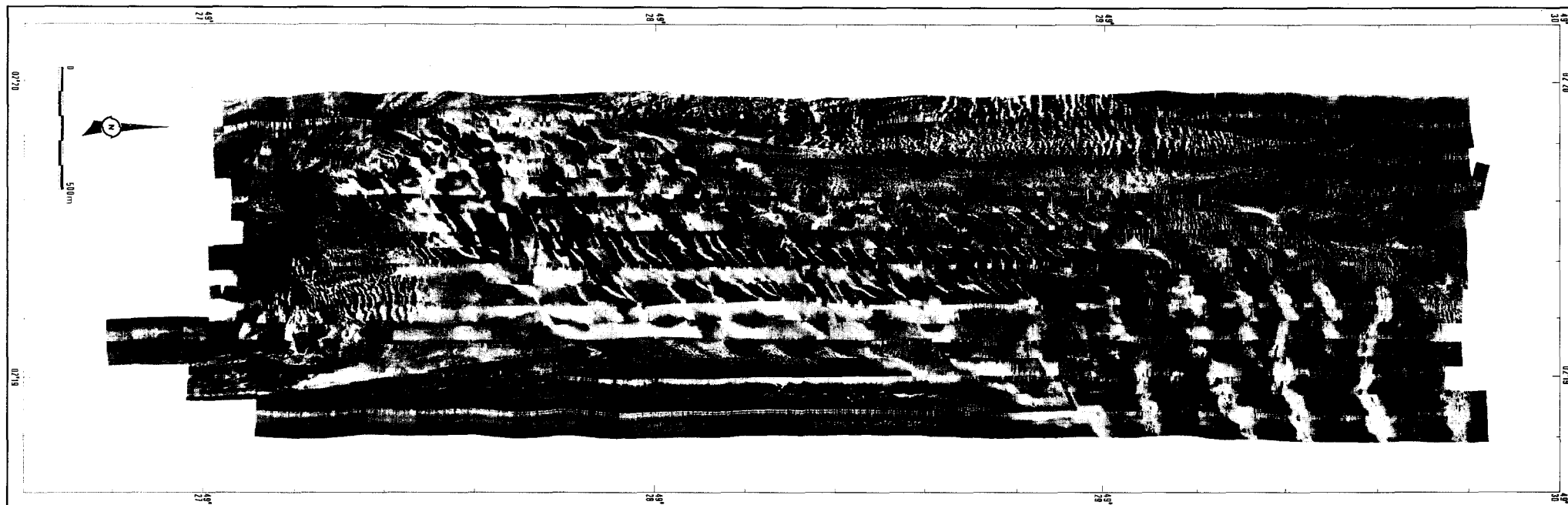


Figure. III-4 : Mosaique sonar Traitée par le logiciel "TRIAS". Juillet 87.
 Les crêtes des dunes apparaissent en clair, les zones situées en aval du flanc le plus déclive sont constituées d'un sédiment plus grossier, plus rétrodiffusant et apparaît en sombre.

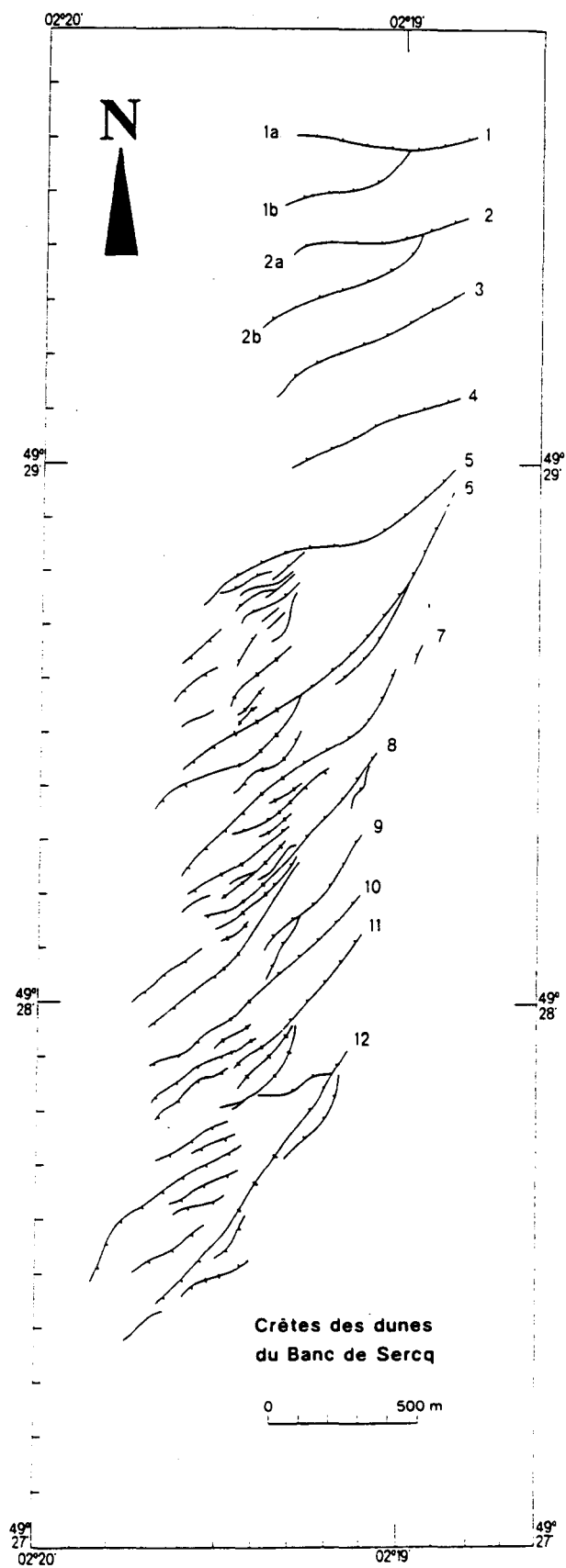


Figure. III-5 : Interpretation de la mosaïque sonar.
 Les traits représentent les crêtes des principales dunes et leurs polarités

Dans le détail la surface du banc est modelée par toute une série de figures de tailles diverses (Fig. III-4), parmi lesquelles se distinguent : 1) les figures perpendiculaires au courant et 2) les figures longitudinales au courant.

I-1- Les figures perpendiculaires au courant

40 grandes dunes ont été identifiées sur le banc de Sercq à partir des données de bathymétrie et de sonar à balayage latéral. La position de leurs crêtes a été cartographiée et les principales dunes ont été identifiées à l'aide d'un numéro (Fig. III-5). Par ailleurs, le banc et sa périphérie sont couverts de formes surimposées, des petites ou moyennes dunes selon la terminologie d'Ashley [1990].

I-1-1- Les petites et les moyennes dunes (mégarides)

Les dunes petites et moyennes sont fréquentes sur l'ensemble de la zone. On les rencontre aussi bien sur le banc sableux, superposées aux grandes dunes, que sur le substratum caillouteux (rubans). Elles sont toutefois absentes du flanc "le plus déclive" oriental du banc.

Deux types de petites dunes s'observent :

- les formes à crêtes rectilignes à sinueuses présentes sur tout le banc et sur les flancs des dunes.
- les formes en croissant, limitées aux bordures est, ouest et sud du banc. Elles témoigneraient d'une augmentation du courant et d'un déficit sédimentaire à la périphérie, conformément à l'hypothèse de Belderson *et al.* [1982] (Fig. III-6).

I-1-2- Les grandes et très grandes dunes :

Toutes les crêtes des dunes sont orientées obliquement par rapport à l'axe du banc dans le sens anti-horaire. A l'Est, le banc est couvert par de grandes dunes bien individualisées, alors que vers l'Ouest elles sont remplacées par un champ de petites dunes. Le point de passage des grandes aux petites dunes se situe de plus en plus vers l'Est, lorsqu'on se déplace du Nord vers le Sud. Ce passage se fait souvent par la bifurcation des formes les plus grandes (Fig. III-7).

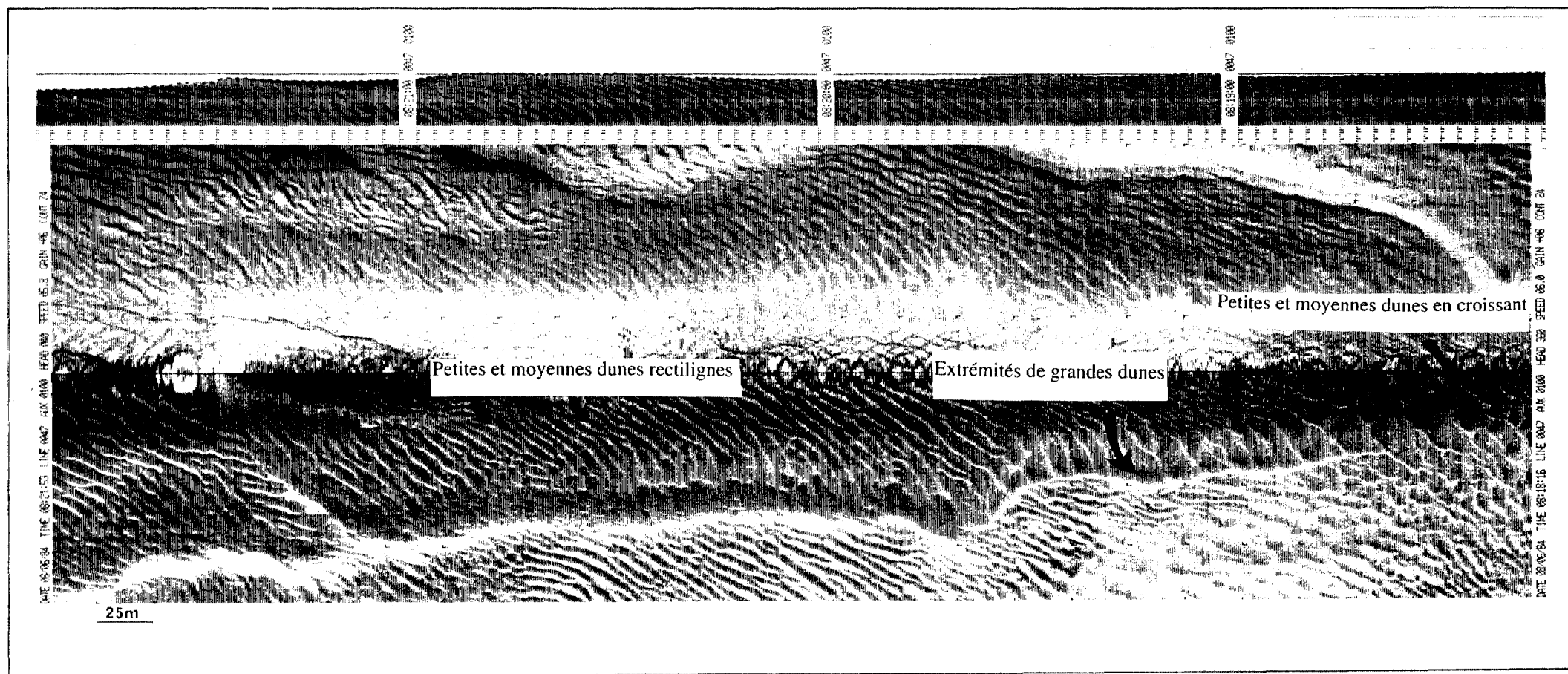
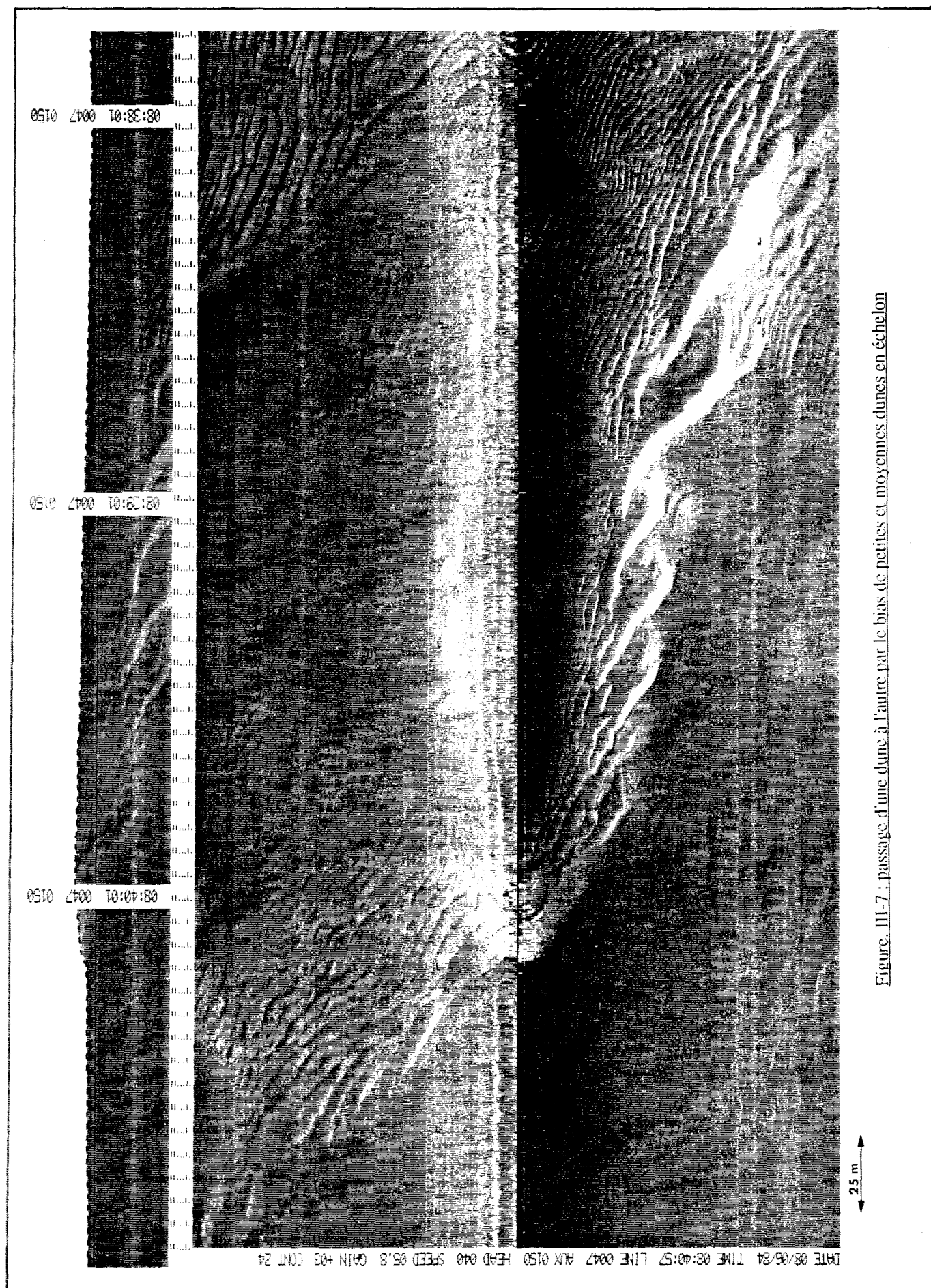


Figure. III-6 : Faciès sonar des petites et des moyennes dunes associées aux extrémités des grandes dunes
 A noter le changement d'orientation de ces mégarides à l'approche des grandes dunes



I-1-2-1- Paramètres morphologiques des grandes dunes

a- L'amplitude H des dunes

L'amplitude des dunes du banc de Sercq est comprise entre 1 et 18 m, la valeur la plus fréquente est de 5 m (Fig. III-8).

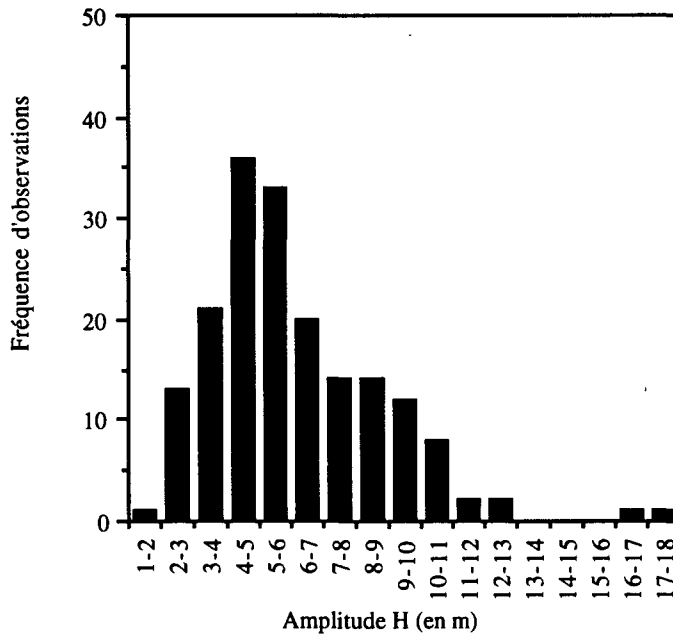


Figure. III-8: Histogramme de l'amplitude des dunes

On note que pour une même dune, l'amplitude H varie latéralement. C'est le cas de la dune 5 par exemple dont l'amplitude varie de 11,5 à 9,4 m entre deux profils.

Pour les dunes anastomosées, l'amplitude diminue vers le point de rattachement à une autre dune, du fait du chevauchement ("climbing") de la dune située "en amont".

La comparaison de l'amplitude des dunes et de la profondeur d'eau montre qu'il n'existe aucune relation entre ces deux paramètres sur le banc de Sercq. Cette constatation rejoint celle de [Stride & Chesterman, 1973], et est à l'inverse de ce que pense Langhorne [1973] qui lie la diminution d'amplitude des dunes dans le Sud de la Mer du Nord et la meilleure séparation des crêtes à l'augmentation de la profondeur. Selon Allen [1984], il existe une relation résumée par la formule :

$$H \approx 0,086 h^{1,19}. \text{ (avec } H=\text{amplitude des dunes et } h=\text{la profondeur).}$$

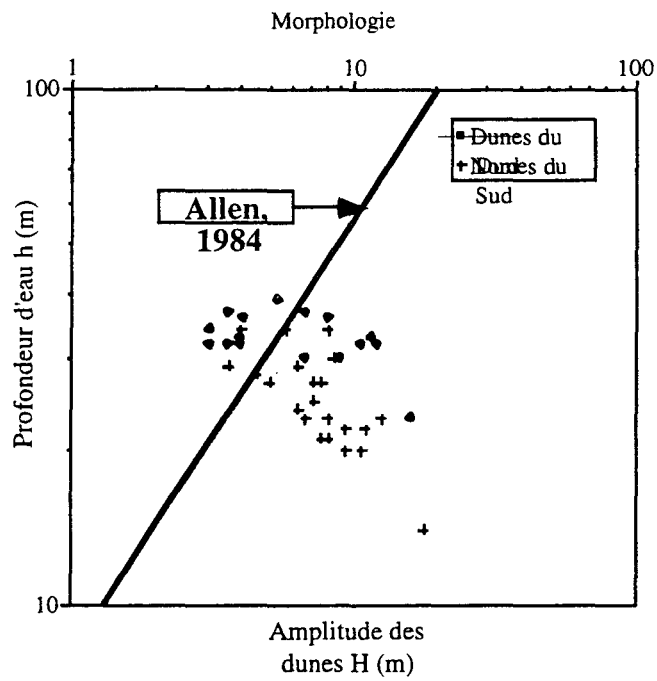


Figure. III-9 : Relation entre l'amplitude H des dunes et la profondeur d'eau h . Echelles logarithmiques.

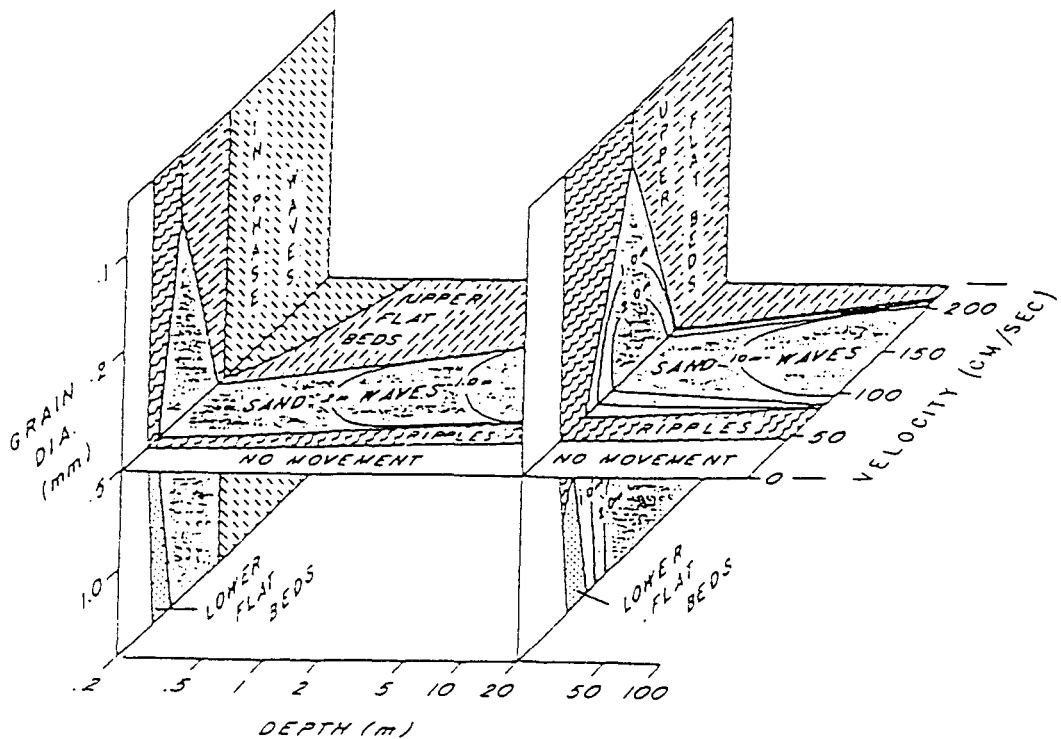


Figure. III-10 : Diagrammes de stabilité en fonction du courant, de la profondeur d'eau et de la granularité du sédiment [Rubin & McCulloch, 1980].

La comparaison de nos mesures avec cette formule montre une forte dispersion par rapport aux valeurs prédites (Fig. III-9). On voit que pour une profondeur donnée, l'amplitude des dunes est sous-estimée. Ce décalage s'explique par le fait que la géométrie des dunes dépend également de la granularité du sédiment et de la vitesse du courant, comme cela a été montré par Rubin & McCulloch [1980] (Fig. III-10). On peut donc supposer que les dunes de Sercq sont affectées par un courant plus fort et/ou sont constituées d'un sédiment plus grossier que dans le cas étudié par Allen [1984] pour établir sa formule. On verra plus loin que ces deux hypothèses sont vérifiées.

b- La longueur L

La longueur d'onde des dunes est comprise entre 10 et 400 m, la valeur moyenne est de 99 m (Fig. III-11).

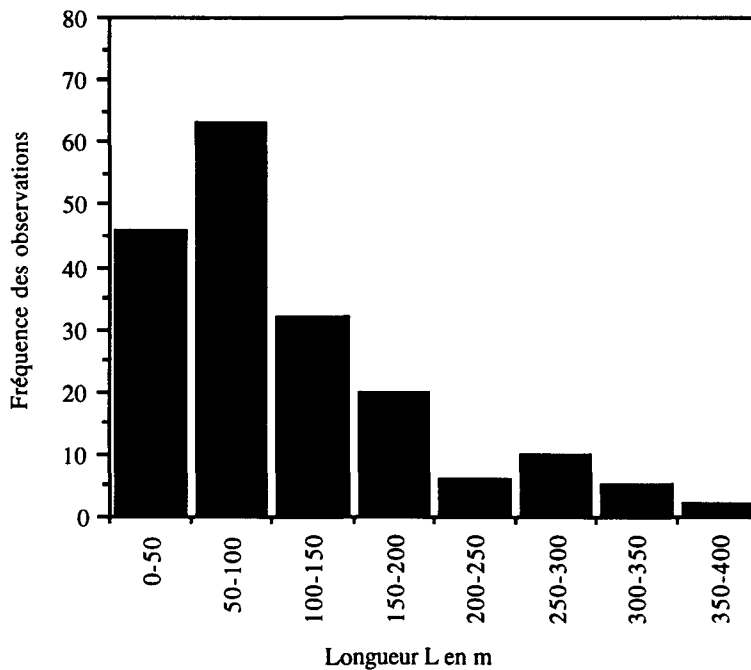


Figure. III-11 : Histogramme de la longueur des dunes

c- Rapport amplitude/longueur des dunes

La relation entre H et L est présentée à la figure III-12. La comparaison de nos mesures avec les prévisions de Flemming montre que, pour notre zone, la formule de cet auteur sous-estime systématiquement l'amplitude : Pour une longueur donnée, l'amplitude réelle est supérieure d'en moyenne 100 % à la valeur prédite. Ceci peut être

expliqué à Sercq par l'existence de plusieurs types morphologiques de dunes (du type catback au type symétrique en passant par le type progressif et le type trocoïdal).

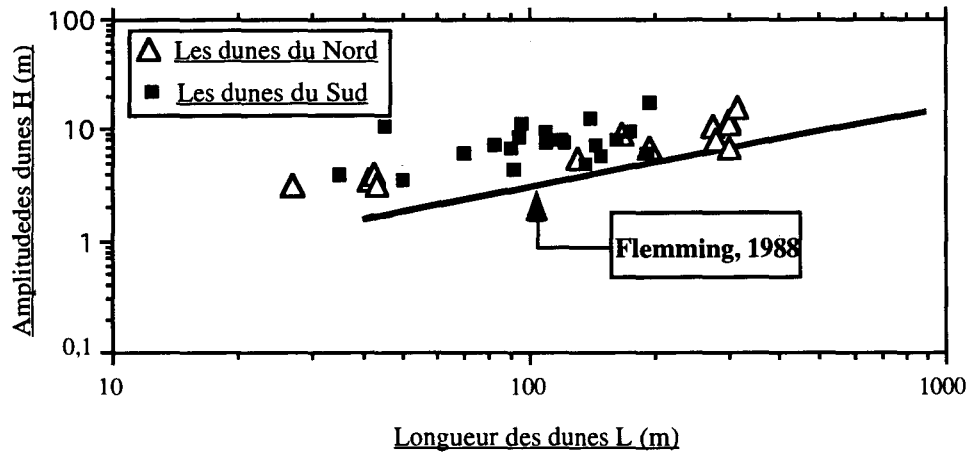


Figure. III-12: Relation entre l'amplitude et la longueur des dunes de Sercq (échelle log/log).

d- Géométrie des dunes dans un plan horizontal

Les grandes dunes de Sercq se prolongent d'un côté à l'autre du banc comme Dewez [1988] a pu l'observer en Manche Orientale et à l'inverse de ce qu'a observé Vicaire [1991] en Mer du Nord Méridionale. On remarque qu'une même dune, dont la crête peut s'étendre de l'extrémité orientale à l'extrémité occidentale du banc, présente parfois une inversion de polarité, le passage entre les deux formes s'opérant par le relais d'une forme symétrique. Cette répartition traduit une inversion du transport sableux résiduel entre le flanc Est et le flanc Ouest du banc (voir Chap. IV). C'est le cas pour toutes les dunes situées au Sud du banc et numérotées de 5 à 12. Le plus souvent, le passage d'une forme à l'autre s'opère cependant par le biais de petites dunes anastomosées. Par contre, les grandes dunes du Nord du banc ont une polarité vers le Nord en tout point.

e- Les pentes des flancs des dunes de Sercq

Les pentes β du flanc le plus déclive varient de 3 à 33°, la plupart étant comprises entre 10 et 15° avec une moyenne de 11,3° (Fig. III-13). Elles sont indépendantes des autres paramètres morphologiques y compris l'amplitude. Pour quelques dunes de la partie centrale du banc, les valeurs de β peuvent évoluer latéralement en fonction de la polarité qui s'inverse d'Ouest en Est. Les fortes valeurs de β , supérieures à 20°, diffèrent des observations de Allen [1982a] et de McCave [1985] qui rapportent l'existence de pentes de l'ordre de 10°. Cette contradiction est probablement liée au fait que notre

secteur est soumis à un régime de déficit sédimentaire et à l'existence d'une couverture sableuse discontinue où affleurent des dépôts grossiers (cailloutis), contrairement aux environnements à couverture sableuse continue étudiés par ces deux auteurs. En effet, des valeurs de pentes β supérieures à 30° ont été observées par Smith [1988] en Mer du Nord dans une zone à couverture sableuse discontinue (voisinage du banc de Sandettie). Berné [1991] confirme cette observation et l'attribue à l'effet de rugosité différentielle entre sable et cailloutis.

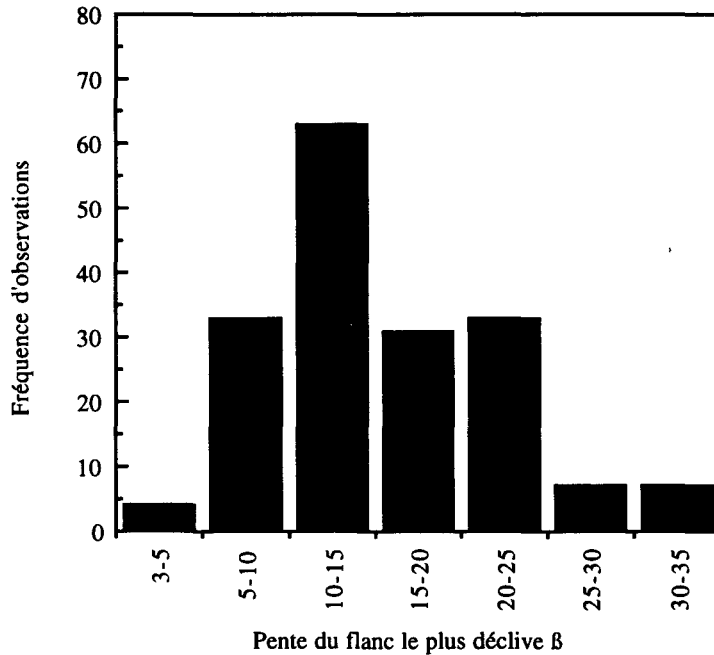


Figure. III-13: Histogramme de la pente du flanc le plus déclive

Les pentes α du flanc le moins déclive des dunes de Sercq sont comprises entre 1° et 20° (Fig. III-14). Les valeurs les plus représentées sont comprises entre 1 et 10° et augmentent lorsque le rapport a/b diminue. Cette observation rejoint celle de Stride *et al.* [1982], qui notent une augmentation de la pente α lorsque a/b est faible. Les plus fortes valeurs α correspondent aux dunes symétriques.

L'indice de forme verticale L/H varie de 5 à 50 avec une moyenne de 16. Le maximum de fréquence de L/H est égal à 13 (Fig. III-15).

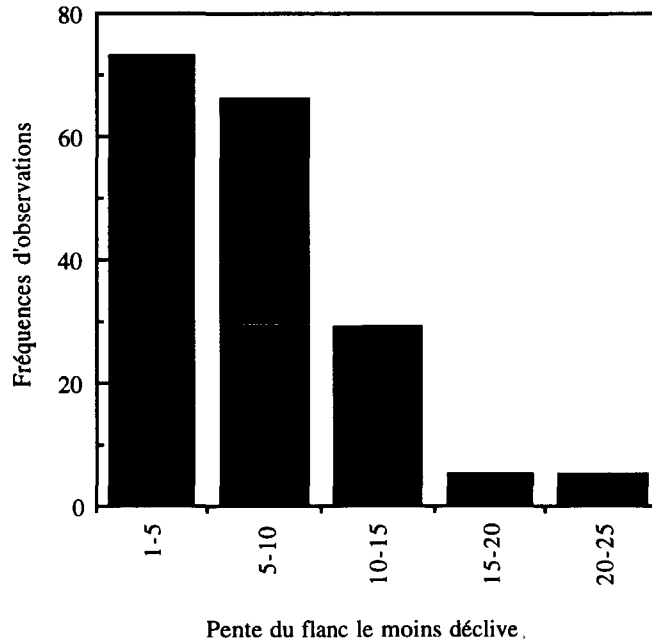


Figure. III-14 : Histogramme de la pente du flanc le moins déclive

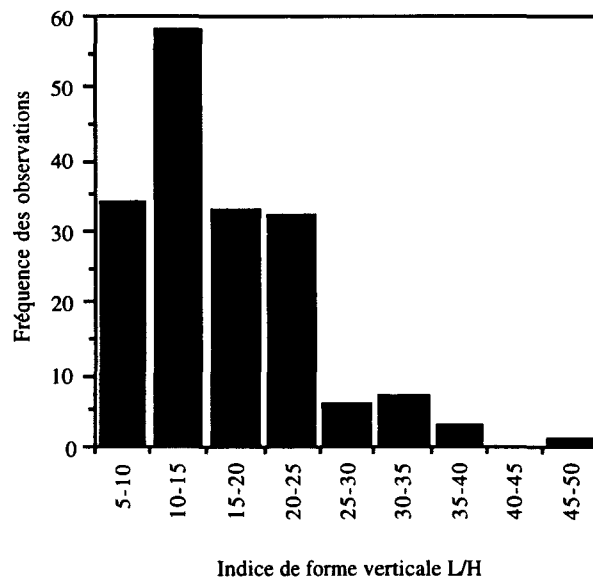


Figure. III-15: Histogramme de l'indice de forme verticale

L'indice d'asymétrie a/b est compris entre 1 et 9. Il est le plus souvent entre 1 et 2. Sa moyenne est environ 2,5 (Fig. III-16).

Les valeurs comprises entre 1 et 2 correspondent aux dunes plus ou moins symétriques et situé au niveau de la partie axiale du banc, tandis que les valeurs plus

fortes sont liées aux formes "progressives", abondantes sur les flancs et au Nord du banc.

L'indice de sinuosité L_c/B permet de distinguer les formes bi- ou tri-dimensionnelles [Harms *et al.* , 1982]. Ce rapport est compris pour le secteur d'étude entre 1 et 1,4, les valeurs les plus représentées sont de 1,1 (Fig. III-17). Il indique que les dunes de Sercq sont bi-dimensionnelles (2D). De ce fait, on peut prédire des structures internes tabulaires plutôt qu'en "auges" (voir Chap. IV).

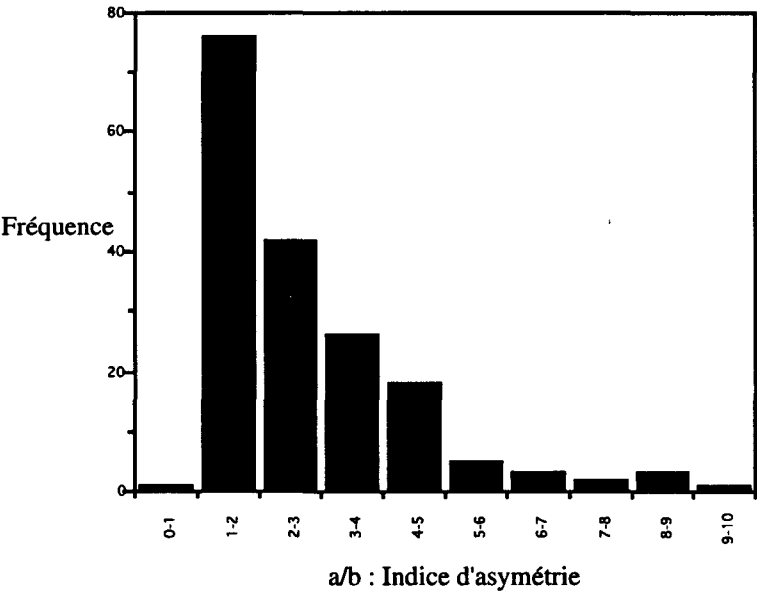


Figure. III-16 : Histogramme de l'indice d'asymétrie

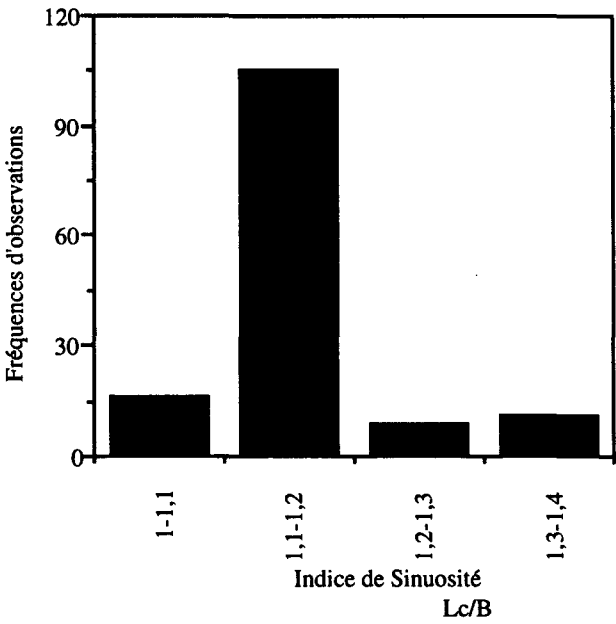
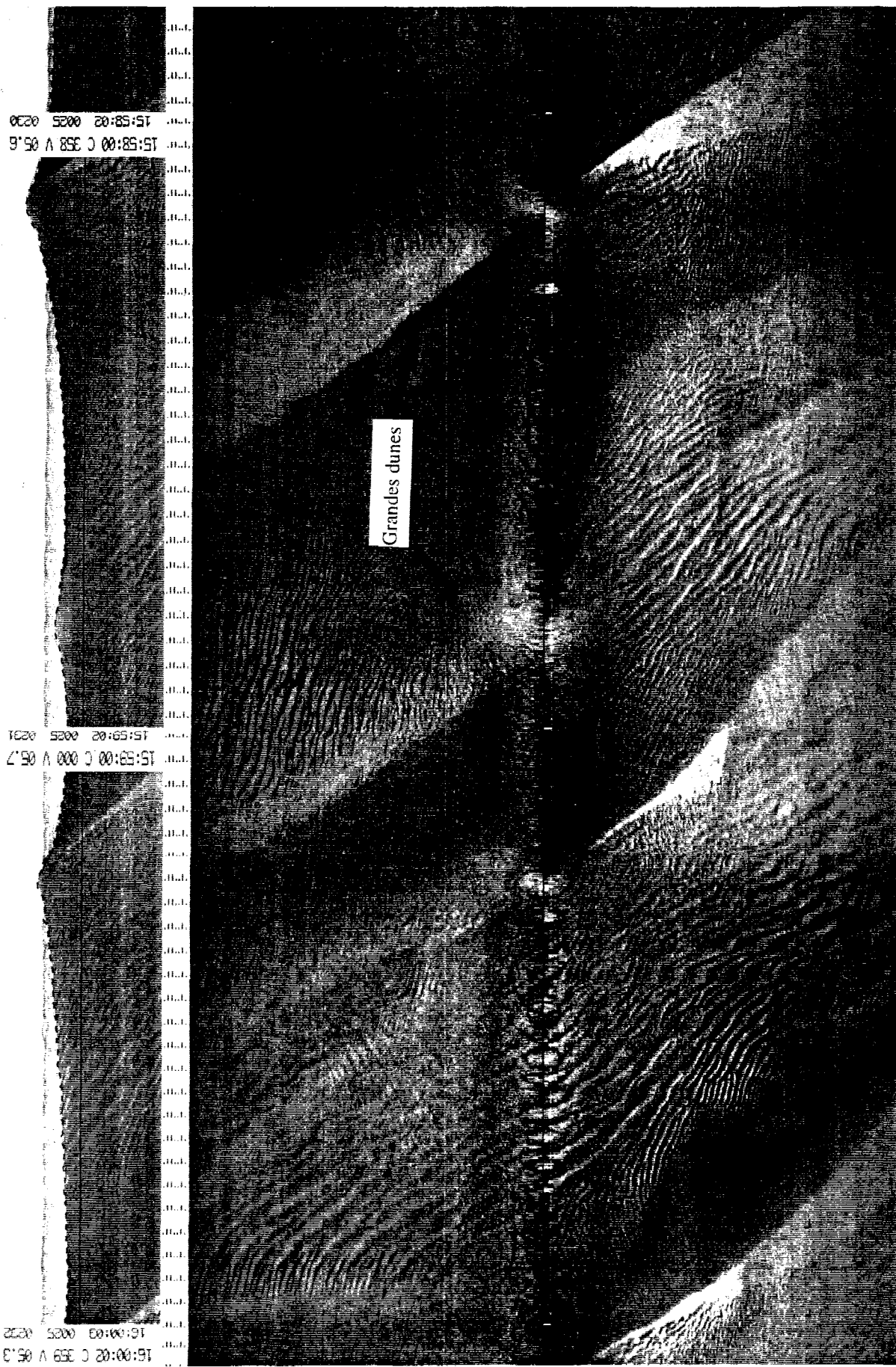


Figure. III-17 : Histogramme de l'indice de sinuosité



15:58:00 C 358 V 05.6
15:58:02 0025 0020

15:59:00 C 000 V 05.7
15:59:02 0025 0021

16:00:02 C 359 V 05.1
16:00:03 0025 0022

Grandes dunes

25m

Figure. III-18 : Faciès sonar des grandes dunes de la zone Nord

I-1-2-2- Distribution à l'échelle du banc des différents types morphologiques

L'analyse de la morphologie des dunes suggère l'existence de deux zones distinctes, situées respectivement au Nord et au Sud de la dune 6 :

a- Au Nord de la dune 6, de grandes dunes isolées, orientées Est-Ouest, parallèles entre elles et bien individualisées (Fig. III-18), correspondent à un type de structures qu'on ne rencontre pas ailleurs sur le banc : le type "à crête déprimée" (Fig. III-19)

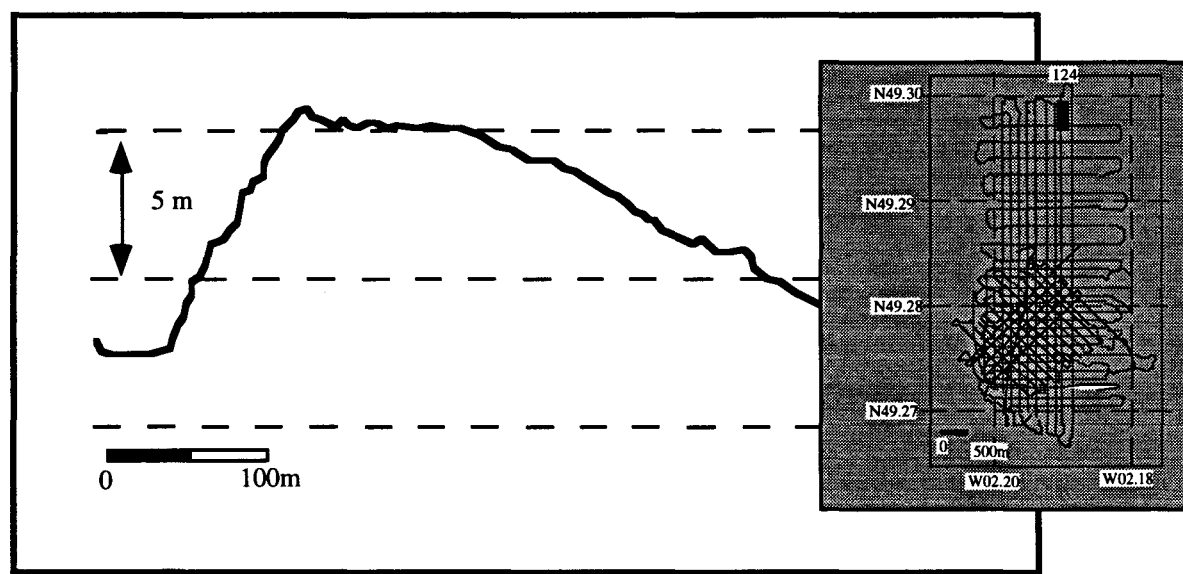


Figure III-19 : Dune de type "à crête déprimée". Extrait du profil bathymétrique 124, mission Géobase I (1987).

Ces grandes dunes sont séparées les unes des autres par un fond plat recouvert de petites dunes. Elles ont une amplitude moyenne **H** de l'ordre de **6,6 m**, une longueur d'onde **L** de l'ordre de **300 m**. Leur longueur de crête **Ls** moyenne est de **717 m**.

Vers l'Ouest, ces dunes tendent à adopter une géométrie en "dos de chat"(catback), forme caractérisant les zones où le courant subordonné est important [Van Veen, 1935] (Fig. III-20).

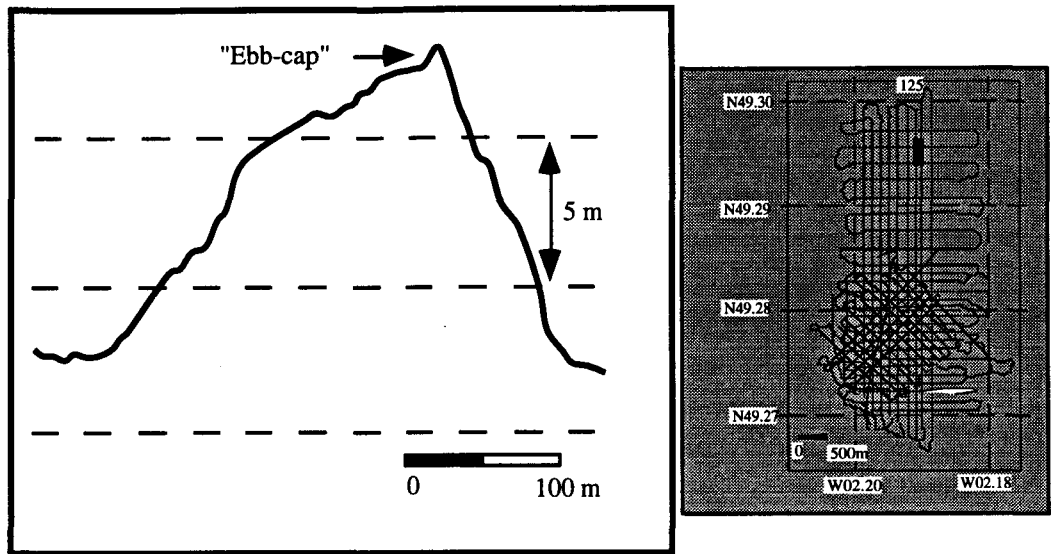


Figure. III-20 : Dune en "dos de chat"
Extrait du profil bathymétrique 124 ; mission Géobase I (1987)..

b- Au Sud, les dunes sont moins hautes et anastomosées (Fig. III-21) . Leur amplitude moyenne H est de **5,5 m**, leur longueur d'onde d'environ de **80 m** et leur longueur de crête L_s moyenne de **1050 m**. Il est à noter que la dernière dune (12) au Sud présente la plus grande amplitude de toutes les dunes (18m).

la partie médiane du banc est marquée par une zone relativement étroite où l'on trouve des dunes "composites" (Fig. III-22) et quelques dunes symétriques (Fig. III-23).

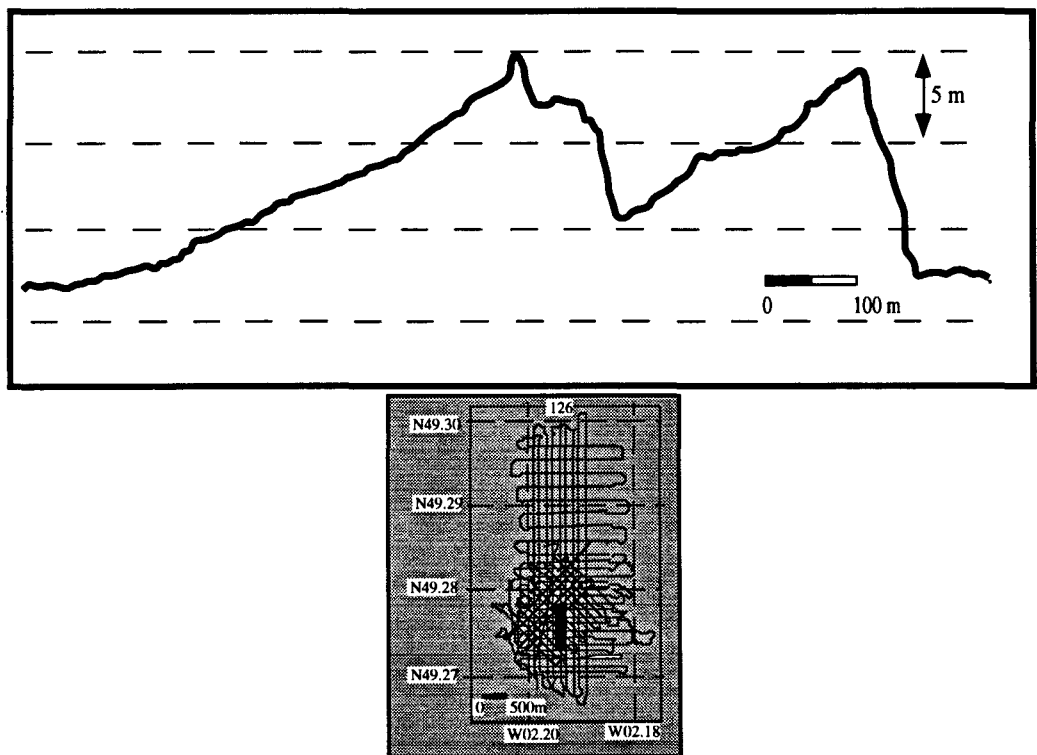


Figure. III-22: Dune composite. Extrait du profil bathymétrique 126 ; mission Géobase I (1987).

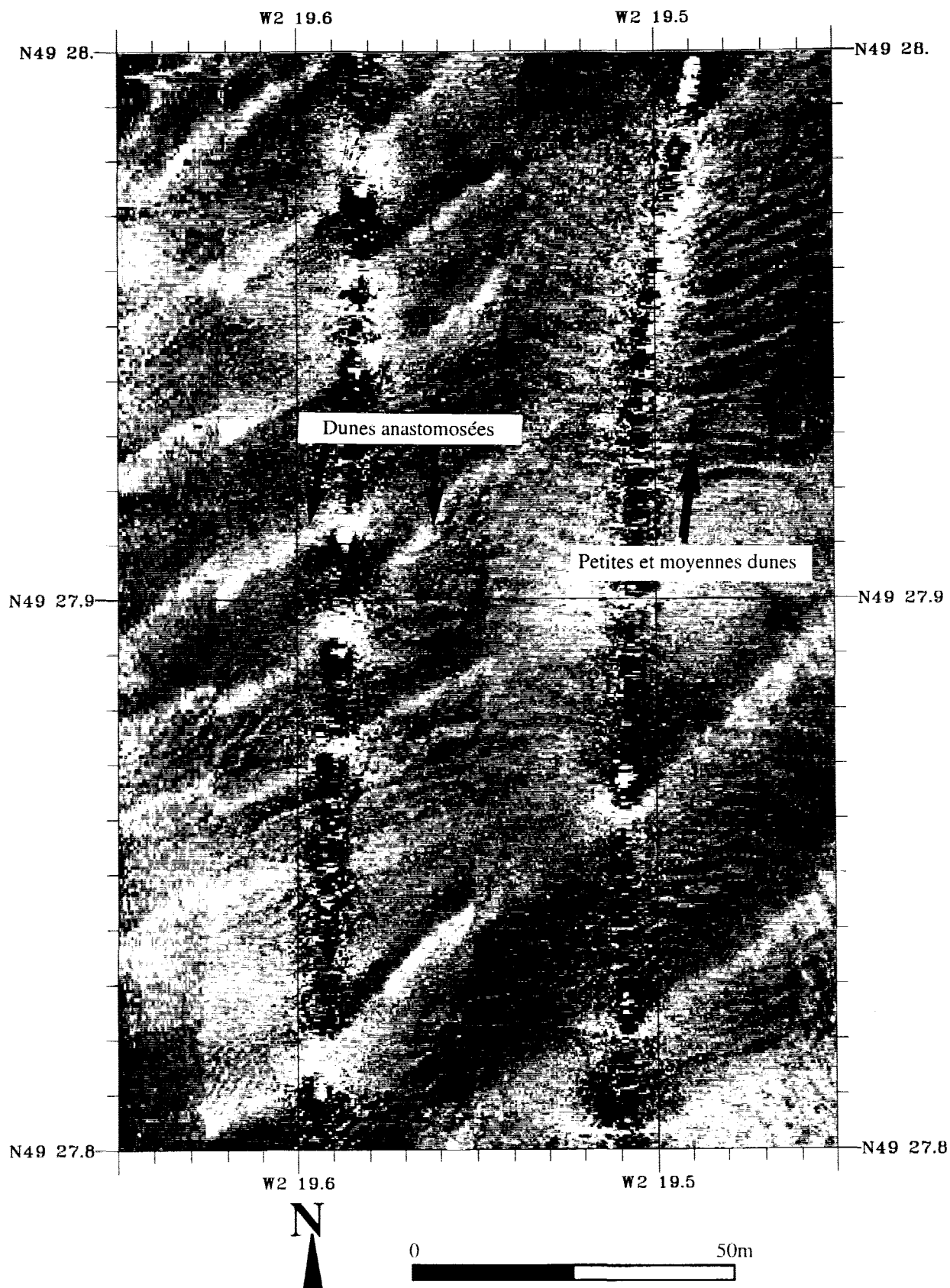


Figure. III-21 : Faciès sonar des dunes anastomosées de la zone Sud du banc

Les crêtes des dunes apparaissent en clair, les zones situées en aval du flanc le plus déclive sont constituées d'un sédiment plus grossier, plus rétrodiffusant et qui apparaît en sombre à noter la diminution de la longueur d'onde (crête à crête), liée à la présence d'un grand stock sédimentaire

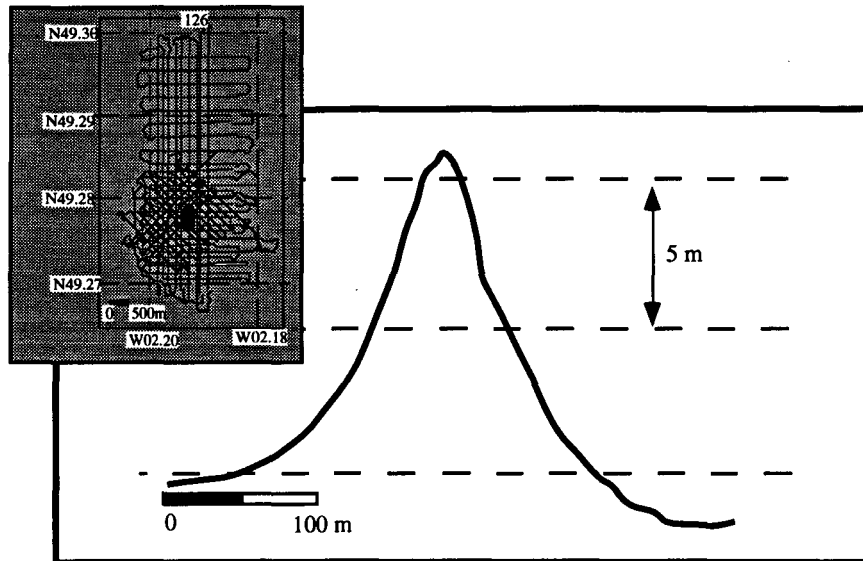


Figure. III-23 : Dune symétrique

I-2- Les figures longitudinales

I-2-1- Les rubans sableux

Ils sont représentés au Sud de la zone, de part et d'autre du banc. Leur grand axe, parfaitement aligné sur la direction de l'ellipse de marée (N350°), est un bon indicateur de la direction du transport résiduel. Ces rubans sont dépourvus de mégarides, et ne présentent pas de zone d'ombre au sonar, en raison de leur faible épaisseur (Fig. III-24).

-A l'Est, ces rubans sont de type B selon la classification de Kenyon [1970a] et indiqueraient donc des vitesses des courants de surface de l'ordre de 1m/s.

-A l'Ouest, on note la présence de rubans constitués par une succession de petites dunes en "échelon", rappelant les rubans du type A caractéristiques des zones à vitesses plus élevées, de l'ordre de 1,25 m/s.

I-2-2- Les queues de comètes :

Elles sont localisées au Sud-Est du banc et indiquent un transport résiduel vers le N350° (Fig. III-25).

I-3- Faciès intermédiaires

A la bordure Ouest et Sud-Est du banc, on note la présence d'un faciès acoustique très particulier (Fig. III-26). Ce faciès, jamais décrit auparavant dans la littérature, est caractérisé par des formes sableuses transverses par rapport au transport résiduel, prolongées par des digitations orientées selon cette direction de transport. Entre chacune de ces figures sédimentaires, dont le relief ne dépasse pas 50 cm, affleure le substrat grossier. Il s'agit très clairement d'un faciès de transition entre formes longitudinales et transverses, un peu similaires aux rubans sableux de type D de Kenyon [1970a]. Cependant dans notre cas, les digitations sont situées en aval et non en amont des formes transverses.

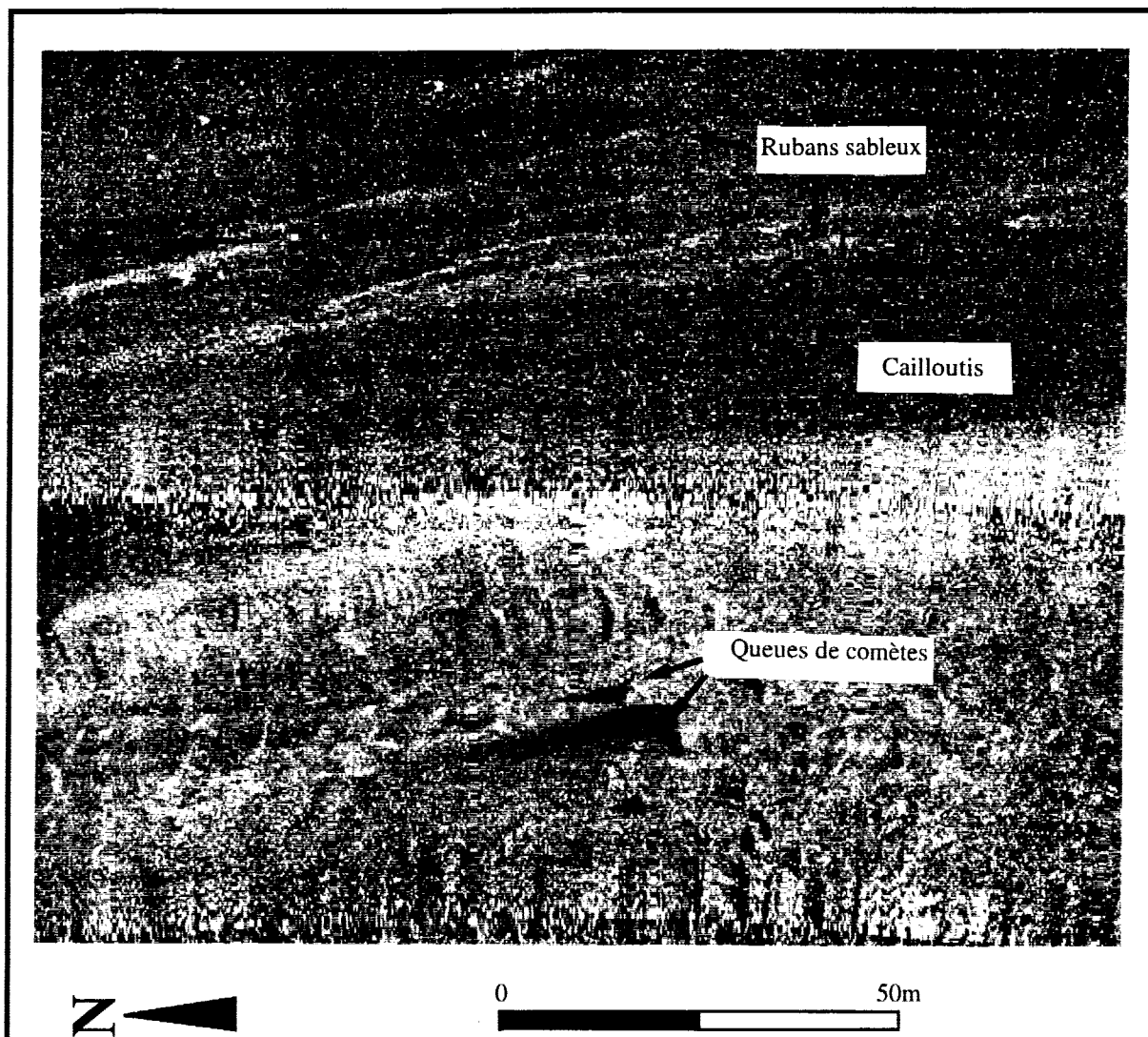


Figure. III-25 : Image sonar d'une queue de comète située au Sud-Est du banc.
La pointe est orientée vers le NW et indique le sens et la direction du courant dominant.



Figure. III-26 Image sonar du faciès intermédiaire-Zone Ouest du banc

I-4 Conclusions

Le banc de Sercq présente un profil transverse asymétrique, avec un flanc plus abrupt vers l'Est avec une pente maximum de 6°. Cette valeur est la même que celle observée par Dewez [1988] pour le banc de la Bassure de Baas (Manche orientale) et par Vicaire [1991] pour le banc du Ruytingen extérieur (Mer du Nord). Elle est légèrement supérieure à celles observée pour les bancs de la Mer de Nord (5°) par Houbolt [1968] et pour le banc du Middelkerke (3°) (Mer du Nord) par Trentesaux *et al.* [1991].

Le banc de Sercq est couvert de **grandes dunes**, elles-mêmes recouvertes par des formes de dimensions plus petites : **dunes moyennes** et **petites**, visibles sur les profils bathymétriques, au sonar latéral et en sismique, ainsi que des **rides** visibles en plongée.

Ces figures transverses au courant présentent des types morphologiques différents selon leur location au Nord ou au Sud du banc :

- Les dunes du Nord adoptent des formes à crêtes déprimées en relation avec leur grande longueur et des formes en "dos de chat". De ce fait, elles sont toutes asymétriques et présentent une polarité vers le Nord.

- les dunes du Sud présentent en plus des formes en "dos de chat", des formes symétriques et composites.

La polarité des dunes diffère selon leur emplacement. Celles situées sur le côté oriental du banc ont un flanc déclive orienté vers le Nord, alors que celles situées sur le côté occidental du banc sont orientées vers le Sud. Entre ces deux zones, on note l'existence de dunes symétriques qui occupent la partie axiale du banc. Il n'est pas rare que le flanc abrupt d'une même dune soit orienté vers le Nord dans la partie orientale et vers le Sud dans la partie occidentale. Le passage d'une forme à l'autre s'opère par l'intermédiaire d'une forme symétrique, ou par le biais de plusieurs petites dunes en échelon.

La partie Sud est caractérisée par la présence de formes composites, qui résultent du chevauchement d'une dune sur l'autre. Ce chevauchement témoigne d'un stock sédimentaire important et d'une différence de vitesse de migration entre les dunes.

L'amplitude des figures transverses au courant ne présente pas de corrélation avec la profondeur ou avec la longueur d'onde. En ce qui concerne la relation amplitude/profondeur, ceci pourrait s'expliquer par l'effet d'autres facteurs, en particulier la granularité du sédiment constitutif des dunes. Nous verrons en effet au sous-chapitre II que les très grandes dunes de la zone Nord sont constituées d'un sédiment plus grossier. Quant à l'absence de corrélation existant entre l'amplitude et la longueur d'onde, elle peut être expliquée par l'existence de plusieurs types morphologiques qui diffèrent des exemples utilisés par Allen (1984) dans son modèle.

Les fortes valeurs de β (pente du flanc le plus déclive) enregistrées sur la zone sont, quant à elles, à mettre en relation avec la présence d'une couverture sableuse discontinue où affleure le substratum caillouteux. Cette différence de rugosité est à l'origine des grands flancs d'avalanche, comme ceux déjà observés par Smith [1988] et Berné [1991].

Les petites dunes sont communes à l'ensemble de la zone. On les trouve aussi bien directement sur le substrat que sur les corps sableux. Les formes situées en périphérie du banc (couverture sableuse discontinue) ont une morphologie tri-dimensionnelle tandis que celles situées sur le banc (couverture sableuse continue) sont bi-dimensionnelles.

Sur le substrat grossier, on rencontre des rubans sableux et des queues de comètes. Comme les dunes, ces formes longitudinales indiquent une circulation résiduelle autour du banc dans le sens anti-horaire, qui fera l'objet d'une comparaison avec les données courantologiques au sous-chapitre III.

II- NATURE SÉDIMENTAIRE DE LA COUVERTURE SUPERFICIELLE

II-1- Rappel sur les sédiments du golfe Normano-Breton

Les sédiments du golfe Normano-Breton ont été étudiés par divers auteurs [Boillot, 1964 ; Hommeril, 1967 ; Hommeril, 1971 ; Larssonneur & Walker, 1982]. Ils sont composés d'un matériel essentiellement détritique, d'origine terrigène ou biogène [Larssonneur & Walker, 1982]. Les galets et les cailloutis indiquent une origine hercynienne (Massif Armoricain). La répartition des cailloutis est en partie contrôlée par la topographie sous-marine [Boillot, 1964]. Leur mise en place n'est donc pas due au transport des glaces flottantes, comme on l'a longtemps pensé, mais elle s'est faite sous un régime torrentiel lors des régressions marines au cours des périodes froides du Pléistocène. D'une manière générale, il n'y a pas eu de transport sur de longues distances, et les graviers et les sables du golfe présentent une affinité armoricaine, leur maturité texturale étant due aux remaniements intenses par les processus hydrodynamiques de la période quaternaire [Larssonneur & Walker, 1982].

Les graviers et les sables grossiers à moyens abondent dans le golfe Normano-Breton, car les sédiments fins sont vannés par les courants de haute énergie qui balaient le fond, et ne s'accumulent que dans les zones abritées telles que la baie du Mont St Michel [Larssonneur & Walker, 1982].

La fraction biogène est composée essentiellement de débris de Lamellibranches. Les gastéropodes sont moins abondants et sont localisés près des côtes [Lefort, 1970].

Houbolt [1968] ; Vaslet *et al.* [1978] ; Auffret *et al.* [1982] et bien d'autres auteurs s'accordent pour dire que l'âge du sable lithoclastique existant en Manche est antéflandrien (tertiaires et pléistocènes). Lors du Flandrien, ce matériel a été repris et redistribué pour former aujourd'hui les corps sableux reconnus en Manche. Ce type de sédiment est donc considéré comme "palimpseste" [Swift *et al.* , 1971]. La fraction biogène superficielle est cependant plus récente. Les sables bioclastiques se seraient accumulés au cours du Flandrien et auraient plus ou moins contaminés les sables

lithoclastiques [Auffret & Larsonneur, 1975]. La majorité des coquilles ou des débris coquilliers est le résultat d'une production actuelle ou sub-actuelle [Clabaut, 1988].

La répartition des sédiments autour de l'île de Sercq reportée sur la figure III-27 est extraite de la carte de la distribution des sédiments dans le golfe Normano-Breton réalisée par Vaslet *et al.* [1978].

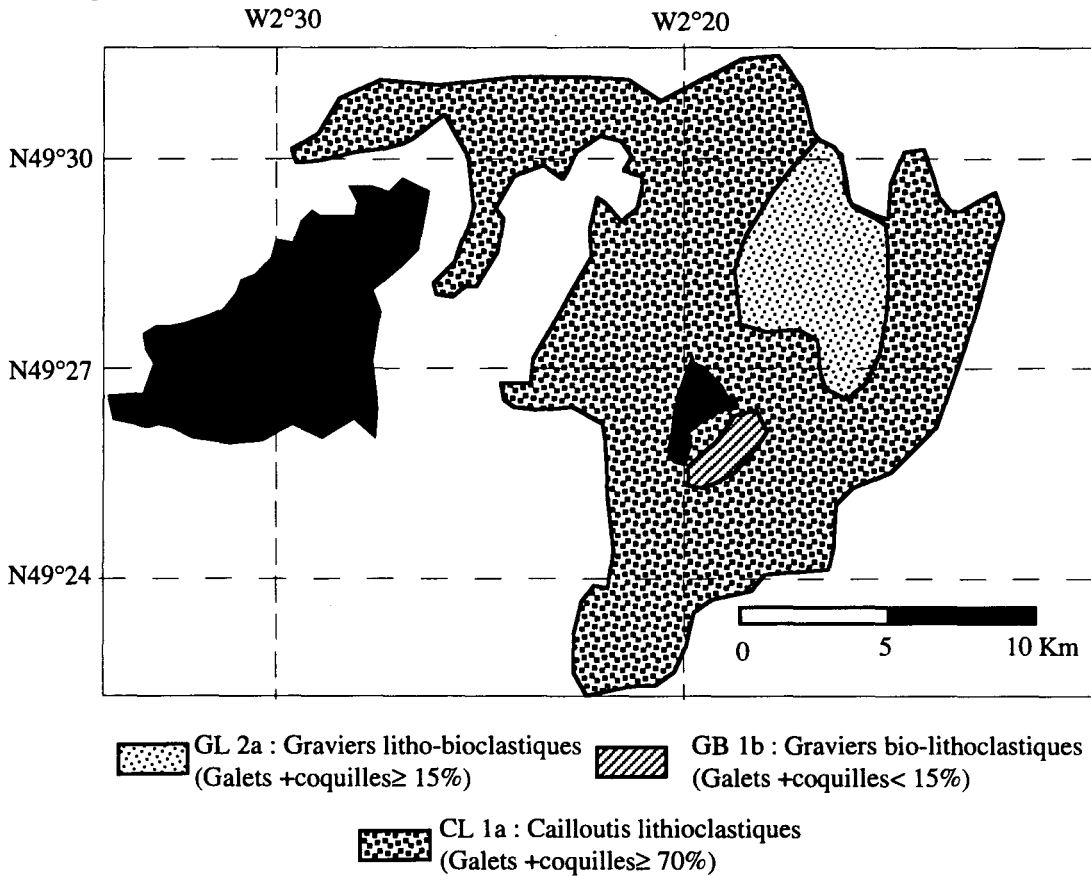


Figure III-27 : Répartition des sédiments autour de l'île de Sercq. D'après Vaslet *et al.* [1978]

II-2- Nature des sédiments superficiels de la zone étudiée

L'étude des trente quatre prélèvements à la benne permet de calibrer et d'obtenir une représentation assez précise de la lithologie de surface. En effet, l'utilisation des deux méthodes montre qu'il existe, pour simplifier deux classes de sédiments, sables moyens-grossiers d'une part, "substrat" de graviers et cailloutis d'autre part (Fig.III-28).

On note enfin la présence de quelques affleurements rocheux. L'analyse des courbes granulométriques des différents prélèvements (fig. III-29) fait bien apparaître ces deux familles, avec cependant des cas intermédiaires qui correspondent aux zones de faible couverture sédimentaire.

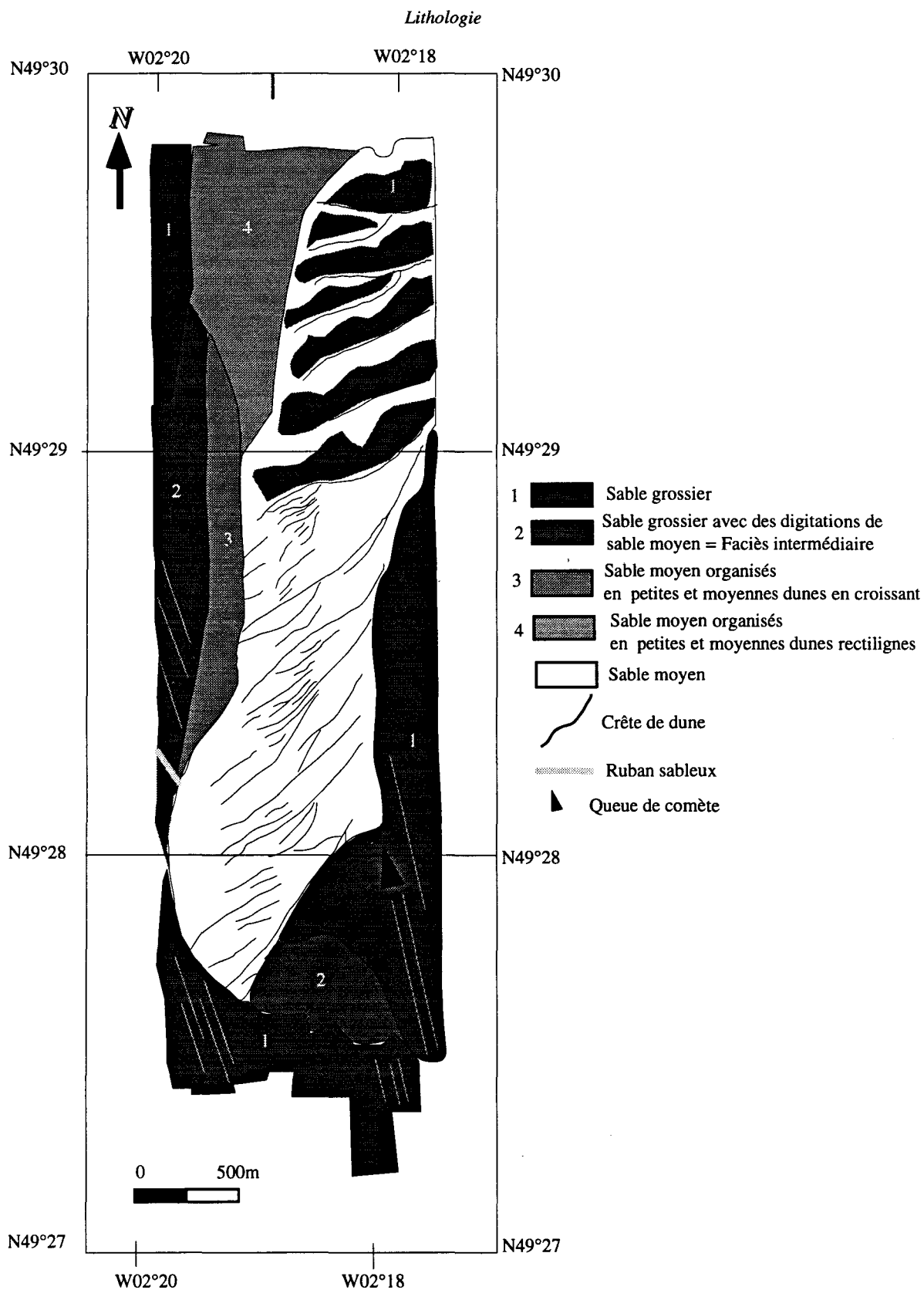


Figure. III- 28: Interprétation de la mosaïque sonar (Géobase 87) calibrée par les prélèvements de surface.

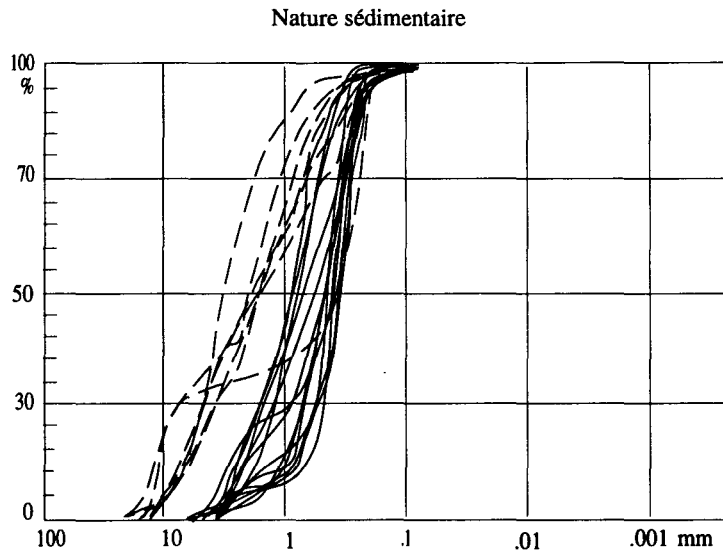


Figure III-29 : Courbes cumulatives des 34 prélèvement

Ces sédiments sont composés de différentes fractions granulométriques dont les caractéristiques ont été étudiées à la loupe binoculaire.

- La fraction < 0,063mm

Elle est très faiblement représentée. La majorité des échantillons analysés révèle des teneurs proches de 0%. Elle est de couleur grisâtre et essentiellement composée de quartz et de calcite.

La fraction de 0,063 à 0,2mm (sable fin à très fin)

Elle est de couleur gris verdâtre à gris beige. Elle est constituée de grains de quartz anguleux translucides et ronds mats. On note la présence de quelques minéraux colorés dont la glauconie, et l'absence d'éléments bioclastiques.

La fraction de 0,2 à 0,5mm (sable moyen)

Elle est de couleur beige-jaune. Le quartz domine toujours surtout sous forme de grains ronds mats. On note l'apparition de débris de lamellibranches très usés, des spicules d'éponges et des Bryozoaires, notamment dans les fractions supérieures à 0,315 mm.

La fraction de sables grossiers et très grossiers de 0,5 à 2 mm

Elle est de couleur brune. La fraction bioclastique domine, avec des débris de lamellibranches, de gastéropodes, ou d'échinodermes (oursins). Le quartz est encore présent mais en faible quantité ($\leq 20\%$). Il s'agit de grains anguleux brillants et

émoussés luisants. La teneur en CaCO_3 est supérieure à 50%. On dénombre quelques fragments de roches locales, grès et roches endogènes.

- La fraction des graviers et des galets >2 mm

Elle est représentée par un cortège d'éléments hétérogènes provenant de roches endogènes, de quelques silex et de coquilles de lamellibranches et de gastéropodes entières ou brisées, incrustées de Bryozoaires. Une petite fraction de sable est souvent associée à cette fraction grossière.

II-3- distribution des sédiments superficiels

a-Les grandes dunes du Nord

Une analyse plus détaillée des prélèvements superficiels permet d'établir une zonation des caractéristiques granulométriques des sédiments, qu'il est possible de relier au contexte morphologique et dynamique de la zone étudiée.

Les échantillons prélevés au Nord de la zone se composent d'une association de sables et de graviers. Un premier exemple, le prélèvement 8750 situé sur le flanc doux de la dune 3, montre deux classes : une dont le mode se situe à 0,4 mm et l'autre dont le mode se situe à environ 5 mm. Un second exemple, l'échantillon 8751, est un sable grossier graveleux également bimodal, avec une classe légèrement plus importante (mode = 0,8 mm) que l'autre (mode = 6 mm). C'est ce qui correspond au faciès acoustique sombre sur le sonar latéral. La bimodalité des courbes granulométriques (Fig. III-30) est le résultat d'un mélange des sédiments (moyens à grossiers) constituant les dunes avec les graviers sous-jacents (Fig. III-25).

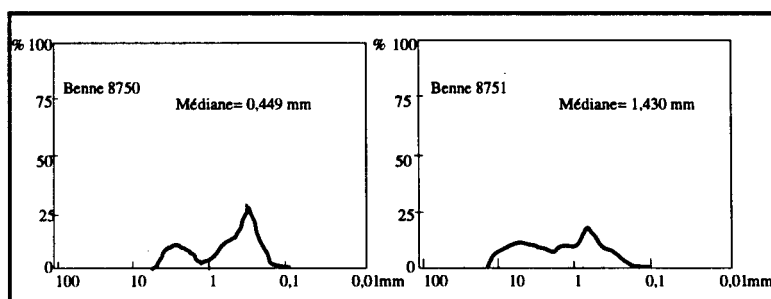


Figure III-30 : Courbes granulométriques des prélèvements situés sur les dunes du Nord.

A noter, la coexistence des sables moyens à grossiers constituant les dunes avec les graviers du substratum.

b-Le banc *sensus stricto*

Les sédiments situés sur le banc montrent, d'Ouest en Est, une augmentation progressive de la médiane granulométrique ainsi que le passage des courbes unimodales à des courbes bimodales. Cette tendance s'observe sur les deux radiales disponibles (Fig.III-31).

Non seulement il apparaît une classe granulométrique (médiane >2 mm) lorsqu'on se rapproche du sommet du banc, mais on note également que la fraction sableuse devient plus grossière (mode $\approx 0,4$ mm à l'Ouest, $0,8$ à l'Est).

Cette observation est similaire à celles de Clabaut [1988], Vicaire [1991], et Trentesaux [1993] sur les bancs de la Mer du Nord. Elle est par contre en contradiction avec la synthèse de McCave [1985], qui indique une tendance à la grano-décroissance vers le haut pour la plus part des bancs décrits dans le monde. Dans notre cas, on peut supposer que la diminution de la tranche d'eau au niveau de la crête du banc occasionne une forte accélération des courants, et donc un vannage des sédiments les plus fins.

c-La terminaison méridionale du banc

La limite sud du banc est constituée de sable moyen (médiane $=0,3$ mm) à l'exception d'un échantillon (8759) qui est grossier (médiane $=1,3$ mm) (Fig. III-32). L'imagerie sonar (rubrique III-1) montre l'existence dans ce secteur de petites dunes couvrant partiellement le substrat grossier. Selon la position du prélèvement par rapport à ces deux faciès, on obtient donc des sables moyens (dunes) ou très grossiers.

d-Semelle du banc

Les cinq prélèvements situés en dehors du banc (faciès acoustique sombre au sonar latéral) sont caractérisés par une médiane élevée ($0,6$ à $2,8$ mm) et un très mauvais classement (Fig. III-33). On notera l'existence, en proportion très variable, d'une fraction sableuse, qui correspond probablement au piégeage de sédiment relativement fin dans les anfractuosités formées par le substrat grossier.

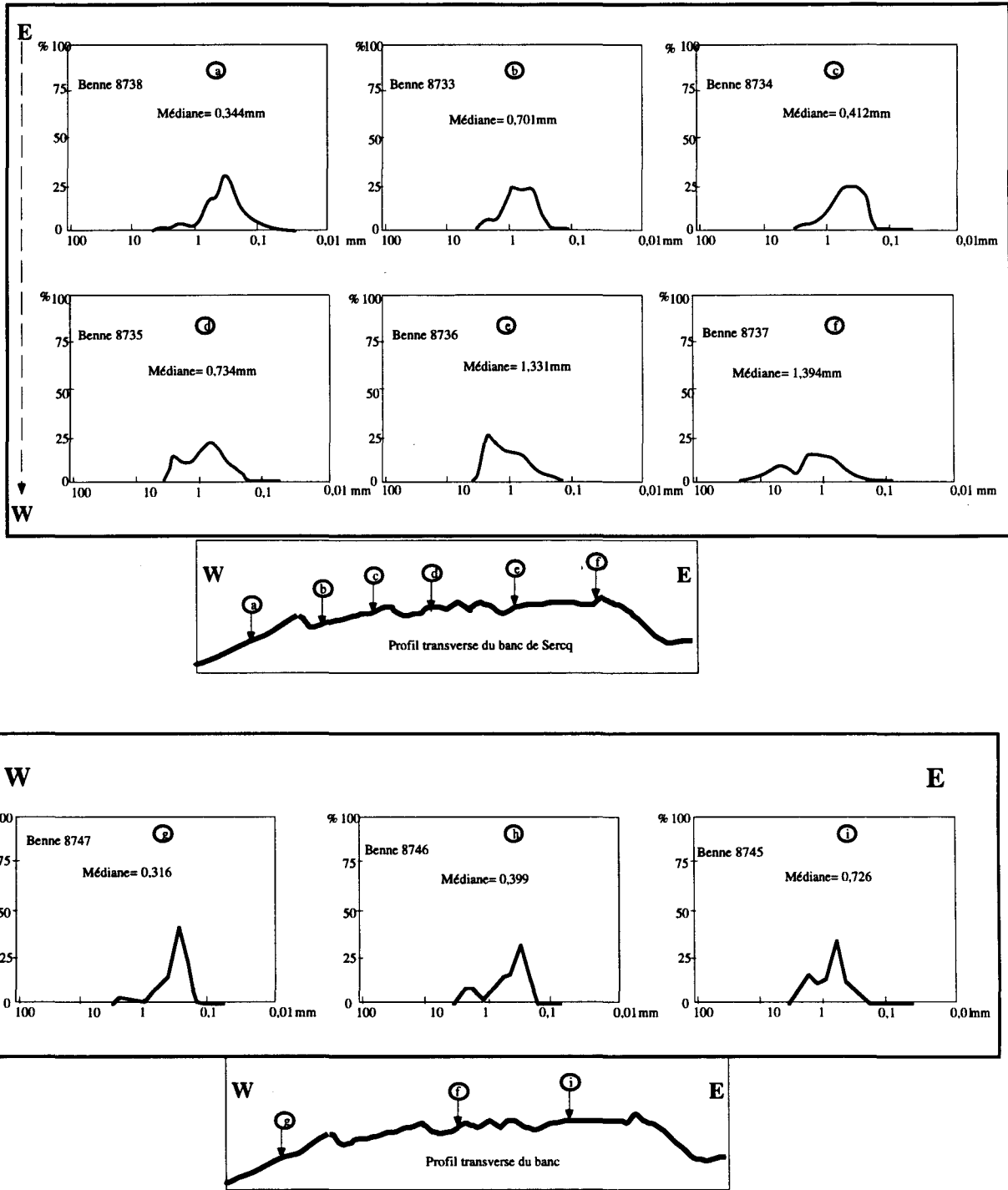


Figure III-31 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés sur le banc

A noter l'existence d'un gradient granulométrique transversal croissant vers l'Est (de 0,3mm à l'Ouest du banc à 1,4 mm vers l'Est) en relation avec un enrichissement des sables par une fraction graveleuse (les courbes unimodales à l'Ouest du banc deviennent bimodales à l'Est. (Voir Fig. II-10 p. 53 pour localisation des prélèvements).

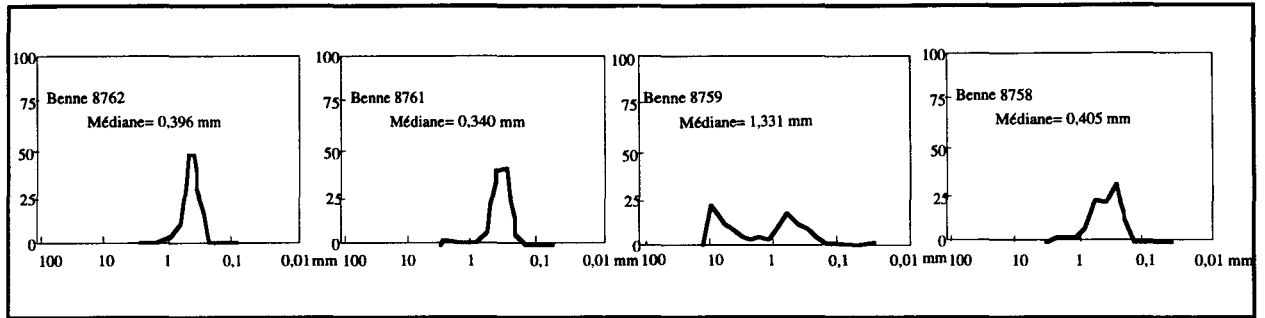


Figure III-32 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés à la limite Sud du banc
(Voir Fig. II-10 p. 53 pour localisation des prélèvements).

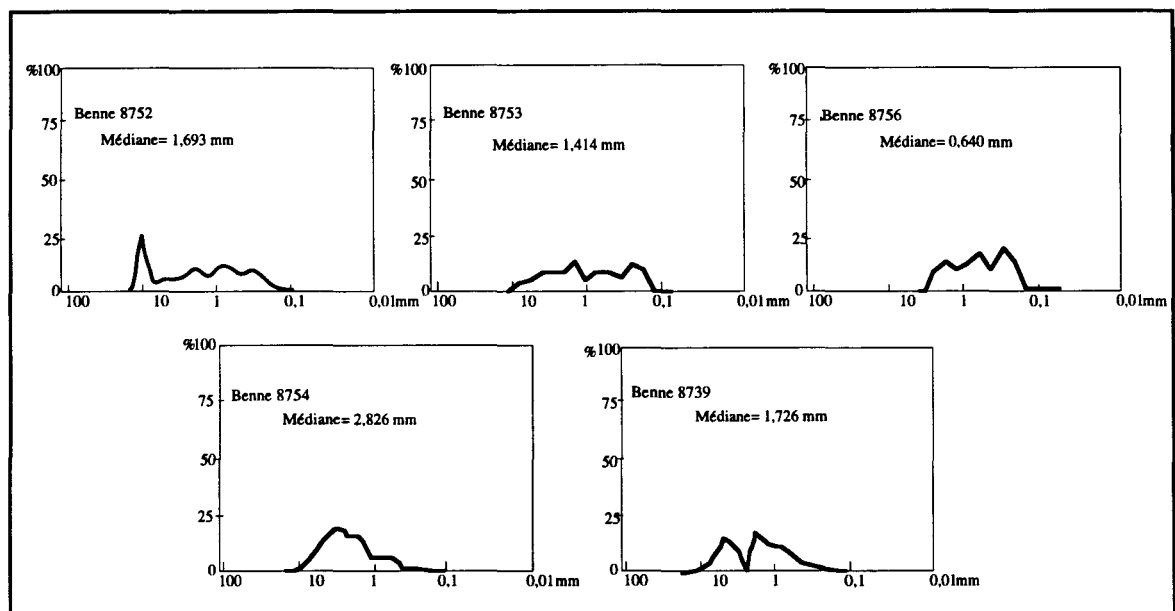


Figure III-33 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés sur la semelle du banc
(Voir Fig. II-10 p. 53 pour localisation des prélèvements).

En conclusions, le banc de Sercq est constitué essentiellement de sable moyen à grossier (médiane 0,3-1,3 mm) coquillier, beige, mal classé et repose, par l'intermédiaire d'une semelle de graviers (médiane > 2 mm), sur le substratum. Il diffère de ce fait de la plus part des bancs de la Manche et de la Mer du Nord qui sont constitués de sables plus fins (Tab III-1).

Bancs	Médiane(mm)	Source
Banc de la Seine (Manche)	0,27-0,40	[Auffret <i>et al.</i> , 1977]
Banc de la Schôle (Manche)	0,35-1	[Hommeril, 1967]
Banc de la Ligne (détroit du Pas-de-Calais)	0,17-0,5	[Clabaut, 1988]
Banc de la Bassure de Baas	0,23-0,44	[Clabaut, 1988]
Banc du Ruytingen (Mer du Nord)	0,26-0,98	[Vicaire, 1991]
Banc du Dyck (Mer du Nord)	0,21-0,35	[Vicaire, 1991]
Bancs de Dunkerque (Mer du Nord)	0,15-0,21	[Vicaire, 1991]
Bancs de Calais	0,20-1,09	[Vicaire, 1991]
Banc du Middelkerke (Mer du Nord)	0,19-0,77	[Trentesaux, 1993]
Banc de Sercq	0,3-1,4	

Tableau. III-1 : Caractéristiques granulométriques de quelques bancs de la Manche et du Sud de la Mer du Nord

On note l'existence d'un gradient transversal croissant de la médiane, de l'Ouest vers l'Est. Ce résultat est la traduction d'un gradient hydrodynamique en relation avec les profondeurs. Les zones les plus hautes subissent plus l'influence des courants et sont de ce fait caractérisées par des sédiments plus grossiers. Ce résultat rejoint celui de plusieurs auteurs sur les bancs de la Mer du Nord [Clabaut, 1988 ; Trentesaux, 1993 ; Vicaire, 1991].

Dans le sens Nord-Sud, il est difficile d'établir, l'existence de gradients granulométriques du fait de l'hétérogénéité de la maille de prélèvements. On note

cependant que les prélèvements situés au Sud du banc sont constitués de sables plus fins (médiane=0,3-0,4mm) que ceux situés au milieu du banc. Cette tendance est probablement à rapprocher d'un contrôle bathymétrique, comme pour les gradients transversaux (Est-Ouest).

A noter enfin que les grandes dunes de la zone Nord, bien que situées à des profondeurs relativement importantes, sont constituées de sédiments relativement grossier.

La nature bimodale des deux prélèvements effectués sur la dune 3 est à rapprocher des informations de l'imagerie sonar, qui indique l'existence d'une fine couverture de sédiment fin (faciès acoustique clair) tapissant un corps sédimentaire de lithologie plus grossière.

III- DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE ACTUELLE

La dynamique sédimentaire du banc de Sercq peut être appréhendée par la confrontation des données de mesures des courants de marée, et par l'analyse morpho-sédimentologique. Cette rubrique intègre aussi une partie comparative entre des données et morphologiques recueillies lors de la mission 1987 et celles recueillies 5 ans plus tard lors de la campagne Sanba 1992 dans le but de mieux comprendre l'évolution du banc. La distribution générale des sédiments ne permet pas quant à elle de tirer des conclusions, le sable formant la couverture superficielle du banc étant très homogène du point de vue granulométrique.

III-1- La marée et le courant dans la zone d'étude

Un marégraphe a été immergé au Sud du banc (N49°25' 46" et W02°18' 33") durant la campagne "Sanba", du 5 au 8 juillet 1992. Pour des coefficients de marée compris entre 67 et 88, on observe que le marnage est de 7,5 m (figure III-34).

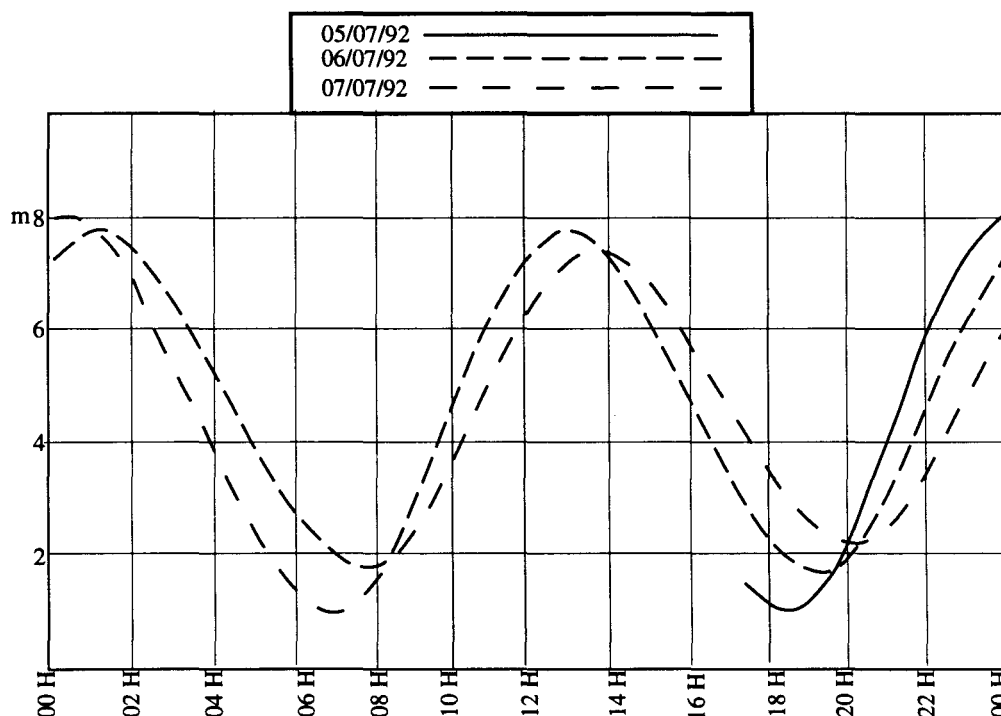


Figure III-34 : Hauteur d'eau mesurée à proximité du banc de Sercq du 5 au 8 juillet 1992 (par rapport au zéro des cartes marines)

La vitesse du courant à trois profondeurs différentes (1, 10, et 20 m au-dessus du fond) et sa direction ont été enregistrées à l'aide du loch Doppler installé à bord du "Suroît". Les mesures indiquent que la masse d'eau est toujours en mouvement, les plus faibles vitesses étant de l'ordre de 0,2 m/s tandis que les plus fortes atteignent 1,5 m/s. Le flot et le jusant sont à peu près de durée identique. La marée est de type alternatif : le flot est dirigé N340°, le jusant plus dispersé est caractérisé par des valeurs autour d'une direction moyenne N165°. Le flot atteint 1,5 m/s alors que le jusant est de l'ordre de 1,4 m/s. Bien que cette différence soit faible, elle est suffisante pour aboutir à un transport résiduel non négligeable dans le sens du flot, le transport étant une fonction au cube de la vitesse. Johnson *et al.* [1982] pense qu'une différence de l'ordre de 5 cm/s est suffisante pour définir une orientation nette du transit sédimentaire.

Lors de la campagne Géobase II réalisée en 1988, les valeurs enregistrées au SE du banc de Sercq à N49° 28 et W02°19 sont plus faibles que celles enregistrées en 1992 puisqu'elles ne dépassent jamais 1,1 m/s (Fig. III-35), ce qui s'explique par le fait que le coefficient de marée était plus faible, compris entre 35 et 39.

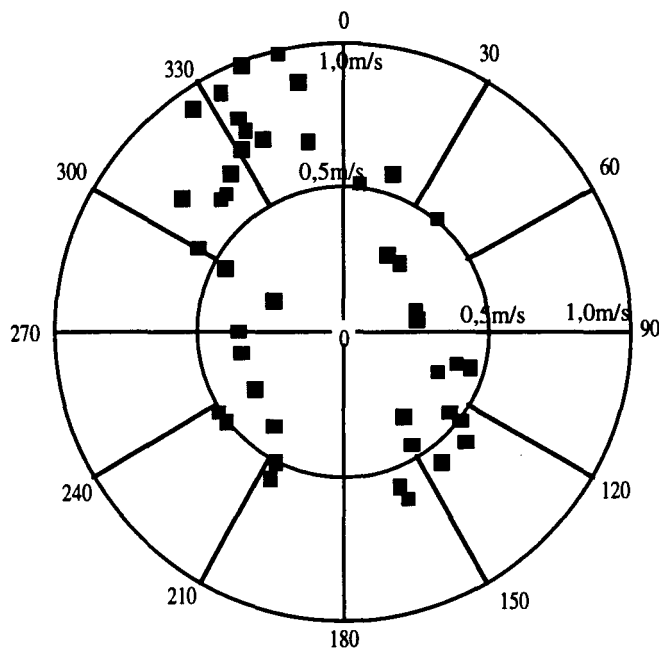


Figure III-35 : Vitesse du courant de surface au SE du banc de Sercq.
(N49°28 et W02°18). 19 septembre 88 ; Cœf 39-35

Les courants de marée du golfe Normano-Breton sont assez bien connus grâce à une série de travaux britanniques et français. Plusieurs modèles mathématiques de courants

dans la Manche donnent également d'utiles informations sur la courantologie du golfe, mais leur maille est souvent trop grande pour permettre d'identifier les variations sur de petites superficies. Des modèles avec une maille plus fine ont été élaborés par Orbi [1986], Orbi & Salomon [1988] et Salomon & Breton [1991]. Le pas de distance a été fixé à un mille nautique, et le pas de temps à une minute. Ce modèle utilise la vitesse moyenne sur la tranche d'eau par coefficient 70.

Une simulation des roses de courant par vive eau montre que le courant est alternatif au Nord et dans le tiers Sud du golfe Normano-Breton alors qu'il est giratoire cyclonique autour des îles anglo-normandes [Orbi, 1986] (Fig. III-36). En général les courants sont caractérisés par une dissymétrie entre le flot et le jusant, le flot étant à la fois plus bref et plus intense.

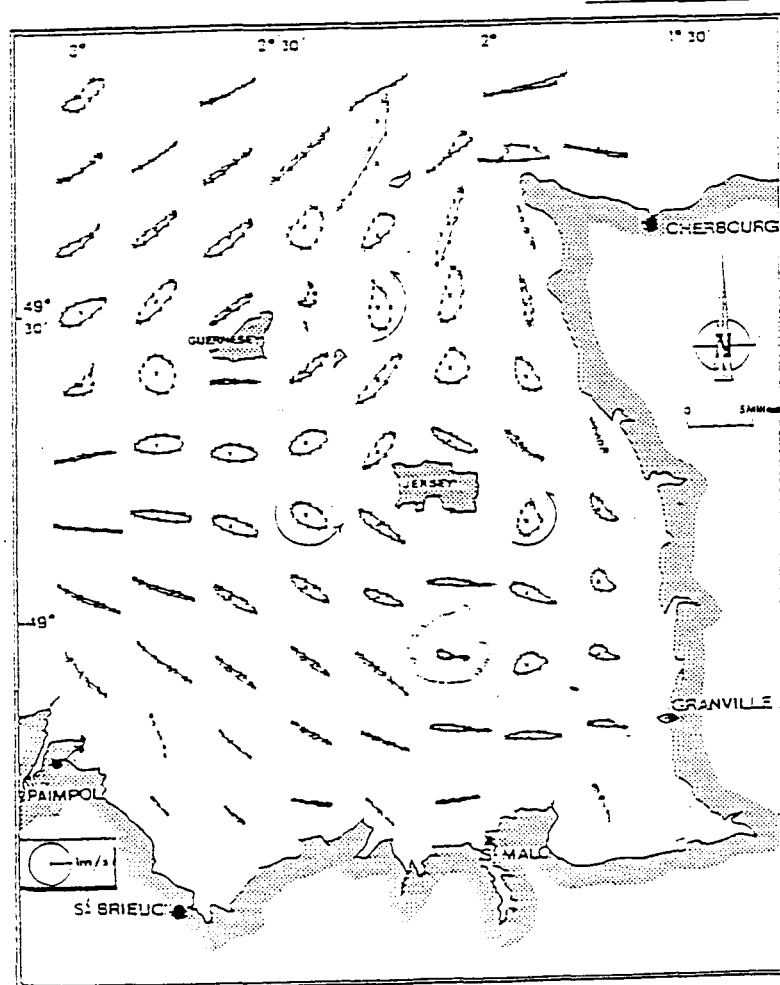


Figure III-36 : Simulation des roses de courant [Orbi, 1986], par vive eau

L'étude des courants eulériens (i.e. résultante vectorielle des vitesses au point fixe) [Orbi & Salomon, 1988] permet d'identifier des structures tourbillonnaires (Fig. III-37) bien individualisées et séparées par des zones de calmes où le courant résiduel est nul. Les tourbillons sont induits par les caps, les îles et les hauts fonds, conformément aux mécanismes décrits par Pingree & Maddock [1985a].

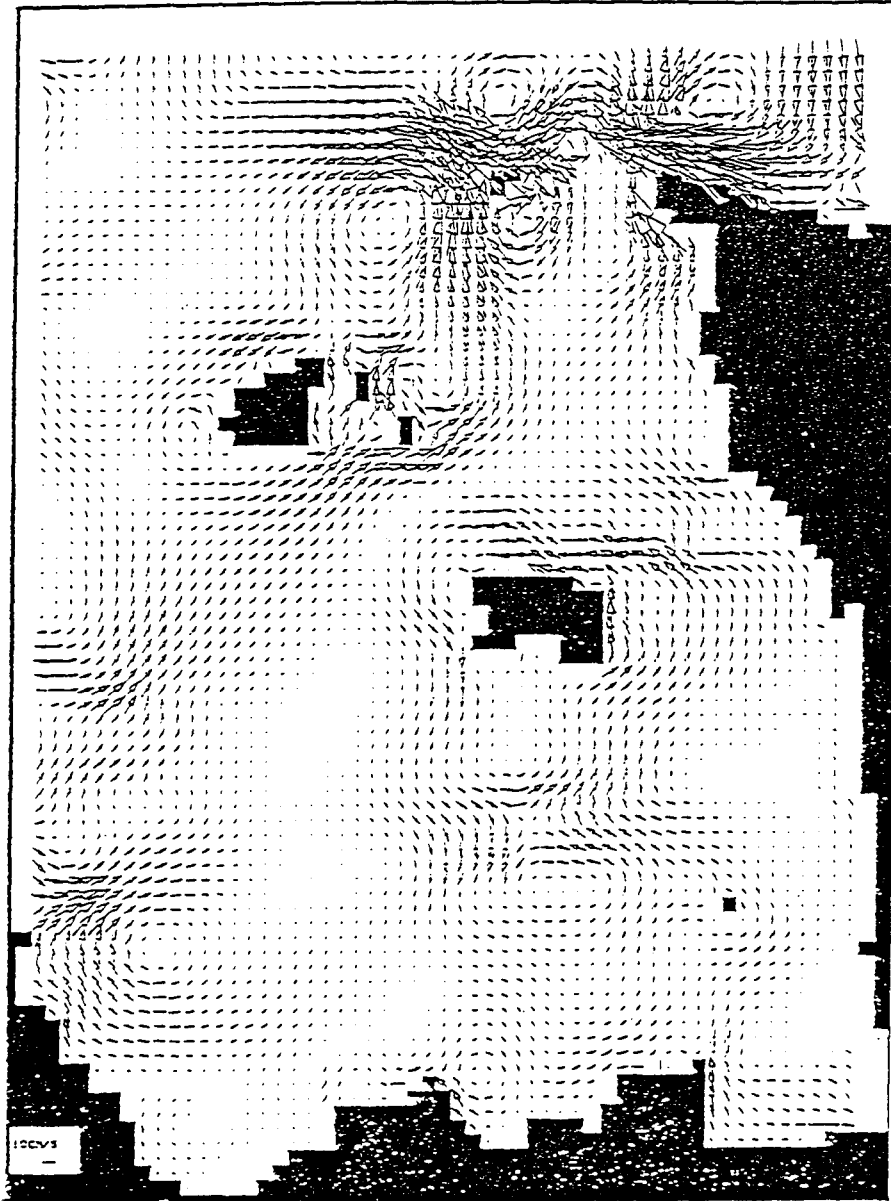


Figure III-37: Courants eulériens dans le golfe Normano-breton (i.e. résultante vectorielle des vitesses au point fixe) [Orbi & Salomon, 1988]

C'est le gradient de frottement qui joue le rôle le plus important dans la formation de vortex, ce qui explique que les structures tourbillonnaires les plus apparentes se situent près des côtes, des caps et des hauts fonds [Salomon & Breton, 1991]. En général, un cap se manifeste par deux tourbillons [Pingree & Maddock, 1985b]. C'est ce qui s'observe de part et d'autres de La Hague, de Fréhel, de Saint Malo (Fig. III-30). Une île ou un haut fond affectés par un courant alternatif peuvent être assimilés à deux caps accolés, ils peuvent donc être à l'origine d'une structure à quatre tourbillons.

Si le courant de marée est giratoire, par exemple dans le sens cyclonique, comme dans le cas de l'île de Sercq, la vorticité de sens cyclonique créée sur le pourtour de l'île se trouve rapprochée vers l'île dans les instants qui suivent sa génération, tandis que la vorticité de sens contraire se trouve écartée de l'île. Il en résulte, autour des îles, une prédominance de la vorticité résiduelle de même sens que la rotation des courants de marée [Pingree & Maddock, 1985a].

On note sur le modèle d'Orbi & Salomon [1988] (Fig. III-37) l'existence d'une cellule de convergence anti-horaire qui correspond à peu près à la position du banc de Sercq.

Avec l'aide de J. C. Salomon, nous avons utilisé le modèle de la Manche [Salomon & Breton, 1991] pour calculer les vitesses dans notre zone d'étude (Fig. III-38).

Ces calculs indiquent que le courant présente une forte variabilité pour superficie aussi restreinte (6x1,5 Km). Dans la moitié NE (1) du banc, le flot d'une valeur maximum de 0,45 m/s, est régulier tandis que le jusant qui atteint à peine 0,7 m/s est plus variable. Dans la partie SE (2) du banc, le courant de flot (max. = 0,92 m/s) est à peine supérieur au jusant (max. = 0,9 m/s). Dans la partie médiane du banc (3), le flot, de l'ordre de 0,9 m/s est inférieur au jusant qui atteint 1,15 m/s. Dans la partie NW (4) du banc, le flot dont le maximum atteint 0,75 m/s est nettement inférieur au jusant qui est de l'ordre de 1,15 m/s. Enfin dans la partie SW (5) du banc, le courant montre une faible asymétrie en faveur du jusant dont le maximum atteint 1,23 m/s pour un flot à cet endroit de 1,18 m/s. En résumé, le modèle indique que le jusant serait dominant, sauf dans la partie SE du banc.

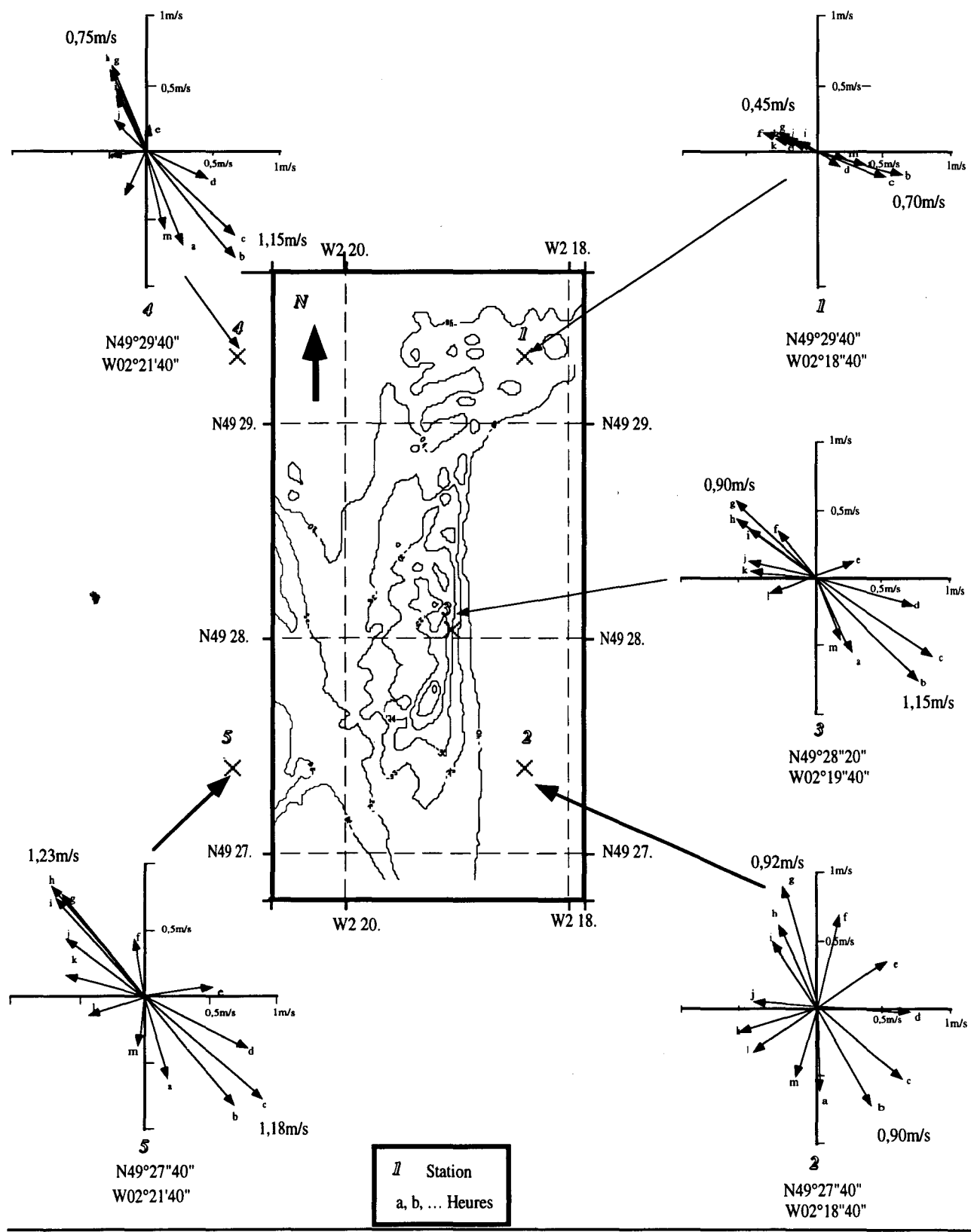


Figure III-38: Modèle de la répartition des courants au voisinage du banc de Sercq

A partir de ces mesures de courant, on a calculé les débits instantanés en utilisant la formule [Bagnold, 1941] modifiée par Gadd *et al.* [1978] :

$$Q = \beta(U - U_{cr})^3$$

U = vitesse instantanée (en cms^{-1})

U_{cr} = vitesse (en cms^{-1}) critique d'entraînement du sable par charriage,

β = coefficient de proportionnalité.

La valeur de U_{cr} pour sable moyen ($500 \mu\text{m}$) et pour un fond rugueux a été fixée à 21 cms^{-1} par Heathershaw [1981]. La valeur β , utilisée pour les calculs, est la valeur moyenne donnée par Gadd *et al.* [1978] : $1,77 \cdot 10^{-5} \text{ g.cms}^{-4}.\text{s}^2$.

En intégrant ces valeurs pour un cycles de marée, on obtient le transport résiduel pour un coefficient de 70 pour les différents points de la maille (Tab. III-2). Il est à noter que les valeurs données le sont par excès puisqu'on prend les vitesses moyennes sur une tranche d'eau.

Stations	Zone NE	Zone NW	Zone médiane	Zone SE	Zone SW
Q instantanée résiduel (kg/m/h)	1160	5310	6200	1800	1600
direction (°)	N110	N140	N140	N70	N135

Tableau III-2 : Intensité et orientation du transport résiduel autour du banc de Sercq (à partir des vitesses moyennes sur la tranche d'eau et pour un coefficient 70)

III-2-L'étude des transports résiduels à partir de l'analyse des formes

Les différentes figures sédimentaires identifiées à l'aide du sonar latéral peuvent être utilisées pour la détermination des directions et du sens des transports sableux.

Les rubans sableux indiquent les directions de transport tandis que les queues de comètes et l'asymétrie des dunes indiquent le sens du transit résiduel [Caston, 1972 ; Houbolt, 1968 ; Stride, 1963].

La mosaïque sonar (rubrique III-1) montre que l'orientation des petites et moyennes dunes évolue d'une trajectoire quasi parallèle à la crête de la dune sur le flanc raide vers une trajectoire quasi orthogonale au sommet du flanc doux. Cette géométrie traduit

l'existence de courants secondaires, au pied du flanc le plus déclive des grandes dunes,. Les obstacles à l'écoulement constitués par les grandes dunes provoquent des contre-courants qui compliquent singulièrement les mouvements des eaux. Ceci est observé même en surface, par faible profondeur, sous forme d'écume soulignant le relief.

La topographie peut modifier les écoulements dès que [Soulsby, 1983] :

$$\frac{Hh}{L^2} > 2.10^{-5} \quad (H \text{ et } L \text{ amplitude et longueur de la dune et } h \text{ la profondeur d'eau moyenne}).$$

Or à Sercq ce rapport est de l'ordre de $3,7 \cdot 10^{-3}$ et peut atteindre par endroit $8 \cdot 10^{-2}$. De ce fait, il est difficile d'utiliser les petites dunes pour déterminer l'orientation des transport résiduel à l'échelle du banc. Par contre, les grandes dunes ainsi que les rubans sableux et les queues de comètes fournissent une information suffisante.

La polarité des grandes dunes change selon la position par rapport à l'axe méridien du banc (fig. III-39).

- A l'Est du banc et au Nord, leur flanc "raide" est orienté vers le Nord-Ouest,
- Au Sud-Ouest du banc, il est orienté vers le Sud-Est,
- Sur la zone médiane, la plupart des dunes sont symétriques ($a/b=1$),

On remarque de plus qu'une même dune, dont la crête peut s'étendre de l'extrémité orientale à l'extrémité occidentale du banc, présente parfois une inversion de polarité, le passage entre les deux formes s'opérant par le relais d'une forme symétrique. C'est le cas par exemple de la dune 6. Le plus souvent, le passage d'une forme à l'autre s'opère cependant par le biais des petites dunes anastomosées.

La zone de symétrie du milieu du banc est une zone relativement étroite qui marque la transition entre les polarités opposées de chaque côté du banc et peut-être une accumulation importante de sédiments associée à un faible transport résiduel. Cette répartition traduit donc une inversion du transport sableux résiduel entre le flanc Est et le flanc Ouest du banc, et donc l'existence d'une circulation anti-horaire autour du banc.

Les structures longitudinales (rubans sableux, queues de comètes) rencontrées sur ce banc et à proximité, en plus de la polarité des dunes, confirment l'existence d'un courant dominant venant du Sud-Est dans la partie orientale du banc. Ce schéma général qui implique un courant dominant du Sud-Est, abordant donc le banc par son flanc le plus

déclive, va à l'encontre du modèle de migration des bancs généralement admis [Kenyon *et al.* , 1981]. En effet, si on se réfère à la carte de polarité des dunes, il s'avère que la zone dominée par le flot représente 80% de la surface du banc. Les dunes occupent un espace plus important dans la partie est, alors que dans la partie ouest la superficie est réduite mais la densité des structures est importante. Le fait que la polarité des grandes figures sédimentaires soit inverse à celle du banc va à l'encontre de l'hypothèse du courant dominant responsable de la géométrie dissymétrique d'un banc. Deux hypothèses peuvent être émises :

- Soit le flanc raide date d'une époque où les conditions hydrodynamiques étaient différentes de celles régnant aujourd'hui. Il est néanmoins difficile de prouver l'existence de conditions contraires ou du moins différentes de celles qui prévalent aujourd'hui sur le banc.
- Soit ce flanc raide est en réalité un flanc d'érosion plutôt qu'un flanc d'accrétion, hypothèse qui semble confirmée par l'analyse sismique (chapitre IV).

III-3-Comparaison des transports résiduels prédits et observés

La comparaison des transports prédits par le modèle numérique et des transports déduits de l'analyse de formes montre une contradiction importante (Fig. III-40). Alors que le modèle prédit un transport résiduel vers le Sud-Est ou le Nord-Est, les observations indiquent un transport résiduel vers le Nord, à l'exception de la partie Sud-Ouest du banc affectée par un transport vers le Sud-Est. Nous n'avons pas d'explication à cette différence, si ce n'est que la maille du modèle est très large et que la topographie du banc n'est pas prise en compte.

On notera également que, si l'on examine les courants résiduels et non plus les transports, la carte des courants résiduels eulériens d'Orbi & Salomon [1988] fait bien apparaître une circulation anti-horaire approximative à l'endroit du banc.

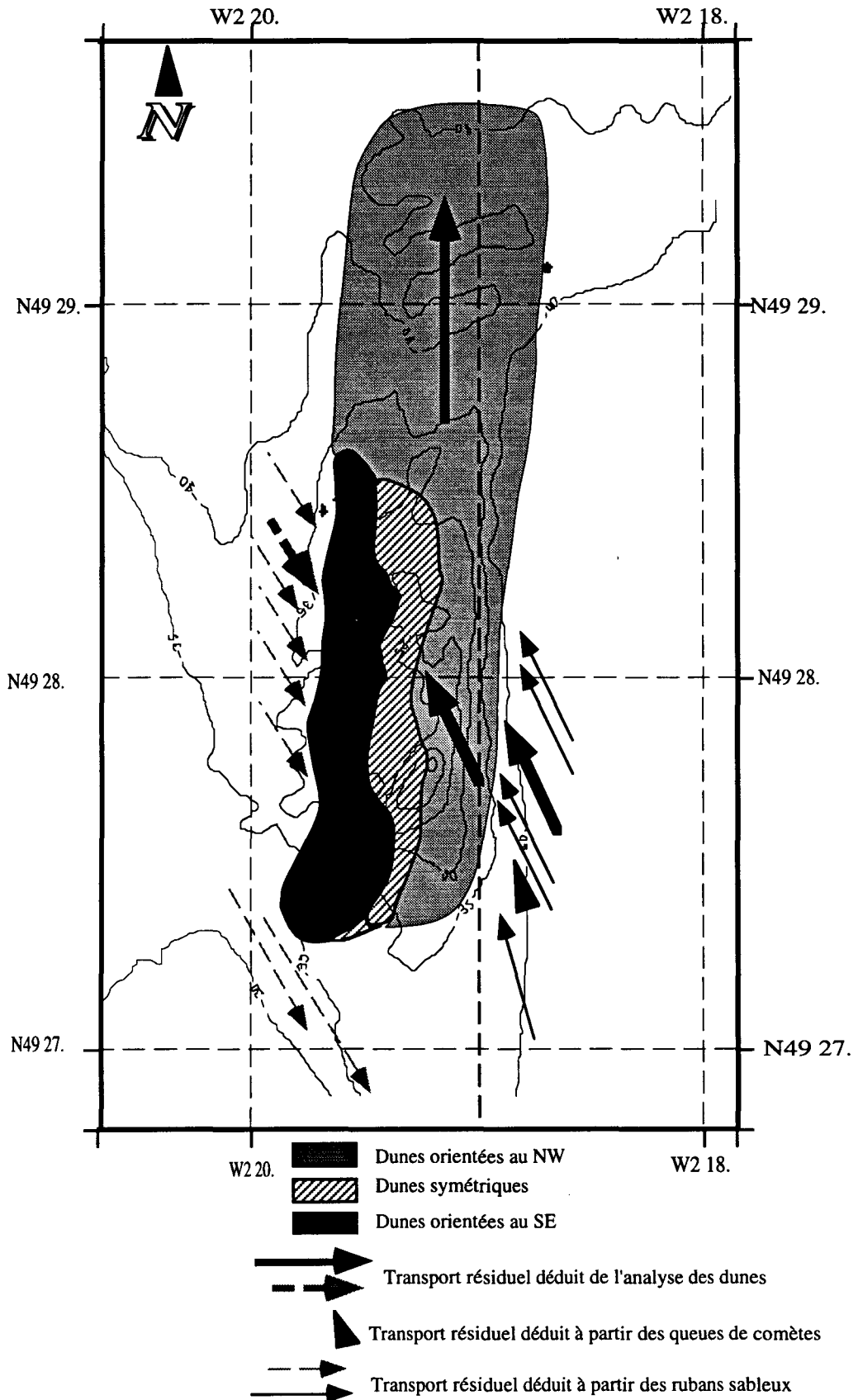


Figure III-39 : Sens des transports résiduels déduits de l'analyse des formes.

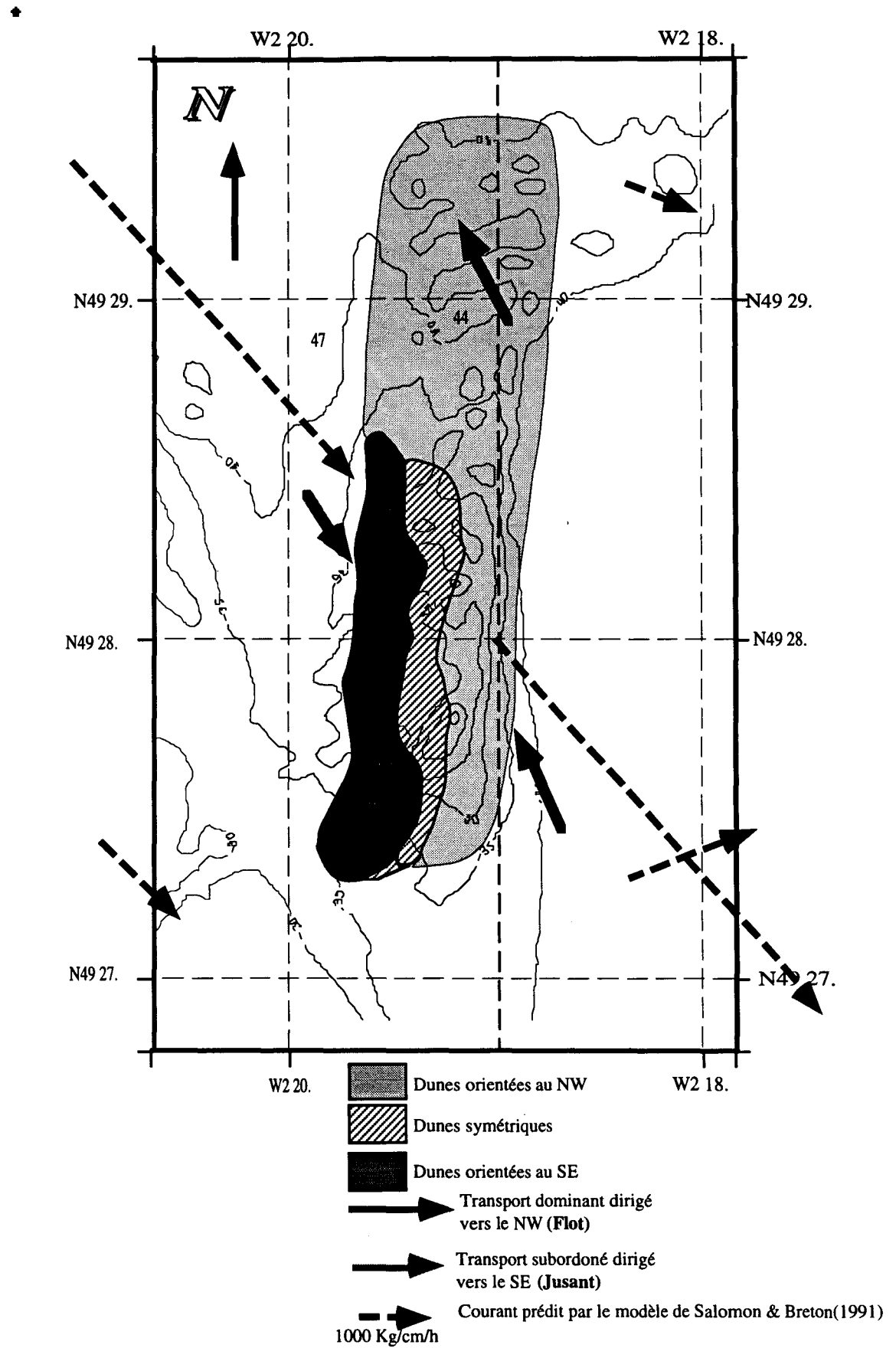


Figure III-40 : Comparaison entre les transports prédits et observés sur la zone de Sercq

III-4-Mobilité des structures

Compte tenu des incertitudes liées au positionnement des navires, souligné par Terwindt [1971], la migration des dunes est sujet à controverse depuis plusieurs dizaines d'années. S'il est bien admis que la crête de ces figures sédimentaires est mobile à court terme (courants de marée), le mouvement à long terme de ces corps sableux est toujours débattu. Cependant les études récentes de Berné *et al.* [1991 ; 1989a ; 1989b] confirment la relation entre l'asymétrie des dunes et leur sens de migration. Les vitesses de migration rapportées dans la littérature varient de 0 à 150 m par an (Tab. III-)

Lieu	vitesse m/an	source
Georges shoal, USA	103m/am	[Stewart & Jordan, 1964]
Banc de Warts, île de Man	37-73m/am	[Jones <i>et al.</i> , 1965]
Embouchure de la tamise, Mer du Nord	25m/an	[Langhorne, 1973]
Sangatte, Détroit du Pas-de-Calais	70m/an	[Berné <i>et al.</i> , 1989a]
Kwinte Bank, Mer du Nord	0m/an	[Lanckneus & DeMoor, 1990]
Middelkerke Bank, Mer du Nord	86m/an	[Trentesaux, 1993]

Tableau. III- : Exemples de vitesses de migration de dunes

Dans le cas de notre secteur, la comparaison des deux mosaïques de juillet 1987 et de juillet 1992 montre que, d'un point de vue morphologique, les caractéristiques géométriques des dunes sont les mêmes. Les deux images présentent la même superposition des deux familles de figures transverses au courant : les petites et les moyennes dunes disposées sur les grandes et très grandes dunes. Les différents paramètres morphologiques décrits au paragraphe I n'ont pratiquement pas changé en cinq ans. Ceci rejoint les observations de Lanckneus & De Moor [1990] sur le banc du Kwinte (Mer du Nord).

A l'Ouest du banc, les rubans qui étaient bien représentés sur la première mosaïque, sont moins nets sur la mosaïque de juillet 1992 mais indiquent la même direction de transit sédimentaire qu'il y a cinq ans. De plus, les queues de comètes repérées au SE du banc lors de la reconnaissance de juillet 87 ont totalement disparu sur l'image de

1992. Les petites différences constatées peuvent être dues à 1) l'incertitude du positionnement (jusqu'à 10m), 2) au fait que la plupart des dunes à Sercq sont sigmoïdes et que les profils ne passent pas exactement aux mêmes endroits lors des deux missions. En fait, les mouvements se limitent à un émoûssé des crêtes des dunes (Fig. III-41). L'existence d'une cellule de convergence dans le sens anti-horaire autour du banc de Sercq semble le maintenir en équilibre. Les apports sédimentaires étant faibles, voire même nuls (zone en déficit sédimentaire), rien ne rompt cet équilibre, le même sable tourne indéfiniment et est remanié plusieurs fois. Ceci rejoint l'idée de piège sédimentaire proposée par Larsson & Walker [1982].

III-5-Synthèse des résultats et comparaison avec les modèles conceptuels.

Le schéma de circulation des sédiments autour du banc de Sercq indique une rotation anti-horaire à l'inverse de ce qu'a pu démontrer Trentesaux [1993] sur le banc de Middelkerke où la circulation est dans le sens horaire. Il s'agit aussi d'une situation tout à fait différente de celle observée sur les bancs sableux du Pas-de-Calais (Manche orientale) tels que la Bassure de Baas et le Battur [Clabaut, 1988 ; Dewez, 1988]. Les polarités des grandes dunes qui façonnent ces bancs sont toutes orientées vers le Nord. Leur stabilité implique que le départ de sédiments vers le Nord soit compensé par un apport équivalent provenant du Sud.

La circulation déduite des polarités des dunes de Sercq indique que les transits sédimentaires sur le flanc oriental du banc s'effectuent du SE vers le NW, et du NW vers le SE sur la partie Sud du flanc occidental. La convergence des transits sableux vers le sommet du banc, évoquée notamment par Houbolt [1968] et Caston & Stride [1970] est matérialisée par le changement d'orientation des dunes.

La complexité de la circulation des flux sédimentaires à l'échelle d'un banc a inspiré aux auteurs divers modèles conceptuels et les mécanismes invoqués pour expliquer la présence des dunes à polarité opposée sur chaque flanc des bancs ont évolué au cours du temps.

-Caston & Stride [1970] et Caston [1972] ont été les premiers à observer des dunes à polarité opposée de part et d'autre de la crête des bancs sableux linéaires du groupe de

Norfolk (Mer du Nord). Ils ont observé une variation progressive de l'orientation des structures transverses à l'approche du sommet des bancs. Les transits sédimentaires qui ont lieu par-dessus la crête du banc seraient responsables de l'asymétrie du banc.

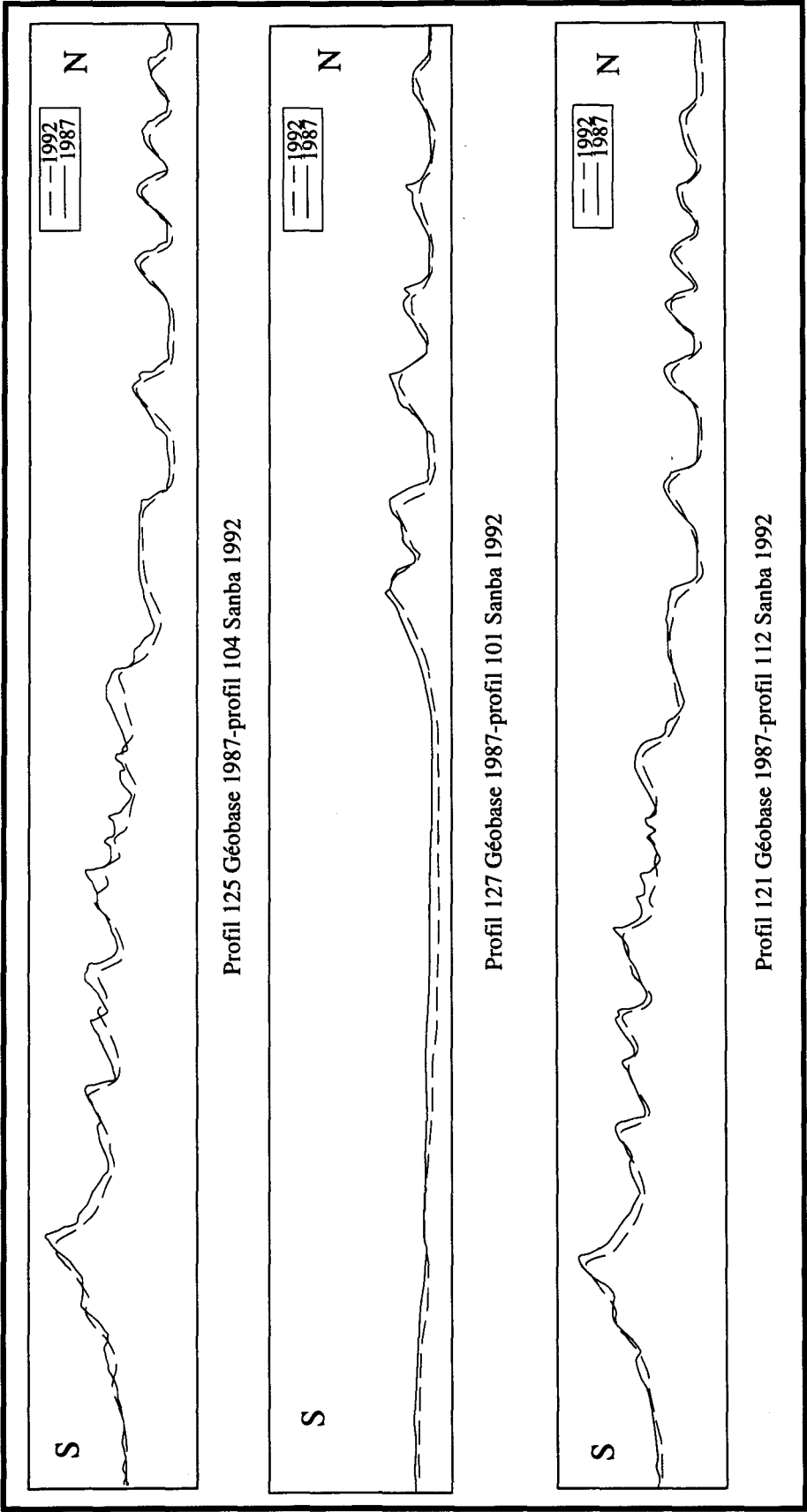


Figure III- 38: Comparaison de profils bathymétriques de deux missions réalisées à 5 ans d'intervalle

-Jones *et al.* [1965] signalent que chacun des deux côtés du banc de Warts Bank (Ile de Man) est affecté préférentiellement soit par le flot, soit par le jusant. Ces courants dominants sont obliques par rapport à l'axe du banc, ce qui est confirmé par l'orientation des dunes situées de part et d'autre de la crête.

Ces auteurs proposent un schéma impliquant un affrontement des courants sur la crête du banc, zone correspondant à un transport résiduel nul mais aussi à une accumulation maximale. Le banc subit ainsi une croissance verticale et un développement longitudinal parallèlement à la direction du grand axe de l'ellipse de marée. Des faits analogues ont été observés au niveau du Great Bank (Guernesey) où le courant dominant fait un angle de 20° avec l'axe du banc [Hommeril, 1971].

- Houbolt [1968] présente un modèle plus élaboré à la suite d'une étude sur les bancs linéaires de la Mer du Nord, mettant en jeu un phénomène de transport hélicoïdal autour du banc. Lors de la marée dominante, le sable est transporté obliquement le long du flanc doux et vient se déposer sur le flanc le plus déclive. Au cours du cycle subordonné, les grains sont repris et entraînés parallèlement à la crête, longeant la face abrupte du banc avant d'aller tourner autour d'une des extrémités pour se redéposer sur le flanc doux.

L'angle que fait la crête du banc de Sercq avec le courant dominant est d'environ 10° dans le sens horaire. Pour McCave [1979] ; Kenyon *et al.* [1981] et Caston [1981], le décalage entre le banc et les courants de marée les plus intenses s'effectue dans un sens anti-horaire pour la plupart des bancs et fait un angle entre 0 et 20° . Du fait de cette obliquité, chacun des deux flancs du banc est soumis préférentiellement à l'une des composantes des courants de marée. L'inégalité entre le flot et le jusant déterminerait l'asymétrie du banc. C'est à partir de ce processus d'obliquité des bancs par rapport au courant le plus intense qu'a été défini le modèle de circulation de Kenyon *et al.* [1981] (Fig. III-42).

Le banc de Sercq correspondrait au modèle "horaire" (B) de Kenyon *et al.* [1981] (Fig. III-43), à la différence importante près que le flanc "raide" est situé à l'opposé de la prédiction de Kenyon *et al.* [1981].

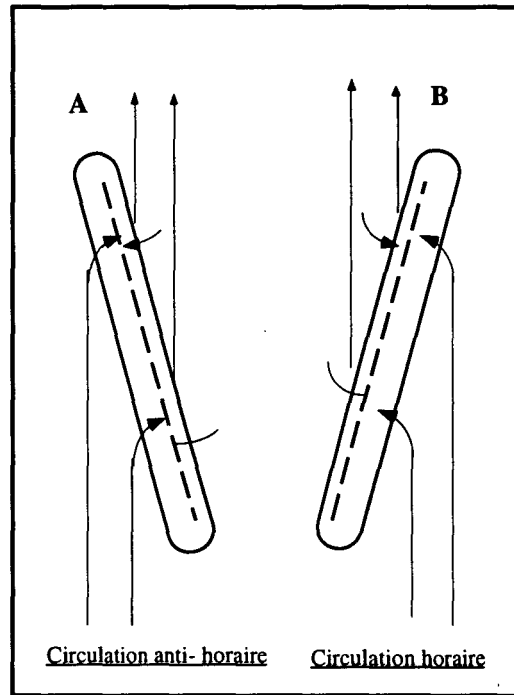


Figure III- 42: modèle de migration d'un banc sableux en fonction de l'angle entre le courant tidal principal et la crête du banc. D'après Kenyon *et al.* [1981]

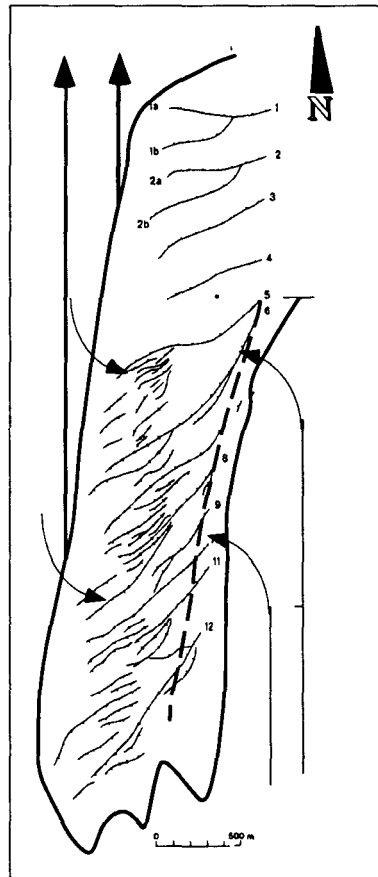


Figure III- 43 : Schéma indiquant la migration d'un banc sableux de Sercq en fonction de l'angle entre le courant tidal principal et la crête du banc

III-5- Conclusions

Le secteur étudié est soumis à un régime hydrodynamique intense, la marée y est semi-diurne de type macrotidal, le marnage atteignant 8 m en vive-eau moyenne.

Les courants de marée associés sont essentiellement alternatifs : le flot est dirigé N340 et le jusant, plus dispersé, est caractérisé par des valeurs autour d'une direction moyenne de N165. Le flot présente une faible asymétrie et atteint 1,5 m/s alors que le jusant est de l'ordre de 1,4 m/s. Il existe un écart angulaire entre les courants les plus forts et l'axe du banc. La valeur est de 10° et s'accorde bien avec les travaux de Hommeril [1971] ; McCave [1979] ; Kenyon *et al.* [1981] ; Caston [1981], mais la disposition du flanc "raide" du banc est inverse de celle prédite par le modèle conceptuel de Kenyon *et al.* [1981]. Le côté oriental du banc est sous l'influence du flot et le côté occidental du banc est dominé par le jusant. Cela indique l'existence d'une cellule de convergence qui maintient le banc en place. Ce schéma d'ensemble est confirmé par le modèle qui montre une circulation anti-horaire (courant résiduel eulérien) au niveau du banc. Une migration des figures sédimentaires n'est pas mise en évidence sur la zone.

STRUCTURE INTERNE

CHAPITRE IV : STRUCTURE INTERNE

INTRODUCTION

La structure interne des corps sédimentaires du plateau continental a fait l'objet de nombreuses spéculations et modèles conceptuels par analogie avec le domaine intertidal ou par comparaison avec les structures fossiles. En effet, très peu de données sismiques ou sédimentologiques étaient disponibles dans la littérature jusqu'à ces dernières années. Ainsi, le premier article traitant de la structure interne d'un banc est celui de Houbolt [1968]. Grâce au développement d'outils géophysiques de très haute résolution, notamment à l'Ifremer, des progrès substantiels ont été fait ces dernières années. Le banc de Sercq et celui du Middelkerke [Trentesaux, 1993] sont en fait les premiers bancs sableux à livrer de manière détaillée leur structure interne.

La compréhension des conditions de formation du banc de Sercq passe par la connaissance de sa géométrie, de sa structure interne et de la nature du sédiment qui le constitue.

Dans ce but, deux techniques complémentaires ont été utilisées :

- la sismique haute et très haute résolution qui permet de visualiser l'architecture interne en définissant des faciès, des unités et des séquences sismiques à l'échelle métrique .

- le carottage qui permet de valider l'interprétation sismique, d'interpréter les structures sédimentaires en termes de conditions environnementales de mise en place et éventuellement de dater les unités, donc les périodes de mise en place.

La première partie de ce chapitre est consacrée à l'étude de la structure interne par le biais de la sismique haute et très haute résolution. La nature lithologique des dépôts est

détaillée dans la seconde partie à partir de l'étude des carottes. Une synthèse de ces deux approches est proposée dans la troisième partie, à partir de laquelle une tentative de reconstitution des étapes de formation du banc est proposée.

I- RÉSULTATS DE LA SISMIQUE RÉFLEXION

I-1- Rappel sur les principes de la stratigraphie sismique

Le principe de la sismique réflexion est d'utiliser les ondes acoustiques, qui se propagent dans le sous-sol et se réfléchissent sur des discontinuités dues à une différence d'impédance acoustique entre deux terrains de nature différente (changement de type de dépôt ou événement marqué tel que lacune de sédimentation, etc.). D'un point de vue physique, ce sont la vitesse v de propagation des ondes acoustiques dans une série, et la densité d de celle-ci qui vont caractériser l'impédance acoustique ρ selon la relation $\rho = v.d$. Les discontinuités sismiques peuvent montrer différents contacts angulaires sous la forme de terminaisons en "onlap", "troncature", "toplap" et "downlap" (Fig. IV-1).

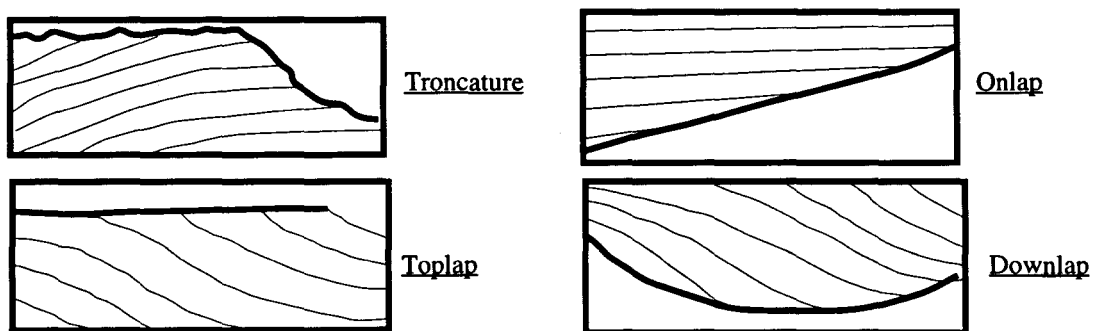


Figure IV-1: Relations entre les réflecteurs et les limites des séquences de dépôts.

L'examen précis de ces terminaisons donne une indication sur les mécanismes de formation de "l'unité sismique" qui est définie comme "un ensemble de réflexions concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions" [Mitchum *et al.* , 1977]. Par ailleurs, l'analyse faciologique des profils sismiques permet d'interpréter une unité sismique en termes d'environnement, d'énergie de dépôt et de lithologie. Il existe en effet une relation intime entre l'énergie du transport et les réflexions sur chaque couche de sédiment.

Rappelons que deux types de sources sismiques, caractérisé chacun par une résolution et une pénétration différentes, ont été utilisés sur le banc de Sercq : l'étinceleur ou sparkler donnant l'architecture générale du banc et le sondeur de sédiment de fréquence 2,5 Khz révélant le détail des structures internes dans la partie superficielle du banc.

I-2- Typologie des réflecteurs : architecture générale

La structure sismique du banc de Sercq est extrêmement complexe. L'analyse des discontinuités fait apparaître une hiérarchie dans les réflecteurs que l'on classera en trois principaux types (Fig. IV-2) :

I-2-1- Discontinuités de premier ordre

Les discontinuités d'ordre 1 sont des réflecteurs sub-horizontaux à très fort contraste sismique et dont l'extension latérale est importante. Elles sont corrélables d'un profil à l'autre (espacement des profils : 50 m) et délimitent des unités à faciès sismique très différent. Quatre discontinuités, dont la description est donnée ci-dessous, ont été ainsi définies :

a- la discontinuité de base

Elle correspond au réflecteur plus ou moins horizontal le plus marqué et qui souligne la base du banc. Sa forte amplitude suggère un fort contraste d'impédance. On constate en effet à la périphérie du banc, là où l'unité inférieure affleure, qu'elle correspond aux sédiments très grossiers (cailloutis, graviers...) à l'origine du faciès sonar sombre. Cette discontinuité majeure marque le passage entre deux ensembles lithologiquement et chronologiquement différents : le substratum paléozoïque de nature cristalline d'âge siluro-dévonien surmonté par une couverture meuble de nature sableuse. Plus précisément, cette limite correspond au toit de dépôts grossiers (galets et graviers) dont l'âge est indéfini puisqu'il s'agit de la remobilisation anté-holocène d'un matériel "palimpseste" [Auffret, 1982]. On qualifiera cette discontinuité majeure de "semelle" des dépôts sableux. L'observation de la coupe sismique (Fig. IV-3) montre que le banc sableux repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque avec un

Coupe sismique longitudinale du Banc de Sercq

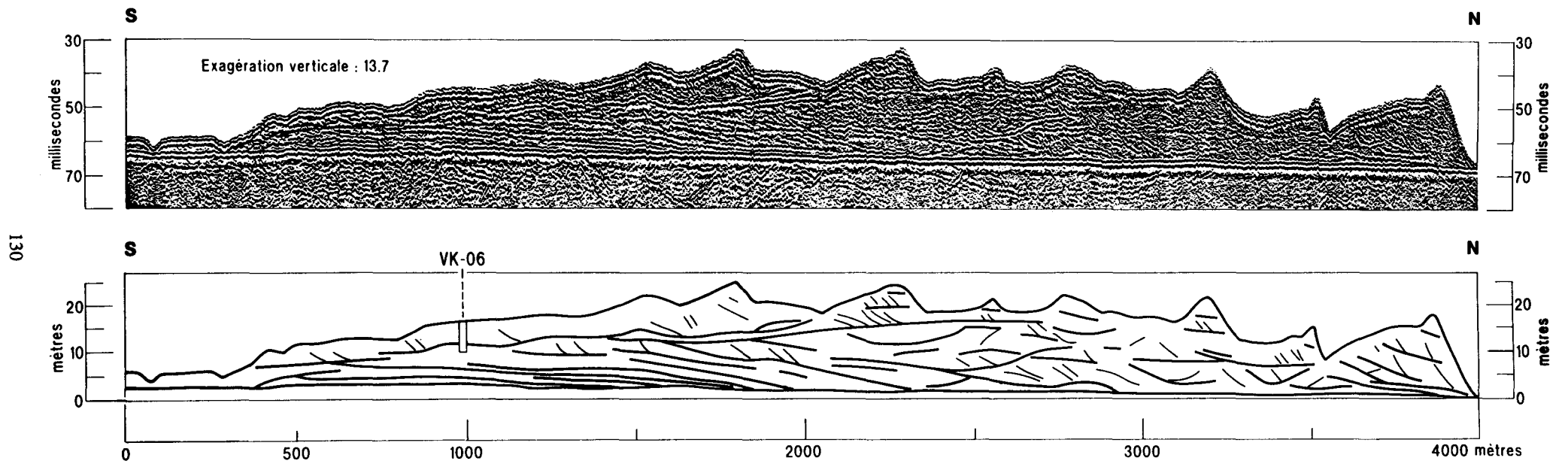


Figure IV-2: Coupe sismique longitudinale du banc de Sercq.
 les discontinuités de premier ordre sont en gras, les réflecteurs de deuxième ordre sont fins .

pendage vers l'Est. Sa profondeur moyenne est de l'ordre de -45 à -50 m. Le substratum paléozoïque est nommé **U1** (unité 1).

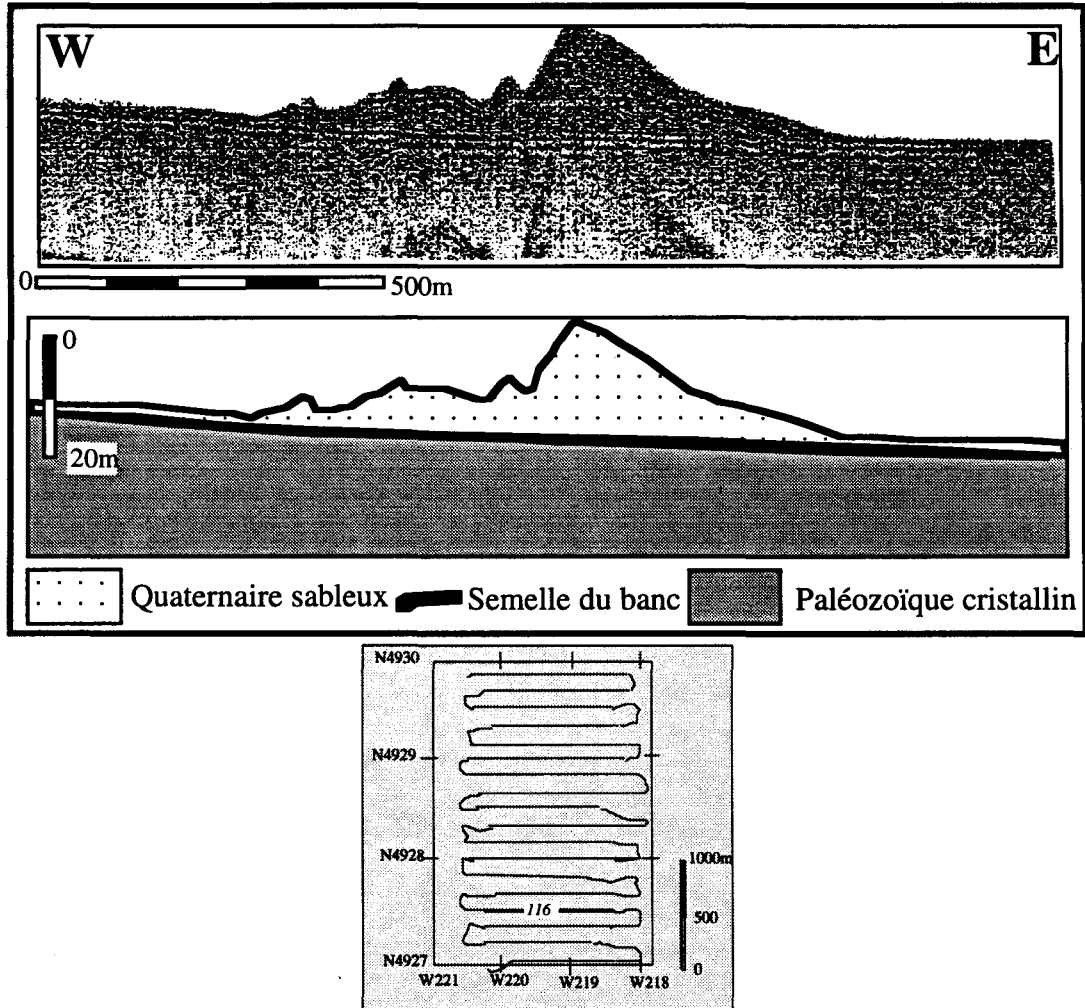


Figure IV-3: La Discontinuité de base (Profil 116, Sparker, Mission Sanba 1992).

La semelle du banc montre un faciès à fort contraste sismique, elle représente le passage entre deux ensembles lithologiquement distincts. Noter la pente de la semelle du banc vers l'Est.

b- Les trois discontinuités intra-quaternaires

Au-dessus de la discontinuité de premier ordre représentant la base du Quaternaire sableux on distingue, au sein du banc, trois autres discontinuités majeures. Elles ont une grande extension et représentent les cicatrices successives laissées par des événements importants marquant l'évolution du banc pendant le Quaternaire dont l'origine sera discutée ultérieurement. Ces discontinuités séparent les unités sismiques **U1**, **U2**, **U3**, **U4**. Pour plus de commodité, on utilisera la nomenclature "**U_b**" (abréviation de "base

de l'unité") pour identifier ces discontinuités qui seront nommées, par ordre chronologique, U_{2b} , U_{3b} , U_{4b} .

* Le réflecteur U_{2b} correspond au toit du Paléozoïque et à la base du Quaternaire, c'est-à-dire à la discontinuité anté-quaternaire décrite ci-dessus.

* le réflecteur U_{3b} , qui correspond à la transition toit de l'unité U_2 / base de l'unité U_3 , est cantonné au Sud du banc et parfois sous quelques dunes isolées. Cette discontinuité, qui se confond localement avec la discontinuité U_{2b} , montre une forte réflectivité et une allure érosive.

* Le réflecteur U_{4b} visible au niveau de tout le banc, représente la base d'une unité contenant des réflecteurs internes d'allure sigmoïde. Il se confond souvent avec la semelle des dunes actuelles. Ce réflecteur, qui recoupe la discontinuité U_{3b} à l'extrémité sud du banc, a été carotté (Cf. Ce chapitre, paragraphe III).

I-2-2- Discontinuités de deuxième ordre

Ces réflecteurs sont difficiles à suivre d'un profil sismique à l'autre et ont une extension limitée. Ils sont obliques à horizontaux (Fig. IV-4), avec un sens de pendage identique à celui du flanc raide des dunes et présentent parfois des contacts angulaires en "onlap", "toplap" ou "downlap" avec les discontinuités d'ordre 1. Ils délimitent des faisceaux à l'intérieur desquels des réflecteurs plus fins, souvent sigmoïdes, apparaissent en lits frontaux caractéristiques des dunes tidales. Ces réflecteurs fins correspondent à la résolution maximale obtenue avec le système utilisé (source 2,5 Khz). Au-delà, seules les données de carottage permettent d'accéder à la structure fine du banc.

I-2-3- Discontinuités de troisième ordre

Ce sont des réflecteurs sub-horizontaux, à signature sismique très forte, observables dans la partie sommitale des dunes (Fig. IV-4). Ils correspondent à des niveaux érosifs recoupant les réflecteurs internes sous jacents (discontinuités d'ordre 2).

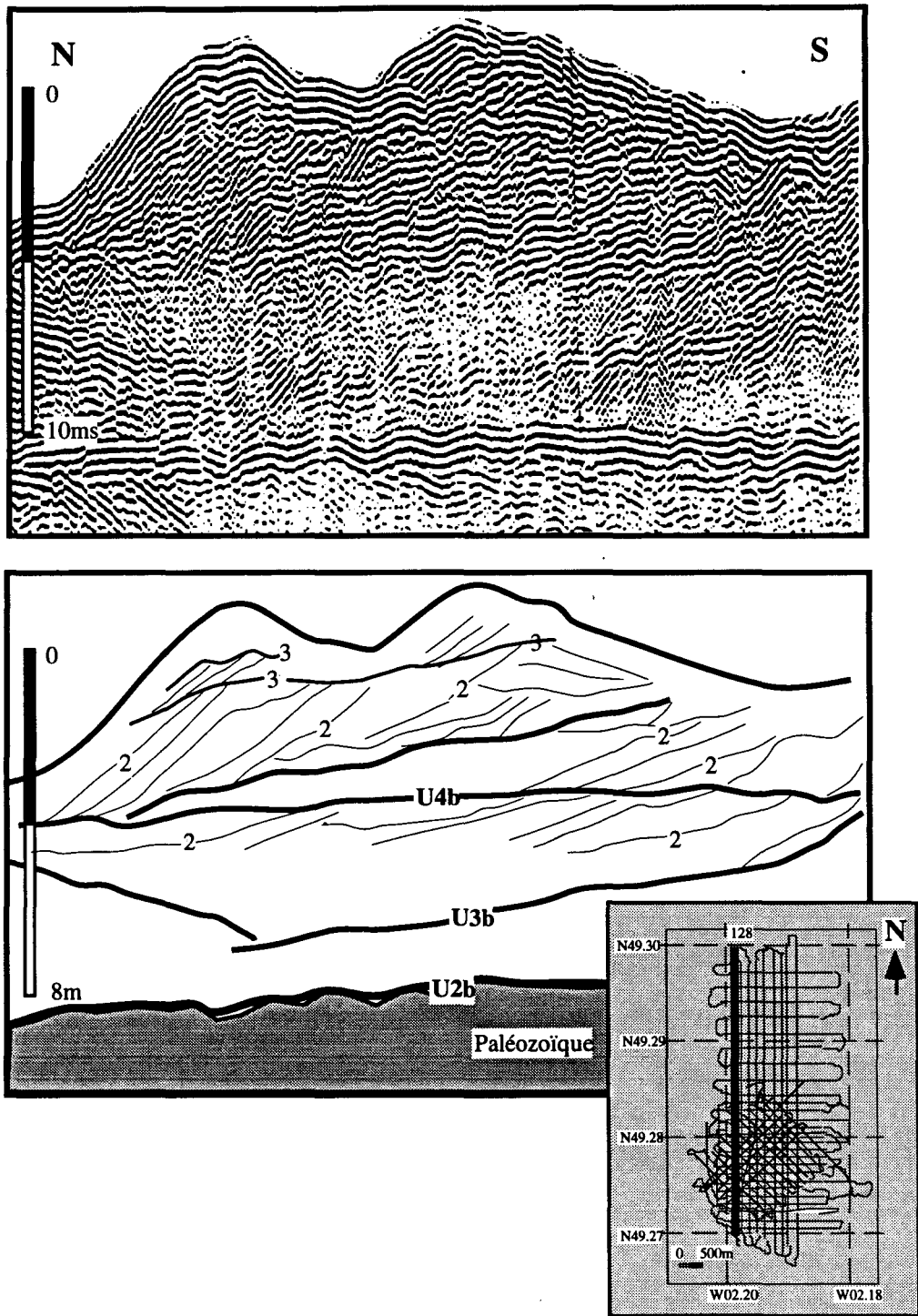


Figure IV-4: Réflecteurs internes et leurs relations avec les autres discontinuités.

L'échelle verticale (ms) est en temps double. Extrait du profil N°128 (sondeur de sédiment), mission Géobase 87. 1 : réflecteurs de premier ordre, 2 : réflecteurs de second ordre. 3 : réflecteurs de troisième ordre.

La géométrie des contacts entre discontinuités majeures d'ordre 1 et celles d'ordre 2 nous permet de proposer l'interprétation suivante :

* Des réflecteurs internes d'ordre 2 présentant des terminaisons en toplap et en downlap indiquent une direction de progradation de l'unité sismique dans le même sens que celui de la pente. Le sable serait amené jusqu'à la crête par l'intermédiaire de petites et moyennes dunes (mégarides) et glisserait sur le flanc "raide" créant ainsi la structure litée. Dans le cas précis de terminaison en "downlap", les variations décelables de la valeur des pendages du litage, de l'incurvations des laminations et de leur angle de rattachement basal témoignent de nombreuses fluctuations des conditions de dépôts.

Deux cas de figures peuvent se présenter (Fig. IV-5) :

- Un contact tangentiel du réflecteur interne avec la discontinuité sous-jacente indique que le déplacement du sable se fait sur une grande distance vers l'aval et donc que le processus de gravité a été renforcé par un courant de haute énergie, permettant une part de transport en suspension [Allen, 1980 ; Jopling, 1967].
- En revanche, un contact angulaire d'un réflecteur oblique avec la discontinuité sous-jacente traduit une énergie de transport plus faible ayant moins d'influence sur la chute et le glissement des grains sur la pente.

Par endroits, à la base des dunes, le litage observé indique une direction de transport opposée à celle qui est à l'origine de la structure développée. Cette inversion pourrait être la preuve d'un changement de direction du courant dominant (liée par exemple à une déviation par les reliefs des dunes) ou l'enregistrement local du courant subordonné.

Si l'origine des discontinuités d'ordre 2 est manifestement liée à un processus autocylique (migration de corps sédimentaires), qu'en est-il de l'origine des discontinuités d'ordre 1 ? Sont-elles liées à des événements paroxysmaux de forte amplitude (tempêtes) ou constituent-elles les cicatrices de plusieurs phases de construction durant le Quaternaire, en relation avec des variations du niveau marin ?

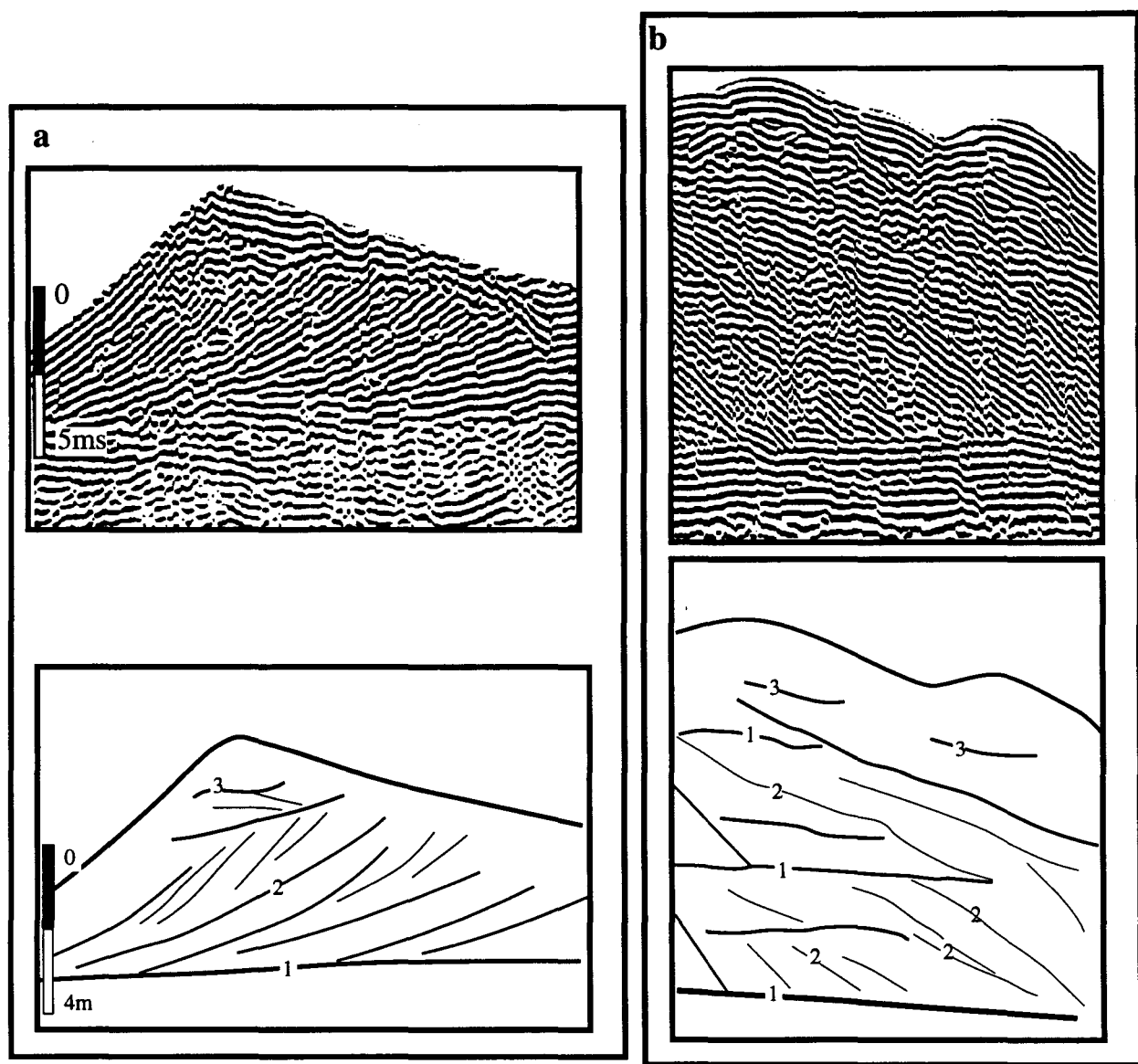


Figure IV-5: a-Réfecteurs internes avec raccord tangentiel
b-Réfecteurs internes avec raccord anguleux.
 Échelle verticale (ms) en temps double

I-3- Organisation détaillée des unités sismiques : Apports de la sismique haute résolution

Le banc de Sercq se subdivise en 4 unités sismiques (Fig. IV-6).

La première unité sismique U1 est limitée au sommet par la discontinuité U_{2b} . Elle est caractérisée par un faciès sismique sourd avec peu ou pas de réflecteurs internes. Elle correspond aux roches cristallines d'âge siluro-dévonien. Il s'agit de gneiss et de phyllades de même nature que le "bedrock" constituant l'île de Sercq (Fig. IV-7).

Quelques incisions apparaissent sous la forme de dépressions peu profondes. Ces entailles, d'extension très limitée ne se rencontrent que sous les dunes isolées de la partie Nord.

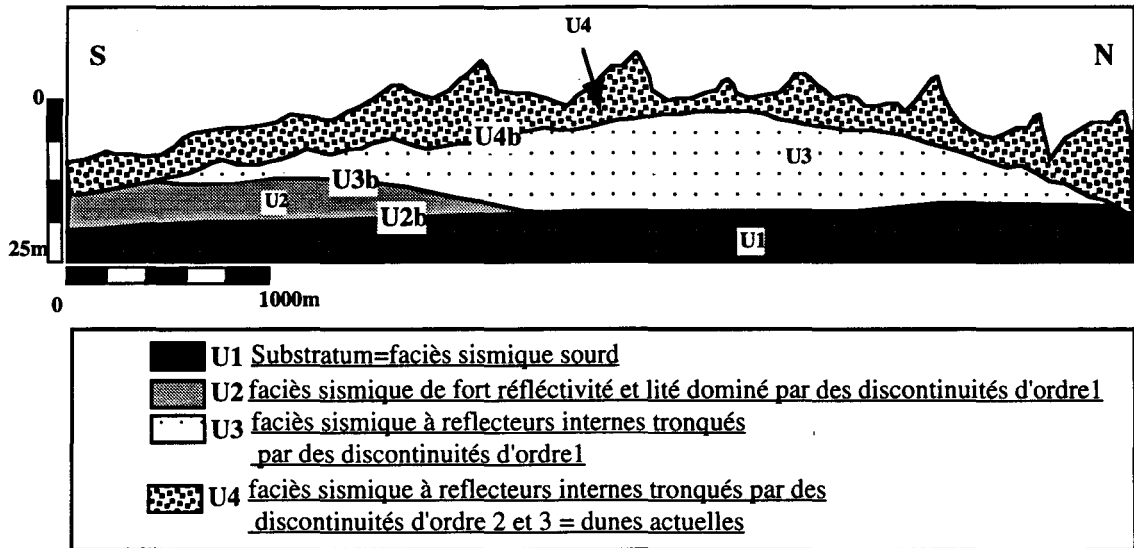


Figure IV-6 : Superposition des unités sismiques du banc de Sercq.
(interprétation du profil 102, Sparker, Mission Sanba 1992)

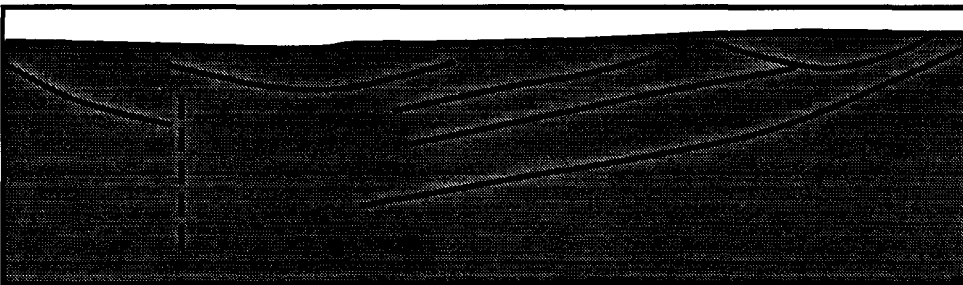
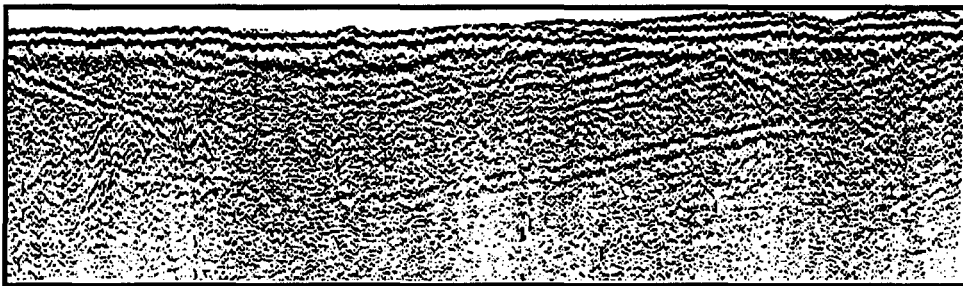


Figure IV-7 : Faciès sismique de l'unité U1 (substratum) montrant des incisions anté-quaternaires.
Extrait du profil sparker 104 ; mission "Sanba 1992".

L'unité sismique U2 est caractérisée par des réflecteurs internes puissants et continus (Fig. V-8). Ce faciès sismique, bien lité, est différent des faciès de sables tidaux qui caractérisent les bancs "offshore" [Houbolt, 1968 ; Trentesaux, 1993]. Cette

unité est limitée à la base par le substratum et à son sommet par la discontinuité U_{3b} nettement érosive sur les réflecteurs internes. Son épaisseur moyenne est d'environ 7 m et son extension est limitée au Sud du banc (Fig. IV-9).

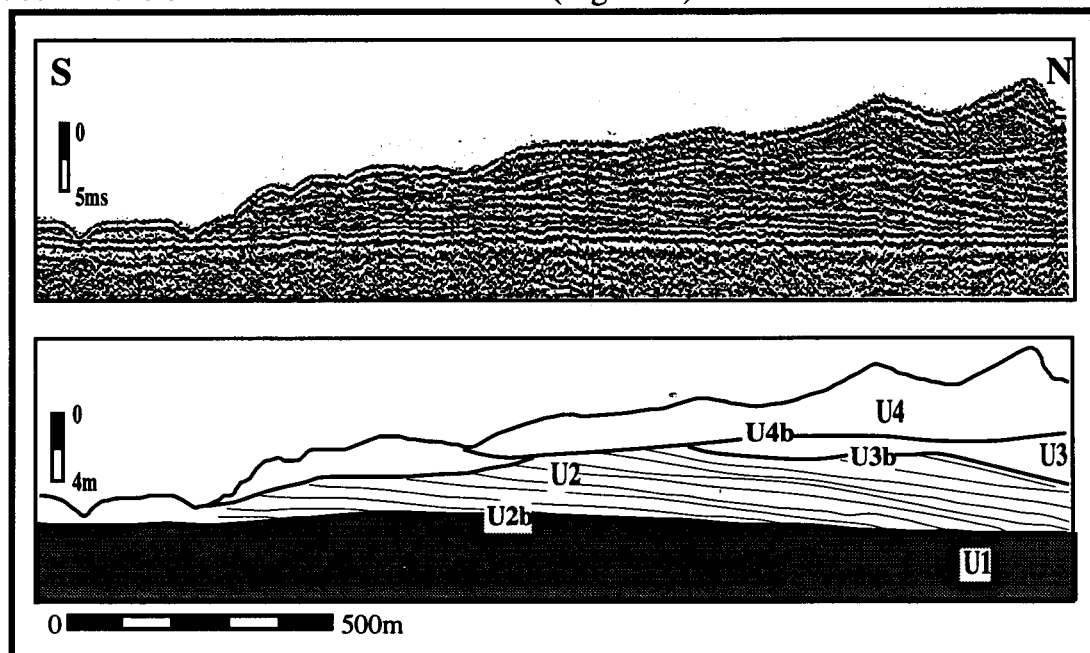


Figure IV-8 : Faciès sismique de l'unité U2 extrait du profil N°102 : Sparker, Mission Sanba 92

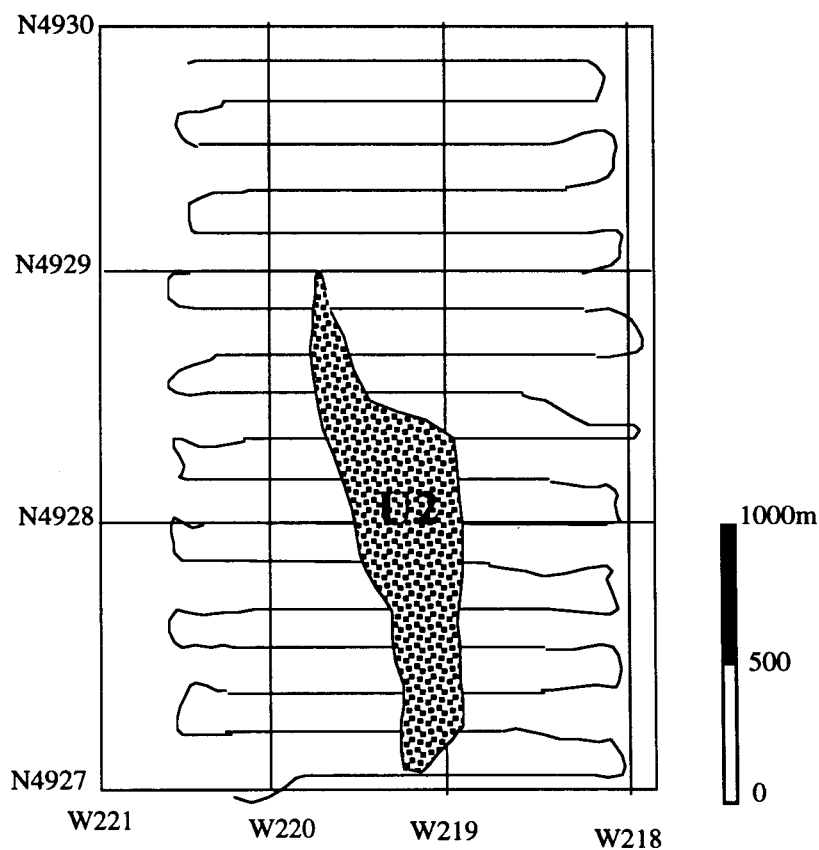


Figure IV-9 : Extension de l'unité U2

L'unité sismique U3 montre un faciès sismique plus chaotique comprenant également des réflecteurs internes. Limitée à sa base par la discontinuité U_{2b} et par endroit U_{3b} , puis à son sommet par la discontinuité U_{4b} , l'unité U3 semble constituée d'un empilement de "sets" formés par la progradation de dunes. Son épaisseur moyenne est de 10 m, et peut atteindre 15 m au centre du banc. Elle est présente sur tout le banc.

L'unité sismique U4 constitue l'unité supérieure du banc. Elle est présente partout et son sommet correspond à la surface actuelle du banc. Son épaisseur, qui peut atteindre 16 m au Sud du banc où la profondeur d'eau varie de -35 à -12 m, est en moyenne de 5 m. Elle est formée d'une couverture de dunes non écrêtées, en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. De nombreux réflecteurs internes y sont présents en "downlap" sur la discontinuité U_{4b} . Au sommet des dunes, des réflecteurs d'ordre 3 tronquent les réflecteurs sous-jacents. Cette unité est marquée par des phénomènes de chevauchement à angle positif [Rubin, 1987]. Ce processus correspond à un stade de construction des dunes où la progradation s'accompagne d'aggradation, ce qui traduit une quantité de sédiment disponible importante. Ce phénomène est à l'origine de la morphologie particulière des dunes composites au centre du banc, là où le sable est plus abondant.

I-4- Détail de l'architecture du banc par la sismique très haute résolution (THR).

La sismique très haute résolution permet de parfaire les observations des dix premiers mètres de la structure étudiée en précisant les détails des structures sédimentaires et la relation des réflecteurs internes avec les discontinuités majeures (Fig. IV-10). Considérons d'abord les unités sismiques du banc puis celles des dunes isolées situées au Nord du banc.

Dans le banc, l'observation des profils de sismique THR montre que les discontinuités d'ordre 1 (Fig. IV-11) repérées dans les profils de sismique HR délimitent des unités sismiques constituées d'un empilement de "sets" de lits obliques.

Le substratum U1 n'est pas visible sur les profils très haute résolution du fait de la faible pénétration des ondes acoustiques.

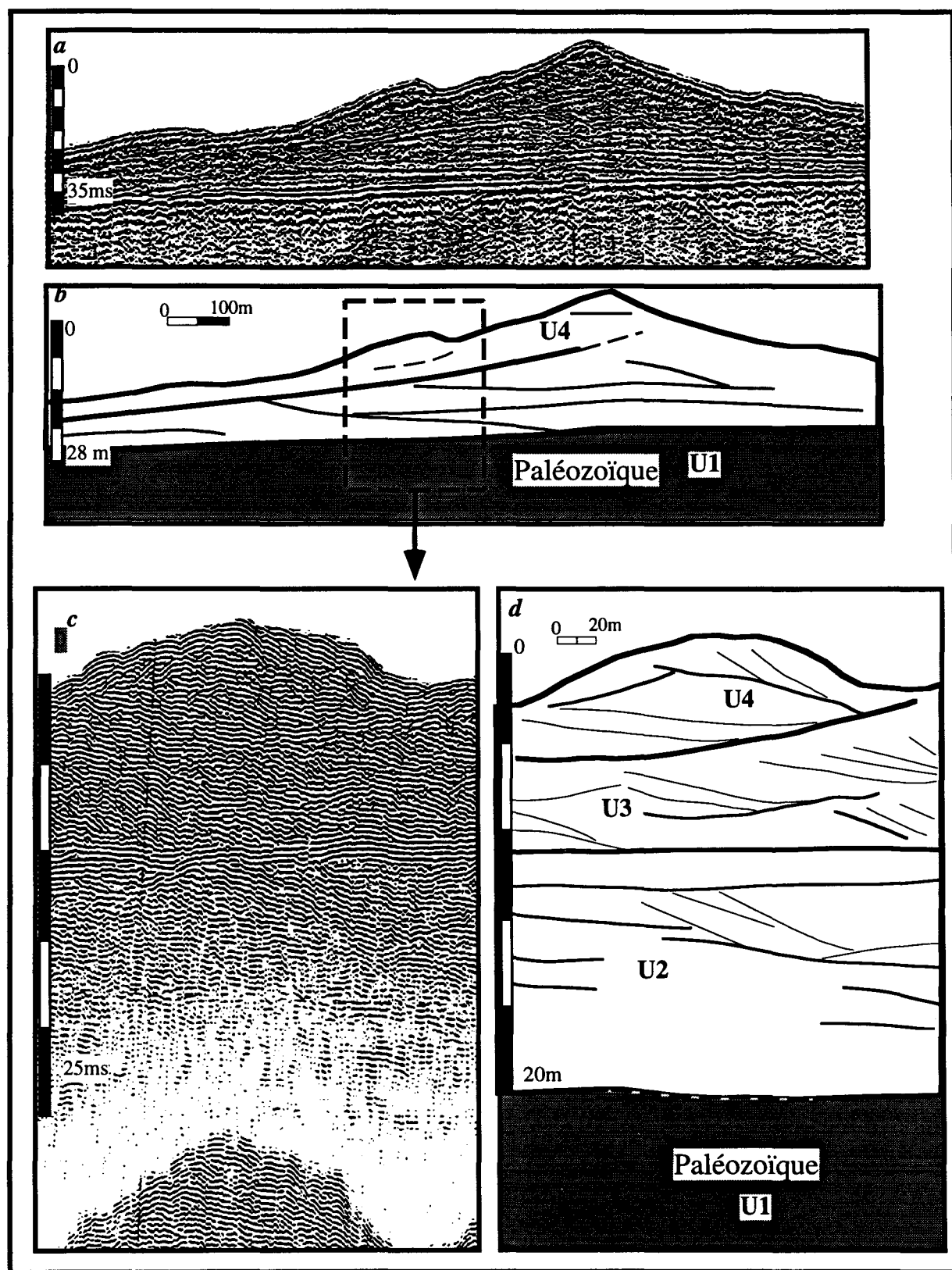


Figure IV-10 : Apports de la sismique Très Haute résolution :

a : Sparker. Extrait du profil N°145 ; mission "Sanba92"

b : Interprétation

c : Sondeur de Sédiments . Extrait du profil 148 ; mission "Sanba92"

d : Interprétation

(vitesse des ondes acoustiques= 1600m/s dans le sédiments.

Les échelles verticales sont en temps doubles)

L'unité U2 est caractérisée par des discontinuités d'ordre 2 obliques, en "downlap" tangentiels à la semelle du banc. On remarque en son sein l'existence de minces sets de lits obliques entre les discontinuités majeures. L'existence de réflecteurs obliques dans cette unité suggère qu'elle a été édifiée par les courants de marée.

Les unités U3 et U4 montrent la même disposition avec toutefois des sets plus épais de 1 à 5 m bien préservés et qui présentent quelquefois, notamment dans la partie médiane du banc, des changements de polarité des réflecteurs internes. Cette observation s'explique par le fait que l'axe du banc correspond à une zone où les transports par le flot et par le jusant sont à peu près équivalents. De faibles variations dans le temps de l'hydrodynamisme auront suffi à inverser le sens du transport résiduel, et donc l'orientation des réflecteurs obliques.

L'unité U4, qui représente les dunes actuelles, montre plusieurs aspects de la structure interne de ce banc :

-Le phénomène de chevauchement des dunes est bien observé car le stock sédimentaire est très important et la vitesse de migration des grandes dunes est plus faible que celle des formes surimposées. Ce chevauchement est parfois accompagné par la préservation de "sets" de la dune chevauchée (Fig. IV-12).

Au Sud du banc (Fig. IV-13), on rencontre :

- des dunes de flot : leur enveloppe est orientée dans le sens du flot (NW), de même que leur structure interne (réflecteur interne dans le même sens que le flanc le plus penté qui est orienté au NW). Certaines de ces dunes peuvent montrer dans leur partie sommitale une dune de quelques dizaines de centimètres dont la structure interne montre des réflecteurs orientés dans le sens du jusant.
- des dunes symétriques avec une structure interne orientée le plus souvent au flot et quelquefois des réflecteurs internes entrecroisés.
- des dunes de jusant avec une enveloppe orientée dans le sens du jusant (SE) et une structure interne sous forme d'empilement de sets tantôt au flot, tantôt au jusant.

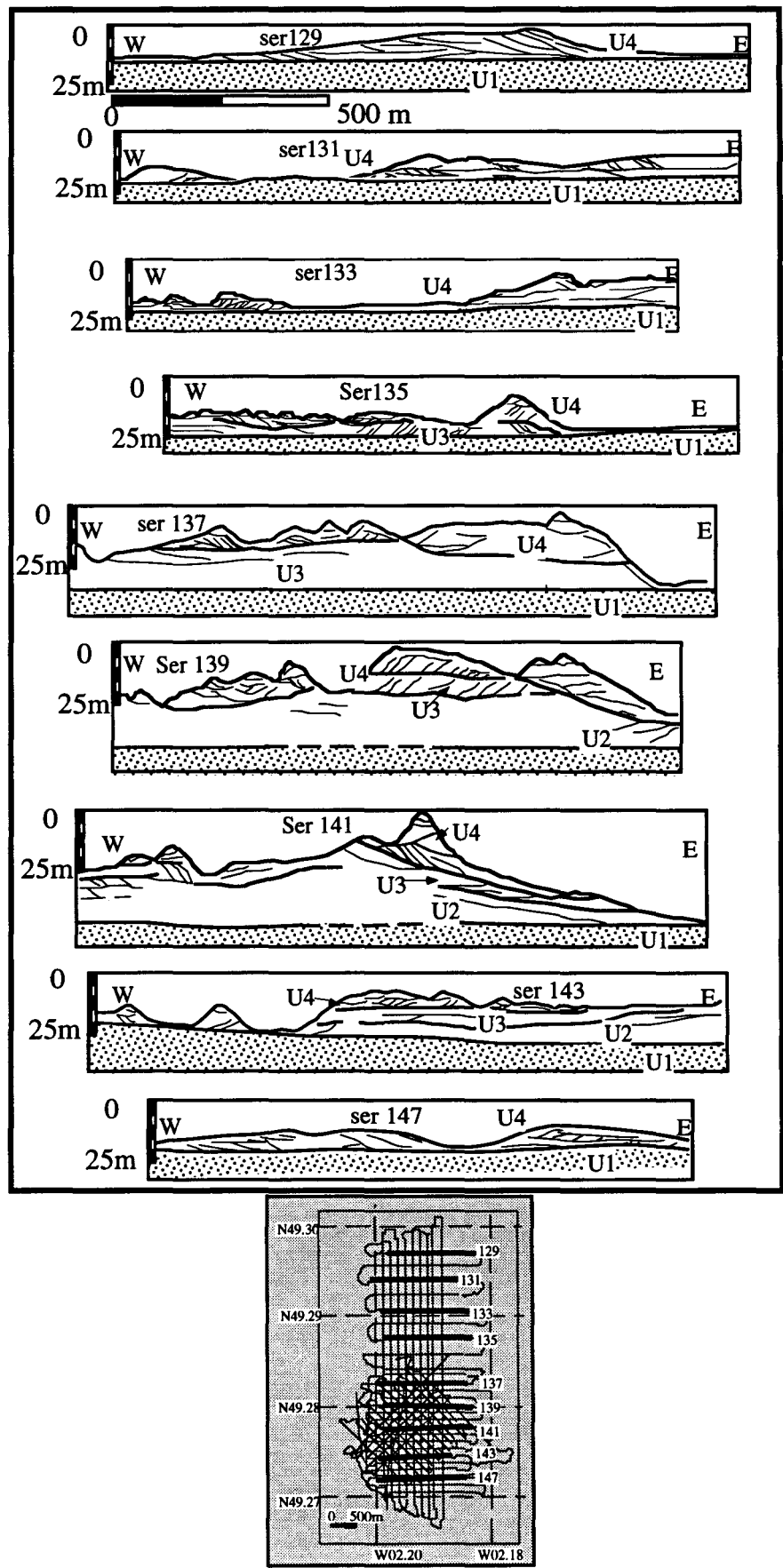


Figure IV-11: Coupes transverses de sismique très haute résolution du banc de Sercq

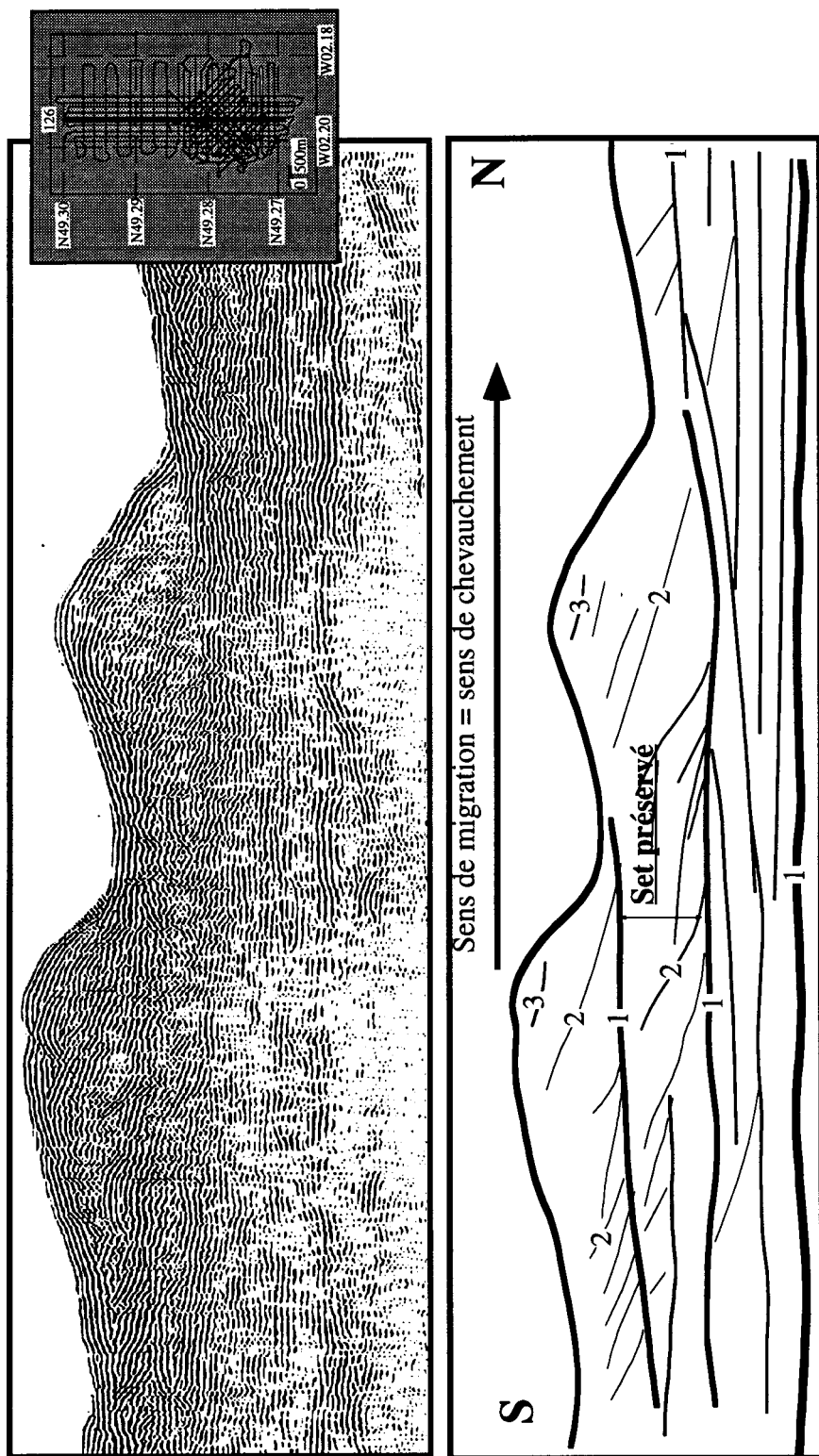


Figure. IV-12 : Phénomène de progradation des dunes.

Les sets préservés sont à l'origine de l'aggradation verticale du banc. Ces structures correspondent:

- Soit à un "chevauchement de dunes à angle positif"
- Soit à la partie où deux dunes sinueuses s'anastomosent.

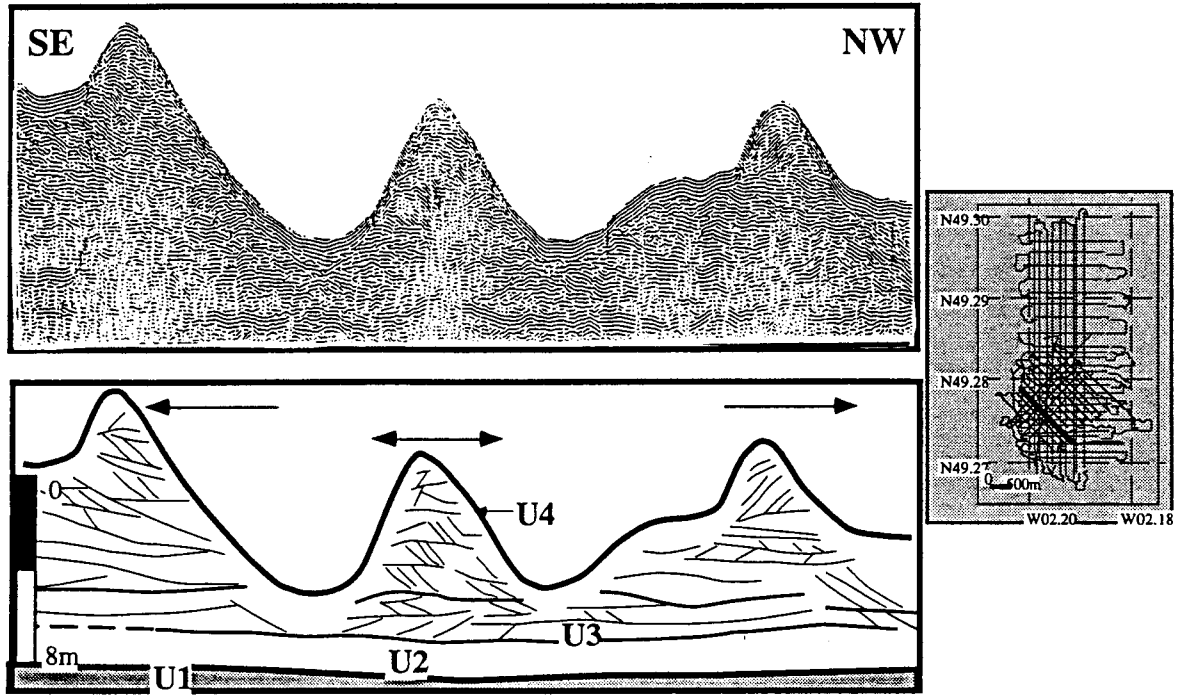


Figure IV-13 : Exemple de profil de sondeur de sédiment où les dunes s'inversent du flot au jusant en passant par une forme symétrique. L'échelle verticale (ms) est donnée en temps double.

I-5- Les dunes isolées

Les grandes dunes isolées du Nord sont au nombre de cinq. Elles sont constituées de la même unité sismique U4 et montrent, comme sur le banc proprement dit, des discontinuités de deuxième et troisième ordres.

I-5-1- La dune N°1

C'est la moins haute (5 m) et la plus plate des dunes. Elle se situe à 39 m de profondeur d'eau. Sa structure interne montre des discontinuités d'ordre 2, à fort contraste d'impédance, caractérisées par un pendage faible et qui délimitent des faisceaux de réflecteurs pentés dans le même sens que le flanc raide(dans le sens du flot dominant). Ces réflecteurs internes sont tronqués par trois discontinuités d'ordre 3.

Cette dune présente des petites et moyennes dunes sur toute sa longueur et même sur son flanc le plus déclive (Fig. IV-14).

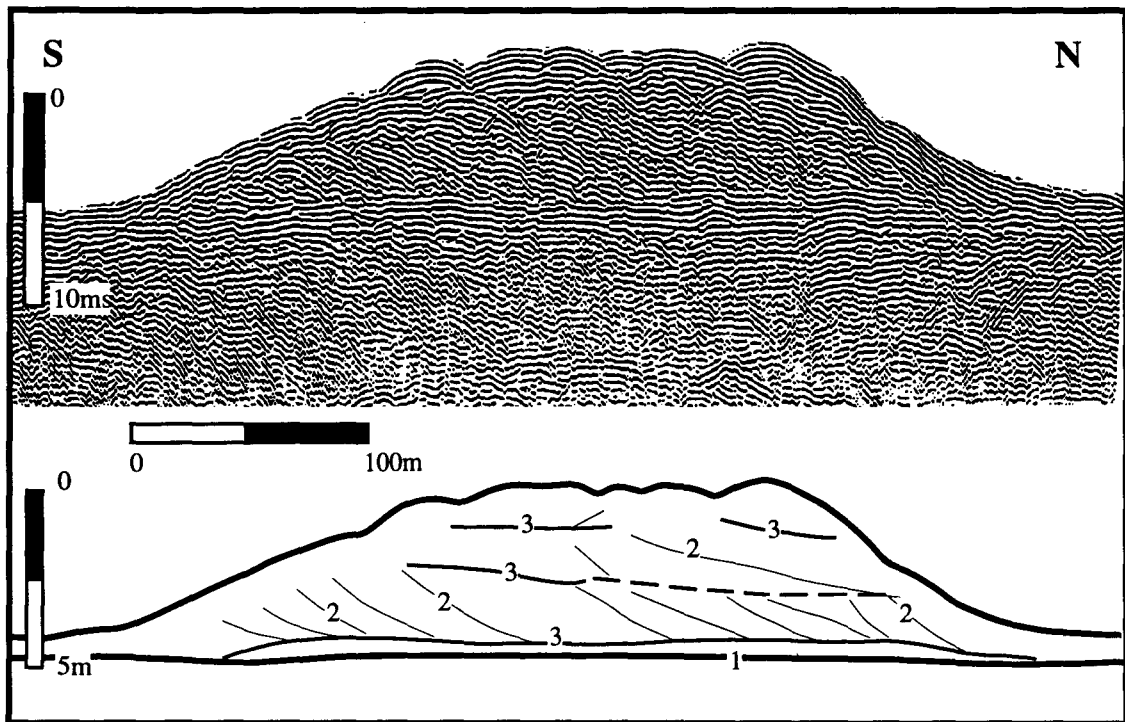


Figure V-14 : Coupe sismique longitudinale de la dune 1 (profil 2.5 N°148) : mission Sanba 92

I-5-2- La dune N°2

C'est une dune en forme de "dos de chat" de 7 m d'amplitude qui montre l'existence d'un "chapeau de jusant" ou "ebb-cap" limité vers le bas par une discontinuité d'ordre 3. La profondeur d'eau à cet endroit est de 37 m.

La coupe sismique nord-sud montre l'existence de discontinuités d'ordre 2 exprimées par des réflecteurs marquant un fort contraste d'impédance. Ces réflecteurs sont rectilignes ou courbes et délimitent des faisceaux de réflecteurs sigmoïdes plus atténués, de pente plus forte (environ 20 degrés), orientés dans la même direction que le flanc raide. Trois discontinuités d'ordre 3 délimitent ces sets (Fig. IV-15).

I-5-3- La dune N°3

Son amplitude est de 10 m et elle se situe à 35 m de profondeur d'eau. Elle présente les mêmes caractéristiques que les dunes précédentes.

Sept discontinuités d'ordre 3 délimitent des sets de lits obliques.

On note la présence de petites et moyennes dunes sur les flancs raides des 3 premières dunes (Fig. IV-16).

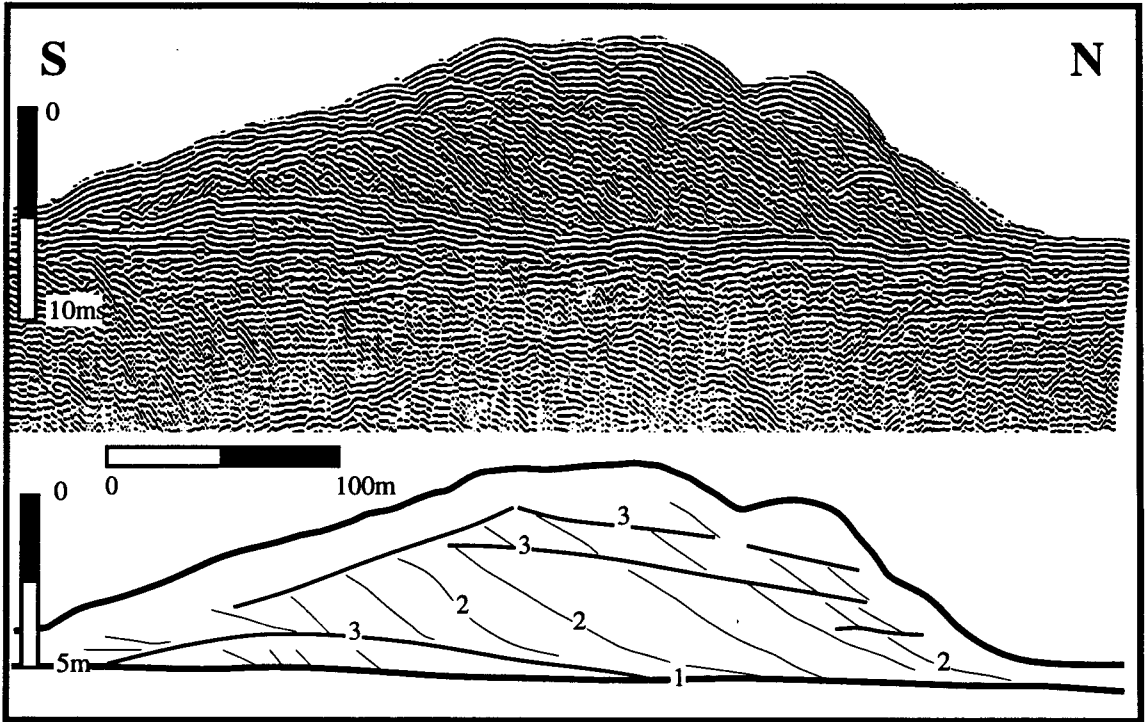


Figure IV-15 : Coupe sismique longitudinale de la dune 2 (profil 2.5 Khz N°148) : mission Sanba 92

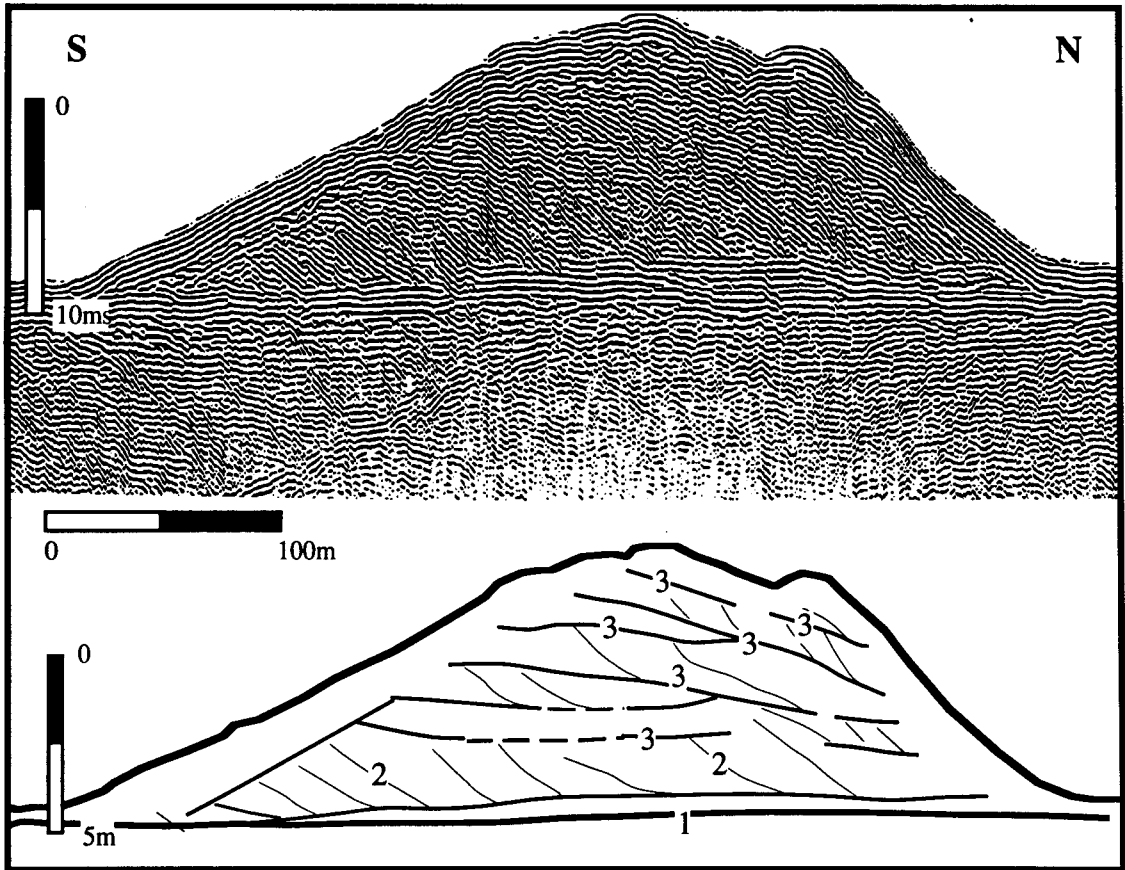


Figure IV-16 : Coupe sismique longitudinale de la dune 3 (profil 2.5 Khz N°148)

I-5-4- La dune N°4

Elle se trouve à 35 m de profondeur et présente une amplitude de 9 m. Sa structure interne montre quatre discontinuités d'ordre 3 qui délimitent des réflecteurs internes. De même que pour la dune 2, la dune 4 est dotée d'un "ebb-cap" et montre une forme en "dos de chat" (Fig. IV-17).

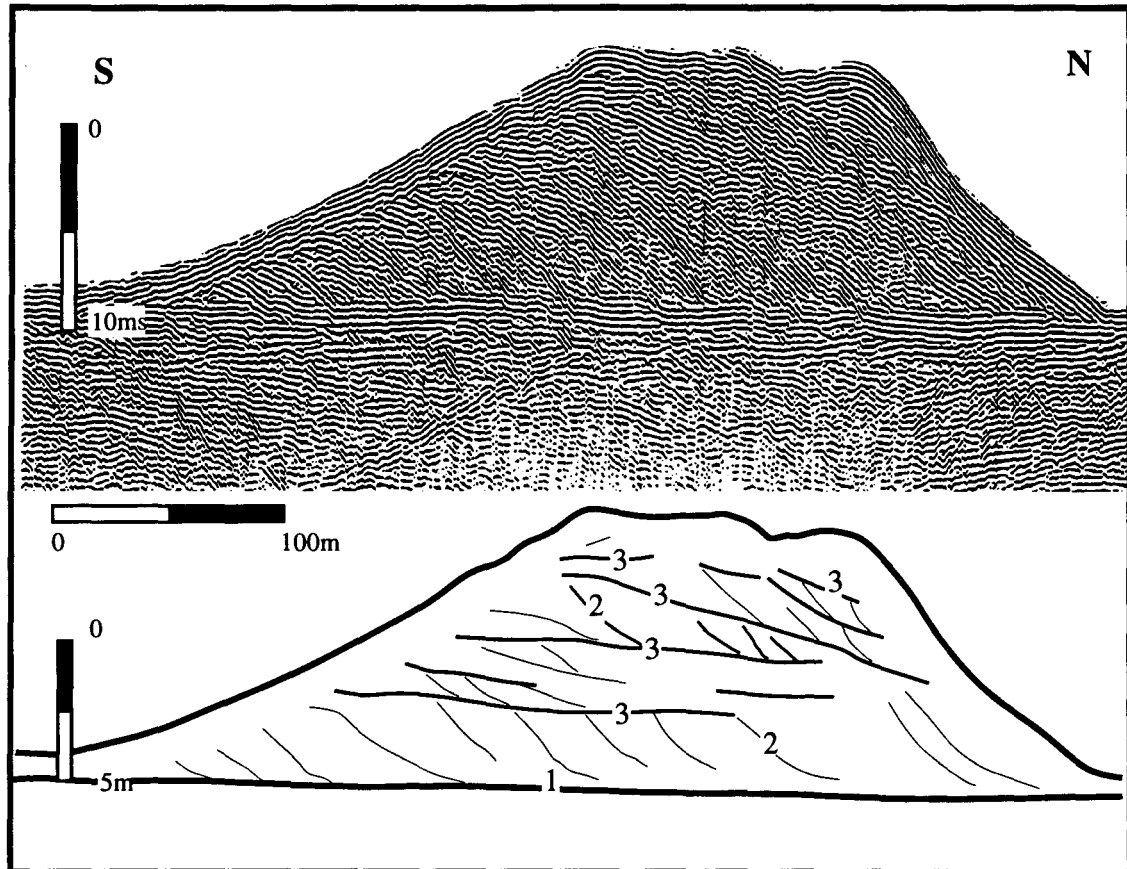


Figure IV-17: Coupe sismique longitudinale de la dune 4 (profil 2,5 Khz N°148)

I-5-5- La dune N°5

Cette dune se trouve à 33 m de profondeur d'eau et présente une amplitude de 10 m. Sa forme est plus "lisse" que dans le cas précédents, en effet, les petites et moyennes dunes qui la surmontent sont moins fréquentes.

Sa structure interne présente huit discontinuités d'ordre 3 limitant des sets de lits obliques. Les dunes 4 et 5 n'ont pas de mégarides sur leurs flancs raides. En effet, on note que plus la pente du flanc raide est forte, plus les mégarides sont absentes de ce flanc (Fig. IV-18).

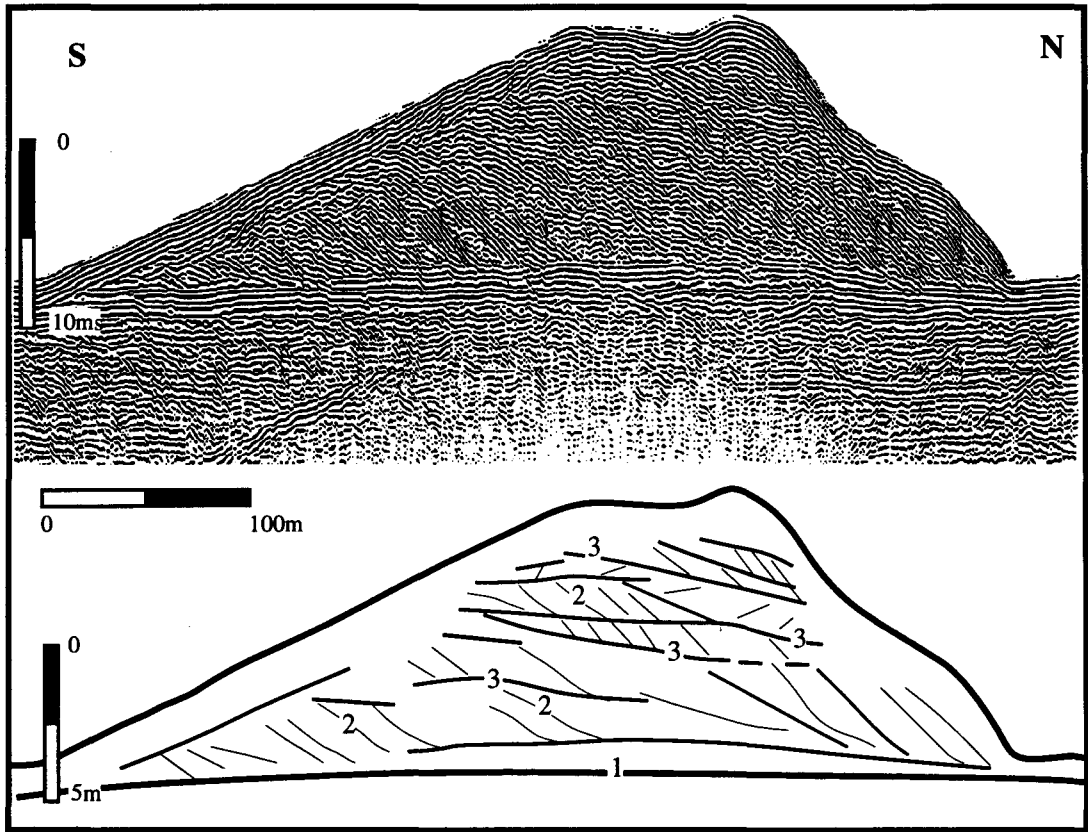


Figure IV-18 : Coupe sismique longitudinale de la dune 5 (profil 2.5 Khz N°148)

I-5-6- Résumé

Les dunes isolées présentent un agencement complexe de discontinuités érosives tronquant des lits obliques qui eux-mêmes limitent des réflecteurs sigmoïdes plus pentus.

L'orientation des grandes dunes sur les profils sismiques indique une progradation sédimentaire vers le Nord, comme en témoigne la succession d'ensembles de couches obliques ou "sets".

La structure interne montre que ce sont des dunes de flot surmontées de petites dunes de jasant.

Une discontinuité d'ordre 3 se retrouve dans toutes les dunes à la même place. Elle est presque confondue avec le substratum pour la dune 4 et est à quelques dizaines de centimètres au-dessus dans les autres dunes. Cette discontinuité pourrait correspondre à la surface U_{3b} du banc de Sercq et suggérerait que les dunes actuelles du Nord se sont édifiées sur des formes initiales érodées.

I-6- Conclusions : Relation entre la structure interne et la morphologie due à l'asymétrie du courant.

Il est important de raisonner **dans le temps** en distinguant d'une part la morphologie externe du banc qui subit la dynamique actuelle des courants et représente une sorte de cliché instantané (cf. chapitre III), et d'autre part sa structure interne qui représente l'enregistrement de l'évolution à long terme de ce banc. En effet, les observations précédentes montrent que l'orientation de l'enveloppe externe du banc n'est pas systématiquement conforme à celle des réflecteurs internes. Par exemple, dans le cas des dunes situées au milieu du banc et dont l'enveloppe externe est symétrique, les réflecteurs internes sont orientés dans le sens du flot. Les mesures actuelles de courant indiquent à cet endroit des courants de flot et de jusant d'égale intensité ou légèrement dissymétrique en faveur du flot et de direction opposée. Il en résulte un transport résiduel à peu près nul et une morphologie à peu près symétrique. Cependant, puisque la structure interne des dunes symétriques est orientée au flot, la tendance à long terme de la migration est dans le même sens que le courant dominant (ici le flot). Ces dunes sont mieux préservées que celles situées sur les flancs du banc et le stock sédimentaire excédentaire au centre du banc favorise cette préservation. Les dunes asymétriques, en revanche, traduisent l'asymétrie du courant, le transport résiduel sur un cycle de marée n'étant pas nul mais orienté en direction du flot dans la partie Nord-Est du banc et en direction du jusant dans la partie Sud-Ouest. On observe cependant que certaines dunes orientées suivant le flot sont quelquefois surmontées d'un "chapeau" de quelques dizaines de centimètres qui présente lui-même des réflecteurs internes orientés suivant le jusant. On en déduit que le jusant, plus faible que le flot, reprend le sommet de la dune sans modifier sa structure interne.

II- ETUDE DES CAROTTES

La carotte VK8877 réalisée en 1988 atteint 5,90 m et a fait l'objet d'une description lithologique détaillée (Fig. IV-19) avec élaboration d'un log synthétique au laboratoire de sédimentologie de l'Université de Bordeaux.

Les cinq autres carottes VK9206, VK9207, VK9208, VK9209, VK9210 ont été implantées sur la base des résultats de la couverture de sismique réflexion réalisée en 1987 lors de la campagne Géobase 1., l'objectif étant de reconnaître des discontinuités observées sur les profils sismiques THR. Compte tenu de la longueur relativement faible (220 à 350 cm) des carottes de la mission "Sanba" 1992, elles ne permettent de caractériser que l'unité supérieure U4 et le sommet de U3. (Voir Fig. II-12, P.56 pour localisation des points de carottage).

L'ensemble des carottes présente des faciès sédimentaires assez homogènes, en dehors de la carotte VK9206 où on note la présence d'un niveau de graviers dont nous ferons la description précise ultérieurement.

II-1- Détermination de faciès sédimentaires

Trois types de faciès (Fig. III-20) définis en fonction de leurs caractéristiques macroscopiques : (lithologie, couleur, macrofaune...) sont représentés sur les carottes réalisées sur le banc de Sercq.

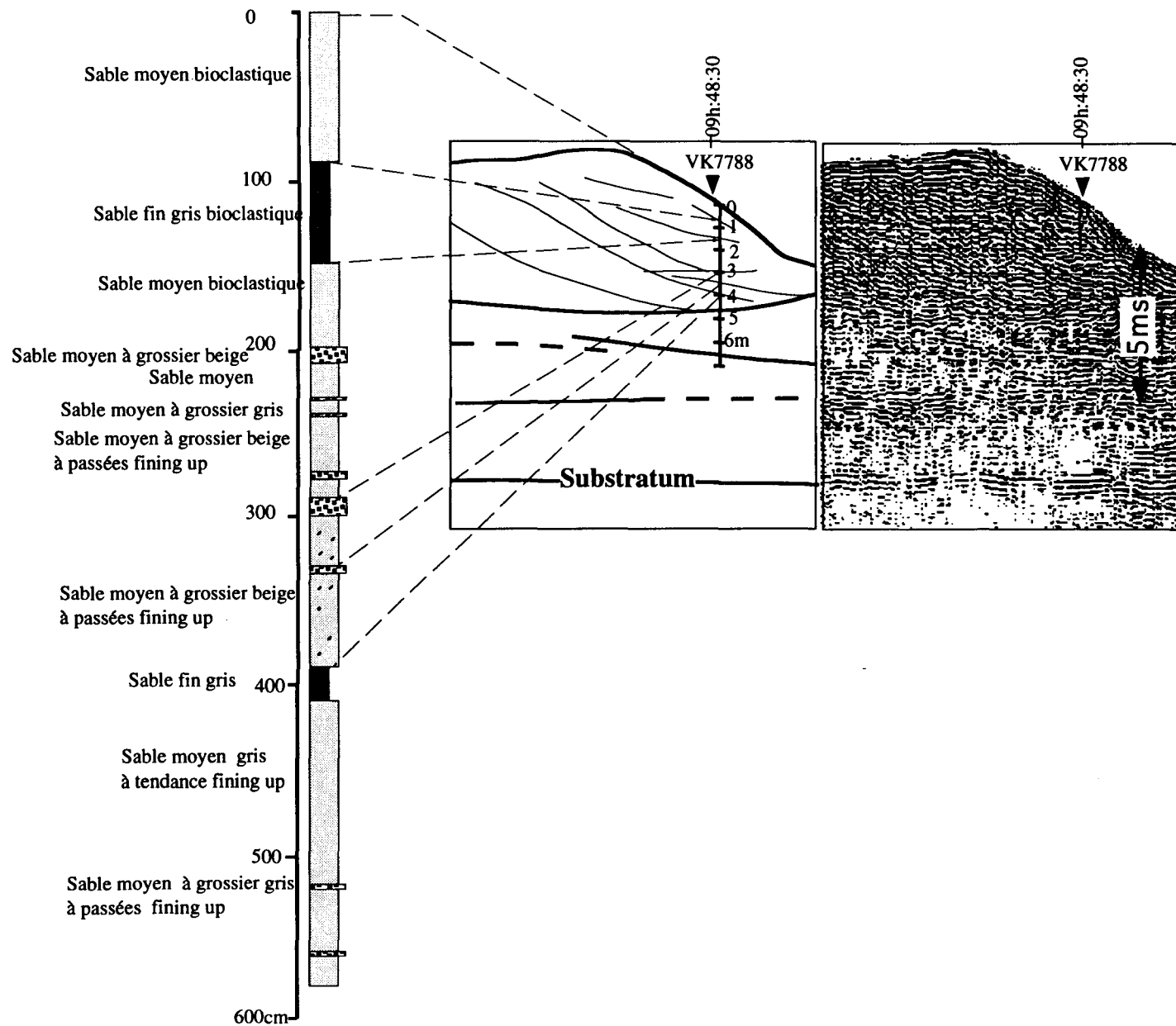
Faciès 1: Sable moyen à spicules d'Oursins et Bryozoaires.

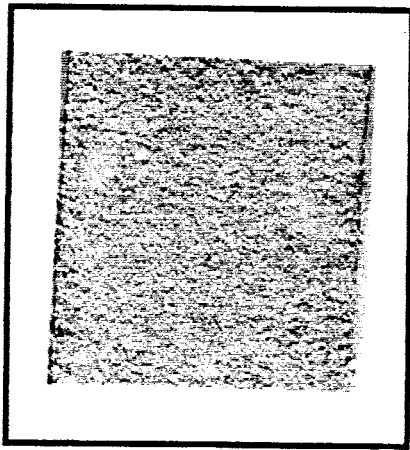
Faciès 2 : Sable moyen avec un pourcentage de coquilles $\leq 50\%$.

Faciès 3: Sable grossier à graviers de silex et grosses coquilles entières ou brisées.

Sur les premiers -2 à -5 cm de chaque carotte, on retrouve un lit de sable fin, qu'on ne retrouve pas dans les prélèvements de surface réalisés au moyen de la benne Van Veen. Cette concentration anormale de la fraction fine au sommet des carottes par rapport aux prélèvements de surface pourrait correspondre à un artefact technique comme l'a déjà suggéré Clabaut [1988]. En fait, elle serait expliquée par la vibration du carottier qui canalise les particules fines vers le haut et les piège lorsque l'eau s'écoule, au moment de l'extraction de la carotte. Les résultats de toutes les analyses faites sur les carottes seront présentés sur un même graphique, de manière à les comparer.

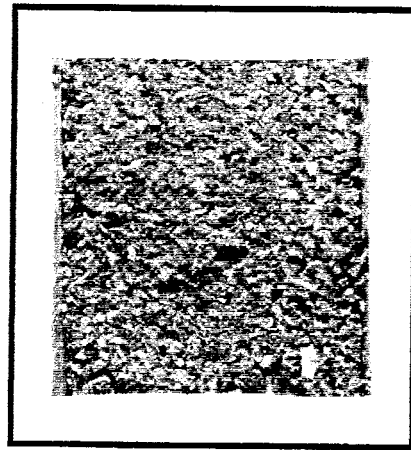
Figure IV-19 : Description de la carote VK8877 prélevée lors de la campagne Geobase II (1988)





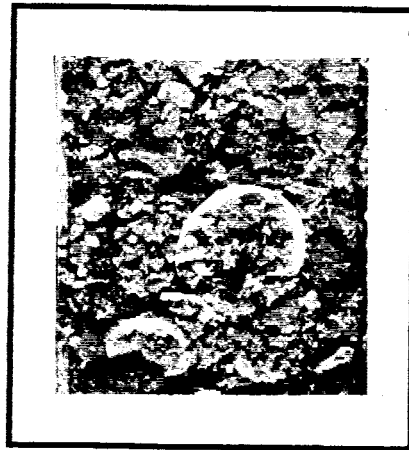
Faciès 1

Sable moyen à spicules d'Échinidés et à Bryozoaires



Faciès 2

Sable moyen à grossier beige coquillier



Faciès 3

Sable grossier à gravier de silex et à coquilles

Figure IV-20 : Faciès sédimentaires des carottes de Sercq

II-1-1- La carotte VK9206

C'est la seule carotte qui présente une variation nette dans la granulométrie (Fig. IV-21). Elle a été prélevée sur le flanc doux de la dune 12 située à la limite Sud du banc. Elle mesure 3,30 m de long et est constituée par quatre niveaux qui sont, respectivement, du sommet vers la base (Fig. IV-22) :

- niveau 1 : compris entre **-2 cm et -17 cm**, il est composé de sable moyen (médiane = 372 μm) , mal classé ($S_o = 1,1$), de couleur grisâtre, constitué d'une majorité de spicules d'oursins, de débris d'éponges, de quelques grains de quartz et enfin de quelques fragments altérés de glauconie. Ce niveau montre une valeur de la densité comprise entre 1,7 et 2,2 g/cm^3

- niveau 2 : compris entre **-17 cm et -250 cm**, il est composé d'un sable coquillier moyen à grossier (médiane = 530 μm), mal classé ($S_o = 1,3$), avec un pourcentage de $\text{CaCO}_3 \geq 50\%$. On y rencontre surtout des mollusques quaternaires : Venus ovata, Ocenebra, Cardium...

Sa densité est plus constante que dans le niveau précédent. Elle varie entre 2,3 et 2,4 g/cm^3 .

- niveau 3 : compris entre **-250 cm et -310 cm**, il montre une passée de graviers (médiane = 1700 à 2050 μm) à angles émoussés issus de roches cristallines et métamorphiques, et de silex, certains étant aplatis. son contenu en CaCO_3 est de l'ordre de 30%. On y distingue des coquilles de mollusques de 4 cm déposées dans tous les sens, ceci indiquant une forte énergie, et percées probablement par des Gastéropodes foreurs très abondants à cet endroit. Ce niveau présente un granoclassement négatif et son classement est moins bon que les autres niveaux (l'indice de classement est de 1,6). Vers le bas de ce niveau, la fraction de sable coquillier augmente et les graviers sont de plus en plus petits et de moins en moins abondants jusqu'à leur disparition complète. La valeur de la gammadensimétrie est de 2,5 g/cm^3 et diminue progressivement jusqu'à atteindre 1,8 g/cm^3 . Cette variation de la densité est confirmée par la granulométrie et correspond à un réflecteur de fort contraste d'impédance en sismique, interprété comme une discontinuité de premier ordre (Fig. IV-23).

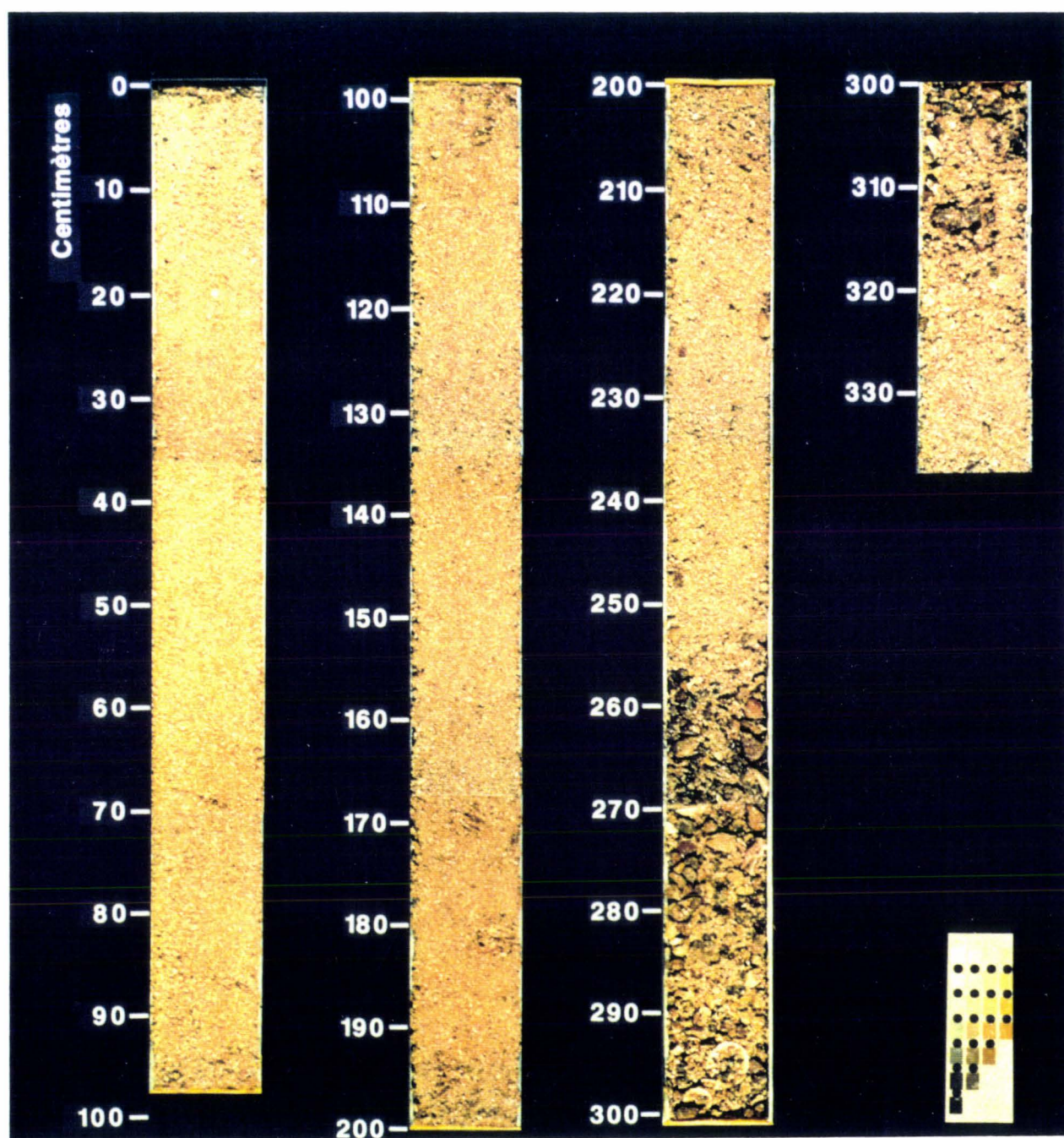


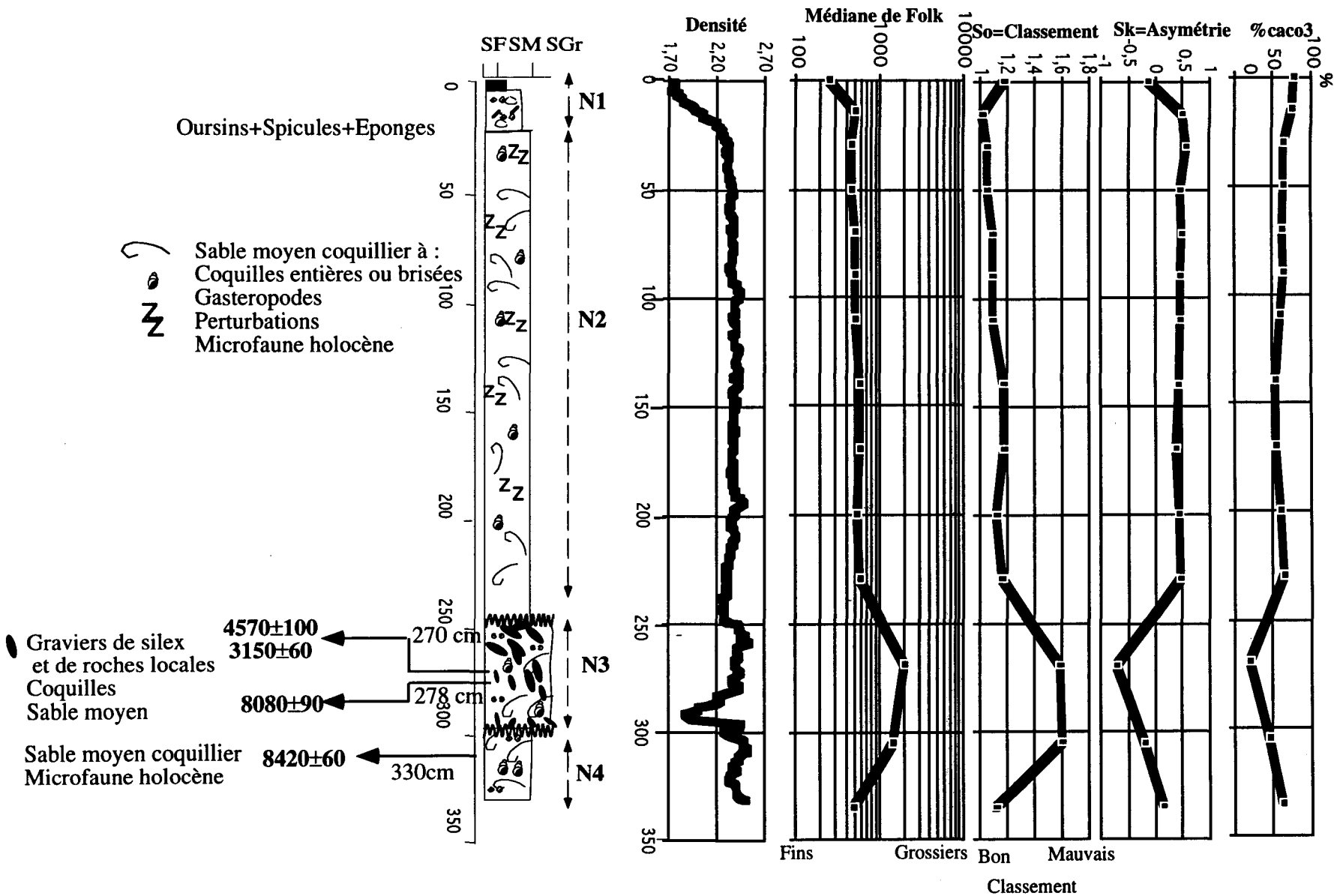
Figure IV-21 : Carotte VK 9206. A noter l'existence des trois faciès

Faciès 1: Sable moyen à spicules d'Oursins et Bryozoaires.

Faciès 2: Sable moyen avec un pourcentage de coquilles $\leq 50\%$.

Faciès 3: Sable grossier à gravier de silex et grosses coquilles entières ou brisées.

Figure. IV-22 : Synthèse des résultats des travaux réalisés sur la carotte VK 9206



- niveau 4 : compris entre **-310 et -330 cm**, il présente le même faciès que le niveau 2 : sable moyen (médiane = 495 μm), coquillier et mal classé ($S_o = 1,2$). La densité de ce niveau augmente progressivement vers le bas de 1,8 g/cm^3 à 2,5 g/cm^3 .

Les sables sont surtout biogènes, la fraction lithoclastique est limitée à des grains de quartz usés juxtaposés à quelques débris carbonatés. La faune comprend des Mollusques largement dominants (Lamellibranches, Gastéropodes), des débris de Bryozoaires, des tubes d'Annélides, des Échinidés, des débris de Spongiaires, et enfin quelques fragments de crabes et de poissons. La microfaune est également présente avec des foraminifères benthiques et des Ostracodes.

La macrofaune de ces sables est souvent brisée. Les individus complets de mollusques et Échinidés correspondent à des formes larvaires ou juvéniles (dimension d'environ 1 cm au maximum). Dans ce type de dépôt, les mollusques et les Échinidés n'ont aucune valeur biostratigraphique. Ils peuvent éventuellement renseigner sur la mise en évidence de remaniements par leur aspect "bio-indicateur de salinité et de substrat". La présence de certains genres ou espèces fossiles d'âge plus ancien que celui de l'association autochtone, ou de formes provenant de milieux différents, témoigne de ces remaniements.

Les foraminifères benthiques de deux échantillons prélevés l'un au-dessus (à -240 cm) et l'autre en-dessous (à -330 cm) du niveau grossier ont été analysés par C. Bourdillon-de Grissac (BRGM d'Orléans).

Ils renferment plusieurs espèces d'Alvéolites, grands foraminifères du Lutétien ou du Bartonien, preuves indéniables de remaniements du Paléogène. En ce qui concerne la faune quaternaire, la liste des foraminifères rencontrés dans les deux échantillons est présentée dans le tableau IV-1. Les formes résultant d'un remaniement y sont reportées également et distinguées des précédentes par un figuré différent.

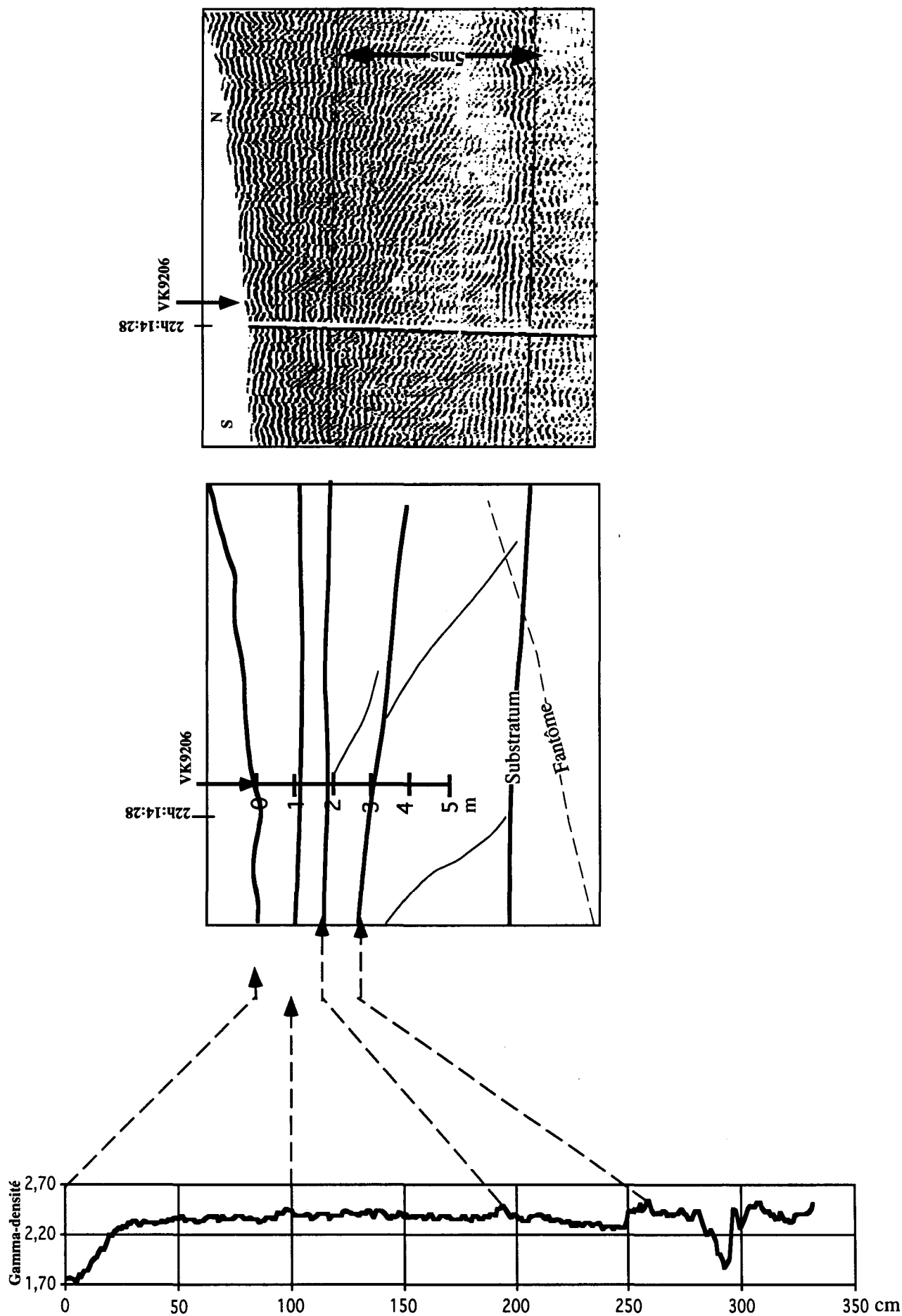


Figure. IV-23 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR pour la carotte Vk 9206

<i>Espèces</i>	<i>Echantillon</i> <i>240-244</i>	<i>Echantillon</i> <i>330-334</i>
<i>Textularia sp.</i>	*	*
<i>Quinqueloculina trigonula</i>	*	#
<i>Quinqueloculina tseminulum</i>	*	#
<i>Pyrgo williamsoni</i>	*	#
<i>Spiroloculina cf. excavata</i>	*	
<i>Spiroloculina dilatata</i>	*	
<i>Triloculina oblonga</i>	*	
<i>Triloculina laevigata</i>	*	* + #
<i>Ammonia beccarii</i>	* + #	* + #
<i>Ammonia tepida</i>	*	
<i>Alveolina gr. fusiformis</i>		
<i>Asterigerinata mamilla</i>	*	
<i>Cibicides lobatulus</i>	*	* + #
<i>Cibicides lobatulus f. biserialis</i>	*	
<i>Criboelphidium sp.</i>		
<i>Elphidium crispum</i>	* + #	* + #
<i>Rosalina sp.</i>	*	#
<i>Eorupertia magna</i>	#	

Tableau IV 1: Liste des foraminifères benthiques des échantillons de la VK9206

* forme considérée comme en place

forme remaniée

En conclusion, les sédiments observés se sont déposés en milieu **infratidal** entre 10 et 40 m de profondeur ; la fréquence des *Ammonia*, *Elphidium* et divers *Miliolidés* indique une profondeur moyenne optimale de 20 à 35 m en milieu océanique sous climat tempéré. Ces sédiments renferment une microfaune benthique bien diversifiée de milieu littoral tempéré de l'**Holocène**. Bien que le remaniement soit important du fait de l'existence de courants très violents et du déficit sédimentaire, cette discontinuité (à -270 cm) ne peut être due à une variation du niveau marin puisque les deux faciès qui l'encadrent se sont déposés dans un environnement aux caractéristiques physico-chimiques identiques ou du moins proches.

Quatre échantillons de cette carotte ont pu être datés par la méthode du ^{14}C au spectromètre de masse à accélération (AMS). Deux échantillons ont été prélevés à -270

cm dans le niveau 3 et donnent un âge entre 3150 ± 60 ans B. P. et 4570 ± 100 ans B. P. , ce qui correspondrait à un âge subboréal (Cf Chapitre I). Cet âge est en accord avec les datations carbone 14 effectuées dans la région sur d'autres bancs sableux [Hommeril, 1971]. Le troisième échantillon prélevé à -278 cm (niveau 3) donne un âge de 8080 ± 90 ans B. P et correspondrait à un âge boréal. Cette différence de 5000 ans sur 8 cm est probablement liée à la reprise d'un matériel ancien par un événement récent. le quatrième échantillon prélève à 310 cm (niveau 4) donne un âge 8420 ± 60 ans B. P (boréal). Il faut insister sur le fait que ces datations ne donnent que l'âge **maximum** du dépôt.

II-1-2- Les autres carottes

- **La carotte VK9207**, longue de 310 cm, est constituée de sable coquillier plus ou moins grossier, le pourcentage de CaCO_3 étant $\geq 50\%$. On y rencontre les mêmes espèces de Mollusques, de Gastéropodes, et d'Echinodermes en débris ou entiers que ceux de la carotte VK9206.

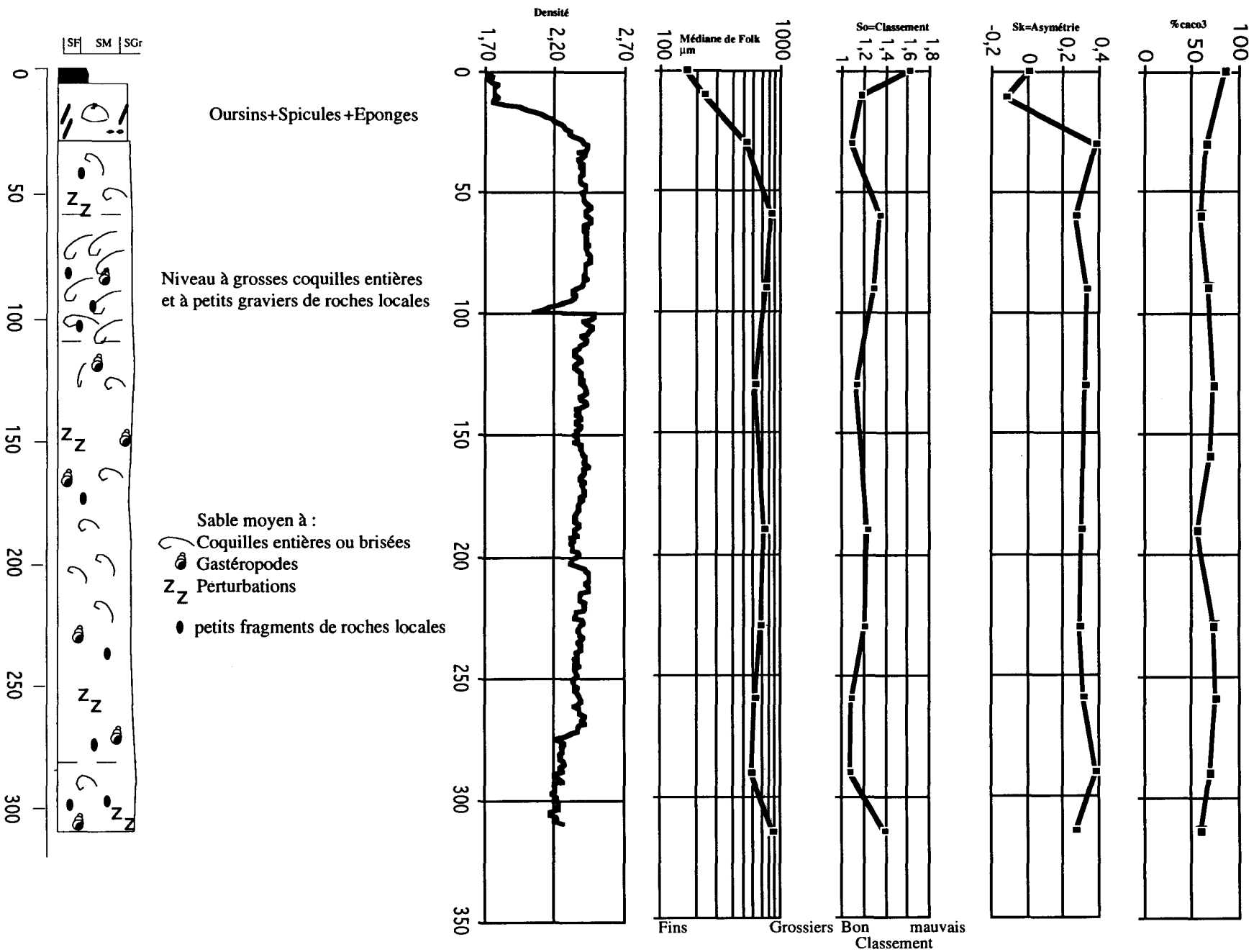
Cette carotte se divise globalement en deux niveaux qui sont du sommet vers la base (Fig. IV-24) :

- niveau 1 : compris entre -5 et -30 cm, est constitué de sable coquillier moyen (médiane = $300 \mu\text{m}$), beige, mal classé ($S_o = 1,29$).

- niveau 2 : compris entre -30 et -310 cm, montre un sable plus grossier (médiane = $707 \mu\text{m}$), mal classé ($S_o = 1,22$), le classement étant meilleur pour les éléments de diamètre inférieur au diamètre moyen.

La densité de cette carotte varie de 1,7 à 2,4 g/cm³. Les variations de densité se corrèlent bien aux réflecteurs sismiques (Fig. IV-25).

-**La carotte VK9208** est longue de 220 cm, et constituée de sable moyen à grossier ($350 \mu\text{m} < \text{médiane} < 1100 \mu\text{m}$), beige, mal classé ($S_o = 1,3$) et le classement est meilleur pour les éléments inférieurs au diamètre moyen ($S_k > 0$) (Fig. IV-26). Les variations de la densité de cette carotte (de 2,20 à 2,40) se corrèlent bien aux réflecteurs sismiques (Fig. IV-27).



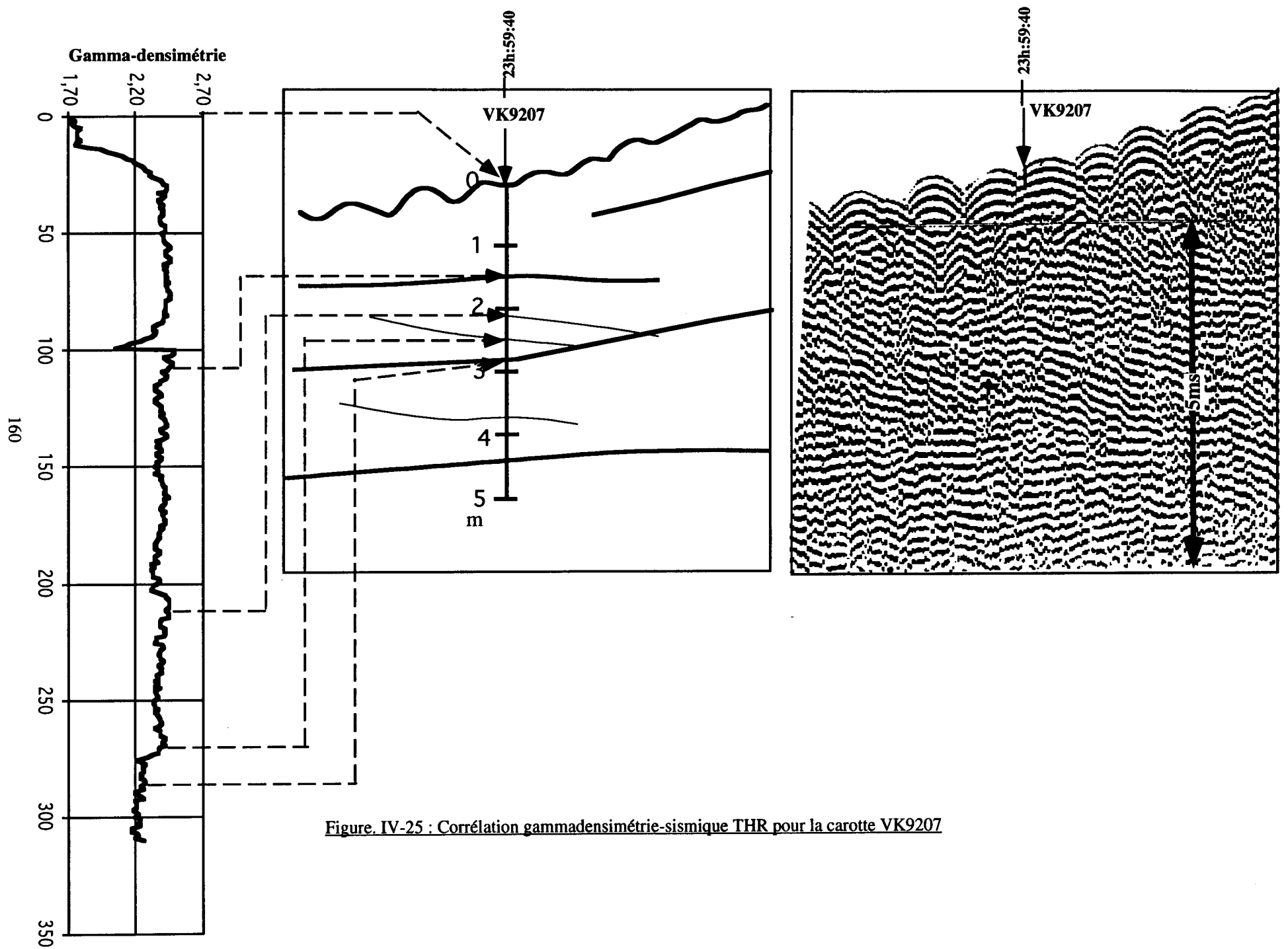


Figure. IV-25 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR pour la carotte VK9207

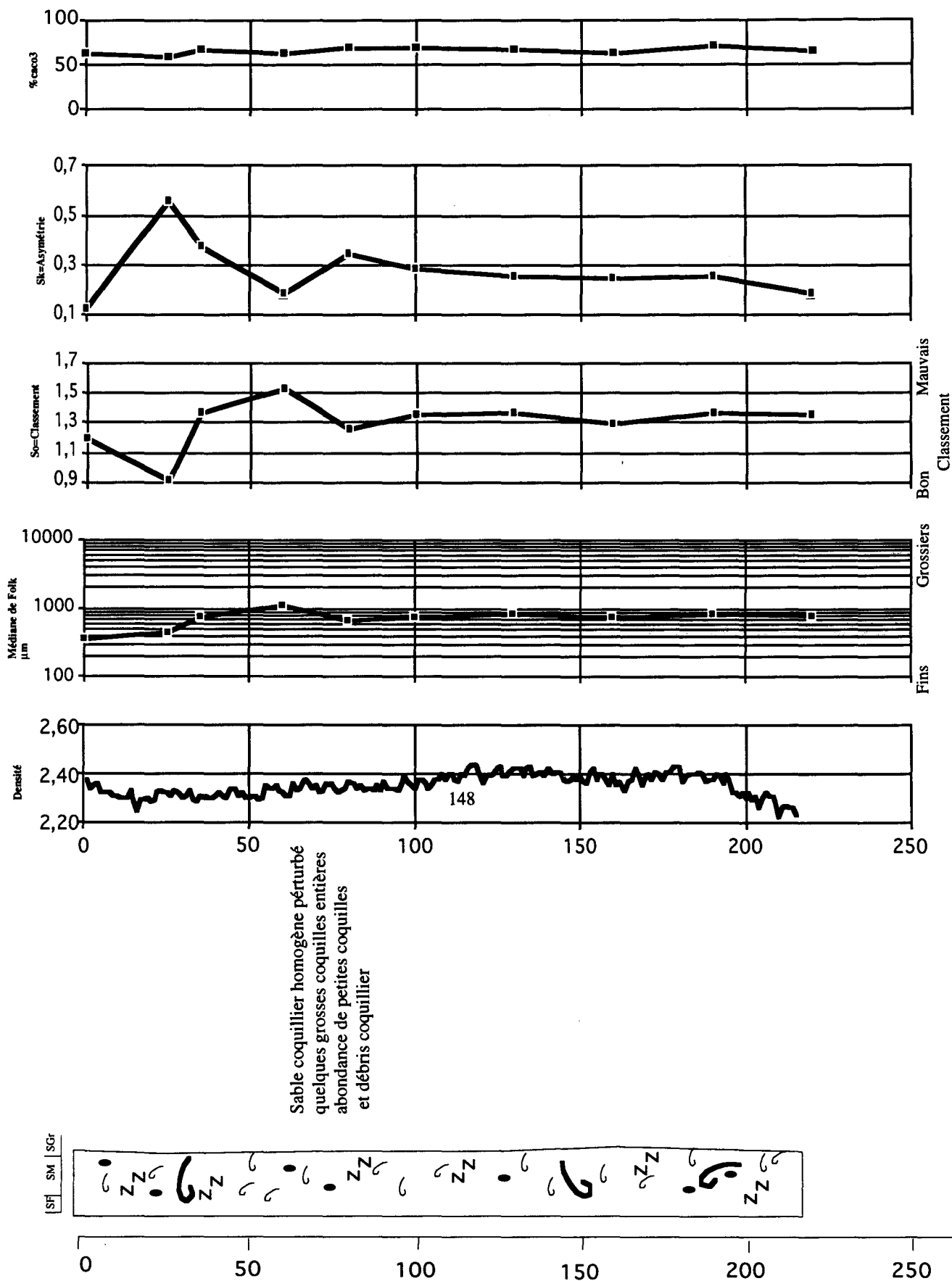


Figure. IV-26 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK 9208

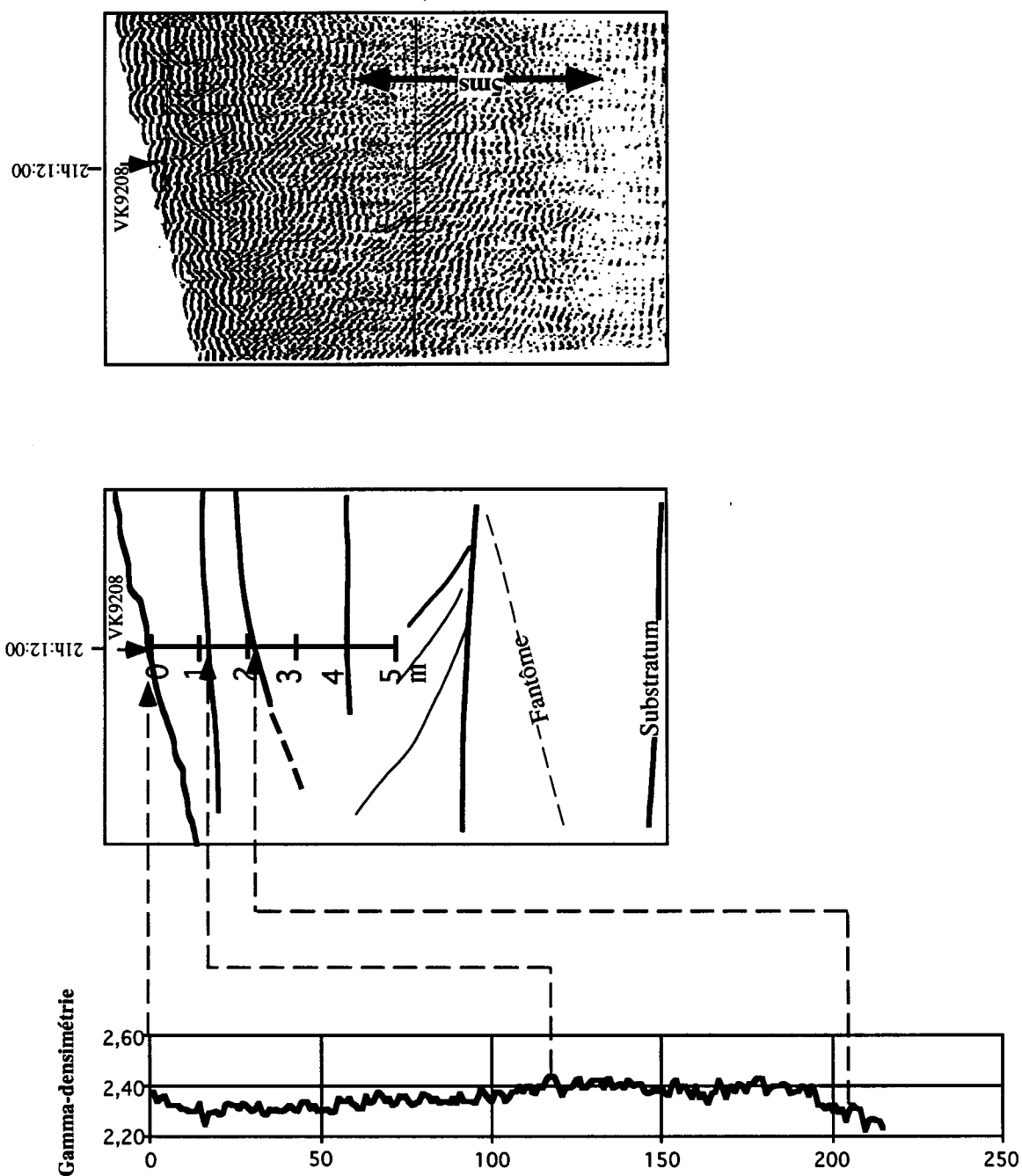


Figure. IV-27 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR pour la carotte VK 9208

-La carotte VK9209, comprend au sommet le même bouchon grisâtre de particules fines de 0 à 2 cm sous la surface, sans doute lié à une cause artificielle d'origine technique. Cette carotte présente du haut vers le bas, trois niveaux distincts (Fig. IV-28).

De -2 à -21 cm, le sable est clair, blanchâtre et ne présente pas de coquilles entières mais beaucoup de coquilles brisées. La valeur moyenne de la médiane (310 μm) indique que c'est un sable moyen, moyennement classé ($S_o = 0,90$).

Entre -21 et -155 cm, on observe un sable moyen (médiane = 420 μm), coquillier, homogène et moyennement classé ($S_o = 0,88$).

De -155 cm à la fin de la carotte, le sable est grossier (médiane = 763 μm), bioclastique et très perturbé sans structure apparente. Ce matériel est mal classé ($S_o = 1,29$).

Si l'on exclut la présence de quelques bivalves, cette carotte présente un granoclassement positif très marqué. Sa densité varie de 1,50 à 2,50 g/cm^3 , on note une importante variation à 1 m qui fait passer la densité de 2,20 à 2,50 g/cm^3 et correspond à un niveau de quelques grosses coquilles (Fig. IV-29). Un échantillon prélevé à -305 cm, a fait l'objet d'une datation au ^{14}C . Il indique un âge de 3320 ± 60 ans B.P. qui correspondrait à un âge subboréal.

-La carotte VK9210 qui mesure 265 cm est constituée de sable grossier (médiane = 690 μm), coquillier, homogène et moyennement classé ($S_o=0,87$) (Fig. IV-30).

Vers 112 cm, un niveau de sable coquillier plus grossier s'individualise sur la courbe de gamma-densimétrie, ce niveau correspondant à un réflecteur certainement d'ordre 2 sur le profil sismique.

Aucune structure n'apparaît, le sable semble homogène dans la carotte, mais sur la courbe de densité on distingue plusieurs niveaux de densité différente qui sont probablement dues à une différence dans le tassement du sédiment. La densité de cette carotte varie de 2 à 2,30 g/cm^3 . Il y a une bonne corrélation entre les variations de la densité et les réflecteurs sismiques (Fig. IV-31).

La teneur en CaCO_3 montre une corrélation avec la granularité, mais à l'inverse de ce qu'ont pu constater Berné [1991] ou Vicaire [1991] pour d'autres dépôts tidaux, le pourcentage de CaCO_3 dans les sédiments de Sercq est plus faible pour les fractions grossières et plus fort pour les fractions moins grossières.

II-2- Conclusions sur l'analyse des carottes

Les sédiments prélevés par carottage sont constitués de sables moyens à grossiers, beiges, à graviers et coquilles représentant les 5 premiers mètres du banc. Ils témoignent d'un environnement marin franc, et on ne note aucune trace d'émersion. Ces sédiments sont en général mal classés et leur teneur en carbonates est comprise entre 30 et 70 %. La perturbation du sédiment durant le prélèvement empêche d'analyser les structures sédimentaires. Seule l'étude de la gamma-densimétrie qui apporte des informations sur l'état de compaction du sédiment, peut révéler les correspondances entre les réflecteurs sismiques et les discontinuités lithologiques.

Deux types de correspondances peuvent être distingués :

- soit un changement de lithologie important : sable moyen sur sable grossier correspondant à des réflecteurs sismiques importants (cas de la VK9206).
- soit un changement d'arrangement des particules ou dans le tassement des sédiments sans que l'on puisse expliquer l'origine de ce changement.

Exception faite du niveau de graviers rencontré dans la carotte VK9206 qui montre bien un changement dans la granulométrie et dans la nature, les autres petits réflecteurs sont matérialisés sur la carotte par une concentration ou un alignement particulier des coquilles.

Le fait que les coquilles jeunes soient préservées est peut-être dû à leur petite taille qui diminue les cassures. La concentration même de ces petites coquilles peut indiquer un brusque changement dans les conditions de vie (courants forts, variation de la tranche d'eau, de la salinité, de la température...).

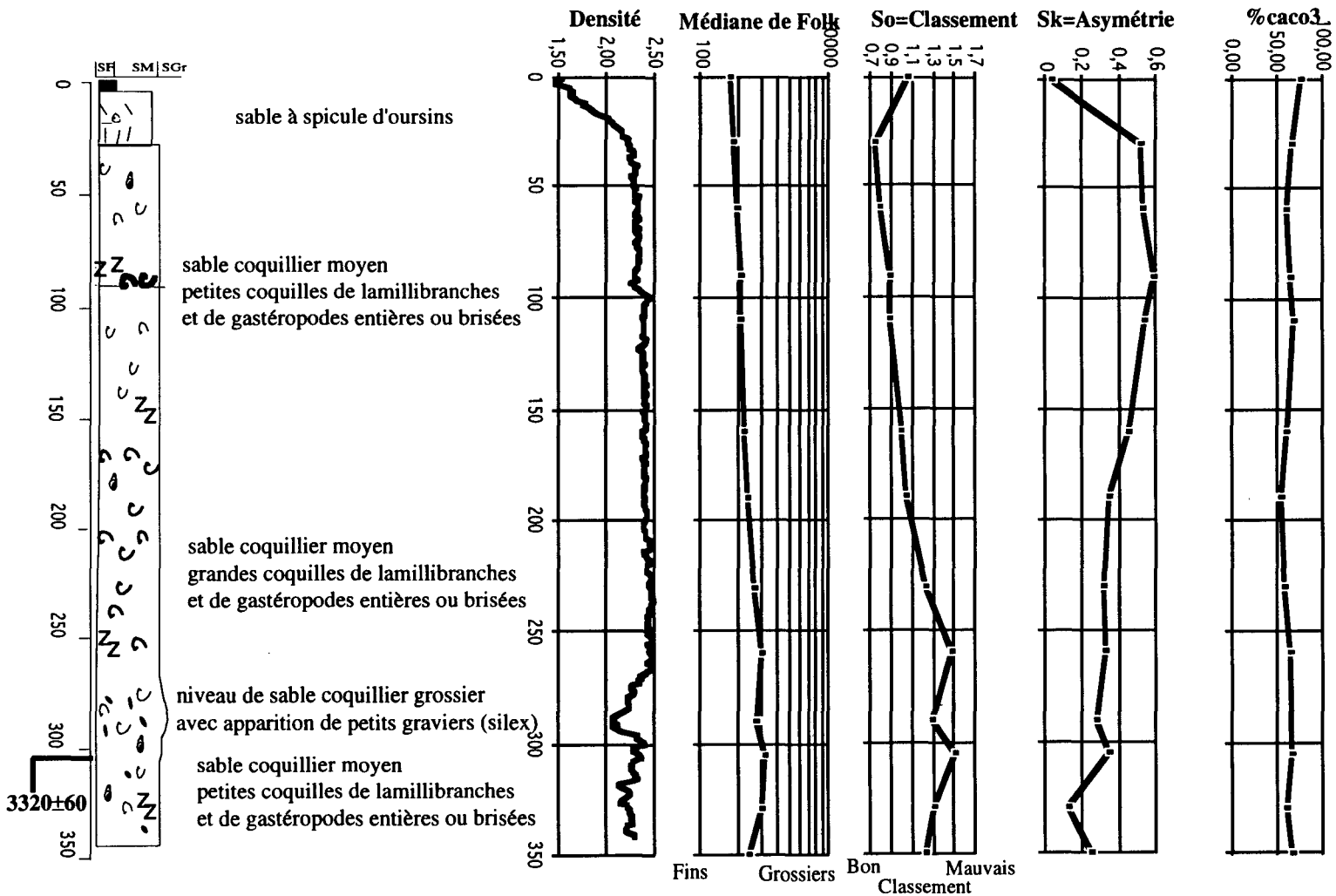


Figure. IV-28 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK 9209

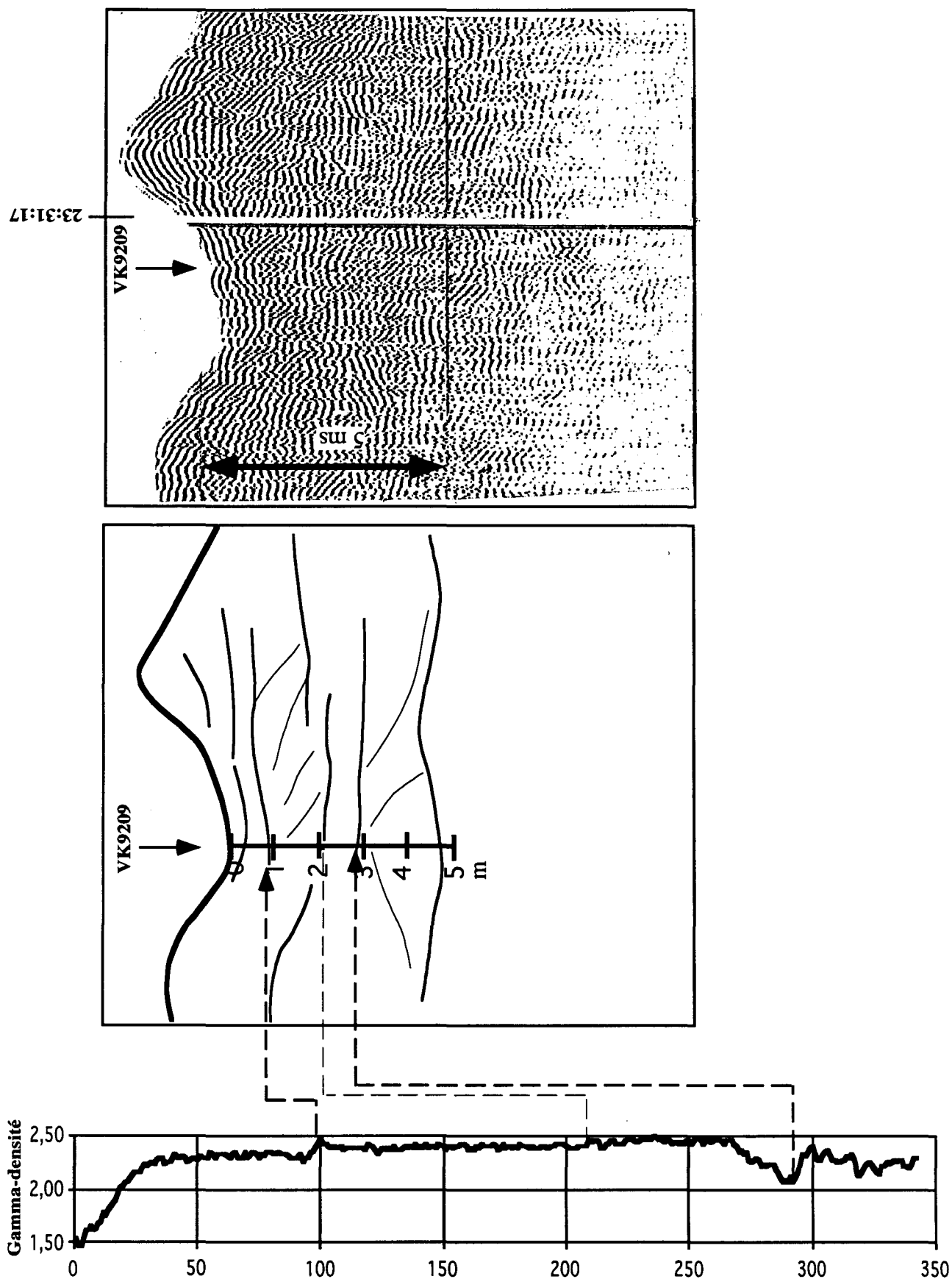
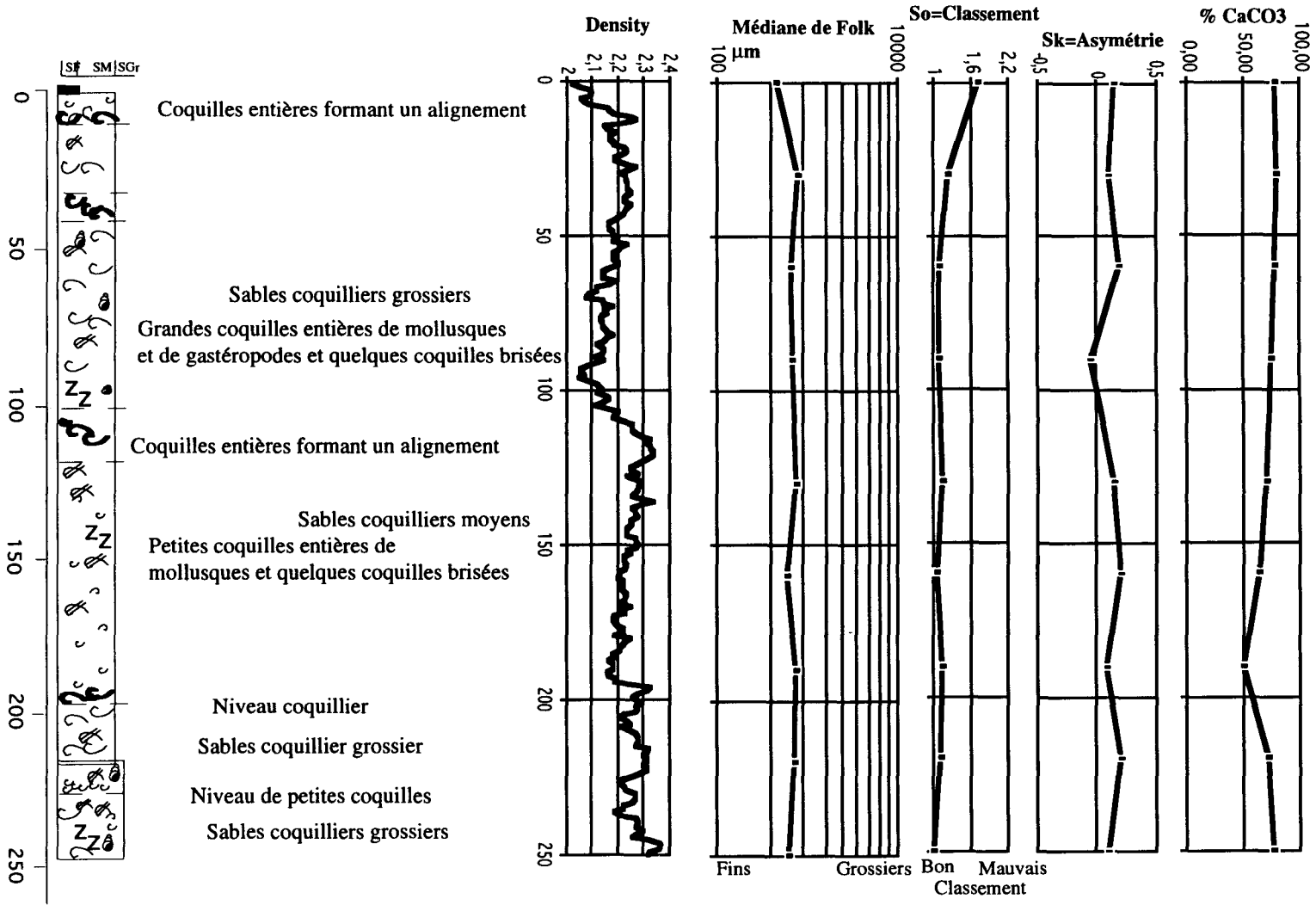


Figure. IV-23 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR pour la carotte Vk 9209



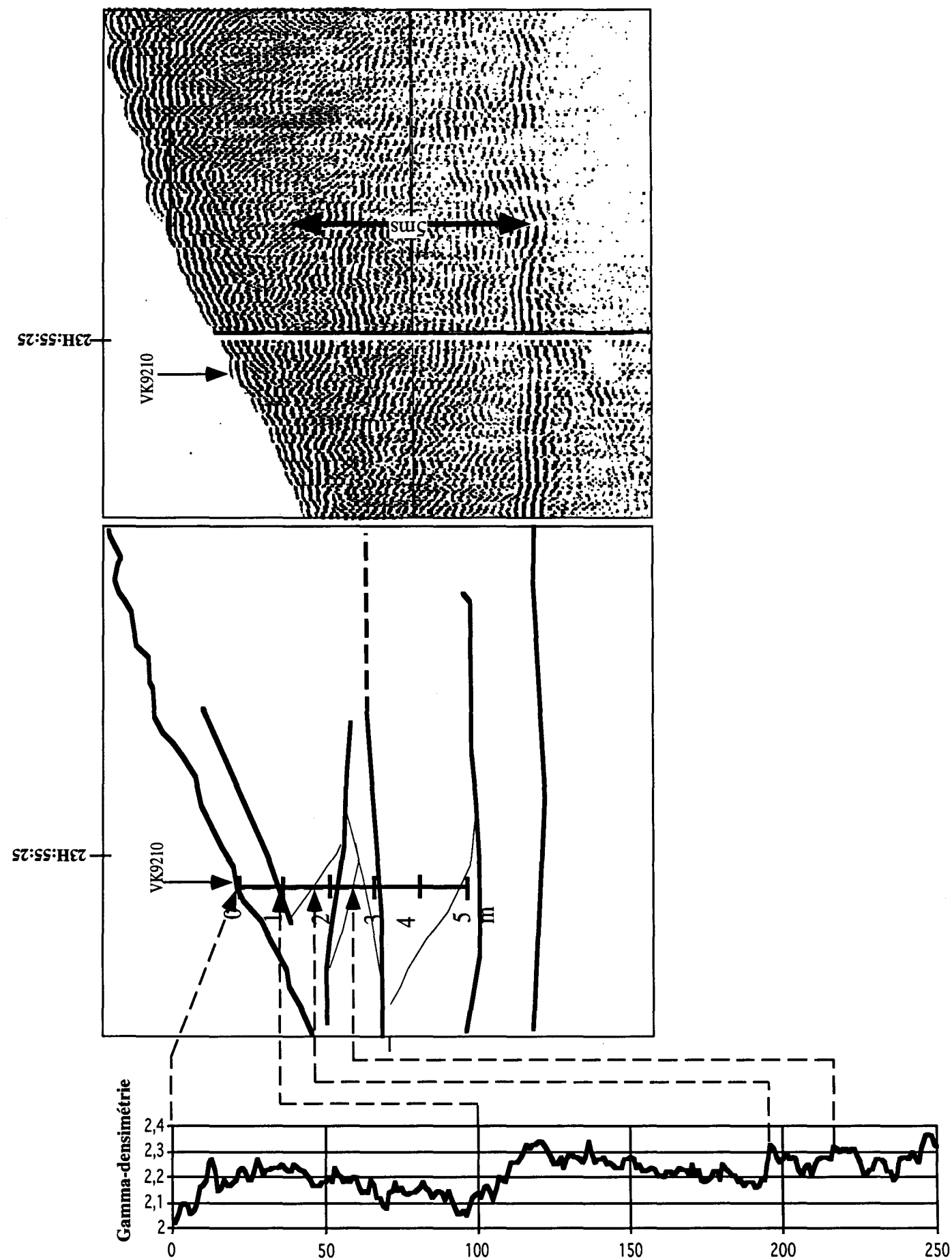


Figure. IV-31: Corrélation gammadensimétrie-sismique THR pour la carotte Vk 9210

III- SYNTHÈSE DE LA STRUCTURE INTERNE

III-1- Organisation de la structure interne

III-1-1- Le banc proprement dit

L'analyse de la couverture sismique montre que le banc de Sercq est composé de plusieurs unités sismiques empilées les unes sur les autres et limitées par des discontinuités majeures.

Quatre unités sismiques ont ainsi pu être distinguées sur la base du faciès sismique. Seule l'unité U4 (l'unité superficielle du banc) et le sommet de l'unité U3 ont pu être échantillonnées par carottages.

L'unité U1 montre un faciès sismique sourd, elle correspond au substratum constitué à cet endroit par des phyllades et des gneiss siluro-dévonien. Cette unité est entaillée localement (notamment sous les dunes isolées). Le creusement de ces entailles se serait effectué durant les épisodes de bas niveau marin du Quaternaire.

L'unité U2 présente un faciès sismique à forte réflectivité dont les réflecteurs sont orientés vers le Nord. Cette unité pourrait correspondre à un cordon de galets fossiles mis en place par une ou plusieurs tempêtes, comme c'est le cas actuellement sur la côte française en baie de Somme où des cordons littoraux de galets d'une hauteur de 3 m, larges de 5m environ et de plus de 50 m de long peuvent être mis en place en trois jours par grosse tempête (J.P. Dupont : communication personnelle). Un cordon fossile qui se trouve à 20 m de fond devant Dieppe a également été observé et probablement interprété comme le résultat probable d'une tempête (Augris : communication personnelle).

Cette unité est cantonnée au Sud du banc, et c'est précisément à cet endroit que l'on note la présence de la plus haute dune du banc (dune n°12), dont l'amplitude atteint 18

m et dont le sommet s'élève jusqu' à -12 m sous le niveau des basses mers. Il est possible que ce soit l'unité U2 qui soit responsable d'une telle accumulation anormale de sable à cet endroit en se comportant comme un obstacle sur lequel "buterait" le sable.

Ce relief pourrait être la seconde cause (la première étant l'existence d'une cellule convective) de la présence du banc à cet endroit. Le banc de Sercq serait composé d'un noyau correspondant à l'unité U2 sur lequel viendraient "s'accrocher" les unités sableuses U3 et U4. Aucun âge ne peut être avancé pour cette unité. Selon Keeland & Hails [1972], les trois à quatre mètres supérieurs des bancs du Sud-Ouest de l'Angleterre sont d'âge holocène ; quant aux bancs de la Manche Orientale, Auffret *et al.* [1980] estiment leur âge à 7000 B.P., période pendant laquelle le niveau marin était voisin de l'isobathe -10 m.

La reconstitution paléogéographique concernant la transgression flandrienne établie par Larsonneur & Walker [1982] suggère que la mer n'aurait atteint la zone de Sercq que vers 9000 ans B.P.

L'unité U3 occupe tout le banc de Sercq. Elle présente un faciès sismique organisé en réflecteurs internes tronqués par quelques discontinuités horizontales. Le sommet de cet ensemble est constitué de sable moyen à grossier dont la microfaune indique un milieu infratidal entre 10 et 40 m de profondeur. Cette unité est constituée de dunes écrêtées, et correspond à un banc tidal.

Elle présente à son sommet un niveau grossier qui pourrait traduire :

- une période d'émersion avec épandage de sédiments fluviaux,
- un événement de très haute énergie.

Compte tenu de l'âge des sables situés sous le niveau de graviers et de la profondeur d'eau de cette unité (10 à 40 m), les courbes de variation du niveau marin à l'Holocène [Jelgersma, 1961 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Zagwijn, 1979] ne permettent pas de retenir l'hypothèse d'une période d'émersion avec épandage de sédiments grossiers , sans oublier que les datations que l'on a, ne donnent que l'âge maximum du dépôt.

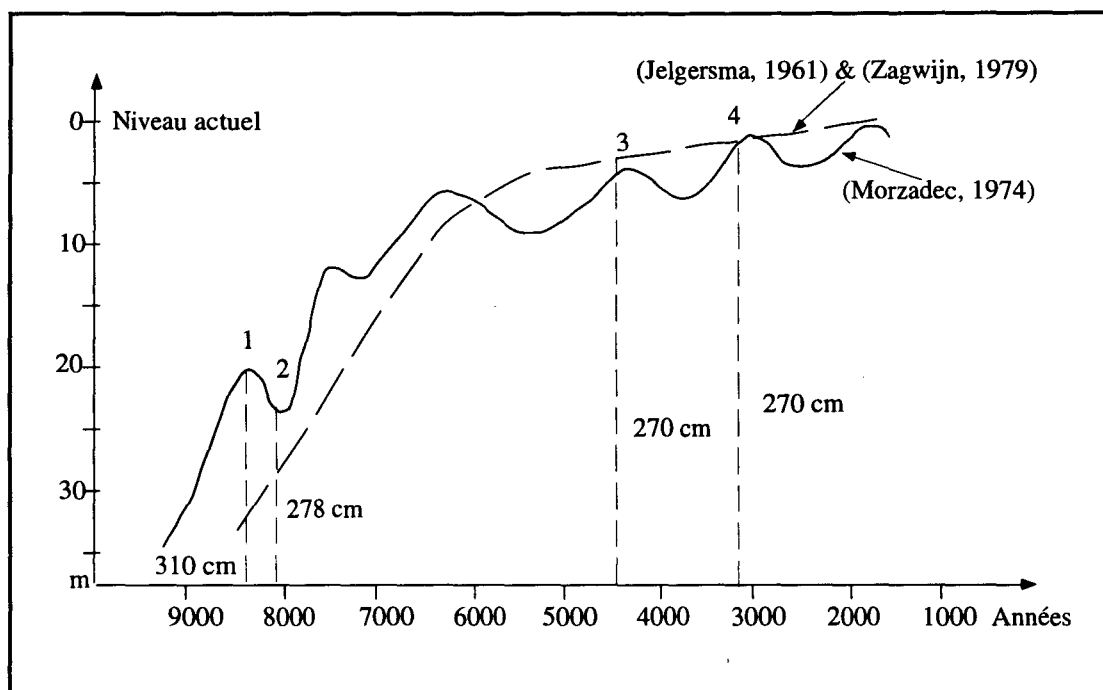


Figure VI-32: Correspondance entre les datations données par les coquilles et les courbes de variations du niveau marin durant l'Holocène.

1, 2, 3, 4 indiquent les numéros d'échantillons et les valeurs en centimètres (310 cm) de la cote de l'échantillon

U4 est l'unité formée par des dunes en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles. Son faciès sismique est organisé en réflecteurs internes d'ordre 2 tronqués par des réflecteurs d'ordre 3. Cette unité est constituée de sable moyen à grossier, très coquillier, dont l'âge maximum donné par des datations ^{14}C serait subboréal (compris entre 3150 et 4500 ans B.P.).

Cela est en accord avec les datations absolues au ^{14}C réalisées par Hommeril [1971] en Manche Occidentale qui indiquent un âge de 1300 à 4950 ans B.P. pour les sables constituant les bancs du Golfe Normano-Breton. Cependant, la dynamique sédimentaire actuelle met en mouvement des coquilles tertiaires ou des galets précambriens et ces datations ne fournissent donc que l'âge maximum des dépôts.

L'association de microfaunes indique une profondeur d'eau comprise entre 10 et 40 m.

La structure interne des dunes tidales qui constituent cette unité change d'un coté à l'autre du banc. On distingue :

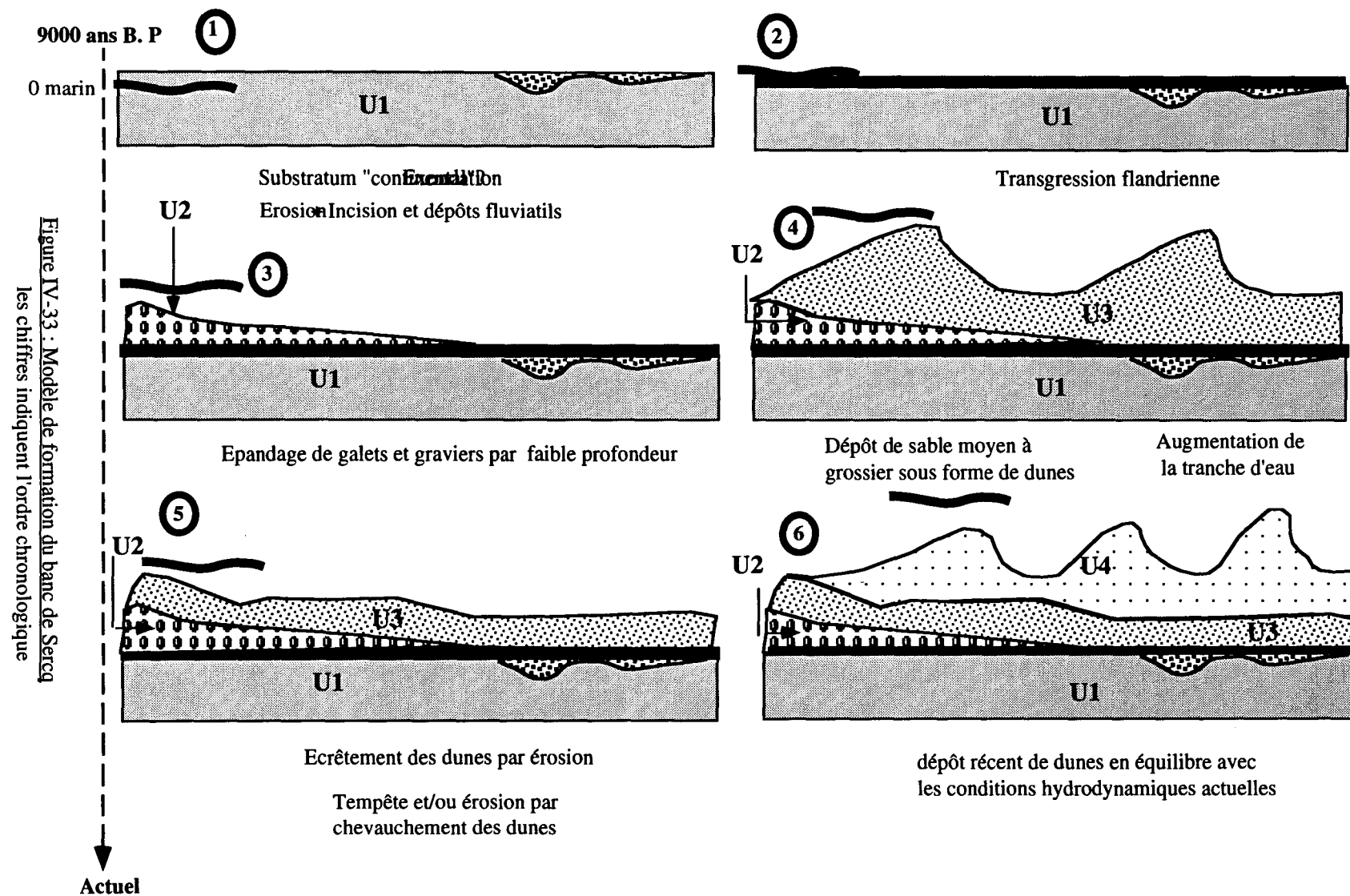
- dans le flanc oriental du banc, des dunes asymétriques dont la structure interne est orientée au flot (réflecteurs internes orientés au NW dans le même sens que le flanc le plus déclive). Certaines de ces dunes sont surmontées par une dune de quelques dizaines de centimètres dont la structure interne montre des réflecteurs orientés dans le sens inverse (au jusant).

- dans la partie axiale du banc, des dunes symétriques avec une structure interne orientée le plus souvent au flot et quelques fois des réflecteurs internes entrecroisés.

- dans le flanc occidental du banc, des dunes asymétriques dont la structure interne est constituée d'un empilement de "sets", à litages orientés tantôt au flot, tantôt au jusant. Les dunes de cette unité montrent des chevauchements les unes sur les autres, caractéristiques des zones à fort taux de sédimentation. On note que les sets de la dune chevauchée sont parfois partiellement préservés. L'aggradation du banc résulte en partie de l'empilement de "sets" de dunes.

Ce schéma d'organisation générale ainsi défini confirme, comme l'ont indiqué les résultats du sonar latéral, l'existence d'une cellule de convergence dans le sens anti-horaire autour du banc. Stride [1974] invoque également l'existence de "zones de convergence" au large de brusques convexités de la côte propices au maintien des bancs sableux. Le banc de Sercq présente donc une organisation différente de celle des bancs longitudinaux de la Mer du Nord [Houbolt, 1968]. En effet la structure interne de ces bancs est dominée par des réflecteurs faiblement pentés, alors que celle du banc de Sercq est organisée en empilement de "sets" obliques.

La figure IV-32 propose une hypothèse de formation du banc de Sercq.



III-1-2- Les dunes isolées

Les dunes isolées du Nord révèlent une organisation en long "sets" de litages obliques et parallèles au flanc abrupt, formant des séquences limitées par des discontinuités érosives (surface de réactivation). Cette organisation en sets témoigne d'un processus d'avalanche des grains le long du flanc raide. Le mécanisme d'accrétion se fait à l'aide des petites et moyennes dunes qui transportent le sable jusqu'au sommet des dunes où il est soumis à un processus d'avalanche le long du flanc le plus déclive et forme de longues laminations parallèles [Berné, 1991 ; McCave, 1971]. Trois mécanismes principaux sont à l'origine des réflecteurs obliques au front d'une dune.

Les grains de sable se déplacent par charriage sur le flanc le moins déclive. En fonction de l'intensité des courants, le transport est sous forme de **bouffées turbides** (transport en suspension) ou au contraire sous forme "**de tapis roulant**" (transport en charriage). Lorsque le courant est relativement faible, le sédiment a tendance à s'accumuler après le point de rupture, au sommet du flanc abrupt, dont la pente va augmenter progressivement jusqu'à ce que l'angle de stabilité soit dépassé [Berné, 1991]. Il se produit alors une **avalanche ou coulée sableuse** le long du flanc abrupt.

La présence d'une discontinuité se confondant plus ou moins avec la semelle caillouteuse des dunes peut indiquer l'existence d'anciennes dunes écrêtées.

III-2- Mécanismes de formation des discontinuités

III-2-1- Discontinuités de premier ordre

Au niveau du banc, les discontinuités d'ordre 1 sub-horizontales peuvent être dues :

- soit à un événement de très haute énergie (tempête). Cependant entre les campagnes Géobase 1 en juillet 1987 et Sanba en juillet 1992, période durant laquelle de nombreuses tempêtes sont intervenues, les seules modifications observées sont un faible émoussé de la crête des corps sableux. Nous n'avons pas d'éléments pour prouver que des tempêtes plus intenses se sont produites durant la formation du banc. Il peut s'agir aussi de l'effet cumulé de plusieurs tempêtes par une profondeur d'eau faible.

- soit à un phénomène de progradation d'une forme migrant avec une vitesse supérieure, comme l'a déjà observé Berné [1991]. On observe bien au Sud du banc des

chevauchements à angle positif des dunes les unes sur les autres qui peuvent être à l'origine de grandes discontinuités d'ordre 1.

Ces discontinuités ne peuvent en aucun cas être dues à des variations du niveau marin, comme le montre bien l'association de microfaunes des deux échantillons encadrant une des discontinuités d'ordre 1 (cf. paragraphe 1).

III-2-2- Discontinuités de deuxième ordre

Les discontinuités de deuxième ordre, inclinées, à contact basal le plus souvent tangentiel, ne correspondraient pas d'après Berné [1991] à une dynamique purement tidale, car les volumes sableux remaniés sont largement supérieurs à la capacité de transport du courant subordonné. Elles seraient plutôt la combinaison du courant de marée avec un courant oscillatoire (**houle**). Cette hypothèse peut également être retenue dans le cas des dunes du banc de Sercq, compte tenu de la profondeur d'eau et des caractéristiques de la houle dans ce secteur.

III-2-3- Discontinuités de troisième ordre

L'évolution des grandes dunes isolées est un processus discontinu marqué par des discontinuités d'ordre 3. Ces discontinuités horizontales se rencontrent dans la partie sommitale et tronquent le sommet des dunes sur des épaisseurs de 1 à 1,5 m. Ce phénomène d'écrêtage a été observé en milieu subtidal durant des périodes de tempête par plusieurs auteurs [Langhorne, 1982 ; Ludwick, 1972 ; Terwindt, 1971]. Ce phénomène est suivi de l'édification rapide de la partie sommitale de la dune dès que les conditions tidales sont rétablies.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Conclusions

Le travail présenté dans ce mémoire est fondé sur l'étude pluridisciplinaire d'un banc sableux tidal situé en Manche occidentale au NE de l'île anglo-normandes de Sercq : le **banc de Sercq**.

Il s'agit d'un corps sédimentaire constitué de sable moyen à grossier, allongé dans la direction NS, de **6 km** de longueur, pour **1,5 km** de largeur, constitué de **sédiments quaternaires** épais au maximum de **25** mètres et reposant sur un **substratum paléozoïque** de nature cristalline par le biais d'une semelle graveleuse anté-holocène. Ce banc présente un profil transverse asymétrique, avec une pente maximale de 6° vers l'Est. Il fait partie de la catégorie des **bancs de sillage** (au sens de Pingree & Maddock [1979]) car il est le résultat de la déviation du courant de marée par l'île de Sercq. Il est classé dans le groupe des bancs tidaux car sa forme actuelle est façonnée par les courants de marée qui peuvent dépasser 1,5 m/s à cet endroit lors des vives-eaux. La profondeur du banc, -12 m à son sommet et -48 m au niveau des dunes isolées, favorise un modelé de sa surface par les courants de **flot** et de **jusant** respectivement orientés vers le NW et le SE. Sa mise en place aurait débuté vers 9000 ans B.P. à la faveur de la remontée marine flandrienne.

A-FIGURES SÉDIMENTAIRES ET DYNAMIQUE DU BANC

L'analyse combinée du sonar latéral, des prélèvements superficiels et l'étude de la dynamique actuelle met en évidence divers phénomènes :

-Différentes figures sédimentaires ont été identifiées. Elles peuvent façonner le banc ou reposer directement sur la couverture caillouteuse comme c'est le cas des cinq dunes isolées du Nord.

Ces structures sédimentaires sont de deux types :

- * les structures transverses aux courants de marée (dunes et rides),
- * les structures longitudinales aux courants de marée (rubans sableux et queues de comètes).

La zone de Sercq peut être subdivisée en deux zones distinctes:

Au Nord, cinq grandes dunes isolées orientées E-W et d'une longueur moyenne de 300 m et d'une amplitude moyenne de 6 m reposent directement sur les cailloutis. Ces dunes sont asymétriques vers le Nord.

Au Sud, des dunes anastomosées moins hautes (5 m), d'une longueur moyenne de 80 m, constituent le banc au sens strict. Ces dunes sont orientées NE-SW et montrent une asymétrie différente selon leur emplacement:

- * les flancs les plus déclives des dunes situées sur le côté oriental du banc sont orientés vers le Nord.

- * les flancs les plus déclives des dunes situées sur le côté occidental du banc sont orientés vers le Sud-Est.

- * le passage d'une forme à l'autre se fait soit par le relais de dunes symétriques soit par le biais d'une même dune.

-Il existe une nette opposition entre les deux flancs du banc façonnés par les composantes de flot et de jusant des courants de marée. Cette organisation ainsi définie indique un système sédimentaire clos matérialisé par l'existence d'une cellule de convergence hydrodynamique dans le sens anti-horaire.

-Cette cellule est à l'origine du maintien du banc et de sa stabilité. L'évolution à long terme du banc reste toutefois difficile à évaluer par la dynamique actuelle, les mesures bathymétriques n'ayant pas permis de mettre en évidence une migration notable des grandes dunes.

-La contradiction entre la polarité des dunes et l'asymétrie du banc remet en cause l'idée selon laquelle c'est le courant dominant qui est à l'origine de l'asymétrie du banc. Le courant dominant est dans ce secteur érosif, et le flanc "abrupt" est un flanc résultant de l'érosion plutôt qu'un flanc d'accrétion. La disposition de ce flanc est inverse de celle prédite par le modèle conceptuel de Kenyon *et al* [1981].

-La distribution granulométrique de la médiane suit la forme du banc. Dans les zones hautes, les sédiments sont plus grossiers.

B-STRUCTURE INTERNE

Le banc proprement dit présente un empilement complexe de quatres unités sismiques limitées par des discontinuités majeures plus ou moins érosives: Le découpage des unités sismiques est basée sur la variation dans l'espace et dans le temps du faciès sismique. Seule l'unité U4 (l'unité superficielle du banc) et le sommet de l'unité U3 ont pu être échantillonnés par carottages.

- ***Le substratum*** est composé de roches cristallines, gneiss et phyllades d'âge Siluro-dévonien de même nature et de même âge que le "bedrock" constituant l'île de Sercq. Le passage du substratum (U1) à l'unité U2 se fait par l'intermédiaire d'une couverture graveleuse anté-holocène (pédiplaine) redistribuée en Manche par la transgression flandrienne. La présence de cette semelle à la base du banc implique un âge Holocène des trois unités sismiques sous-jacentes.

- ***L'unité U2*** correspond à un relief qui pourrait représenter le noyau sur lequel s'est formé le banc. Aucun âge ne peut être avancé pour cette unité. Néanmoins, la reconstitution paléogéographique concernant la transgression flandrienne établie par Larssonneur & Walker [1982] suggère que la mer n'aurait atteint la zone de Sercq que vers 9000 ans B.P. De ce fait, l'unité U2 ne peut être que d'âge boréal (post-9000 ans).

L'unité U3 occupe tout le banc de Sercq. Elle présente un faciès sismique organisé en réflecteurs internes tronqués par quelques discontinuités horizontales. Le sommet de cet ensemble est constitué de sable moyen à grossier dont la microfaune indique un milieu infratidal entre 10 et 40 m de profondeur. Cette unité est constituée de dunes écrêtées, et correspond à un banc tidal. Elle présente à son sommet un niveau grossier qui pourrait traduire un événement de très haute énergie (Tempête). La fourchette de profondeur donnée par la microfaune est trop large pour nous permettre de préciser l'âge de cette unité.

- ***L'unité U4*** constitue le banc tidal actuel. Elle présente un faciès sismique organisé en réflecteurs internes caractéristiques des dunes tidales. Elle représente le banc tidal actuel. Elle se prolonge vers le Nord pour former l'unité des dunes isolées. Leur structure interne montre, outre les réflecteurs internes plus ou moins sigmoïdes,

inclinés dans le même sens que le flanc raide et qui indiquent une progradation de la dune vers le Nord, des réflecteurs plus inclinés interprétés comme des surfaces de réactivation de la dune. Ces deux types de réflecteurs sont tronqués par des discontinuités plus ou moins horizontales localisées au sommet des dunes.

Cette unité qui a pu être carottée est constituée de sable beige coquillier moyen à grossier et dont la microfaune indique une profondeur d'eau de 10 à 40m.

Des datations réalisées sur le passage U3/U4 montre qu'il est formé de dépôt d'âge holocène (coquilles datées de 3000 à 8000 B.P. au plus). Donc l'unité U4 ne peut être que d'âge inférieur à 3000 ans B.P. (fin du Subboréal).

Les principaux résultats de cette étude sont résumés dans le tableau V-1.

C-COMPARAISON AVEC LES BANCS DE LA MER DU NORD

Les données de sonar latéral et de sismique confirment certaines observations déjà faites sur d'autres bancs tidaux de l'hémisphère Nord (en particulier ceux de Mer du Nord). Cependant le banc de Sercq s'en différencie par plusieurs singularités.

- Le banc de Sercq est isolé dans la zone étudiée, au contraire des secteurs à bancs tidaux de la Mer du Nord.

- le banc de Sercq dont les dimensions sont modestes, est couvert par de nombreuses figures sédimentaires, contrairement à la plupart des bancs de la Mer du Nord dont les dimensions sont plus importantes et les figures sédimentaires plus rares.

- C'est un banc dont la formation tidale est modelée par d'autres agents dont les tempêtes, à l'inverse de ce qui se passe dans d'autres zones où la formation des bancs est polygénique. Le banc du Midelkerke par exemple est composé de diverses unités dont les environnements se succèdent depuis un estuaire jusqu'à un banc sableux tidal. Sa structure interne est de ce fait différente [Trentesaux, 1993].

- Il présente un système sédimentaire clos dans lequel le sable tourne à la faveur d'une cellule de convergence hydrodynamique (piège sédimentaire) à l'inverse des

bancs de la Mer du Nord où les systèmes présentent des ouvertures [Beck *et al.* , 1991 ; Clabaut, 1988 ; Dewez, 1988 ; Trentesaux *et al.* , 1991].

- Contrairement aux autres bancs, le banc de Sercq ne migre pas.

<i>Caractéristiques du banc de Sercq</i>	
Banc situé à l'arrière de l'île de Sercq	Banc de sillage
Présence de figures sédimentaires couvrant le banc	Banc tidal actif
Présence d'un flanc "raide" orienté vers l'Est avec une pente de 6°	Banc asymétrique
Dimensions	6/1,5 km, Épaisseur≈ 25 m
Profondeur	-12 à -50 m
Hydrodynamisme	Marée semi-diurne de type macrotidal : (marnage≈ 8m). Courants de marée associés giratoires : - flot dominant orienté au NW(350°) - jusant subordonné orienté au SE (160°)
Orientation générale	Allongement Nord-Sud angle d'environ 10 degrés avec le courant dominant dans le sens horaire
Circulation	Circulation anti-horaire autour du banc (cellule de convergence)
Morphologie	Deux zones distinctes: - Au Nord : 5 grandes dunes isolées - Au Sud : grandes dunes anastomosées et empilées
Asymétrie des dunes	* Dunes du Nord asymétriques vers le NW * Dunes du Sud - côté oriental du banc: asymétriques vers le NW -côté occidental : asymétriques vers le SE -zone médiane : symétriques
Granularité en surface	Sable beige coquillier moyen à grossier
Structure interne des dunes	2 types de réflecteurs : *grandes discontinuités majeures : - dues au tempête - dues à la progradation des dunes réflecteurs internes : -liés à la réactivations des dunes -liés au phénomène d'avalanche
Structure interne du banc	4 unités sismiques: - U1 faciès sismique sourd (roches cristallines) - U2 faciès sismique à grande réflectivité. - U3 faciès sismique organisé en réflecteurs internes tronqués par de grandes discontinuités majeures (faciès tidal écrêté) - U4 faciès sismiques à réflecteurs internes et présence de discontinuités horizontales mais de moins grande extension et localisées dans les parties sommitales des dunes (unité actuelle = banc tidal).

Tableau V-1 : Caractéristiques du banc de Sercq

D-PERSPECTIVES

Certaines questions subsistent, auxquelles s'ajoutent d'autres interrogations au fur et à mesure de l'approfondissement de l'étude:

- Une étude statistique, qualitative et quantitative des houles dans la zone d'étude nous éclairerait sur la relation entre les discontinuités sismiques majeures et les tempêtes.

- Des mesures plus précises de courant de marée, sur des périodes assez longues et à plusieurs endroits, nous permettraient de connaître l'évolution des circulations autour des dunes.

- Une confrontation des résultats morphosédimentaires avec un modèle mathématique de courant en Manche plus précis (avec une maille de décritisation plus petite que celle utilisée pour le modèle de la Manche [Salomon & Breton, 1991] permettrait de compléter les données sur la dynamique du banc.

- Enfin, quelques carottes traversant le banc jusqu'à sa semelle apporterait les informations manquantes au chapitre "Structure interne", telles que la caractérisation sédimentologique des unités les plus profondes, leur âge par datation C14 et par étude micropaléontologique détaillée qui replacerait le banc dans le contexte de son évolution quaternaire.

*RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES*

A

Allen J. R. L., 1980.

- Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26 : 281-328.

Allen J. R. L., 1982a.

- Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, Southeast England). *Philosophical Transactions of the royal Society of London A*, A 306 : 291, 345.

Allen J. R. L., 1984.

- Principles of physical sedimentology. : p 272.

Amos C. L. & King E. L., 1984.

- Bedforms of the canadian eastern seabord: a comparison with global occurences . *Marine Geology*, 57 : 167-208.

Ashley G. M., 1990.

- Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 : 160-172.

Auffret G. A.; Berthois L. & Douville J. L., 1975.

- Observations sur les rides du plateau continental. *La houille Blanche.*, 7/8 : 467-476.

Auffret J. P., 1982.

- Géométrie de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin. *ASF, Voyage d'étude. In : La baie du Mont-St-Michel*, : 22-24.

Auffret J. P. & Alduc D., 1977.

- Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. *bulletin Ass. Franç. Etude. Quat.*, 53, 4 : 71-75.

Auffret J. P.; Alduc D.; Larsonneur C. & Smith A. J., 1980.

- Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanographique*, 56 : 21-35.

Auffret J. P. & Larsonneur C., 1975.

- Le modèle sédimentaire Manche-Orientale. *IXème Cong. Int. Séd. Nice.*, 5 : 33-38.

Auffret J. P.; Larsonneur C. & Hommeril P., 1977.

- Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la seine et le nord Cotentin. *Bulletin de la société géologique de Normandie et amis du muséum du Havre.*, tome LXIV, facicule 4, 4^{ème} trimestre. : 21-33.

Augris C.; Clabaut P. & Vicaire O., 1990.

- Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. : 96.

Augustin J. M., 1985.

- Logiciel de traitement des images acoustiques des sonars latéraux. IFREMER, :

B

Bagnold R. A., 1941.

- The physics of blow sand and desert dunes. *london : Methuen.*, : 265 p.

Beck C.; Clabaut P.; Dewez S.; Vicaire O.; Chamley H.; Augris C.; Hoslin R. &Caillot A., 1991.

- Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta, Vol. sp. 11* : 111-121.

Belderson R. H.; Johnson M. A. &Kenyon N. H., (Editeur), 1982.

- *Bedforms*. Offshore tidal sand, processes and deposits, Chapman & Hall, London : 27-57.

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 Geology*, 73 : 99-108.

Belderson R. H. &Stride A. H., 1966.

- tidal current fashioning of a basal bed. *Marine Geology*, 73 : 99-108.

Berné S., 1991.

- Architecture et dynamique des dunes tidales. *Thèse de l'Université de Lille 1.*, p. 295.

Berné S.; Allen G.; Auffret J. P.; Chamley H.; Durand J. &Weber O., 1989a.

- Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6 : 1145-1160.

Berné S.; Augustin J. M.; Braud F.; Chene G. &Walker P., 1986.

- Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates-formes continentales : amélioration de la technique d'observation par sonar latéral. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 82 : 437-446.

Berné S.; Bourillet J. F.; Durand J.; Lericolais G. &Ondreas H., 1989b.

- Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest). *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine*, 13 2 : 395-415.

Boersma J. R., 1969.

- Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, The Netherlands. Reports of a preliminary investigation. *Geologie en Mijnbouw*, 48 : 409-414.

Boillot G., 1964.

- Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Annales de l'Institut Océanographique*, 42 : 1-220.

Boillot G. &Lefort J. P., 1974.

- Carte géologique de la Manche . 1/1000000. édit.,

Bois C.; Gazes M.; Gabriel O.; Lefort J. P.; Le Gall B.; Pinet B. &Sibuet J. C.,1991.

- Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT, et WAM à la géologie de la mer Celtique, de la Manche et de l'Atlantique. *Mémoire de la société géologique de France.*, 159 : 167-189.

Bonnefille R., 1980.

- Cours d'hydraulique maritime. *Masson, Paris.*, : 171.

Boothroyd J. C. &Hubbard D. K., 1975.

- Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. *Estuarine research*, 2, *Cronin Ed., New York, Academic Press*, : 217-234.

Bouma A. H., 1969.

- Methods for the study of sedimentary structures. : 457.

Bouysse P.; Horn R.; Lapierre F. &LeLann F., 1976.

- Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Marine Geology*, 20 : 251-275.

Bucher W. H., 1919.

- On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographical interpretations. *Am. J. Sci.*, 47 : 149-210-241-269.

C

Caston G. F., 1981.

- Potential gain and loss of sand by some sand banks in the Southern Bight of the North Sea. *Marine Geology*, 41 : 239-250.

Caston V. N., 1972.

- Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, 18 : 63-78.

Caston V. N. D. &Stride A. H., 1970.

- Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Marine Geology*, 9 : 38-42.

Chakhotin P. S.; Medvedev V. S. &Longinov V. V., 1972.

- Sand ridges and waves on the shelf of tidal seas. *Oceanology*, 12 : 386-394.

Chesterman W. D.; Clynick P. R. &Stride A. H., 1958.

- An acoustic aid to sea bed survey. *Acustica*, 8 : 285-290.

Clabaut P., 1988.

- Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais. (Large des côtes françaises). *Thèse de l'Université Lille 1.*, p. 251.

Cornish V., 1914.

- Waves of sand and snow, and the eddies which make them. *T. Fisher Unwin, London.*, : p.120.

Curry S. & Smith A. J., 1975.

- New discoveries concerning the geology of the central and eastern parts of the English Channel. *Phil. trans. r. soc. lond.*, A.279 :

D

Dalrymple R. W., 1984.

- Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31 : 365-382.

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.

Dewez S., 1988.

- Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (De la baie d'Authie au Cap d'Alprech). *Thèse de l'Université de Lille 1.*, p. 276.

Dujon S. C., 1969.

- Sur la genèse des bancs de la Mer du Nord méridionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XI, 5 : 503-510.

Dumas, 1990.

- Banc à multiparamètres. *rapport interne Ifremer*, :

Dyer K. R., 1986.

- Coastal and estuarine sediment dynamics. : 342.

F

Fairbridge R. W., (Editeur), 1961.

- *Eustatic changes in sea level*. Physics and chemistry of the earth, Pergamon, London : 99-185.

Flemming B. W., 1978.

- Underwater sand dunes along the southeast African continental margin, observations and implications. *Marine Geology*, 26 : 177-198.

Flemming B. W., (Editeur), 1988.

- *Pseudo-tidal sedimentation in a non-tidal shelf environment (Southeast African continental margin)*. Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies, D. Reidel Publishing Company, : 167-180.

Flemming N. C. & Stride A. H., 1967.

- Basal sand and gravel patches with separate indications of tidal current and storm paths near Plymouth. *Journal of marine biology association U. K.*, 47 : 433-444.

Folk R. L. & Ward W. C., 1957.

- Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 : 3-26.

G

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. *Journal of Sedimentology and Petrology*., 48 : 239-352.

Gosline D. S. & Swift D. J. P., (Editeur), 1977.

- *continental shelf sediment dynamics : a national overview. Report of a workshop held in Vail. USA* : p. 134.

Guilcher A., 1979.

- Précis d'hydrologie marine et continentale. *Masson, paris.*, : 344.

H

Harms J. C.; Southard J. B. & Walker R. G., 1982.

- Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course n° 9, Tulsa.*, : 239.

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.

Heathershaw A. D., (Editeur), 1981.

- *Comparison of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. Sedimentary dynamics of continental shelves*, Elsevier, Amsterdam : 75-104.

Hommeril P., 1967.

- Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. 3^{ème} cycle, 304 p,

Hommeril P., 1971.

- Datation absolue de sédiments bioclastiques provenant des bancs sous-marins du golfe Normano-Breton. *compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France., Facicule II* : 112.

Houbolt J. J. H. C., 1968.

- Recent sediments in the southern bight of the North sea. *Geology en Mijnbouw*, 47 : 245-273.

J

Jansen J. H. F.; Van Weering T. C. E. &Eisma D., (Editeur), 1979.

- *Late Quaternary sedimentation in the North Sea*. The Quaternary History of the North Sea, Acta Univ. Ups., Uppsala : 157-187.

Jelgersma S., 1961.

- Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Meded. Geol. Stichting, C-IV (7)* : 167.

Jelgersma S., (Editeur), 1979.

- *Sea-level changes in the North Sea basin*. The Quaternary history of the North Sea, Acta Univ. Ups., Uppsala : 233-248.

Johnson M. A.; Kenyon N. H.; Belderson R. H. &Stride A. H., (Editeur), 1982.

- *Sand transport*. Offshore tidal sand, processes and deposits, Chapman & Hall, London : 58-94.

Jones N. S.; Kain J. M. &Stride A. H., 1965.

- The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. *Marine Geology*, 3 : 329-336.

Jopling A. V., 1967.

- Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a streambed: a laboratory study. *Journal of Geology*, 75 : 287-305.

K

Keeland N. C. &Haills J. R., 1972.

- Bed rock morphology and structures within overlying sediments, Start bay, South-West England, determined by continuous seismic profiling, side scan sonar and core sampling. *Marine Geology*, 13 : 19-26.

Kenyon N. H., 1970a.

- The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea. *Marine Geology* ., 107 : 389-394.

Kenyon N. H. &Belderson R. H., 1973.

- Bedforms of the mediterranean undercurrent observed with side scan sonar. *Sedim. Geol.*, 9 : 77-99.

Kenyon N. H.; Belderson R. H.; Stride A. H. &Johnson M. A., 1981.

- Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *Special Publications of the international Association of Sedimentologists*, 5 : 257-268.

Kenyon N. H. &Stride A. H., 1970.

- The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14 : 159-173.

L

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 Geology*, 14 : 129-143.

Langhorne D. N., 1982.

- A study of the dynamics of a marine sand wave. *Sedimentology*, 29 : 571-594.

Larsonneur C., 1971.

- Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. *Thèse d'état* : 394 p.,

Larsonneur C. Bouysse, P. et Auffret, J. P., 1982.

- The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29 : 851-864.

Larsonneur C. & Walker P., 1982.

- Le golfe normand-breton : synthèse sédimentologique. *Université de Caen*, :

LCHF, 1981.

- Catalogue sédimentologique des côtes françaises. 3 : 153.

Le Bouteiller G. & Portugal., 1973.

- Côtes Ouest du Cotentin. Etude des évolutions du littoral. Deuxième phase : analyse des phénomènes. *Rapport R 11214, SOGREAPH, Grenoble*, :

Lefort, 1970.

- Etude géologique de la Manche au Nord du Trégor.

II : Le problème des sables calcaires, la sédimentation actuelle. *Bulletin de la société géologique et minéralogique . Brest*, II : 23.

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. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine*, 14 : 185-196.

Liu Z. & Xia D., (Editeur), 1986.

- *submarine sand ridges*. Modern sedimentation in the coastal and nearshore zones of China, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York : 379-410.

Ludwick J. C., (Editeur), 1972.

- *Migration of tidal sand waves in Chesapeake Bay entrance*. Shelf sediment transport : process and pattern, Dwden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania : 377-410.

M

Marsset T. & Olagnon M., 1992.

- SITHERE : manuel d'utilisation. Ifremer, Brest, :

McBride R. A. & Moslow T. F., 1991.

- Origin, evolution, and distribution of shoreface sandridges, Atlantic inner shelf, U.S.A. *Marine Geology*, 97 : 57-85.

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 Geology*, 31 : 101-114.

McCave I. N., (Editeur), 1985.

- *Recent shelf clastic sediments*. Sedimentology-recent developments and applied aspects, : 49-65.

McLean S. R., 1981.

- The role of non uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Marine Geology*, 42 : 49-74.

Middelton G. V. & Southard J. B., 1977.

- Mechanics of sediment movement. *SEPM Short Course N°3, 1ère Edition, Providence, USA*, :

Middelton G. V. & Southard J. B., 1984.

- Mechanics of sediment movement. *SEPM Short Course N°3, 2nd Edition, Providence, USA*, : p. 401.

Mitchum R. M.; Vail P. R. & Sangree J. B., (Editeur), 1977.

- *Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration, AAPG Mem., : 117-133.

Morner N. A., 1969.

- The late Quaternary history of the kattegat Sea and the Swedish West coast. *Sveriges Geol. Unders.*, 63-3 :

Morzadec-Kerfourn M. T., 1974.

- Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mémoire de la société géologique et minéralogique. Bretagne*, 17 : 208.

O

Off T., 1963.

- Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *Bulletin of the American Association of petroleum Geology*, 47 : 324-341.

Orbi A., 1986.

- Golfe Normano-Breton : Etude régionale intégrée. *rapport Ifremer Dero 86.27-EL, 1* :

Orbi A. & J.C Salomon ., 1988.

- Dynamique de marée dans lae golfe Normano-breton. *oceanologica acta*, 11 N°1 : 55-63.

P

Pingree R. D. & Maddock L., 1979.

- The tidal physics of headland flow and offshore tidal bank formation. *Marine Geology*, 32 : 269-289.

Pingree R. D. & Maddock L., 1985a.

- Rotary currents and residual circulation around banks and isolands. *Deep Sea Research*, 32 N°8 : 929-947.

Pingree R. D. & Maddock L., 1985b.

- Stokes, euler and lagrange aspects of residual tidal transports in English Channel and the southern bight of Noprth Sea. *journal of the marine biological association of the U.K.*, 65 :

Pomerol C., 1977.

- Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux : Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris. *Bulletin du Centre de recherches, d'explorations, et de productions d' Elf Aquitaine.*, 1 : 233-256.

Pugh D. T., 1987.

- Tides, surges and mean sea-level. : 472.

R

Reineck H.-E., (Editeur), 1972.

- *Tidal flats*. Recognition of ancient sedimentary environments, S.E.P.M., Spec. Publ., : 146-159.

Reineck H.-E. & Singh I. B., 1980.

- Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. : 549.

Reineck H.-E. & Wunderlich F., 1968.

- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11 : 99-104.

Rubin D. M., 1987.

- Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. *Soc. Econ. Pal. Mineal*, n°1 Tulsa, Oklahoma : : 187.

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.

S

S.H.O.M, 1968.

- Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantiques. *S. H. 550*, Imprimerie Nationale. Paris., : 287 p.

Salomon J. C. & Breton M., 1991.

- Courants résiduels de marée dans la Manche. *In* Lille. Actes du colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales. : 47-53.

Smith D. B., 1988.

- Bypassing of sand over sand waves and through a sand wave field in the central region of southern North Sea. *In* P.L. de Boer, A. van gelder, & S.D. Nio (Eds), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, :

Soulsby R. L., (Editeur), 1983.

- *The bottom boundary layer of shelf seas*. Physical Oceanography of coastal and shelf seas, Elsevier, Amsterdam : 267-320.

Stewart H. B. & Jordan G. F., (Editeur), 1964.

- *Underwater sand ridges on Georges Shoal*. Papers in marine geology, MacMillan, New York : 102-114.

Stride A. H., 1963.

- Current-swept floors near the southern half of Great Britain. *Q. J. geology Londres.*, 119 : 101-130.

Stride A. H., 1974.

- Indications of long term, tidal control of net sand loss or gain by European coasts. *Estuarine Coastal marine Science*, 2 : 27-36.

Stride A. H.; Belderson R. H.; Kenyon N. H. & Johnson M. A., (Editeur), 1982.

- *Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies*. Offshore tidal sand, processes and deposits, Chapman & Hall, London : 95-125.

Stride A. H. & Chesterman W. D., 1973.

- Sedimentation by non-tidal currents around northern Denmark. *Marine Geol.*, 15 : M53-M58.

Stubblefield W. L. e. S. D.J.P., 1976.

- Ridge development as revealed by sub-bottom profiles on the central New Jersey shelf. *Marine Geology*, 20 : 315-334.
- Swift D. J. P., 1975.**
- Tidal sand ridges and shoal retreat massifs. *Marine Geology*, 18 : 105-134.
- Swift D. J. P.; Duane D. B. &McKinney T. F., 1974.**
- Ridge and swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America: secular response to the Holocene hydraulic regime. *Marine Geology*, 15 : 227-247.
- Swift D. J. P.; Stanley D. J. &Curray J. R., 1971.**
- Relict sediments on continental shelves : a reconsideration. *Journal of Geology*, 79 : 322-346.

T

- Tanner W. F., 1971.**
- Numerical estimates of ancient waves, water depth and fetch. *Sedimentology*, 16 : 71-88.
- Ters M., 1973.**
- Les variations du niveau marin depuis 10000 ans la long du littoral atlantique français. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 36 : 114-136.
- Terwindt J. H. J., 1971.**
- Sand waves in the southern bight of the North Sea. *Marine Geology*, 10 : 51-67.
- Trentesaux A., 1993.**
- Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale. *Thèse de l'Université de Lille 1.*, p. 229.
- Trentesaux A.; Berné S. &De Batist M., 1991.**
- Etude sismique haute résolution d'un banc sableux tidal. Le Middelkerke Bank. Mer du Nord méridionale. *In 3ème congrès français de sédimentologie*, Brest. Résumés : 99-106.
- Trentesaux A.; Berné S.; De Batist M. &Chamley H., 1993.**
- Architecture interne d'un banc sableux de la Mer du Nord méridionale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II)*, 316 : 99-106.

V

- Van der Hammen T.; Wijmstra T. A. &Zagwijn W. H., 1971.**
- The floral record of the late Cenozoic of Europe. *In the late Cenozoic glacial ages*, : 391-424.
- Van Montfrans H. M., 1971.**
- Paléomagnetic dating in the North-Sea basin. *Rotterdam*, : 113.

Van Veen J., 1935.

- sand waves in the southern north sea. *int. hydro. rev.*, 12 : 21-29.

Vaslet D.; Larssonneur C. & Auffret J. P., 1978.

- carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/500 000. *B.R.G.M. éd. , Orléans.*, :

Vatan A., 1967.

- Manuel de sédimentologie. : p. 397.

Vicaire O., 1991.

- Dynamique hydrosédimentaire en Mer du Nord méridionale (Du Cap Blanc-Nez à la frontière belge). *Thèse de l'Université de Lille 1.*, p. 264.

W

Werner F.; Unsöld G.; Koopman B. & Stephanon A., 1980.

- Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. *Sediment. Geol.*, 26 : 233-262.

Y

Yalin M. S., 1972.

- Mechanics of sediment transport. *Pergamon, London.*, :

Z

Zagwijn W. H., (Editeur), 1979.

- *Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin.* The Quaternary History of the North Sea, Acta Univ. Ups., Uppsala : 31-42.

LISTES

Listes des figures

Figure I-1 : Localisation du banc de Sercq	17
Figure. I-2 : Carte structurale de la Manche. D'après Pomerol [1977]......	18
Figure I-3: Chronostratigraphie du Pléistocène dans le NW de l'Europe.	20
Figure I-4: Chronostratigraphie et paléoclimatologie de l'époque Flandrienne.....	21
Figure I-5 : Variation hypothétique du trait de côte au cours de l'Holocène.	22
Figure-I-6: Courbe de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène.....	23
Figure. I-7: Paramètres morphologiques	28
Figure I-8: Classification morphologique des dunes [Van Veen, 1935].....	29
Figure. I-9: Les crêtes de rides de houle(A) et de courant (B).	31
Figure I-10 : Les quatres principaux types de rubans sableux	32
Figure I-11 : Origine des marées de vive-eau et de morte eau en fonction de la position relative de la Terre de la Lune et du Soleil	35
Figure I-12 : La marée en Manche [Dyer, 1986].....	36
Figure I-13 : Distribution des vitesses maximales des courants de marée de vive-eau.....	37
Figure. I-14 : Propagation des houles d'W, d' WNW et d' NW	38
Figure II-1 : Plan des profils de la mission Géobase I, réalisée en juillet 87.....	44
Figure II-2 : Plan des profils de la mission Sanba, réalisée juillet 92.	45
Figure II-3 : Principe du positionnement Syledis.....	48
Figure II-4 : Position des balises	48
Figure II-5 : Mode de formation des images sonar [Augris et al. , 1990]	50
Figure II-6 : Exemple de sonogramme	51
Figure-II-7 : Lobes d'émission du sonar latéral. Notice explicative de	53
Figure II-8 : Principe de fonctionnement de la sismique réflexion marine.	54
Figure. II-9: Méthodes géophysiques utilisées pour l'étude du banc de Sercq	58
Figure II-10 : position des prélèvements effectués en 1987 l.....	59
Figure II-11 : Le vibrocarottier du BRGM.....	61
Figure II-12 : Localisation des points de carottage	62
Figure III- 13 : Exemple de courbe granulométrique (fréquences cumulées).	64
Figure II-14: Technique des "lacquer peels"	67
Figure. II-15 : Récapitulatif des méthodes utilisées sur le banc de Sercq	68

Figure. III-1 : Image sonar de la couverture caillouteuse en bordure du banc.	72
Figure. III-2 : Carte bathymétrique de la zone de Sercq	73
Figure. III-3 : Bloc diagramme 3D du banc de Sercq	74
Figure. III-4 : Mosaïque sonar Traitée par le logiciel "TRIAS". Juillet 87,	75
Figure. III-5 : Interprétation de la mosaïque sonar.	76
Figure. III-6 : Faciès sonar des petites et des moyennes dunes associées aux extrémités des grandes dunes	78
Figure. III-7 : passage d'une dune à l'autre par le biais de petites et moyennes dunes en échelon	79
Figure. III-8: Histogramme de l'amplitude des dunes	80
Figure. III-9 : Relation entre l'amplitude H des dunes et la profondeur d'eau	81
Figure. III-10 : Diagrammes de stabilité en fonction du courant, de la profondeur d'eau et de la granularité du sédiment	81
Figure. III-11 : Histogramme de la longueur des dunes.	82
Figure. III-12: Relation entre l'amplitude et la longueur des dunes de Sercq	83
Figure. III-13: Histogramme de la pente du flanc le plus déclive	84
Figure. III-14 : Histogramme de la pente du flanc le moins déclive	85
Figure. III-15: Histogramme de l'indice de forme verticale	85
Figure. III-16 : Histogramme de l'indice d'asymétrie.	86
Figure. III-17 : Histogramme de l'indice de sinuosité	86
Figure. III-18 : Faciès sonar des grandes dunes de la zone Nord.	87
Figure III-19 : Dune de type "à crête déprimée",	88
Figure. III-20 : Dune en "dos de chat"	89
Figure. III-22: Dune composite. Extrait du profil bathymétrique 126	89
Figure. III-23 : Dune symétrique	91
Figure. III-24: Faciès sonar des rubans sableux.	93
Figure. III-25 : Image sonar d'une queue de comète située au Sud-Est du banc	94
Figure. III-26 Image sonar du faciès intermédiaire-Est du banc	95
Figure III-27 : Répartition des sédiments autour de l'île de Sercq.	98
Figure. III- 28: Interprétation de la mosaïque sonar (Géobase 87) calibrée par les prélèvements de surface.	99
Figure III-29 : Courbes cumulatives des 34 prélèvement.	100
Figure III-30 : Courbes granulométriques des prélèvements situés sur les dunes du Nord.	101
Figure III-31 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés sur le banc	103

Figure III-32 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés à la limite Sud du banc.....	104
Figure III-33 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés sur la semelle du banc.....	104
Figure III-34 : Hauteur d'eau mesurée à proximité du banc de Sercq du 5 au 8 juillet 1992 (par rapport au zéro des cartes marines).....	107
Figure III-35 : Vitesse du courant de surface au SE du banc de Sercq.	108
(N49°28 et W02°18).19 septembre 88	108
Figure III-36 : Simulation des roses de courant [Orbi, 1986], par vive eau	109
Figure III-37: Courants eulériens dans le golfe Normano-breton (i.e. résultante vectorielle des vitesses au point fixe) [Orbi & Salomon, 1988]	110
Figure III-38: Modèle de la répartition des courants au voisinage du banc de Sercq	112
Figure III-39 : Sens des transports résiduels déduits de l'analyse des formes.	116
Figure III-40 : Comparaison entre les transports prédits et observés sur la zone de Sercq	117
Figure III- 42: modèle de migration d'un banc sableux en fonction de l'angle entre le courant tidal principal et la crête du banc. D'après Kenyon et al. [1981]	122
Figure III- 43 : Schéma indiquant la migration d'un banc sableux de Sercq en fonction de l'angle entre le courant tidal principal et la crête du banc.....	122

Figure IV-1: Relations entre les réflecteurs et les limites des séquences de dépôts.....	128
Figure IV-2: Coupe sismique longitudinale du banc de Sercq.	130
Figure IV-3: La Discontinuité de base (Profil 116, Sparker, Mission Sanba 1992).....	131
Figure IV-4: Réflecteurs internes et leurs relations avec les autres discontinuités.....	133
Figure IV-5: a-Réflecteurs internes avec raccord tangentiel.....	135
Figure IV-6 : Superposition des unités sismiques du banc de Sercq.	136
Figure IV-7 : Faciès sismique de l'unité U1 (substratum) montrant des incisions anté-quaternaires.	136
Figure IV-8 : Faciès sismique de l'unité U2 extrait du profil N°102.....	137
Figure IV-9 : Extension de l'unité U2	137
Figure IV-10: Apports de la sismique THR.....	139
Figure IV-11: Coupes transverses de sismique très haute résolution du banc de Sercq	141
Figure IV-12 : Exemple de chevauchement des dunes.....	142
Figure IV-13 : Exemple de profil de sondeur de sédiment où les dunes s'inversent du flot au jusant en passant par une forme symétrique.....	143
Figure V-14 : Coupe sismique longitudinale de la dune 1 (profil 2,5 N°148)	144
Figure IV-15 : Coupe sismique longitudinale de la dune 2 (profil 2,5 Khz N°148)	145
Figure IV-16 : Coupe sismique longitudinale de la dune 3 (profil 2,5 Khz N°148)	145
Figure IV-17: Coupe sismique longitudinale de la dune 4 (profil 2,5 Khz N°148)	146
Figure IV-18 : Coupe sismique longitudinale de la dune 5 (profil 2,5 Khz N°148)	147
Figure IV-19 : Description de la carotte VK8877 prélevée lors de la campagne Géobase II (1988)	150
Figure IV-20 : Faciès sédimentaires des carottes de Sercq.....	151
Figure IV-21 : Carotte VK0692	153
Figure IV-22 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK9206	154
Figure IV-23 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR pour la carotte VK9206	156
Figure IV-24 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK9207	159

Figure IV-25 : corrélation gammadensimétrie-sismique THR de la carotte VK9207 160

Figure IV-26 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK9208 161

Figure IV-27 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR de la VK9208..... 162

Figure IV-28 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK9209 165

Figure IV-29 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR de la carotte VK9209 166

Figure IV-30 : Synthèse et résultats des travaux réalisés sur la carotte VK9210 167

Figure IV-31 : Corrélation gammadensimétrie-sismique THR de la carotte VK9210 168

Figure VI-32: Correspondance entre les datations données par les coquilles et les courbes de variations du niveau marin durant l'Holocène. 171

Listes des tableaux

Tableau. I-1 : Principales classifications des figures transverses au courant.....	30
Tableau-I- 2: Coefficients significatifs de la marée.	35
Tableau II-1 : Récapitulatif des missions réalisées sur le Banc de Sercq, des techniques employées et de la quantité d'information recueillie.....	46
Tableau. II-2 : Définition du nom d'un sédiment selon la valeur de sa médiane	64
Tableau. II- 3 : Degré de classement d'un sédiment.	65
Tableau. II-4 : Degré d'asymétrie d'un sédiment.	65
Tableau. III-1 : Caractéristiques granulométriques de quelques bancs de la Manche et du Sud de la Mer du Nord	105
Tableau III-2 : Intensité et orientation du transport résiduel autour du banc de Sercq	113
Tableau. III- 3: Exemples de vitesses de migration de dunes.....	118
Tableau IV 1: Liste des foraminifères benthiques des échantillons de la VK9206	157
Tableau V-1 : Caractéristiques du banc de Sercq.....	183

ANNEXES

Annexe 1

Cartographie automatique

Les données bathymétriques sont traitées par cartographie automatique. Il s'agit d'un ensemble de modules qui constituent chacun, une étape de la réalisation d'une représentation en carte (2D, 3D pseudo-3D), ou en profils bathymétriques verticaux, ...

L'élaboration des cartes a nécessité la mise en œuvre du logiciel de géostatistique "Bluepack", du logiciel de manipulation de données "Magma" développés tout deux par l'École des Mines de Paris, et du logiciel de représentation graphique "Map" développé par l'ENSG de Nancy.

Module	Bluepack
Manipulations de fichiers	Magma
Géostatistique (Interpolation)	Bluepack
Visualisation	Map

Sur le bateau, les données, en décimètres, sont numérisées à la cadence d'un échantillon par seconde et stockées en même temps que la navigation, grâce au système "ADOP". Ces données sont sauvegardées sur des disquettes au format HP ou Génavir.

A terre, ces données sont formatées, transférées sur une machine "Sun" et prêtes pour les traitements (Fig.1).

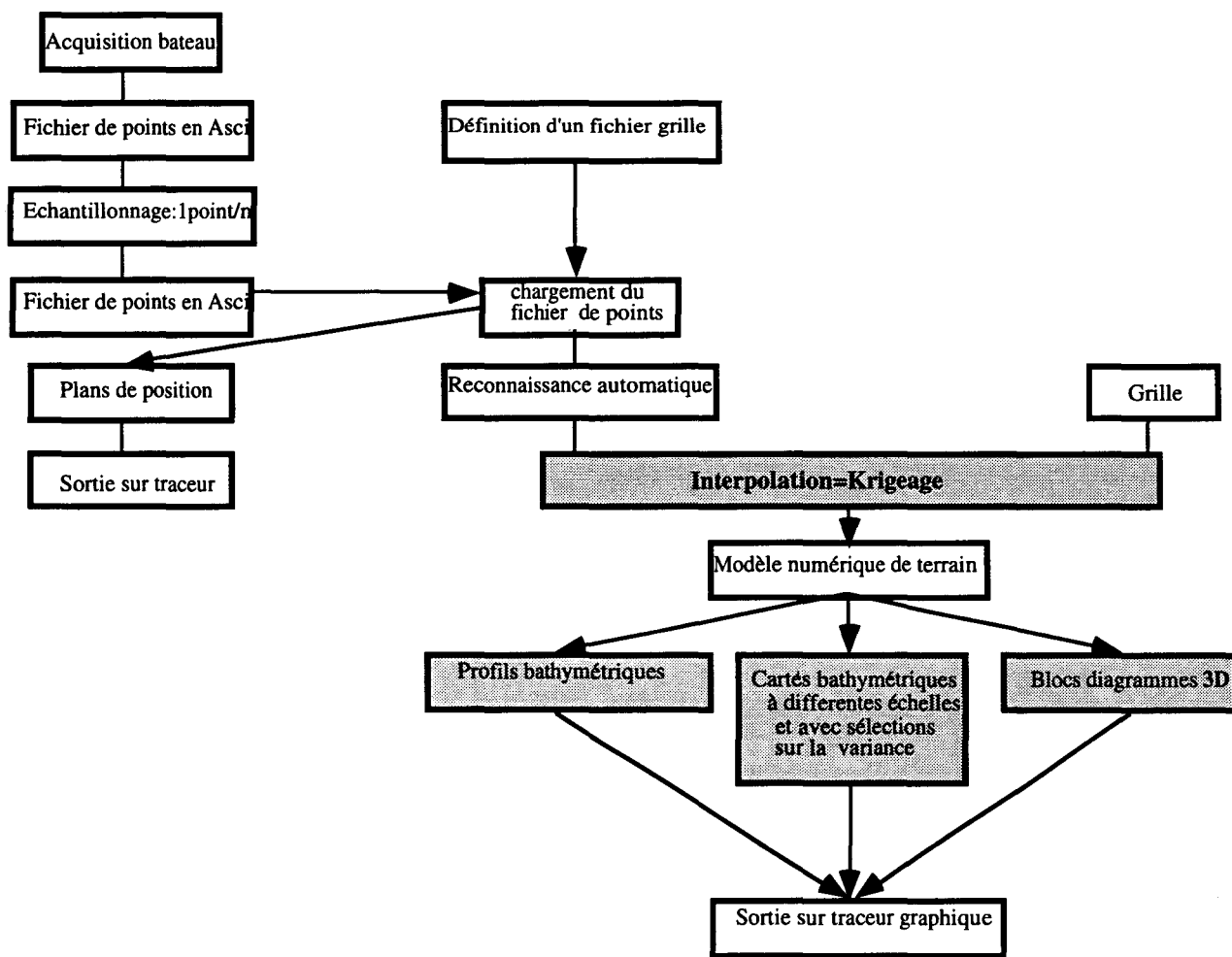


Figure 1 : Procédure de traitement des données bathymétriques sur SUN

Le détail de la "démarche à suivre" module par module est le suivant :

"**Mginit**" qui permet l'initialisation des variables dans un fichier magma . Le fichier ainsi traité est subdivisé en 4 sous fichiers avec les extensions suivantes :

-.mgm : c'est un fichier où sont stockées toutes les informations concernant le fichier de données

-.pil : il renseigne sur toutes les clefs de pilotage (liaison données/profil et profil/données).

-.sel : il informe sur toutes les clefs de sélections utilisées (elle ne doivent pas dépasser 6).

-.son : c'est le fichier des sondages ou entête.

"**Mgcart**" permet le chargement du fichier magma

"**Mgtran**" permet de faire des transformations et des calculs sur le fichier de points

"**Geoprogram**" transforme la latitude et la longitude en XY.

A ce stade deux alternatives se présentent :

- tout le **fichier de points** est utilisé pour tracer les plans de positions par exemple (on trace toutes les sondes).
- Une **grille** de modèle numérique de terrain est utilisé pour tracer des cartes contournées ou des blocs diagrammes.'

Création d'une grille

***- Définition d'une grille de calcul.**

C'est la détermination de la position, du nombre de noeuds en X, du nombre de noeuds en Y et de la taille en X et Y. La taille de la maille dépend de la précision voulue en sortie mais surtout du pas d'échantillonnage.

On utilise plusieurs programmes:

-**mgprk** : définit la grille selon le nombre et la taille des blocs

-**b3drm** : est un programme de reconnaissance automatique.

La reconnaissance automatique de la structure permet de voir si les données sont stationnaires ou intrinsèques c'est-à-dire si une moyenne locale sur les mesures est valable ailleurs. Si elles ne sont pas stationnaires, c'est qu'il y a une dérive générale.

Trois cas sont autorisés : dérive d'ordre 0 (les données sont stationnaires), dérive d'ordre 1 (en général la bathymétrie) et dérive d'ordre 2. Le programme teste les trois dérives et propose un choix selon des critères précis. Puis il teste plusieurs fonctions linéaires ou plusieurs combinaisons linéaires de fonctions élémentaires pour estimer la variable ; là encore le programme propose son choix. Des fonctions simples sont disponibles : fonctions constante, linéaire, sphérique, spline et cubique. L'utilisateur peut choisir la solution qui lui convient même si elle ne correspond pas à l'optimum mathématique.

Cette opération est la plus importante de l'interpolation ; il convient d'apporter le plus grand soin à la définition de la recherche des voisins c'est-à-dire des points retenus par les tests.

Une trop grande anisotropie dans la répartition des échantillons ne convient pas aux méthodes classiques d'interpolation. Un logiciel d'interpolation classique va, pour réaliser les calculs en un point donné, prendre un certain nombre d'échantillons les plus proches (voisins) du point à interpoler dans un rayon défini. Il est possible lors de la recherche des voisins de spécifier le nombre minimal et maximal de profils dans lesquels on va aller chercher au moins un échantillon

-b3bm: c'est la phase finale de la création d'un modèle de terrain numérique (MNT). Elle permet le "krigeage": une longue étape de calcul qui ne nécessite aucune intervention. Les résultats de l'interpolation et des calculs d'erreur sont stockés dans des variables du fichier grille qui seront utilisées pour la visualisation.

***-Visualisation du modèle numérique de terrain:**

Les programmes responsables de la visualisation sur écran ou de la sortie graphique sont au nombre de deux

- **Map** qui peut tracer du 2D ou du 3D. (Fig.2)

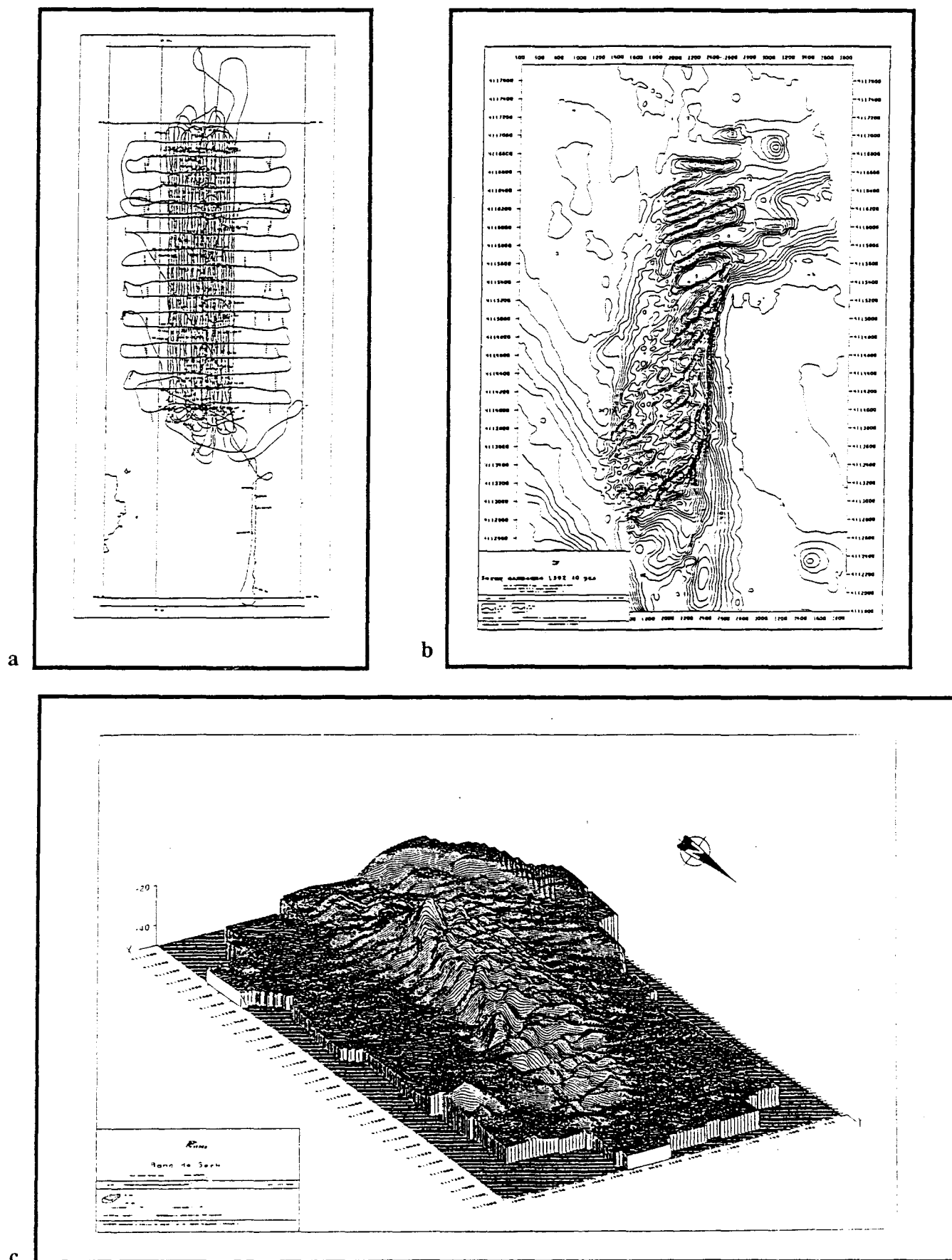


Figure 2 : Exemples de tracés réalisés par "Map"

a : Plan de position avec la navigation du banc de Sercq réalisé à partir des données bathymétriques de la mission "sanba"

b : Carte bathymétrique contourée du même secteur

c : Bloc diagramme 3D du banc de Sercq

-Mgimag qui ne trace que des cartes 2D en couleur (Fig.3).

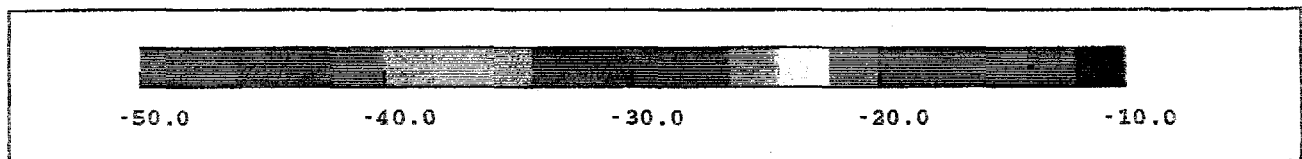


Figure 3 : Exemple de tracé réalisé par "Mgimag"

N.B :

* Chaque programme est composé d'une série de "cliques". La procédure générale des programmes passe par les même étapes:

-étape 1 : qui correspond à la définition du fichier de données est abordé dans les cliques **DATA** ou **FILE**.

-étape 2 : qui permet d'effectuer des manipulation du fichier de données ou de régler des paramètres est possible grâce au cliques spécialisées.

étape 3 : qui permet de faire tourner effectivement le programme sur le fichier de données (**RUN**).

-étape 4 : qui donne le choix de sortie du fichier (écran, traceur) (**IOUT**).

*Un fichier témoin de tous les programmes de traitement peut être sauvegardé sous l'extension **.tem** lorsque s'affiche à la fin de chaque programme << journal file >>. Ce fichier témoin permet de ré-exécuter le même programme en mode "pseudo-passif". En effet, lorsqu'on lance un programme, il suffit de répondre à la question << dialog>> le nom du fichier témoin (sans l'extension). Dans ce cas les réponses sont affichées par défaut.

Annexe 2
paramètres morphologiques

PARAMETRES MORPHOLOGIQUES DES DUNES DE SERCQ											
dune	Alpha	Béta	L (m)	a (m)	b (m)	H (m)	Lc (m)	B (m)	C (m)	Lc/B	L/H
1	1,9	6,1	300	150	50	5	630	575	40	1,1	40,4
1	3,6	6,1	375	110	65	6,8	630	575	40	1,1	25,9
1	2,3	8,9	230	175	55	6,8	630	575	40	1,1	34,1
1	2,4	5,3	295	130	65	5	630	575		1,1	39,4
1b	2,7	4,3	131	103	28	5,4	900	775		1,2	24,2
1b	4,1	5,6	155	80	75	4,5	900	775		1,2	34,5
1b	2,7	4,8	141	89	52	4	900	775		1,2	34,8
2	3,2	5,1	355	101	54	6,8	900	850		1,1	22,9
2	2,7	7,7	340	95	45	6,3	900	850		1,1	22,3
2	2,1	11,4	250	110	40	5,8	900	850		1,1	25,6
2	2,5	8,2	240	180	60	8,1	900	850		1,1	29,6
2	2,8	7,4	307	141	66	7,7	900	850		1,1	27
2	1,5	4,2	142	101	41	4,5	900	850		1,1	31,5
2b	5,1	8,4	152	95	57	8,6	770	750		1	17,8
2b	3,1	7,2	168	113	55	6,8	770	750		1	24,8
2b	4,6	8,3	168	117	51	9	770	750		1	18,7
2b	1	3,8	168	130	38	8,1	770	750	50	1	20,7
3	4,9	6	160	114	46	9,4	850	800	50	1,1	16,9
3	2,2	9,8	153	121	32	6,3	850	800	50	1,1	24,3
3	5,9	13,1	156	89	67	10,8	850	800	50	1,1	14,4
3	3,5	8,6	243	173	70	10,8	850	800	50	1,1	22,5
3	4,1	8,7	227	158	69	10,8	850	800		1,1	21
3a	7,1	7,4	44	22	22	3,6					12,2
3a	2,6	15,9	55	40	15	3,6					15,2
3b	5,8	7,4	51	26	25	4			65		12,6
4	3,5	8,3	311	150	61	9,9	880	850	65	1	21,4
4	4,6	16,8	22	18	4	2,2	880	850	65	1	9,99
4	6,2	8,4	281	91	90	10,8	880	850	65	1	16,8
4	4,4	8,1	227	167	60	12,2	880	850	65	1	18,6
4	2,1	14,2	280	232	48	10,8	880	850	65	1	25,9
4	6	7,3	72	36	36	5,8	880	850	50	1	12,3
4a	3,5	8,7	195	127	68	6,8	380	350	50	1,1	28,9
4a	3,4	19,8	75	57	18	4,5	380	350		1,1	16,6
4c	3,3	8,7	53	38	15	3,6	570	560		1	14,7
4c	2,2	33,5	61	48	13	4	570	560	100	1	15,1
5	1,3	11,8	399	319	80	8,1	1200	1100	100	1,1	49,3
5	3	10,2	303	252	51	9,9	1200	1100	100	1,1	30,6
5	2,8	15,3	256	207	49	9,4	1200	1100	100	1,1	27,1
5	1,1	9,3	252	212	40	11,7	1200	1100	100	1,1	21,5
5	2,5	7,1	253	178	75	10,8	1200	1100	100	1,1	23,4
5	3,7	3,7	49	35	14	4	1200	1100	100	1,1	12
5	18,7	18,7	22	11	11	3,1	1200	1100	100	1,1	6,87
5	3,6	7,4	42	27	15	2,7	1200	1100		1,1	15,6
5a	6	6	41	20	21	3,6					11,4

5b	6,8	17,4	30	15	15	3,1					9,62
5b	7,1	6,8	43	21	22	3,1					13,6
5d	10,8	25,6	42	21	21	4					10,4
5d	2,8	4,5	33	22	11	4					8,07
5e	2,2	4,4	27	14	13	3,1			100		8,44
6	2,4	18	176	126	50	7,4	1000	975	100	1	23,7
6	2,2	13,1	257	215	42	16,2	1000	975	100	1	15,9
6	8,9	16,9	39	19	20	4	1000	975	100	1	9,54
6	1,6	15,4	120	106	14	7,7	1000	975		1	15,7
7	5,4	21,4	42	34	8	3,6					11,8
7a	2,8	16,6	61	50	11	4	1400	1200		1,2	15,1
7a	1,3	18	192	172	20	6,3	1400	1200		1,2	30,4
7a	1,4	6,4	55	45	10	4,5	1400	1200		1,2	12,2
7a	4,3	17,3	45	35	10	3,1	1400	1200		1,2	14,2
7a	5,7	2	26	17	9	5,4	1400	1200	70	1,2	4,75
7b	51,3	13,4	35	17	18	4	520	440		1,2	8,54
8	3,6	13,4	81	65	16	5,8	1600	1150		1,4	13,8
8	5,1	6,1	75	50	25	3,1	1600	1150		1,4	23,8
8	4,5	13,9	100	85	15	6,3	1600	1150		1,4	15,9
8	6,2	18,3	74	54	20	5,4	1600	1150		1,4	13,7
8	0,8	6,9	107	95	12	4,5	1600	1150		1,4	23,8
8	2,5	12,5	119	102	17	6,3	1600	1150		1,4	18,8
8	4,5	15,5	120	95	25	7,7	1600	1150		1,4	15,7
8	1,5	9,4	85	71	14	3,6	1600	1150		1,4	23,7
8	2,7	7	57	38	19	2,7	1600	1150		1,4	21,3
8	3,6	9,1	89	66	23	4	1600	1150		1,4	21,9
8	8,4	2,2	68	48	21	8,1	1600	1150		1,4	8,33
8a	3,5	17,7	94	74	20	7,2					13,1
8a	4,4	10,4	119	81	38	7,7			30		15,5
8a1	4,4	10,3	109	74	35	5,8	345	310	30	1,1	18,6
8a1	2,9	15	87	72	15	6,3	345	310	30	1,1	13,8
8a1	14	14	38	19	19	4	345	310	30	1,1	9,39
8a2	4,1	6,4	70	47	23	4	580	520	30	1,1	17,3
8a2	9,5	9,5	49	25	24	3,6	580	520	30	1,1	13,7
8a2	4,3	10,6	63	44	19	5	580	520	30	1,1	12,8
8a2	6,1	11,3	23	11	12	3,1	580	520		1,1	7,3
8a3	4,5	13,9	75	55	20	4,5	1450	1325		1,1	16,7
8a3	4,3	12	125	100	25	4,5	1450	1325		1,1	27,8
8a3	3,9	9,2	85	55	30	4	1450	1325		1,1	21
8a3	5,5	12	80	50	30	5,4	1450	1325		1,1	14,8
8a3	8,2	8,2	35	18	18	2,7	1450	1325		1,1	13
8a3	4,9	12,7	69	47	22	5,4	1450	1325		1,1	12,7
8a3	3,6	15	82	67	15	7,2	1450	1325		1,1	11,4
8a3	2,2	18,3	136	119	17	6,8	1450	1325		1,1	20,1
8a4	6,8	11,4	70	45	25	5,8	1550	1450		1,1	12
8a4	5,1	7,9	100	50	50	4,5	1550	1450		1,1	22,2

Annexe 2

8a4	3,1	9,3	145	111	34	5	1550	1450		1,1	29,3
8a4	3,4	10,3	142	109	33	6,8	1550	1450		1,1	21
8a4	12,6	12,6	30	15	15	2,7	1550	1450		1,1	11,1
8a4	8,6	8,6	49	24	25	4	1550	1450		1,1	12
8a4	4,9	5,3	39	19	20	3,6	1550	1450		1,1	10,7
8a4	1,3	13,5	114	43	71	7,2	1550	1450		1,1	15,8
9	6,6	12,1	73	66	7	5,4					13,6
9	9,8	9,8	49	46	3	4					12
9	5,5	27	65	24	41	3,6					18,1
9a	9,3	19,9	36	23	13	4,5					8,1
9a	6,8	11,9	149	9	140	6,8					22,1
9a	6,5	7,8	100	89	11	6,3					15,9
9a	4,6	7,4	93	32	61	6,8					13,7
9a	3,1	6,5	89	59	30	2,7					33
9a-9b	3,3	9	137	62	75	6,8			40		20,4
9b	4,1	15,4	128	111	17	8,1	1000	900	40	1,1	15,7
9b	3,7	23,8	74	35	39	5,4	1000	900	40	1,1	13,6
d10a	3,5	3,7	47	23	24	1,8	630	600		1,1	25,9
d10a	4,5	13,1	117	22	95	7,7	630	600		1,1	15,4
d10a	7,9	5,7	27	23	4	3,6	630	600	100	1,1	7,55
d10	1,1	10,1	95	85	10	5	1035	900	100	1,1	19,2
d10	2,8	18,1	39	14	25	2,7	1035	900	100	1,1	14,4
d10	4,2	13,9	90	82	8	5,4	1035	900	100	1,1	16,7
d10	3,3	10,5	110	32	78	5,4	1035	900	100	1,1	20,4
d10	6,8	15,5	40	24	16	2,7	1035	900	100	1,1	14,8
d10	3,2	11,2	109	25	84	5	1035	900	100	1,1	22
d10	11,1	22,3	40	20	20	3,6	1035	900	100	1,1	11
d10	2,4	8,1	109	89	20	5	1035	900	100	1,1	22
d10	4,7	12,4	89	20	69	7,2	1035	900	100	1,1	12,4
d10	2,4	6,3	101	80	21	8,1	1035	900	100	1,1	12,4
d11	2,5	17,4	165	69	96	8,6	950	880	140	1,1	19,2
d11	11,4	11,4	70	11	59	5,8	950	880	140	1,1	12
d11	7,7	11,8	61	35	26	5,8	950	880	140	1,1	10,4
d11	4,2	15,9	126	38	88	7,2	950	880	140	1,1	17,5
d11	8,9	8,9	85	38	47	6,3	950	880	140	1,1	13,5
d11	4,5	15,9	105	45	60	9,4	950	880		1,1	11,1
d11a	3,6	13,9	175	22	153	9,4					18,5
d12d	9,6	16,4	50	45	5	3,6					13,9
d12d	13,2	13,2	45	45	0	5,4					8,33
d12d	4,3	4,5	65	25	40	4,5					14,4
d12d	5,6	9	53	23	31	4					13,2
d12d	3,8	14,9	110	50	60	8,6			20		12,9
d12c	7,1	7,1	40	27	13	2,2	670	625	20	1,1	17,8
d12c	4,2	11,6	94	55	39	11,2	670	625	20	1,1	8,39
d12c	4,6	8,9	55	20	35	2,7	670	625	20	1,1	20,4
d12c	11	2,6	41	35	6	5	670	625	120	1,1	8,38

d12a	11,8	15,3	74	23	51	12,6	860	800	120	1,1	5,86
d12a	10,9	10,9	95	32	63	9,9	860	800	120	1,1	9,6
d12a	10,6	10,6	83	48	36	8,6	860	800	120	1,1	9,76
d12a	4,2	4,2	95	36	59	10,8	860	800		1,1	8,76
d12	2,7	16,8	64	42	22	7,7	750	675		1,1	8,31
d12	6,6	6,6	140	75	65	9,4	750	675		1,1	14,8
d12	10,9	10,9	100	53	47	9,4	750	675		1,1	10,6
d12	5,6	16,4	99	75	24	8,1	750	675		1,1	12,2
d12b	7,1	12,5	28	24	4	5	860	800		1,1	5,71
d12b	4	12,6	195	50	145	10,8	860	800		1,1	18,1
d12b	6,8	9,6	125	14	111	9	860	800		1,1	13,9
d12b	5,8	10,9	50	25	25	4	860	800		1,1	12,3
d12b	2,5	3,3	90	75	15	9	860	800		1,1	10
d12b	14,2	17,1	50	47	3	6,8	860	800		1,1	7,44
d12b	4,8	7,9	50	32	18	7,7	860	800		1,1	6,54
d12b	9,6	11,6	78	45	33	8,6	860	800		1,1	9,15
d12b1	3	22,9	45	25	20	4,5					10
d12b2	3,2	11,5	62	30	32	5	675	620		1,1	12,6