

50376  
1991  
324

66 113

50376  
1991  
n° d'ordre : 816  
324

# THESE

présentée à

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

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN OCEANOLOGIE**



par

Olivier VICAIRE



**DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE  
EN MER DU NORD MERIDIONALE  
(DU CAP BLANC-NEZ A LA FRONTIERE BELGE)**

Soutenue le 6 Décembre 1991 devant la commission d'examen :

Président : H. CHAMLEY

Rapporteurs : L.R. LAFOND  
C. BECK

Examineurs : C. AUGRIS  
G. DE MOOR  
T. GARLAN

- AVANT PROPOS -

Avant d'exposer les résultats de cette étude, je tiens à remercier tous ceux qui ont participé à sa réalisation ou qui m'ont apporté leur soutien :

Monsieur Hervé CHAMLEY, Professeur de sédimentologie à l'Université de Lille Flandres-Artois, m'a accueilli à la fin de l'année 1986 dans son laboratoire. J'ai pu bénéficier de ses critiques et de ses encouragements pour terminer ce travail. Je le remercie d'avoir bien voulu présider le jury de thèse.

Ma reconnaissance s'adresse tout particulièrement à Monsieur Claude AUGRIS, ingénieur au centre IFREMER de Brest, qui par ses missions successives dans le Nord - Pas de Calais est à l'origine de l'ensemble des travaux réalisés. Sans lui et sa constante motivation dans les moments difficiles, je suis persuadé que ce mémoire n'aurait pas vu le jour.

Monsieur Louis-Robert LAFOND, Professeur à l'Université de Paris-Sud Orsay, a renforcé mon goût pour le domaine littoral et marin au cours du DEA et m'a initié aux différentes techniques de la sédimentologie. Je le remercie d'avoir accepté de juger l'ensemble de ce travail.

Ma gratitude va également à Monsieur G. DE MOOR, Professeur à l'Université de Gand, spécialiste de la géologie et de la dynamique sédimentaire des bancs sableux situés au droit de la toute proche Belgique. Je lui suis reconnaissant pour le grand intérêt qu'il a porté aux études réalisées à Lille et pour avoir bien voulu faire partie de ce jury.

Monsieur Christian BECK, Professeur à l'Université de Chambéry, a su prendre le temps de se pencher sur les problèmes littoraux malgré ses nombreuses activités outre-atlantique. Je le remercie en particulier d'avoir accompagné mes prises de contact auprès de différents organismes régionaux. Il a de plus accepté le rôle de rapporteur à ce travail. Je lui en sais gré.

Ce jury serait incomplet sans la participation de Monsieur Thierry GARLAN, représentant de l'Etablissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine à Brest. Il a renforcé les liens tissés avec l'Université de Lille et a mis à notre disposition l'ensemble des documents dont il disposait. Il m'a également permis de poursuivre une activité scientifique pendant mon service national effectué en 1990-91 au sein de l'EPSHOM. Je le remercie très vivement d'avoir accepté le rôle d'examineur de mes travaux.

Cet avant-propos est également l'occasion d'exprimer ma reconnaissance aux deux organismes qui ont assuré le financement de mes recherches : l'IFREMER et le Conseil Régional du Nord Pas-de-Calais. J'en remercie Madame SAUVET et Messieurs LAUBIER, MADELAIN, MAUVAIS et BARBIER.

Mes plus vifs remerciements s'adressent aussi :

- à Monsieur Serge BERNE, chercheur à l'IFREMER, pour son aide scientifique et matérielle.

- à Monsieur Jean SOMME, Professeur à l'USTLFA, pour nos discussions à propos de l'évolution de la plaine maritime flamande.

- à Messieurs A. CAILLOT, R. HOSLIN, J. MASSIAS, P. BRISSET et G. SANNIE du Service d'Applications des Radioéléments du Commissariat à l'Energie Atomique, pour l'expérience de traçage radioactif mise en place au large de Dunkerque.

- au Port Autonome de Dunkerque qui a mis à notre disposition d'importants moyens logistiques. Ma reconnaissance s'adresse plus particulièrement aux responsables des services techniques du P.A.D. : Messieurs BYL (dragages), LEBEGUE (topographie), CARPENTIER (études techniques) et MARIETTE (Pollution).

- à la Mairie de Dunkerque en les personnes de Messieurs MASSEIN et BRYSCHE. A Monsieur NAVE de l'Agence d'Urbanisme de Dunkerque et aux responsables de l'Espace Naturel Régional.

- à Messieurs SALOMON, RIOU et BRANELLEC (IFREMER) et LENESTOUR (EPSHOM) pour leur aide efficace dans la compréhension des mécanismes hydrologiques, l'acquisition et le traitement des données courantologiques.

- aux équipages des N/O Sepia II du C.N.R.S. (Charlie et Jean-Claude), Thalia et Cryos de l'IFREMER et La Mouette du P.A.D., ainsi qu'aux responsables de la planification des missions.

- à Dominique GUILLOU de la Station Biologique de Roscoff, Yvon JAOUEN, Jean-Luc LEPHILIPPE et Christian PRUDHOMME, techniciens de GENAVIR, qui ont permis par leur compétence et leur concours efficace, une utilisation des systèmes de caméra vidéo, du positionnement Sylédis et du sonar latéral.

- à Jean-Luc BOURGAIN, Dominique DAVOULT et Alain RICHARD de la Station Marine de Wimereux pour leur concours amical dans une partie de mes recherches.

- à Monsieur Bruno GELLEREAU et ses collaborateurs du Bureau Etudes et Cartographie à Lille pour leur patience et leur minutie dans la carte qu'ils ont dessiné.

La mise en forme des différents rapports n'aurait pu se faire sans l'aide de Mesdames DUJARDIN pour la frappe et BREBION pour le tirage et de Monsieur BALLENGHIEN pour la reliure. Monsieur J. CARPENTIER a mis son talent photographique à ma disposition. J'exprime

également ma reconnaissance à Isabelle pour sa participation aux campagnes de prélèvements ainsi que Véronique, Christine, Assia et Enayat qui m'ont donné des "coups de main" appréciables dans le traitement des échantillons.

Je tiens également à remercier les nombreux collègues qui m'ont aidé et témoigné leur amitié ou qui ont partagé les moments de détente au cours des trois années passées à Lille : Hubert BUISSARD, Olivier GOFETTE, Irfan CIBAJ, Yves DESPEYROUX, Amar KHATIR, Mohamed MAATE, Xavier CAPET, Lahcen DAOUDI, Armelle FIOLET, Jean-Marie DEGARDIN, Jean-François DECONINCK, Annie et Hervé COULON, Joseph PATOUILLARD et beaucoup d'autres qui ne m'en voudront pas d'involontairement les oublier. Je donnerais une mention particulière à Philippe RECOURT pour son aide et sa disponibilité ainsi qu'à mes voisins et compagnons de bureau Anne BOUQUILLON, Stéphane DEWEZ et Philippe CLABAUT pour leur profonde amitié.

L'avant propos de ce mémoire est pour moi l'occasion de rendre hommage à mes parents pour leur encouragement et les sacrifices consentis durant ces longues années d'études.

Enfin, j'exprimerai ma reconnaissance à mon épouse Valérie qui, du terrain à la frappe a partagé toutes les phases de la réalisation du mémoire, et qui a supporté mes sautes d'humeur au cours de la rédaction. C'est à elle, et à notre fils Alexandre qui vient de voir le jour, que je dédie cet ouvrage.

# **TABLE DES MATIERES**

AVANT-PROPOS

TABLE DES MATIERES ..... 1

INTRODUCTION ..... 11

**CHAPITRE I : PRESENTATION DU CADRE DE L'ETUDE**

A - SITUATION GEOGRAPHIQUE ..... 13

B - MORPHOLOGIE GENERALE ..... 14

1 - Le trait de côte et les plages ..... 14

1-1 Le secteur occidental ..... 14

1-2 Le secteur central ..... 16

1-3 Le secteur industrio-portuaire ..... 16

1-4 Le secteur oriental ..... 16

2 - La morphologie sous-marine ..... 16

C - CONTEXTE GEOLOGIQUE ..... 18

1 - Grands traits structuraux et développement anté-quaternaire de la Mer du Nord ..... 18

1-1 Le bassin de la Mer du Nord ..... 19

1-2 La bordure méridionale ..... 20

1-2-1 L'Axe Weald-Artois ..... 21

1-2-2 Le bassin tertiaire ..... 22

2 - Histoire quaternaire de la Mer du Nord ..... 23

2-1 Les étapes du Quaternaire ..... 23

2-2 Les événements pléistocènes ..... 25

2-2-1 Les littoraux ..... 25

2-2-2 Les phases glaciaires du Pléistocène ..... 26

2-3 Impact de la transgression flandrienne ..... 27

2-3-1 Remontée du niveau marin ..... 27

2-3-2 Le développement de la plaine maritime .....	30
<i>a- Extension de la plaine côtière française.....</i>	30
<i>b- Subdivisions lithostratigraphiques du Flandrien.....</i>	31
<i>c- Ensembles régionaux de la plaine maritime française.....</i>	33
2-3-3 L'édification des corps sableux .....	34
<b>3 - Conclusions .....</b>	<b>35</b>
<b><u>D - REGIME DYNAMIQUE.....</u></b>	<b>36</b>
<b>1 - La marée .....</b>	<b>36</b>
1-1 Généralités et définitions .....	36
1-2 La marée en Mer du Nord .....	38
<b>2 - Les courants de marée.....</b>	<b>41</b>
2-1 Définitions .....	41
2-2 Caractéristiques générales des courants de surface dans la zone d'étude .....	43
<b>3 - Le régime des vents.....</b>	<b>45</b>
<b>4 - La houle .....</b>	<b>46</b>
4-1 Provenance, période et hauteur des houles .....	46
4-2 Plans de vagues .....	47
<b>5 - Conclusions .....</b>	<b>49</b>

<b>CHAPITRE II : METHODES D'ACQUISITION DES DONNEES</b>
---

<b><u>A - PROSPECTION GEOPHYSIQUE.....</u></b>	<b>51</b>
<b>1 - Le sonar à balayage latéral.....</b>	<b>51</b>
1-1 Principe de fonctionnement .....	51
1-2 Description du matériel utilisé .....	52
1-3 Résolution du sonar et limites du système .....	53
1-3-1 Pouvoir de résolution .....	53
1-3-2 Limites du système .....	54

1-3-1	Pouvoir de résolution .....	53
1-3-2	Limites du système .....	54
1-4	Interprétation des sonogrammes .....	54
1-5	Les équipements associés au sonar latéral .....	55
1-5-1	Le positionnement .....	55
1-5-2	Le sondage bathymétrique .....	55
1-5-3	Le système ADOP .....	56
1-6	Application du sonar latéral à la cartographie des fonds .....	56
1-7	Dépouillement de données complémentaires .....	59
2 -	La sismique réflexion .....	62
<b>B -</b>	<b><u>PROSPECTION SEDIMENTOLOGIQUE</u></b> .....	62
1 -	Prélèvements des sédiments .....	62
1-1	Echantillonnage sur les estrans .....	62
1-2	Les prélèvements de sédiments à la benne .....	65
1-3	La prospection par caméra vidéo .....	65
1-4	Les carottages .....	65
2 -	Analyses sédimentologiques .....	68
3 -	Traitement des données .....	68
<b>C -</b>	<b><u>DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE</u></b> .....	69
1 -	Mesures de courants .....	69
2 -	Traçage radioactif .....	70
2-1	Principe .....	70
2-2	Expérience réalisée .....	71
2-2-1	Immersion des traceurs .....	71
2-2-2	Détections des nuages radioactifs .....	72
3 -	Analyse de documents anciens .....	72
<b>D -</b>	<b><u>RESUME</u></b> .....	73

CHAPITRE III : MORPHOLOGIE DES FONDS ET REPARTITION DES FIGURES  
SEDIMENTAIRES SABLEUSES

<b>A - INTRODUCTION</b> .....	75
<b>B - MORPHOLOGIE DE L'UNITE INFERIEURE</b> .....	77
1 - Les domaines rocheux .....	77
2 - Les domaines caillouteux .....	80
2-1 Le secteur du large .....	80
2-2 Le secteur côtier .....	81
2-3 Le chenal de Calais .....	81
3 - Résumé .....	82
<b>C - MORPHOLOGIE DE L'UNITE SUPERIEURE</b> .....	83
1 - Le talus littoral .....	83
2 - Les bancs de sable .....	84
2-1 Classification des bancs .....	84
2-2 Caractéristiques générales des bancs .....	84
2-2-1 Les "tidal sand banks" .....	84
a- <i>Distribution géographique</i> .....	84
b- <i>Caractéristiques morphologiques</i> .....	86
2-2-2 Critères de reconnaissance des "storm-generated sand ridges" .....	89
2-3 Les bancs de sable du secteur d'étude .....	90
2-3-1 Organisation générale .....	90
2-3-2 Les bancs du large .....	90
a- <i>Le Ruytingen Extérieur ou Out Ruytingen</i> .....	92
b- <i>Le Dyck</i> .....	94
2-3-3 Les bancs de Calais .....	96
a- <i>Les Ridens de Calais</i> .....	96
b- <i>Les Ridens de la Rade</i> .....	98
2-3-4 Les bancs de Dunkerque .....	98

2-4 Origine des bancs sableux .....	99
<b>D - CARACTERISTIQUES ET REPARTITION DES FIGURES SEDIMENTAIRES</b> .....	102
<b>1 - Données bibliographiques</b> .....	102
1-1 Les structures sédimentaires transverses .....	102
1-1-1 Description des figures transverses .....	102
1-1-2 Choix de la classification des structures transverses ..	104
1-2 Les structures sédimentaires longitudinales .....	106
1-2-1 Les rubans sableux ("sand ribbons") .....	106
1-2-2 Les autres structures longitudinales .....	109
1-3 Les taches de sable ("Sand patches") .....	109
<b>2 - Les figures sédimentaires du secteur d'étude</b> .....	110
2-1 Les vagues de sable .....	110
2-1-1 Le secteur du Ruytingen .....	110
<i>a- Les structures du banc et du champ Nord-Ruytingen</i> .....	110
<i>b- Le champ Ouest-Ruytingen</i> .....	117
2-1-2 Les vagues de sable des autres secteurs .....	119
<i>a- Le secteur du Dyck</i> .....	119
<i>b- Le secteur des bancs de Calais</i> .....	120
<i>c- Le secteur des bancs de Dunkerque</i> .....	121
<i>d- Les structures du talus littoral</i> .....	122
2-2 Les mégarides .....	123
2-3 Les figures longitudinales et les taches sableuses .....	125
<b>E - CONCLUSIONS</b> .....	128

<b>CHAPITRE IV : NATURE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE MEUBLE</b>
--

<b>A - RESULTATS GENERAUX</b> .....	131
<b>1 - Présentation des résultats</b> .....	131
<b>2 - Travaux antérieurs</b> .....	132

<b>3 - Caractéristiques générales des sédiments</b> .....	133
3-1 Nature des sédiments .....	133
3-2 Rappels sur l'origine, l'age et l'épaisseur du matériel sédimentaire .....	135
3-2-1 Les cailloutis .....	135
3-2-2 Les sables .....	136
<i>a- Origine des constituants</i> .....	136
<i>b- Age et épaisseur des dépôts</i> .....	137
3-2-3 La fraction fine .....	139
 <b>4 - Choix d'une classification des sédiments</b> .....	139
 <b><u>B - LES SEDIMENTS SABLEUX DU DOMAINE MARIN</u></b> .....	142
 <b>1 - Les bancs du large</b> .....	142
1-1 Le secteur du Ruytingen .....	142
1-1-1 Répartition générale des sédiments .....	142
1-1-2 La terminaison occidentale du Ruytingen .....	145
1-2 Le Dyck .....	147
1-2-1 Les prélèvements superficiels .....	147
1-2-2 Les carottages de la terminaison Ouest du Dyck .....	149
 <b>2 - Les bancs de Calais</b> .....	151
2-1 Les sédiments superficiels des deux bancs .....	151
2-1-1 Les sables moyens de type 3 .....	151
2-1-2 Les sables moyens de type 4 .....	151
2-1-3 Les sables grossiers de type 5 .....	152
2-2 Les carottages .....	152
 <b>3 - Le secteur des bancs de Dunkerque</b> .....	154
3-1 Répartition des sédiments coquilliers .....	154
3-2 Particularités du secteur des bancs de Dunkerque .....	154
3-2-1 Les sables fins gris .....	155
3-2-2 Les sédiments vaseux (type 1) .....	156
 <b>4 - Le talus littoral</b> .....	158
4-1 Du cap Blanc-Nez à Calais .....	158
4-2 De Calais à Dunkerque-Ouest .....	160

4-3 De Dunkerque-Ouest à Dunkerque-Est .....	161
4-4 De Dunkerque-Est à la frontière .....	162
<b>5 - Les rubans et les taches sableuses .....</b>	<b>163</b>
<b><u>C - LES SEDIMENTS DU DOMAINE INTERTIDAL .....</u></b>	<b>164</b>
<b>1 - De Dunkerque à la frontière belge .....</b>	<b>164</b>
1-1 Morphologie de l'estran .....	164
1-2 Résultats des analyses granulométriques .....	166
1-2-1 Variations longitudinales du grain moyen .....	166
1-2-2 Evolution sédimentologique observée sur les radiales ...	168
<i>a- Généralités .....</i>	<i>168</i>
<i>b - Variations "saisonnnières" par profil .....</i>	<i>168</i>
<i>c - Interprétation dynamique .....</i>	<i>171</i>
<b>2 - Du cap Blanc-Nez à Dunkerque .....</b>	<b>172</b>
2-1 A l'Ouest de Calais .....	172
2-2 Entre Calais et Gravelines .....	173
2-3 De Gravelines à Dunkerque Ouest .....	174
<b>3 - Résumé .....</b>	<b>175</b>
<b><u>D - CONCLUSIONS .....</u></b>	<b>176</b>
<b>1 - Le domaine marin .....</b>	<b>176</b>
<b>2 - Le domaine littoral .....</b>	<b>177</b>
<b>CHAPITRE V : DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE</b>	
<b><u>A - INTRODUCTION .....</u></b>	<b>179</b>
<b><u>B - DYNAMIQUE DE LA MASSE D'EAU .....</u></b>	<b>180</b>
<b>1 - La zone Nord .....</b>	<b>184</b>
1-1 Dans le rail de navigation .....	184

1-2	La terminaison occidentale et le sommet du Ruytingen .....	184
1-2-1	Enregistrements IDSH 1156, 10007 et 10006 .....	184
	a- IDSH 1156 .....	185
	b- IDSH 10007 et 10006 .....	187
1-2-1	Sommet du Ruytingen .....	190
1-3	L'interbanc Dyck-Ruytingen .....	190
1-4	La terminaison occidentale et le sommet du Dyck .....	192
1-4-1	Enregistrement IDSH 668 .....	192
1-4-2	Enregistrement IDSH 662 .....	193
1-4-3	Enregistrement IDSH 1153 .....	193
<b>2</b>	<b>- La zone Sud-Ouest .....</b>	<b>195</b>
2-1	La bordure nord du talus littoral et des Ridens de Calais .....	195
2-2	L'interbanc Ridens de Calais-Ridens de la Rade .....	197
2-3	Le chenal d'accès au port de Calais .....	199
<b>3</b>	<b>- La zone Sud-Est .....</b>	<b>202</b>
3-1	L'interbanc Dyck - In Ratel .....	202
3-2	Les interbancs Dyck - Breedt et In Ratel - Breedt .....	202
3-3	Les interbancs Breedt - Snouw/Braek et Breedt - Smal .....	203
3-4	L'interbanc Smal - Hills et la passe de Zuydcoote .....	203
3-5	La rade de Dunkerque .....	204
	3-5-1 La passe de l'Ouest .....	205
	3-5-2 Le chenal intermédiaire .....	205
	3-5-3 La passe de l'Est .....	205
3-6	Le talus littoral .....	208
<b>4</b>	<b>- Conclusion .....</b>	<b>208</b>
<b>C</b>	<b>- MOBILITE DES SEDIMENTS .....</b>	<b>211</b>
<b>1-</b>	<b>Suivis de traceurs radioactifs .....</b>	<b>211</b>
1-1	Détermination des volumes déplacés .....	211
	1-1-1 Présentation des résultats .....	211
	1-1-2 Mode de calcul du débit de charriage .....	212
1-2	Expérience du L.N.H. ....	212
1-3	Expérience réalisée dans la cadre de l'étude .....	213

1-3-1 Localisation des points d'immersion .....	213
1-3-2 Conditions météorologiques au moment de l'expérience .....	213
1-3-3 Evolution des nuages radioactifs et quantification des débits solides .....	214
<i>a - Mouvements sédimentaires dans les chenaux interbancs .....</i>	<i>214</i>
<i>b - Mouvements sédimentaires au sommet du Dyck central .....</i>	<i>216</i>
<b>2 - Utilisation des figures sédimentaires dans la détermination des direction et sens des transports résultants .....</b>	<b>218</b>
2-1 Généralités .....	218
2-2 Directions et polarité des figures sédimentaires du secteur d'étude .....	219
2-2-1 Orientation des structures .....	219
2-2-2 Polarité des vagues de sable .....	221
<b><u>D - EVOLUTION SEDIMENTAIRE DE LA FACADE MARITIME</u> .....</b>	<b>222</b>
<b>1 - Mobilité des structures sableuses .....</b>	<b>222</b>
1-1 Mobilité des bancs de sable .....	222
1-1-1 Les bancs de Calais .....	222
1-1-2 Les bancs de Dunkerque .....	223
1-2 Mobilité des vagues de sable .....	227
<b>2 - Synthèse .....</b>	<b>228</b>
2-1 Modèles de dynamique sédimentaire .....	228
2-1-1 Modèles de circulation locale .....	228
<i>a - Exemple des bancs de la Mer du Nord .....</i>	<i>228</i>
<i>b - Exemple des bancs de la Manche orientale .....</i>	<i>229</i>
2-1-2 Modèle de circulation régionale de la Mer du Nord méridionale .....	230
2-2 Modèle dynamique du secteur d'étude .....	231
<b><u>E - CONCLUSIONS</u> .....</b>	<b>233</b>

CONCLUSIONS GENERALES .....	235
BIBLIOGRAPHIE .....	241
LISTE DES FIGURES .....	257
LISTE DES TABLEAUX.....	263
ANNEXES	

# INTRODUCTION

Un programme de recherches pluridisciplinaires visant à la connaissance de l'environnement littoral et sous-marin a été développé dans le cadre de la convention de coopération signée en 1983 entre l'IFREMER et la Région Nord Pas-de-Calais. Les études de géologie marine ont débuté en 1984 en Manche Orientale par les travaux de S. Dewez et P. Clabaut et se sont poursuivies en Mer du Nord méridionale à partir du mois d'octobre 1986.

Le présent travail a pour cadre un secteur compris entre le Cap Blanc-Nez et la frontière franco-belge et s'étend vers le large jusqu'au rail de navigation. Il est consacré à l'étude de la sédimentation et de la dynamique d'un milieu soumis à l'action prépondérante des courants de marée.

Les campagnes réalisées entre 1983 et 1985 par l'IFREMER dans le cadre de prospections pour l'exploitation de granulats marins (missions GRANOR) ont fourni plusieurs centaines de kilomètres de profils de sonar à balayage latéral et des carottes. Nous avons complété ces données au cours de ce travail en mettant en oeuvre des techniques complémentaires (sonar latéral, échosondeur, prélèvements de sédiment, caméra vidéo, mesures de courants et traçage radioactif) qui ont permis d'obtenir des résultats dans les trois domaines suivants :

- la **morphologie** des figures sédimentaires, d'échelles et d'orientations variées ;
- la **nature des fonds**, et la distribution géographique des faciès sédimentaires ;
- la **dynamique des masses d'eau et des sédiments**. Les données acquises sont qualitatives (directions des transits sédimentaires) et quantitatives (traçage radioactif, bilan de transport).

Une étape importante de ce travail réside dans la publication en avril 1989 d'une "Carte des sédiments superficiels au large de Calais - Dunkerque" par Augris, Vicaire et Clabaut. Ce document présente, à l'échelle des cartes marines de la région (env. 1/43100 à 51°05'), la répartition des différents faciès acoustiques identifiés (sable moyen et fin, cailloutis et roche) ainsi que l'organisation des faciès sableux en figures sédimentaires diverses. Dans sa conception cette carte, cofinancée par l'IFREMER et la Région Nord - Pas de Calais, est identique à celles levées sur les secteurs au large de Boulogne-sur-Mer (Augris *et al.*, 1987).

Le présent travail s'organise en cinq chapitres :

- Présentation du cadre de l'étude
- Méthodes d'acquisition et de traitement des données
- Morphologie des fonds et répartition des figures sédimentaires sableuses
- Nature de la couverture sédimentaire meuble
- Dynamique hydro-sédimentaire

**PRESENTATION DU CADRE  
DE L'ETUDE**

# CHAPITRE I :

## - PRESENTATION DU CADRE DE L'ETUDE -

### A - SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région Nord-Pas-de-Calais offre la particularité de posséder deux façades maritimes d'orientation très différente (fig. I-1):

- sa côte Ouest, orientée S-N, est soumise aux influences dominantes de la Manche;
- son littoral Nord, de direction WSW-ENE, s'ouvre sur la partie méridionale de la Mer du Nord.

La transition entre ces deux grands domaines est assurée par le détroit du Pas-de-Calais et, au niveau du littoral, par la zone du site des Caps ou Baie de Wissant de direction SW-NE, entre le Cap Gris-Nez à l'Ouest et le Cap Blanc-Nez à l'Est. L'étude de la façade Manche et la Baie de Wissant a fait l'objet de deux thèses de la part de S. Dewez (1988) et P. Clabaut (1988). L'ensemble des travaux présentés dans ce mémoire correspond à la façade Nord et à son prolongement sur une partie du plateau continental français.

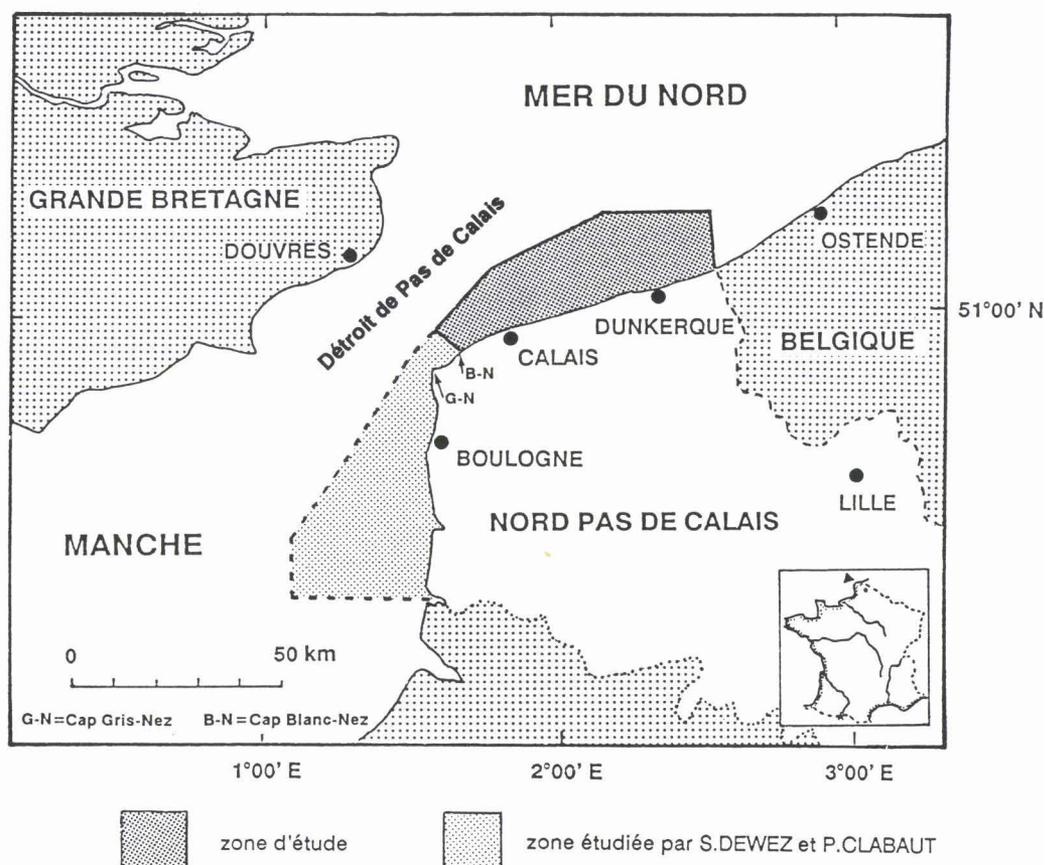


Fig. I-1. - Localisation du domaine d'étude.

Le domaine étudié s'étend sur une longueur de 60 km depuis la longitude du Cap Blanc-Nez (1°43'E) au Sud-Ouest jusqu'à celle de la frontière franco-belge (2°33'E) au Nord-Est. Ses limites vers le large se confondent à l'Ouest et au centre avec le "couloir de navigation" du détroit du Pas-de-Calais, siège d'un important trafic maritime (env. 500 navires/jour). Sa limite Nord-Ouest se trouve à la latitude de 51°13'N. La largeur du secteur prospecté varie ainsi d'Ouest en Est de 8 à 20 km environ. L'ensemble du domaine d'étude représente une superficie de 1200 km<sup>2</sup>, soit approximativement 0,2% de la surface totale de la Mer du Nord.

## **B - MORPHOLOGIE GENERALE**

### **1 - Le trait de côte et les plages (fig. I-2)**

Il est possible de définir 4 unités côtières au sein du littoral étudié. Leurs limites artificielles correspondent en partie aux ouvertures des ports. Ce sont d'Ouest en Est :

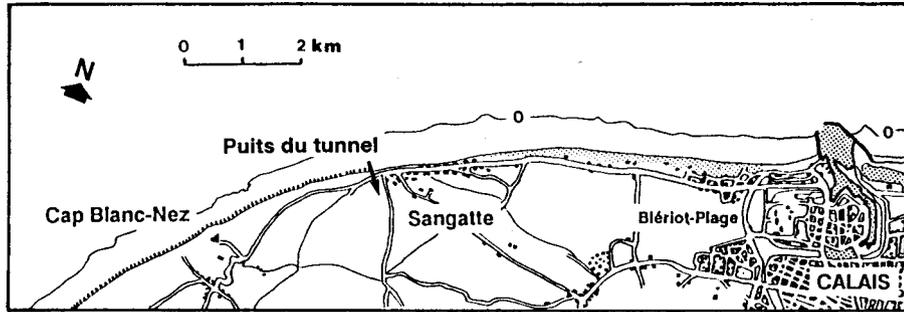
- Le secteur occidental, du Cap-Blanc-Nez à Calais;
- Le secteur central, de Calais à Grand Fort-Philippe;
- Le secteur industriel et portuaire de Dunkerque;
- Le secteur oriental, de Dunkerque-Est à la frontière franco-belge.

#### **1-1 Le secteur occidental (longueur 10,5 km)**

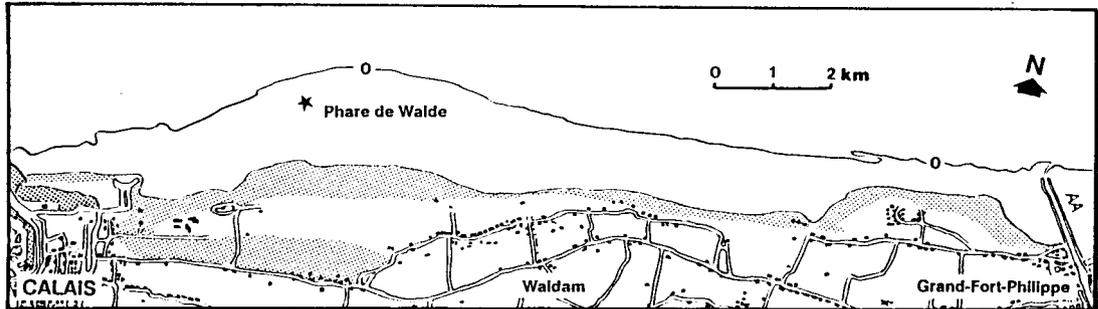
La ville de Sangatte, située à l'Ouest de Calais, connaît aujourd'hui un important développement lié au creusement du tunnel sous la Manche. Elle marque également la limite entre le rebord oriental du Boulonnais, caractérisé par un littoral à dominante rocheuse, et l'ensemble de la côte basse sableuse qui s'étend vers l'Est à travers le Calaisis et la plaine maritime flamande.

Contrairement au Cap Gris-Nez, le Blanc-Nez ne présente pas d'avancée marquée vers la mer mais correspond au point d'altitude culminante de la région littorale (133 m). Ses falaises sont constituées par des affleurements de craie d'âge Crétacé supérieur dont la hauteur diminue progressivement vers l'Est, jusqu'à Sangatte. Entre Sangatte et Calais, le littoral est bordé par un massif dunaire de faible largeur (250 m maximum).

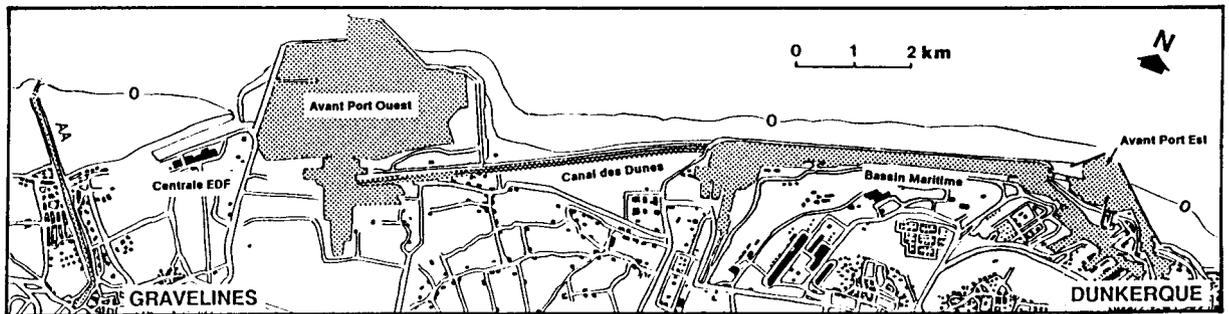
Dans cette première unité, la zone intertidale, dont la limite inférieure est matérialisée par le zéro hydrographique des cartes marines, c'est à dire le niveau atteint lors des basses mers de vive-eau exceptionnelle (coef. 120), possède une largeur de 400 à 600 m.



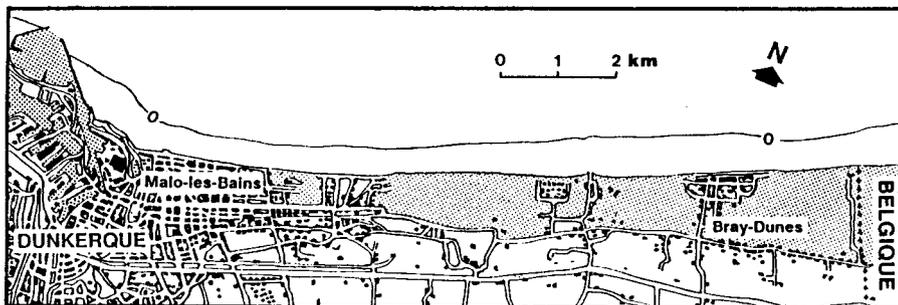
Secteur occidental



Secteur central



Secteur industrio-portuaire



Secteur oriental

Secteurs portuaires
  Secteurs dunaires

Fig. I-2. - Morphologie du trait de côte. D'après les cartes I.G.N. 1/100 000<sup>ème</sup>.

### **1-2 Le secteur central (longueur 18 km)**

En dehors de la zone portuaire de Calais (port et hoverport), la côte est surtout occupée par des dépôts sableux. Les dunes littorales, continues, dont l'altitude maximale est de l'ordre de 15 m N.G.F. (1), protègent l'intérieur de la plaine maritime des inondations marines. Leur largeur peut atteindre 750 m. La limite orientale de ce secteur correspond au chenal de l'Aa, seul exutoire significatif de la région. Les plages de ce domaine central sont très développées puisque leur largeur dépasse souvent 1000 m, avec des dimensions maximales de 1800 m pour le secteur du phare de Walde.

### **1-3 Le secteur industriel et portuaire (longueur 20 km).**

Entre la rive orientale de l'Aa et le Port-est de Dunkerque, l'établissement d'un complexe industriel et portuaire a profondément remanié le littoral. Sa superficie dépasse aujourd'hui 8000 ha sur une longueur de côte de près de 20 km. Il englobe le site de la centrale nucléaire de Gravelines et les deux avant-ports de Dunkerque reliés, depuis 1988, par le canal des Dunes et le bassin Maritime.

### **1-4 Le secteur oriental (longueur 12 km).**

De Dunkerque à la frontière belge, le littoral présente une succession de secteurs urbanisés et de secteurs dunaires. La largeur de ces derniers varie entre 750 et 1500 m. L'altitude des dunes est faible en bordure du littoral (inférieure à 10 m N.G.F.) mais peut localement atteindre plus de 20 m pour les dunes intérieures.

## **2 - La morphologie sous-marine (fig. 1-3)**

La hauteur d'eau est peu importante dans l'ensemble du domaine d'étude. Les fonds sont généralement inférieurs à 30 m à l'exception de la bordure NW de la zone et d'une petite dépression située à une dizaine de km au Nord de l'embouchure de l'Aa. La caractéristique morphologique majeure de ce secteur réside dans la présence de nombreux bancs de sable culminant de 10 à 25 m au-dessus des fonds environnants. Le nombre et la disposition de ces bancs de sable constituent l'originalité de la zone d'étude par rapport à la façade Manche. Ces édifices sableux, appelés Bancs des Flandres, sont orientés à peu près parallèlement à la côte et aux courants de marée. Leur longueur s'échelonne entre 8 et 60 km, pour une largeur comprise entre 1 et 5 km.

---

(1) N.G.F. = Nivellement général de la France. Dans la région Nord de la France, le 0 NGF est situé, d'Est en Ouest, de 3,30 à 4,07 m au dessus du zéro hydrographique.

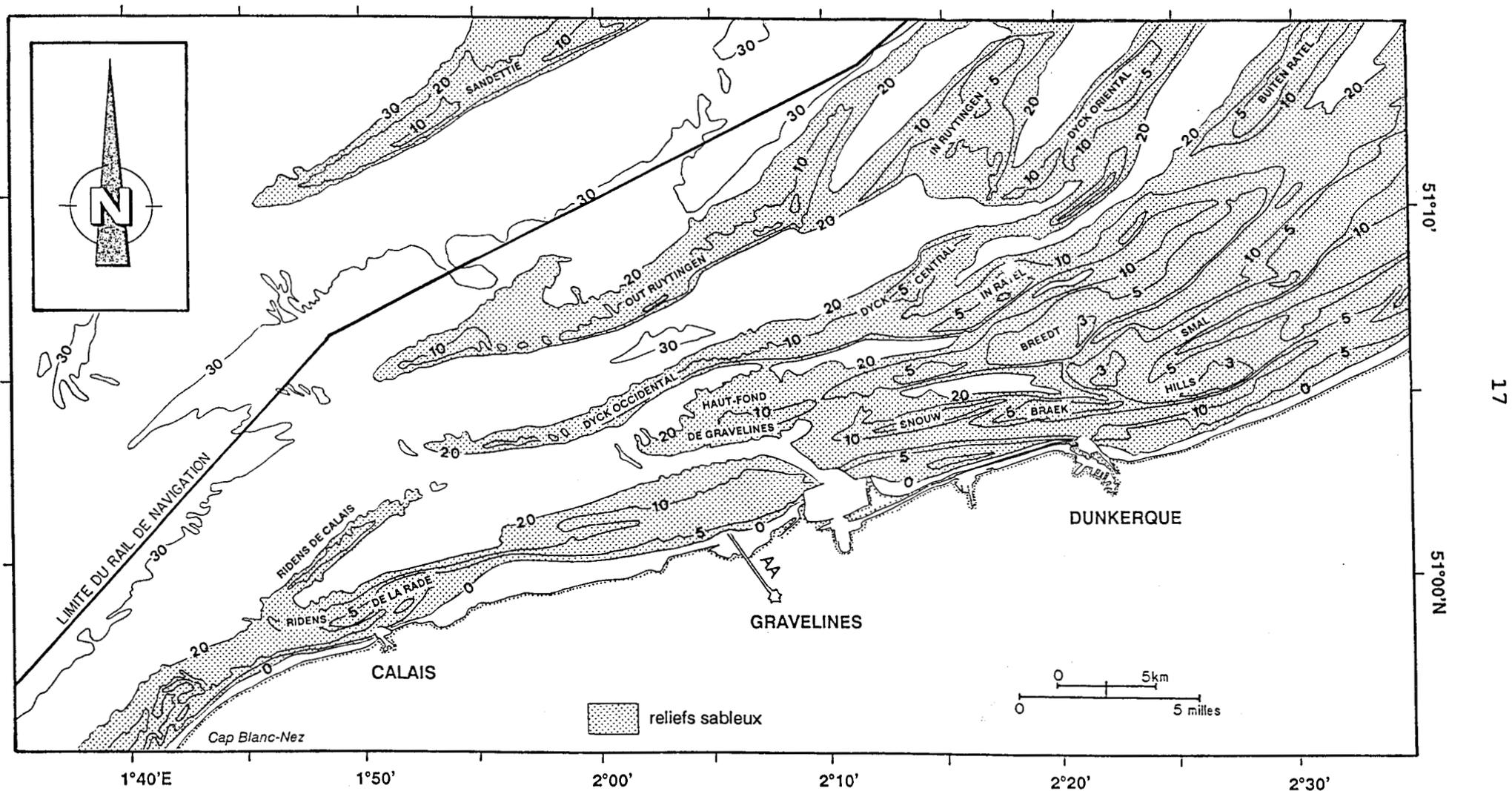


Fig. I-3. - Morphologie générale des fonds du Cap Blanc-Nez à la frontière franco-belge.  
D'après les cartes S.H.O.M. 6681, 6651 et 6652.

On distingue les bancs suivants :

- *Les bancs de Calais* (Ridens<sup>(1)</sup> de Calais et Ridens de la Rade);
- *Les bancs du large* ou bancs extérieurs (Dyck et Ruytingen, auxquels il faut associer le Sandettie situé au Nord du domaine d'étude);
- *Les bancs de Dunkerque* ou bancs intérieurs. Leur disposition complexe et leur resserrement caractérisent une zone de faible profondeur. Leurs sommets sont partout couverts de moins de 5 m d'eau et peuvent même être exondés lors des basses mers de vives-eaux. Ces bancs "surélevés" sont du large vers la côte : l'In Ratel et le Buiten Ratel, le Haut-fond de Gravelines et le Breedt, le Smal, le Snouw, le Braek et le Hills.

Les reliefs sableux sont séparés par des chenaux allongés qui ne dépassent pas une profondeur d'une vingtaine de mètres, et dont le fond est relativement plat et tapissé, en général, de graviers et de galets. Les chenaux les plus proches du littoral constituent les zones d'accès aux différents ports.

## C - CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le bassin actuel de la Mer du Nord s'étend selon un axe N-S sur une longueur de plus de 1000 km, pour une largeur moyenne de 500 à 600 km. Il est bordé par les côtes britanniques à l'Ouest, norvégiennes et danoises à l'Est, françaises, belges, néerlandaises et allemandes au Sud. Cette apparente unité masque la complexité d'un bassin sédimentaire qui a reçu des dépôts de manière presque ininterrompue depuis le Carbonifère (Leckie, 1982), et qui a enregistré les déformations ayant affecté l'Europe du N-W (Ziegler W.H., 1975). La séquence sédimentaire dépasse par endroit 9 km d'épaisseur; les dépôts quaternaires à eux seuls peuvent atteindre 1000 m (Caston V.N.D., 1979; Ziegler et Louwerens, 1979).

### 1 - Grands traits structuraux et développement anté-quaternaire de la Mer du Nord

Les connaissances sur la géologie de la Mer du Nord résultent principalement des recherches pétrolières effectuées pendant les années 1960-1970. Ces études ont donné lieu à plusieurs synthèses qui résument l'histoire géologique de l'Europe du N-W (Wooland, 1975; Ziegler, 1982).

Structuralement, la Mer du Nord présente dans sa partie moyenne un système de deux zones hautes appelées Mid-North Sea (ou Dôme Médian) et Ringkobing fyn (fig. 1-4). Ces "dômes" permettent

---

(1) Le terme de Riden désigne localement tout relief sans tenir compte de sa nature (roche ou sable).

d'individualiser deux bassins, l'un septentrional, l'autre méridional. Dans ce contexte structural, la zone d'étude occupe une place géographique marginale. Elle se situe en effet sur la bordure Sud du bassin de la Mer du Nord, correspondant à une zone de plate-forme stable nommé Massif Londres-Brabant. Il convient donc de différencier l'histoire du bassin proprement dit de celle de sa bordure méridionale.

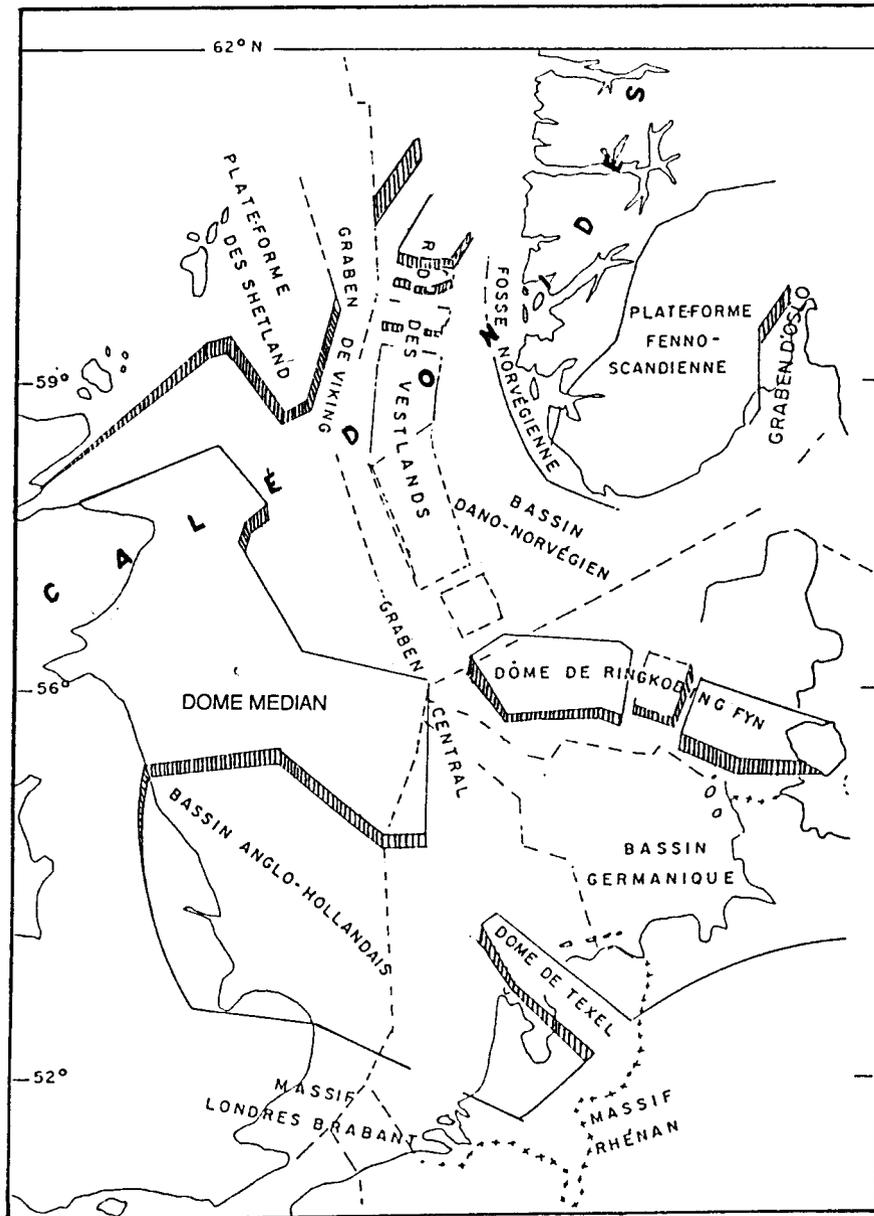


Fig. 1-4. - Principaux traits structuraux de la Mer du Nord. D'après Ronnevik *et al.* (1975), modifié.

### 1-1 Le bassin de la Mer du Nord

Le fond du bassin est constitué par des roches métamorphiques et intrusives du Précambrien et du Calédonien (Ziegler et Louwerens, 1979). Pour Pomerol (1977), ce bassin s'individualise plus rapidement que celui de la Manche puisqu'à partir du Dévonien, il se produit une fracturation du

soubassement en blocs faillés. Il fonctionne alors comme le vaste réceptacle des produits de destruction de la chaîne calédonienne. Il faut cependant attendre le Carbonifère pour qu'une complète indépendance soit réalisée et que la structure en deux bassins séparés par une ligne de hauteur centrale soit acquise (Kent, 1975 a ; Pomerol, 1977).

Après l'orogénèse hercynienne qui se traduit par une remontée des massifs calédoniens, suivie d'une phase d'érosion majeure (Kent, 1975 b), les bassins permo-triasiques du Sud et du Nord se développent par une combinaison de failles et de subsidence à grande échelle. D'épaisses séquences de sédiments clastiques et évaporitiques s'y déposent (Ziegler P.A., 1975). La fracturation triasique correspond à l'amorce du développement du système de rift de la Mer du Nord. Ce stade de rifting va dominer la paléogéographie et contrôler la sédimentation pendant l'ensemble du Jurassique et du Crétacé inférieur (Kent, 1975 a ; Ziegler P.A., 1975). Le rifting se manifeste par la mise en place d'un système axial N-S dans lequel s'individualise le graben de Viking et le graben d'Oslo dans le bassin du Nord, et le graben Central à travers le Mid-North sea (cf. fig. 1-4). Le rift de la Mer du Nord est un élément d'un système complexe de grabens développé à travers l'Atlantique Nord, la Mer de Norvège et l'Océan Arctique (Ziegler et Louwerens, 1979).

Au début du Crétacé supérieur le fonctionnement tectonique global de la Mer du Nord entre en quiescence. L'ensemble du bassin est recouvert par la "mer de craie". Les contraintes compressives des mouvements alpins (phase laramienne) se font sentir à la limite Crétacé-Tertiaire.

Au Paléogène, le rift de la Mer du Nord devient inactif alors que le stade d'océanisation est atteint dans l'Atlantique Nord (Ziegler P.A., 1975). Le bassin se trouve alors soumis à une alternance de régimes compressifs et distensifs (Pomerol, 1978). A partir de l'Eocène et à l'Oligocène, la subsidence du bassin tertiaire s'accélère selon un axe global N-S (Ziegler W.H., 1975). Les dépôts de cet âge atteignent localement plus de 3000 m d'épaisseur. Pomerol (1973) fait remarquer que ce bassin tertiaire pénètre profondément à l'intérieur des terres dans une zone qui est aujourd'hui encore subsidente, comme l'atteste l'enfoncement de la Hollande. La bordure Sud-Ouest de ce bassin correspond au massif Londres-Brabant.

### **1-2 La bordure méridionale**

La bordure méridionale de la Mer du Nord est constituée par une zone structuralement haute appelée Massif Londres-Brabant, ou bloc brabançonnais (Colbeaux *et al.*, 1977, 1980). Elle prolonge les unités structurales des Ardennes et apparaît comme une conséquence des mouvements calédoniens et hercyniens. La limite Sud de ce bloc correspond à la zone de cisaillement Nord-Artois (Colbeaux, 1974). Contrairement au bassin de la Mer du Nord, la sédimentation y a été de faible importance. Le socle paléozoïque ne se trouve en effet qu'à une profondeur maximale de 360 m dans la région de Gravelines (Sommé, 1975). Une partie du substratum de la région Nord et plus

particulièrement du domaine d'étude appartient à cette plate-forme. L'autre partie est constituée par les formations de la retombée Nord de l'anticlinorium Weald-Artois.

Lapierre *et al.* (1970) et Robert (1972) distinguent ces deux entités géologiques par leurs caractères stratigraphiques et tectoniques:

- à l'extrême Ouest, l'anticlinorium Weald-Artois comprend des terrains d'âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur;
- à l'Est, le bassin franco-belge, structure monoclinale, dont le substratum paléozoïque correspond au massif Londres-Brabant, est constitué par des formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

L'histoire géologique de la région Nord de la France se résume en deux grands phases générales (*in* Sommé, 1975) :

- après les mouvements hercyniens et jusqu'au Crétacé inférieur s'établit une longue période continentale;
- à partir du Crétacé moyen, les transgressions marines permettent l'installation d'un véritable bassin sédimentaire.

#### 1-2-1 L'Axe Weald-Artois

Il s'agit d'une vaste structure anticlinale, plissée et faillée, orientée NW-SE, dans laquelle affleurent le Portlandien et une série d'âge Crétacé (Lapierre, 1975). Pour Auffret et Colbeaux (1977), l'axe Weald-Artois constitue actuellement un horst compris entre deux zones faillées. Sa structure résulterait de trois phases tectoniques distinctes (fini-Jurassique à Crétacé moyen, post-Crétacé et anté-Eocène, Miocène).

Le flanc Nord de cette structure anticlinale correspond aux falaises présentes entre Wissant et Sangatte, constituées de terrains d'âge Crétacé moyen à supérieur (Aptien à Santonien). Le détail de la série stratigraphique est donné par Destombes et Shephard-Thorn (1972), Carter et Destombes (1972), Robaszynski et Amédéo, *coor. et al.* (1980). La base de la série est composée par des alternances d'argiles et de sables glauconieux d'âge aptien. L'Albien (ou Gault) est constitué par une formation argileuse présentant de nombreux lits phosphatés. Le Crétacé supérieur est essentiellement formé par des faciès crayeux plus ou moins enrichis en marnes et en lits de silex. C'est dans l'un ces faciès crayeux (craie bleue du Cénomanién inférieur) que se déroulent les travaux de forage du tunnel sous la Manche.

Les roches crétacées plongent vers le N et le NE avec un pendage qui peut atteindre 15° (Destombes et Shephard-Thorn, 1972). Au large du Cap Blanc-Nez, les récifs des Quénocs constituent un anticlinal de plus petite taille, de direction N 110°, formé de Gault et de craie (Destombes et Destombes, 1963 ; Destombes et Shephard-Thorn, 1972).

## 1-2-2 Le bassin tertiaire

La partie méridionale de la Mer du Nord est formée par un plateau crayeux à pendage faible et régulier vers le Nord (Lapierre *et al.*, 1970; Robert, 1972). Le Crétacé plonge sans discordance apparente sous les dépôts tertiaires du Landénien et de l'Yprésien, qui constituent l'extrémité occidentale du bassin belge. Cette absence de discordance entre la craie sénonienne et les terrains tertiaires a également été observée dans le bassin de Diappe par Auffret *et al.* (1975 a). D'après Robert (1969, 1972) et Lapierre *et al.* (1970), la limite vers l'Est des formations tertiaires, correspond à une flexure dont le prolongement est visible sur la plage de Sangatte (fig. 1-5).

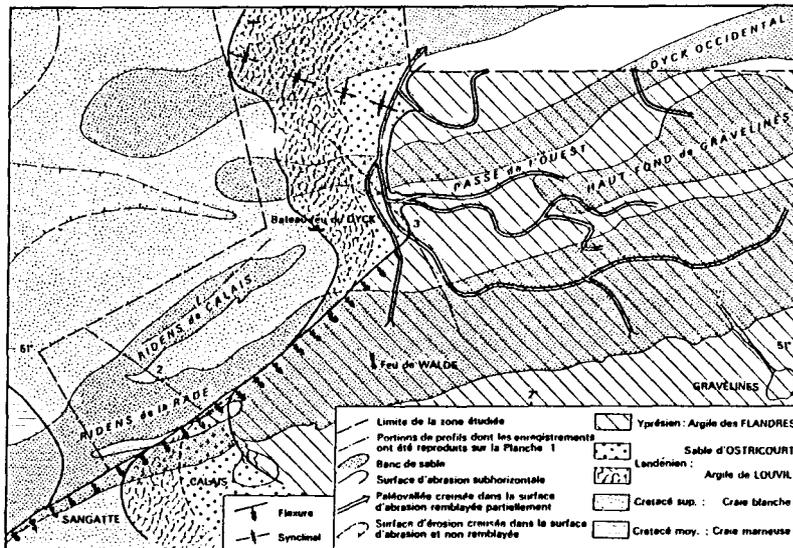


Fig. 1-5. – Substratum de la partie Ouest de la zone d'étude. D'après Robert (1969).

Le Tertiaire se caractérise par une série de cycles sédimentaires transgressifs et régressifs décrits par Pomerol (1973) et Moorkens (1984). Après la régression post-crétacée, le Nord de la France et le bassin belge demeurent exondés jusqu'à la fin du Paléocène.

Peu d'informations sont actuellement disponibles sur l'extension précise des séries en mer. Les principales interprétations des profils sismiques réalisés ont été effectuées par corrélation avec les forages de la plaine maritime flamande. Les premiers dépôts du Tertiaire correspondent aux argiles et aux sables du Landénien, qui surmontent la série crayeuse sous-jacente. Ils sont recouverts par les argiles yprésiennes ou argiles des Flandres. A l'Yprésien inférieur, l'Artois joue pour la première fois le rôle d'un haut-fond entre les formations marines du Nord de la France et les formations lagunaires du Bassin de Paris (Feugueur, 1963 *in* Delattre *et al.*, 1973). Dès l'Yprésien supérieur, l'Artois s'efface. Dans le bassin franco-belge, le Lutétien inférieur est caractérisé par une sédimentation sableuse et grésocalcaire (Pomerol, 1973). Au Lutétien moyen, le Bassin Belge et le Bassin de Paris sont à nouveau séparés (Delattre *et al.*, 1973). Au Nord de l'Artois, la sédimentation de la fin du Tertiaire se compose d'une succession de dépôts sableux et argileux.

## 2 - Histoire quaternaire de la Mer du Nord

### 2-1 Les étapes du Quaternaire

Le Quaternaire est notamment caractérisé par des fluctuations climatiques accompagnées de variations du niveau marin. Dans les mers épicontinentales, comme la Mer du Nord, la sédimentation et le façonnement morphologique ont été contrôlés par l'alternance des bas et hauts niveaux marins, contemporains des phases glaciaires et interglaciaires. La chronostratigraphie adoptée pour l'Europe du N-W fait apparaître 6 périodes glaciaires et 5 périodes interglaciaires au cours du Pléistocène (tab. 1). L'Holocène, dont la base est fixée à 10000 ans B.P. représente la phase interglaciaire actuelle.

AGES B.P.	EPOQUES	CLASSIFICATIONS PALEOBIOCLIMATOLOGIQUES	
		NW EUROPE	ALPINE
100 000	PLEISTOCENE SUP	WEICHSELIEN	← WURM
		FEMIEN	Inter. R/W
300 000	PLEISTOCENE	SAALIEN	← RISS
		HOLSTEINIEN	Inter. M/R
		ELSTERIEN	← MINDEL
		COMPLEXE	← ? GUNZ
500 000	MOYEN	CROMERIEN	? ↙
700 000			? ↘
900 000	PLEISTOCENE	MENAPIEN	? ↘
1 100 000		WAALIEN	↙ ↘
1 300 000			↙ ↘
1 500 000		EBURONIEN	↙ ↘
1 700 000			↙ ↘
1 900 000	INFERIEUR	TIGLIEN	↙ ↘
2 100 000			↙ ↘
2 300 000		PRETIGLIEN	↙ ↘

Tab. 1. - Chronostratigraphie du Pléistocène dans le NW de l'Europe. D'après Van Montfrans (1971) et Van der Hammen *et al.* (1971), in Sommé (1975). Les phases glaciaires sont tramées.

Si l'on possède des informations relativement précises sur le Pléistocène supérieur et l'Holocène, les témoins antérieurs sont plus discontinus. La plupart des structures morphologiques observées actuellement sont en effet le résultat de la dernière glaciation (Weichselien) ou de la transgression suivante (Flandrien), dont les effets se font sentir avant le début de la période Holocène (Jansen *et al.*, 1979). Eisma *et al.* (1979) distinguent ainsi des structures résiduelles essentiellement localisées dans la partie septentrionale de la Mer du Nord, et des structures sub-récentes ou récentes restreintes à la partie méridionale.

Dans la partie Sud, les fonds varient entre 20 et 50 m. Au Nord, la profondeur croît de 80 à 200 m au bord du plateau continental au Nord de l'Ecosse, avec des profondeurs maximales de l'ordre de 700 m dans le Skagerrak qui prolonge le Chenal Norvégien (fig. I-6). L'excédent de profondeur du Nord par rapport au Sud a, en partie, protégé la zone septentrionale des importants remaniements de la période flandrienne. La partie centrale de la Mer du Nord est remarquable par la présence du Dogger Bank, zone haute dont l'origine n'est pas connue (Oele, 1971). Les profondeurs minimales y sont de l'ordre de 18 m. La fonte des glaces, à la fin de la dernière phase glaciaire, a eu pour conséquence une remontée rapide du niveau marin qui aboutit à l'épais colmatage actuel des plaines maritimes et des estuaires (Sommé, 1975).

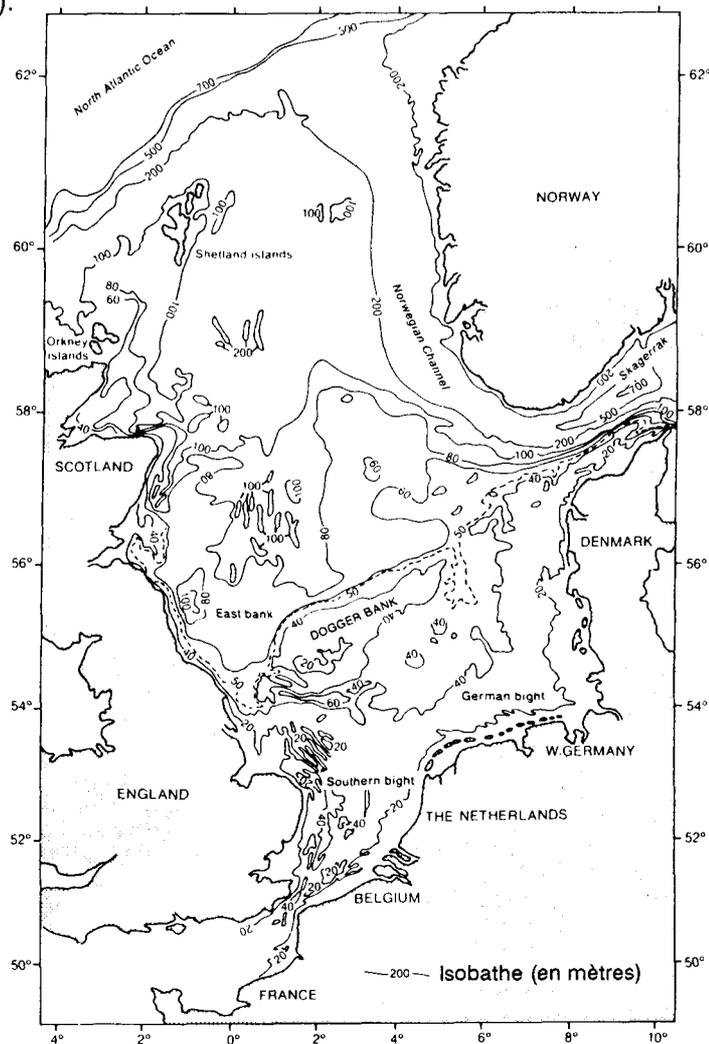


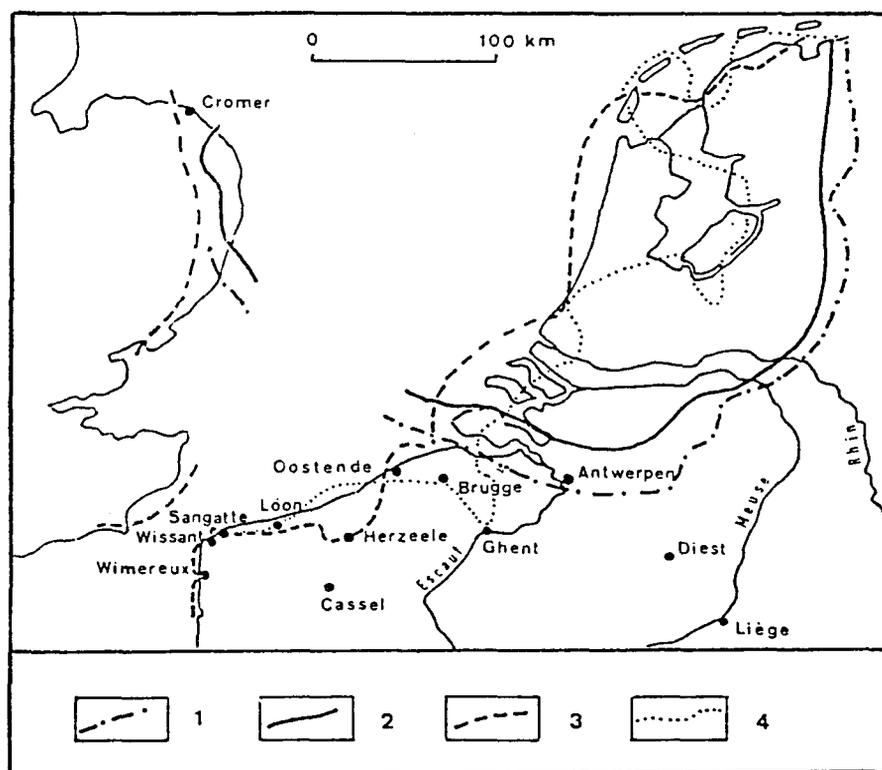
Fig. I-6. - Morphologie de la Mer du Nord. In Eisma *et al.* (1979).

## 2-2 Les événements pléistocènes

Seules les formations marines sont présentées ici. Rappelons toutefois l'ampleur de la sédimentation continentale, et en particulier des formations d'origine éolienne; dans le Nord de la France, l'ensemble des formations continentales a été largement décrit par Sommé (1975).

### 2-2-1 Les littoraux

A la transition Pliocène-Pléistocène, l'ensemble du Nord de la France constitue un domaine continental. Les influences marines ne sont connues qu'au Nord de la Belgique (Zagwijn, 1974; Paepe et Sommé, 1975 *in* Sommé, 1979) (fig. I-7).



1, Pliocène (Reuverien). — 2, Pléistocène ancien (Tiglien). — 3, Pléistocène moyen ("Cromérien" et/ou Holsteinien). — 4, Pléistocène récent (Eemien).

Fig. I-7. - Littoraux pléistocènes de la Mer du Nord. D'après Colbeaux *et al.* (1980).

Pour Zagwijn (1979) cette situation se prolonge jusqu'à l'Holsteinien (Pléistocène moyen). Il n'exclut cependant pas la présence de sédiments marins plus anciens dans le SW de la Belgique et le NW de la France. Des témoins de littoraux anciens ont en effet été identifiés par Sommé (1975) et Paepe et Sommé (1975). Ils correspondent aux formations de Loon-plage près de Gravelines, d'Herzeele en Flandre intérieure, ainsi qu'à la falaise de Sangatte déjà observée par Briquet (1905,

1930). Ces formations sont datées du Complexe Cromerien ou de l'Holsteinien (Sommé, 1975; Paepe et Baeteman, 1979; Paepe *et al.*, 1981; Balescu et Haesaerts, 1984; Vanhoorne et Denys, 1987). Divers éléments de cordons littoraux du Calaisis, intégrés dans la plaine Holocène ou présents à sa bordure, sont également considérés comme des ensembles pléistocènes. Les travaux de Sommé (1975) confirment les hypothèses de Dubois (1924) et de Briquet (1930) : tous ces affleurements appartiennent à un seul système de cordons, de même âge que la falaise de Sangatte. Pour Briquet (1930), ils traduisent la fermeture progressive d'un golfe. Sommé (1979) pense que la présence de tels dépôts implique l'existence d'une ouverture du Pas-de-Calais dès le Pléistocène moyen. Colbeaux *et al.* (1980) expliquent ce fait par l'effacement de la partie occidentale du bloc brabançon.

Les dépôts relatifs au dernier interglaciaire (Eemien) ne sont pas trouvés à l'affleurement dans la partie française de la plaine maritime flamande. Cependant, des sondages réalisés dans le Calaisis par Dubois (1924) ont rencontré en profondeur des niveaux auparavant attribués au Flandrien mais rattachés actuellement à l'Eemien (Sommé, 1975). L'extension de ces formations, décrites sous le nom d'Assise d'Ostende, est bien connue en Belgique et aux Pays-Bas.

#### 2-2-2 Les phases glaciaires du Pléistocène/

Plusieurs fois pendant le Pléistocène, les calottes glaciaires se sont développées à partir des zones montagneuses de Scandinavie et de Grande-Bretagne (Jansen *et al.*, 1979). Si leur présence à terre est relativement bien connue, leur extension en mer est plus problématique.

Pour les phases du Pléistocène inférieur et moyen (Prétiglien, Eburonien et Menapien), le manque d'information géologique ne permet pas d'établir des reconstitutions paléogéographiques (Zagwijn, 1979). Pendant ces phases froides, on peut cependant supposer qu'une grande partie de la Mer du Nord était asséchée.

Au cours de l'Elsterien, la glace envahit le Sud de la Mer du Nord. L'inlandsis atteint le Nord des Pays-Bas (Zagwijn, 1974) et peut être l'East Anglia en Angleterre méridionale (Zagwijn, 1979). Même s'il n'existe pas de données sûres sur la présence du front glaciaire en Mer du Nord, Jansen *et al.* (1979) pensent que les glaciers la couvraient en partie.

Le même phénomène semble se produire de manière amplifiée au cours de la glaciation suivante (Saalien). Les glaces atteignent cette fois le centre des Pays-Bas (Oele et Schüttenhelm, 1979). Le niveau de régression maximum est alors de - 130 m. Pour expliquer la présence de profondes vallées entaillées dans le substratum du détroit du Pas-de-Calais, Kellaway *et al.* (1975) ont émis l'hypothèse d'une avancée des glaciers de la Manche vers la Mer du Nord au cours du Saalien. Pour Destombes *et al.* (1975), ces chenaux partiellement remblayés sont également d'origine glaciaire. Auffret *et al.* (1980) pensent au contraire que l'ensemble des paléovallées cartographiées en Manche (Robert, 1969; Auffret et Alduc, 1977; Alduc, 1979) trouve son origine dans l'action des courants de marée. Cette hypothèse concerne en particulier le chenal du Lobourg qui entaille le seuil formé par le

Pas-de-Calais et communique avec un chenal méridional de la Mer du Nord. Les connaissances actuelles sur l'extension des glaciers vers le Sud rendent la seconde supposition plus vraisemblable.

La dernière période glaciaire (Weichselien) laisse de profondes empreintes dans les fonds de la Mer du Nord, tout au moins dans sa partie méridionale. Au cours de cette phase, le front d'extension des glaciers est repoussé vers le Nord et est marqué par une série de dépressions. Ces différentes fosses (cf. localisation sur la fig. I-6), surcreusées parfois de plus de 100 m, sont attribuées à des ravinements sous-glaciaires (Eisma *et al.*, 1979). Dans la partie méridionale, aucun dépôt marin de cet âge n'a été rencontré (Jansen *et al.*, 1979; Jelgersma, 1979). La zone Sud correspond au Weichselien à un domaine à climat périglaciaire avec lacs et rivières (Jansen *et al.*, 1979). Ces derniers auteurs excluent, tout comme Larssonneur (1971), l'idée d'un lac au Sud du Dogger Bank, qui collectait l'ensemble des fleuves de la Mer du Nord et se déversait à travers le Pas-de-Calais (Valentin, 1955 *in* Dujon, 1969; Guilcher, 1951). Pendant la phase la plus froide du Weichselien vers 18000 ans B.P., la ligne de rivage est une nouvelle fois à - 130 m (Jelgersma, 1979).

### - 2-3 Impact de la transgression flandrienne -

/Le réchauffement climatique de la fin du Pléniglaciaire Weichselien conduit à une remontée du niveau de la mer. Cette transgression constitue le début de la période flandrienne. Dans la partie méridionale de la Mer du Nord, ses effets principaux sont de deux ordres :

- façonnement de la plaine maritime qui s'étend depuis le Nord de la France jusqu'au Danemark;
- mobilisation des stocks sableux disponibles et édification des grands corps sédimentaires.

#### 2-3-1 Remontée du niveau marin

La transgression flandrienne qui débute au Pléistocène supérieur se poursuit pendant l'Holocène. Les divisions chronostratigraphiques de l'étage Flandrien sont données dans le tableau 2.

Les étapes de la remontée du niveau marin en Mer du Nord sont décrites par Jelgersma (1961, 1979) (fig. I-8).

Jusqu'au début de l'Holocène, les rivages sont cantonnés au Nord du Dogger Bank. Entre 18000 et 10300 ans B.P. le niveau passe de - 130 m à - 65 m. Selon Prentice (1972), la partie méridionale de la Mer du Nord et la Manche sont définitivement connectées entre 9000 et 8600 B.P. Pour Jelgersma (1961), la présence de tourbe au Sud du Dogger Bank, dans une zone peu profonde, indique une inondation du Sud de la Mer du Nord à travers le Pas-de-Calais dès 9300 B.P. L'ensemble de la partie Sud-Est de la zone est envahie entre 8900 et 8600 B.P. (Kolp, 1974 *in* Jansen *et al.*, 1979). Aux alentours de 8700 B.P. le niveau de - 36 m est atteint. La jonction entre les deux bassins de la Mer du Nord se produit vers 8300 B.P. en approchant l'isobathe - 30 m (Eisma et Mook *in* Jansen *et al.*, 1979). A 8000 ans B.P., la Mer du Nord présente une configuration proche de l'actuelle quand le niveau marin est à - 20 m.

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

Tab. 2.- Subdivisions chronostratigraphiques et climatiques de l'époque flandrienne. D'après Larssonneur (1971), Ters (1973), et *in* Despeyroux (1985).

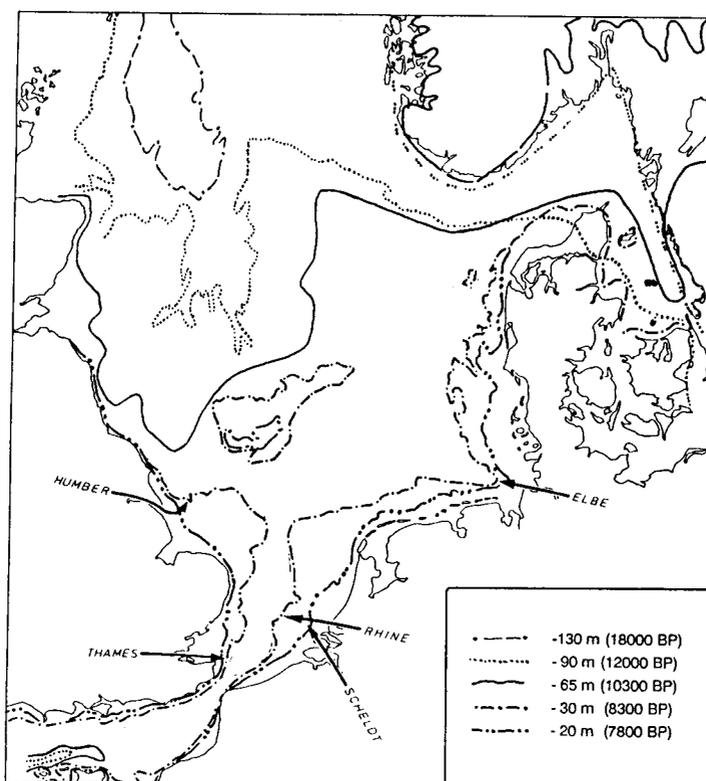


Fig. I-8. - Lignes de rivage en Mer du Nord depuis 18000 ans. D'après Jelgersma (1979).

Deux types de courbes ont été proposées pour décrire le phénomène de remontée du niveau de la mer au cours de l'Holocène dans le Nord de la France et dans la partie Sud de la Mer du Nord (fig. I-9). Ces courbes s'accordent sur la décroissance de la vitesse de remontée à partir de 8000 B.P. environ jusqu'à l'actuel, mais elles diffèrent par leur allure générale :

- les premières, linéaires, présentent une remontée régulière avec une vitesse décroissante. C'est le cas des courbes de Jelgersma (1961, 1979) établies à partir de données sur la plaine côtière des Pays-Bas, ainsi que de celles de Mariette (1971) et de Le Fournier (1974) pour la plaine maritime picarde;

- les secondes comportent des oscillations traduisant des élévations et des baisses du niveau marin. La courbe de Ters (1973) est établie à partir d'informations ponctuelles sur une grande partie du littoral français (Manche et Atlantique). Elle présente 7 montées majeures et 6 descentes depuis 8250 ans B.P. Des oscillations comparables sont issues des travaux de Devoy (1979) sur l'estuaire de la Tamise, et de Morzadec-Kerfourn (1974) pour les estuaires du NW de la France.

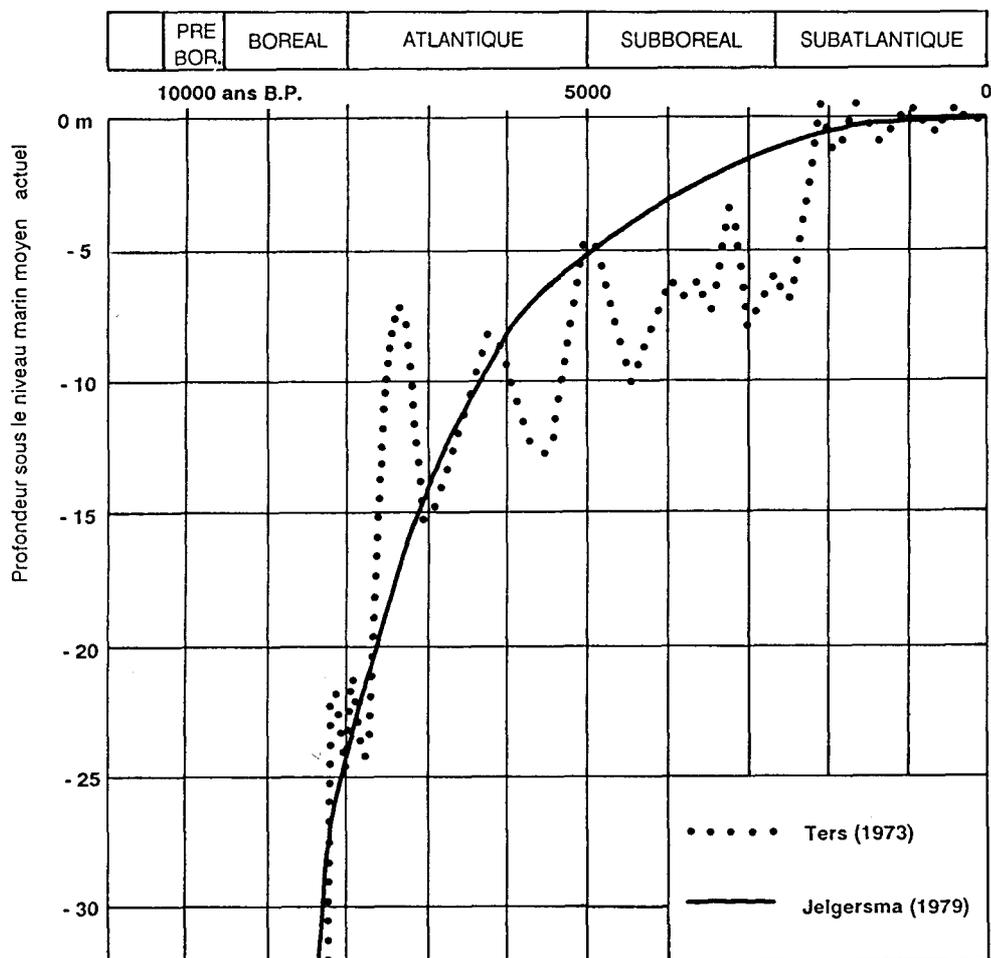


Fig. I-9. - Courbes de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène. D'après Ters (1973) et Jelgersma (1979). (en vicière).

Les vitesses de remontée du niveau de la mer, calculées à partir de la courbe de Jelgersma, sont de l'ordre de 1 cm/an pour la période 11000-8000 B.P. et diminuent progressivement jusqu'à 1,5 mm/an entre 5000 et 3000 B.P. Il est à noter que cette dernière valeur est relativement proche des estimations actuelles (1,2 à 1,5 mm/an) sur les variations du niveau marin (Paskoff, 1985, 1987). Les valeurs avancées par Ters (1973) sont nettement plus élevées en raison des irrégularités induites par les oscillations :

9 cm/an entre 8250 et 8150 B.P.

4 cm/an entre 7800 et 7400 B.P.

1,5 cm/an entre 5400 et 5000 B.P.

1,3 cm/an entre 3600 et 3300 B.P.

Les fortes amplitudes des oscillations de la courbe de Ters (jusqu'à plus de 10 m) ne sont pas observées sur les autres courbes non linéaires. Pour Devoy (1979), la cause est à rechercher dans la trop grande dispersion des données qui ont servi à tracer la courbe de Ters.

Le Fournier (1974, 1980) a présenté des modèles d'évolution de littoral sableux au cours de l'Holocène. La mise en place et la destruction de barrières littorales successives, à l'arrière desquelles se forme la tourbe, rendent compte des séquences sédimentaires régressives dans un contexte transgressif général. Des causes locales peuvent également intervenir; ainsi la persistance d'un cordon littoral, résistant à l'assaut des ingressions marines, favorise le dépôt permanent de faciès tourbeux dans les zones protégées. Munaut et Gilot (1977) penchent également en faveur d'une transgression holocène continue, entrecoupée de phases d'arrêt de la sédimentation marine.

Les phénomènes transgressifs et régressifs dans la plaine maritime du Nord sont donc plutôt à interpréter en terme de mouvements horizontaux de la ligne de rivage. Ceci rejoint les idées d' Edelman (1954) et de Jelgersma et Pannekoek (1960) (*in* Sommé, 1975), pour qui les expressions de transgression et de régression doivent être entendues dans le sens de déplacement horizontal et n'impliquent pas une élévation ou une diminution du niveau de la mer.

### 2-3-2 Le développement de la plaine maritime

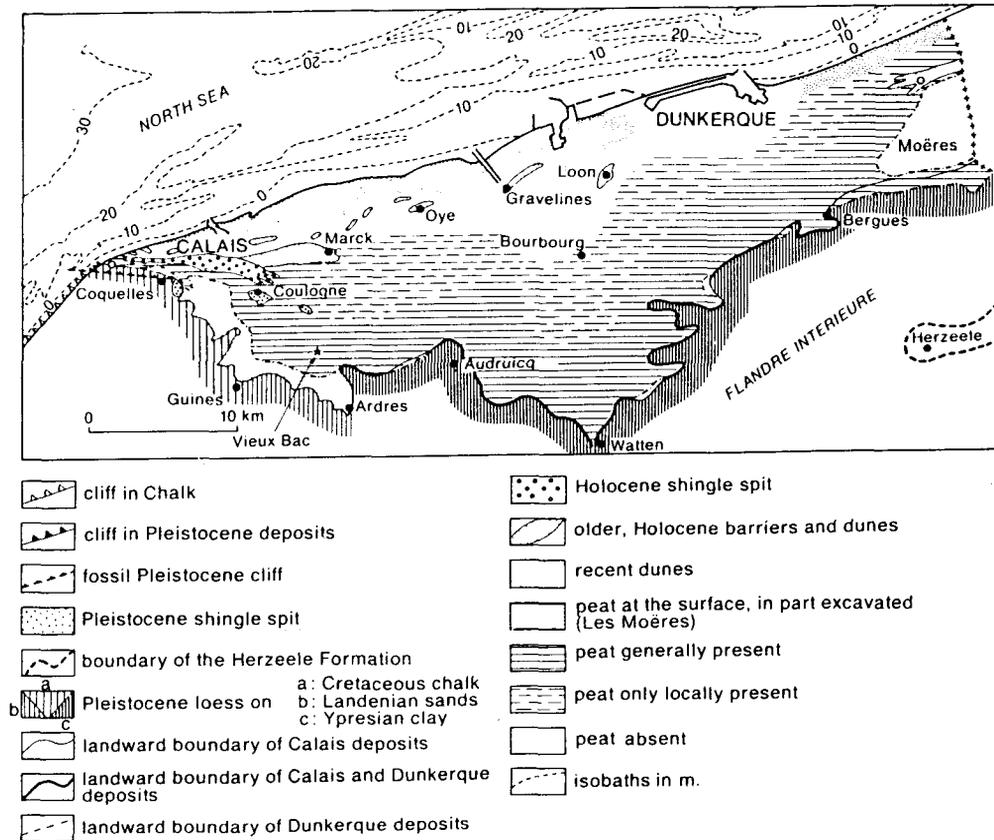
Les synthèses réalisées par Dubois (1924) et Briquet (1930) constituent la base des recherches menées sur la plaine maritime du Nord de la France. Les travaux de Sommé (1975) résument l'essentiel des connaissances antérieures et donnent de nouvelles interprétations en liaison avec les informations issues des pays voisins (Belgique et Pays-Bas). Ils serviront ici de référence.

#### *a- Extension de la plaine côtière française*

La plaine holocène du Nord de la France possède une forme à peu près triangulaire et s'étend sur environ 60 km entre Sangatte et la frontière belge (fig. I-10). Ses limites sont définies par l'extension des formations marines qui la composent. Vers l'intérieur des terres, la limite coïncide avec l'isohypse 2,50 m NGF. Son altitude moyenne est de l'ordre de 1 à 2 m, donc en-dessous du niveau des hautes

mers de vives-eaux. Au Sud-Ouest, la plaine maritime est bordée par la craie de l'Artois et les dépôts continentaux du Pléistocène. Au Sud, elle s'appuie sur les formations crayeuses du Crétacé et sableuses du Landénien, sur les Monts des Flandres et la plaine de Flandre intérieure composée d'argiles yprésiennes.

La plus grande largeur N-S (20 km), observée dans la partie centrale de la plaine, est liée à la présence des anciens estuaires de l'Hem et de l'Aa (Sommé, 1979). La limite orientale apparaît comme une frontière artificielle réduite à 10 km de large. Dans son ensemble, la plaine maritime est parcourue par un réseau dense de canaux qui délimitent les parcelles de terre.



(Fig. I-10. - Extension des formations de la plaine côtière du Nord de la France. D'après Sommé (1979).

### *b- Subdivisions lithostratigraphiques du Flandrien*

De grandes similitudes existent entre les plaines du Nord de la France et de la Belgique. La plaine côtière des Pays-Bas est par contre plus complexe. La présence de grands fleuves (Escaut, Meuse, Rhin) détermine une zonation particulière. Hageman (1969) y introduit la notion de zone périmarine dans laquelle les sédiments marins et d'eau saumâtre sont absents. Néanmoins, Sommé (1975) pense que les éléments distingués dans la Formation de la Mer du Nord par De Jong (1971) sont transposables à la plaine côtière française, malgré des conditions géographiques quelque peu différentes.

Ces éléments lithostratigraphiques sont par ordre chronologique:

- l'Assise de Calais (Calais Member);
- La Tourbe supérieure ou tourbe de surface (Holland Peat Member);
- l'Assise de Dunkerque (Duinkerke Member);
- le Complexe de barrières côtières (Coastal Barrier Member).

Paepe *et al.* (1976 *in* Paepe et Baeteman, 1979) emploient le terme de Formation des Flandres (Vlaanderen Formation) pour regrouper les trois premières unités. Dans la plaine française, le Complexe de barrières côtières n'est pas aussi développé qu'aux Pays-Bas. Sommé (1979) préfère utiliser le terme de Dunes pour désigner la dernière unité.

Les sédiments marins quaternaires du Nord de la France et de la Belgique peuvent atteindre près de 30 m d'épaisseur en bordure du littoral actuel (Paepe et Baeteman, 1979; Sommé, 1979). Cette épaisseur tend à se réduire progressivement vers l'intérieur des terres. Les sédiments sont généralement d'âge holocène mais des éléments plus anciens peuvent être incorporés dans la plaine maritime (cf. I-2-2-1).

L'analyse de l'ensemble de la série quaternaire a permis de mettre en évidence l'intercalation de niveaux de tourbe dans les sédiments marins. Ces niveaux tourbeux délimitent plusieurs phases transgressives qui ont été différenciées pour les Pays-Bas par Hageman (1969) et De Jong (1971), au sein de la transgression générale holocène :

Dunkerque III : 1150 B.P. et plus récent

Dunkerque II : 1700-1350 B.P.

Dunkerque I : 2550-2050 B.P.

Dunkerque 0 : 3450-2950 B.P.

Calais IV : 4550-3750 B.P.

Calais III : 5250-4750 B.P.

Calais II : 6250-5250 B.P.

Calais I : 7950-6450 B.P.

↙ Les dépôts de l'Assise de Calais et de l'Assise de Dunkerque, définies par Dubois (1924), correspondent respectivement aux phases de Calais (I à IV) et aux phases de Dunkerque (0 à III). Ce schéma général semble pouvoir s'appliquer à la plaine côtière française, en dehors de quelques problèmes de corrélation rencontrés pour la phase Dunkerque 0. Les limites entre les deux Assises sont encore mal définies; des sédiments attribués à l'Assise de Calais en France sont rattachés à la première phase dunkerquienne de la stratigraphie néerlandaise (Sommé, 1975).

c- *Ensembles régionaux de la plaine maritime française (cf. fig. I-10)*

Sommé (1975) divise la plaine du Nord de la France en deux secteurs de nature et de caractères morphologiques différents :

- une zone intérieure ancienne qui regroupe l'Assise de Calais, la Tourbe de surface et l'Assise de Dunkerque;
- une zone littorale récente composée d'alignements de cordons sableux et de dunes.

**\* L'Assise de Calais**

Les sédiments qui appartiennent à cette unité se déposent au cours des quatre phases transgressives de l'Atlantique et du début du Subboréal. L'Assise peut être subdivisée en deux formations qui représentent, en fait, des changements latéraux de faciès.

La première de ces formations, qui est la seule affleurante, correspond aux cordons littoraux anciens. Le principal élément en est le Banc des Pierrettes composé de galets de silex, qui s'étend sur 12 km entre Sangatte et le SE de Calais. D'autres cordons anciens sableux jalonnent la plaine maritime entre le Calaisis et la frontière belge (cordons de Marck, d'Oye et de Loon). Il faut associer à ces éléments la dune interne de Ghyvelde, autrefois attribuée au Pléistocène (Bouly de Lesdain, 1912 a et b). Des études récentes (De Ceunynck, 1985) conduisent à lui donner un âge antérieur à 4300 B.P. Cette dune est rattachée au système de dunes anciennes (Older Dunes) décrit au Pays-Bas par De Jong (1971), Jelgersma *et al.* (1979) et Roep (1984).

La seconde formation constitue la masse principale de l'Assise de Calais. Son épaisseur peut atteindre plus de 25 m. Elle correspond aux sables pissards de couleur gris-bleu. Des niveaux limono-tourbeux intercalés indiquent des épisodes régressifs. Parmi les phases transgressives calaisiennes, la phase CII est la plus importante.

**\* La tourbe de surface**

Son épaisseur ne dépasse généralement pas 3 m. C'est une formation complexe présentant des intercalations marines traduisant des incursions périodiques de la mer. Sommé (1975), divise la partie intérieure de la plaine en quatre secteurs en fonction de la répartition de la tourbe (cf. fig. I-10). La base du principal banc de tourbe est datée de 3500-3400 B.P. (Sommé, 1979). L'essentiel des dépôts se produit au cours du Subboréal. Au début du Subatlantique, la tourbière cesse d'être active.

**\* L'Assise de Dunkerque**

Elle correspond aux dépôts marins récents qui résultent de trois phases transgressives d'importance inégale (Sommé, 1975). Ces formations recouvrent l'ensemble de la plaine à l'exception de la zone de tourbe affleurant dans le SW de la région (Marais du Calais) et à proximité de la frontière belge (Les Moères). Les faciès sont généralement sableux, très souvent de couleur beige. En mer, des sables d'âge équivalent sont appelés Young Sea-sands par Oele (1969, 1971) et Jelgersma *et al.*

(1979). Des sédiments plus variés peuvent cependant être présents (limons et argiles). Leur épaisseur est généralement de 1 à 2 m, sauf dans des chenaux plus profonds. L'évolution de la ligne de rivage, au cours de cette dernière phase de constitution de la plaine maritime, est présentée par Sommé (1975, 1979).

#### **\* Les dunes récentes**

La mise en place d'une série de barrières littorales couvertes de dunes, qui bordent la limite actuelle de la plaine maritime, est datée du Moyen-âge (Sommé, 1979). Des études détaillées aux Pays-Bas et en Belgique montrent que ces dunes récentes (Younger Dunes) se sont formées en plusieurs phases entre le XI<sup>ème</sup> siècle et la période actuelle (Jelgersma *et al.*, 1970 *in* Zagwijn, 1984; Berendsen et Zagwijn, 1984; De Ceunynck, 1985).

### 2-3-3 L'édification des corps sableux

Les hypothèses concernant la formation des bancs sableux et des vagues de sable ont été rappelées par Dewez (1988) et Clabaut (1988). Deux idées générales s'affrontent:

- Certains auteurs ont émis l'hypothèse d'une mise en place sous l'action des courants de marée à partir d'un stock sableux préexistant (Guilcher, 1951; Off, 1963; Houbolt, 1968; Belderson *et al.*, 1986). Le matériel formant les bancs proviendrait en partie de la remobilisation de sédiments pléistocènes ou tertiaires.

- D'autres chercheurs attribuent la mise en place de ces grands corps sableux aux effets de la transgression flandrienne. Les bancs sableux se seraient développés à partir de barrières littorales incomplètement démantelées (Swift, 1975; Le Fournier, 1980). Les vagues de sable auraient également une origine holocène et se seraient formées à partir de 9000 B.P. (Nio, 1976; Nio et Nelson, 1982).

La présence de bancs de sable à des profondeurs de l'ordre de 100 à 120 m en Mer Celtique (Stride, 1963 a; Bouysse *et al.*, 1976; Larsonneur *et al.*, 1982), de 60 m en Mer du Nord (Eisma *et al.*, 1979; Jansen *et al.*, 1979), et même entre 45 et 115 m en Mer de Chine orientale (Yang et Sun, 1988) conforte l'hypothèse d'une origine ancienne. Pour des bancs pourtant moins profonds en Mer du Nord (bancs de Zélande), Laban et Schüttenhelm (1981) soulignent l'existence d'un noyau ancien. De même, des vagues de sable d'une hauteur de plus de 10 m ont été rencontrées dans la partie septentrionale de la Mer du Nord, dans des secteurs à faibles courants de marée : pour Van Weering (1975 *in* Eisma *et al.*, 1979), ces vagues de sable sont considérées comme des structures reliques formées à une période de bas niveau marin.

Les bancs comme ceux de notre secteur d'étude, dont la base est située à des profondeurs de moins de 30 m, se seraient formés à partir de 8300 B.P., quand le niveau marin atteint la cote de - 30 m (Jelgersma, 1979). La dynamique actuelle des corps sédimentaires de la zone d'étude est abordée dans le chapitre V.

### 3 - Conclusions

Le secteur d'étude appartient à la bordure méridionale de la Mer du Nord. Jusqu'au Crétacé supérieur, l'histoire géologique de la région est totalement indépendante de celle du bassin de la Mer du Nord. Son substratum, en dehors du socle primaire, est essentiellement constitué par les formations tertiaires du bassin belge. Sa limite occidentale correspond à la retombée Nord de l'Anticlinal Weald-Artois dans lequel affleure les séries du Jurassique Supérieur et du Crétacé. Les falaises du Cap Blanc-Nez appartiennent à cette dernière unité.

Au cours du Pléistocène, les fluctuations climatiques entraînent de grandes variations du niveau marin. La faible profondeur de la Mer du Nord, et en particulier de son extrémité méridionale, fait qu'elle a été particulièrement sensible aux alternances glaciaires et interglaciaires. Les remaniements successifs ont oblitéré la plupart des structures antérieures. Les traces d'érosion correspondent aux paléovallées, particulièrement développées en Manche orientale, remblayées en partie ou en totalité par les nappes alluviales ou les sédiments mis en place au cours de la transgression flandrienne.

Les accumulations sédimentaires de la période flandrienne favorisent le comblement de la plaine maritime et la construction des édifices sableux de grandes dimensions.

## D - REGIME DYNAMIQUE

La compréhension de la dynamique sédimentaire ne peut s'effectuer sans une connaissance préalable des facteurs météorologiques et océanographiques intervenant dans le secteur étudié. Une première approche de ces paramètres est ici présentée. Une interprétation en termes de dynamique sédimentaire est développée dans le Chapitre V.

### 1 - La marée

#### 1-1 Généralités et définitions

La marée est un mouvement oscillatoire du niveau de la mer résultant des attractions de la Lune et du Soleil sur les particules liquides des mers et des océans. Les phénomènes physiques responsables de la marée sont décrits notamment par Bourgoïn (1974), Bouteloup (1979), Guilcher (1979), et Bonnefille (1980). Il ne nous appartient pas de redéfinir les mécanismes; rappelons simplement les composantes principales de la force génératrice des marées, qui possède un caractère périodique:

- la composante semi-diurne, de période 12h24mn ou 12h;
- la composante diurne, de période 24h50mn ou 24h;
- la composante bimensuelle (14j18h);
- la composante mensuelle (27j13h);
- la composante annuelle.

La période de la force génératrice des marées est celle pour laquelle la Terre, le Soleil et la Lune se retrouvent dans les mêmes positions respectives: c'est le saros, dont la durée est égale à 18 ans et 11 jours (Bourgoïn, 1974). Le tableau 3 donne les caractéristiques des composantes principales de la marée. Dans la réalité, la marée en un point tire son caractère de l'onde qui a l'amplitude prépondérante. On considère ainsi 4 types principaux de marée:

- la marée semi-diurne régulière;
- la marée diurne régulière;
- la marée semi-diurne à inégalité diurne;
- la marée mixte.

Les deux premières constituent des types extrêmes et les deux dernières sont des types intermédiaires (Bourgoïn, 1974). On rencontre les marées semi-diurnes sur l'ensemble des côtes de France. L'onde lunaire principale  $M_2$  joue le rôle prédominant et l'on observe ainsi deux pleines mers et deux basses mers par jour lunaire (24h50mn). A l'onde lunaire  $M_2$  vient s'ajouter l'onde solaire

principale  $S_2$  qui est deux à trois fois plus faible. C'est à la combinaison de ces deux ondes que l'on doit les cycles vives eaux-mortes eaux. Lorsque les deux ondes sont en phase, c'est-à-dire lorsque la Terre et les deux astres (Lune et Soleil) sont alignés pendant les syzygies (pleines Lunes et nouvelles lunes), leurs effets s'ajoutent - c'est la vive-eau. Au contraire, quand les ondes sont en opposition de phase aux quadratures (quartiers de la lune), l'amplitude est minimale: c'est la morte-eau.

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

Tab. 3. - Composantes principales de la marée. D'après Guilcher (1979).

Pour caractériser la marée on utilise un certain nombre de grandeurs dont les définitions sont rappelées ci dessous:

- Le marnage correspond à l'amplitude entre le niveau de pleine-mer et celui de basse-mer. Sur l'ensemble du globe, le marnage peut varier de quelques cm pour les mers fermées à plus de 17 m pour la Baie de Fundy au Canada (*in* Guilcher, 1979). On définit 3 types de côtes en fonction des valeurs du marnage (*in* Elliott, 1986) :

- macrotidales quand l'amplitude est > 4m;
- mésotidales quand l'amplitude est comprise entre 2 et 4m;
- microtidales quand l'amplitude est < 2m.

- Le coefficient de marée est un paramètre astronomique caractérisant la grandeur de la marée un jour donné. Sa valeur est exprimée en centièmes. Ce coefficient varie de 20 à 120 (cf. tableau 4); défini à Brest, il est transposable à l'ensemble du littoral français.

Coefficient	Définition de la marée
120	Marées exceptionnelles de vive-eau
95	Marées de vive-eau moyenne
70	Marées moyennes
45	Marées de morte-eau moyenne
20	Plus faible marée de morte-eau

Tab. 4 - Coefficients significatifs de la marée.

- La marée est une onde qui subit des déformations dans le temps et dans l'espace. Pour exprimer le mouvement oscillatoire de la surface d'un bassin, on définit deux réseaux de courbes qui traduisent l'allure de la propagation de la marée:

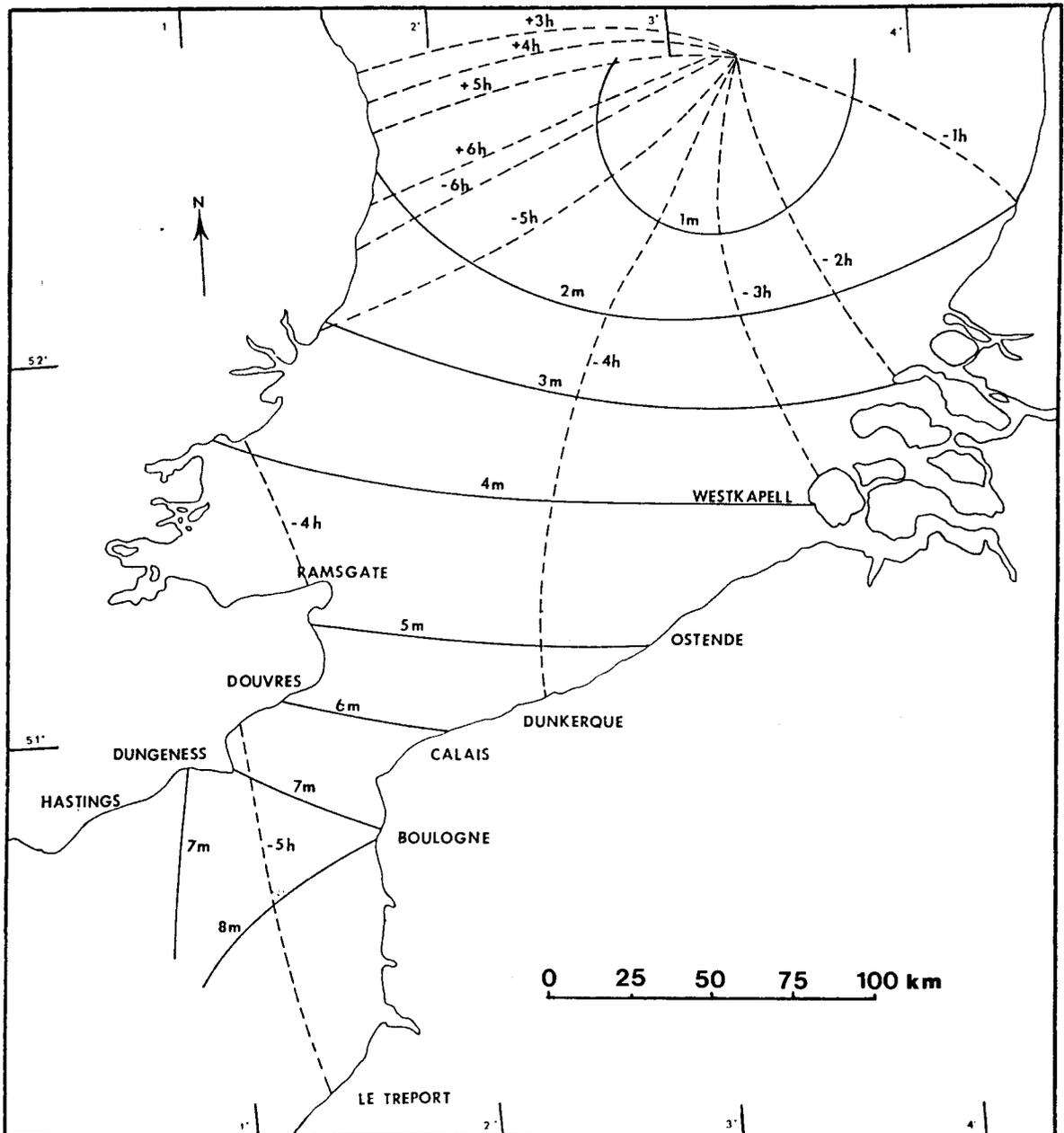
- les lignes d'égal marnage relient les points pour lesquels l'oscillation conserve la même amplitude;
- les lignes cotidales représentent des courbes le long desquelles l'heure de la marée est la même. Tous les points d'une ligne sont en phase. Ces lignes se disposent en rayons autour d'un point central pour lequel le marnage est nul (point amphidromique). Dans l'hémisphère Nord, l'onde de marée semble se propager du Nord vers l'Ouest, autour des points amphidromiques.

### 1-2 La marée en Mer du Nord

En Mer du nord, les marées sont dues principalement à l'onde lunaire  $M_2$ ; elles sont donc de type semi-diurne. Le phénomène de la marée résulte de l'interférence de trois ondes (Houbolt, 1968). Cependant, dans la partie méridionale de la Mer du Nord, seules deux de ces ondes ont une influence sur la propagation des masses d'eau : l'onde de marée correspond donc à la superposition de deux ondes progressives dérivées de l'Atlantique (SHOM, 1968). La première se propage à travers la Manche et emprunte le détroit du Pas-de-Calais; la seconde contourne la pointe de l'Ecosse et se dirige vers le Sud de la Mer du Nord. La propagation antagoniste de ces deux ondes progressives est compliquée par un phénomène de réflexion sur le littoral Nord de la France et de la Belgique, donnant naissance à

une onde stationnaire. L'onde résultante balaye successivement les côtes d'Angleterre, de France, de Belgique et des Pays-Bas avec une amplitude décroissante vers l'Est.

Les lignes cotidiales et les lignes d'égal amplitudes du Sud de la Mer du Nord sont présentées sur la figure I-11. Le marnage décroît rapidement de 8 m en Manche orientale à 0 m au niveau du point amphidromique situé entre les côtes de l'East Anglia et celles de la Hollande.



— Lignes d'égal marnage  
 - - - Lignes cotidiales (déphasage par rapport à Brest)

Fig. I-11. - Marnage et déphasage de la marée dans le Sud de la Mer du Nord. In Clique (1986).

Les courbes de marée à Calais et à Dunkerque, établies pour des coefficients de vive-eau moyenne (coeff 95) et de morte-eau moyenne (coeff 45), sont dissymétriques (fig. I-12). Le montant (marée montante) est plus court que le perdant (marée descendante). Les marnages à Calais, Gravelines et Dunkerque sont présentés dans le tableau 5 et exprimés en mètres par rapport au zéro hydrographique.

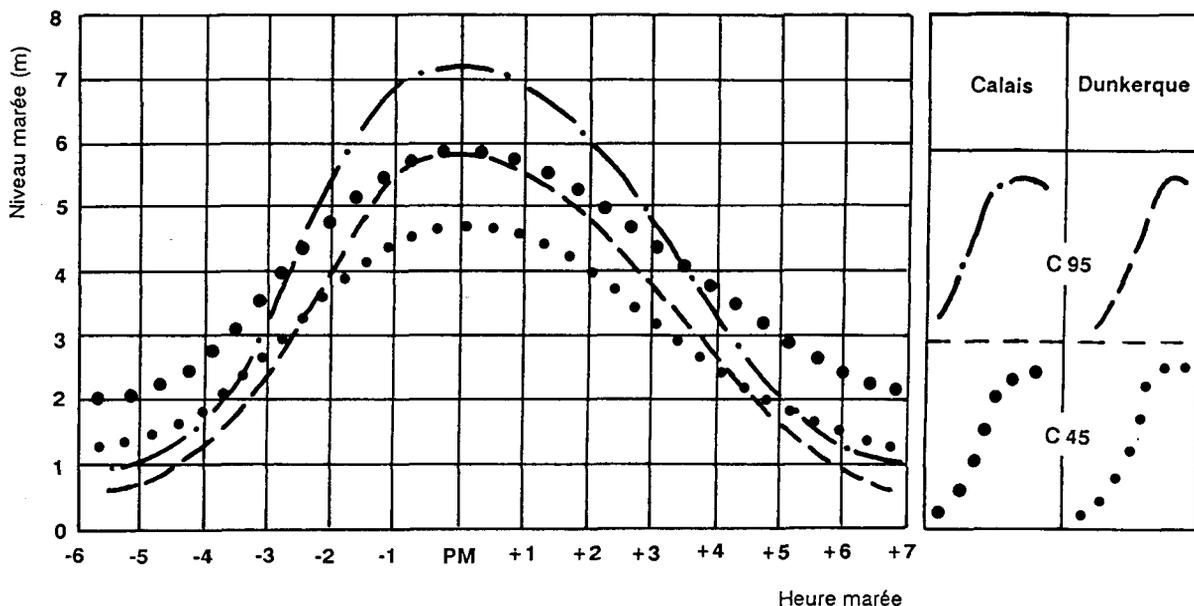


Fig. I-12. - Courbes de marée à Calais et à Dunkerque.

Du fait de la propagation de l'onde de marée résultante vers le N-E, l'heure de pleine mer à Calais se produit entre 15 et 25 minutes avant celle de Dunkerque. Pour la suite de l'exposé, on précisera, quand il le sera nécessaire, à quel port de référence sont rattachées les heures de marée données : PM-3 (CA), par exemple, si l'on se trouve 3 heures avant la pleine mer de Calais; PM+1 (DK) pour 1 heure après la pleine mer de Dunkerque.

	CALAIS	GRAVELINES	DUNKERQUE
C 95	6.2	5.5	5.2
C 70	5.1	4.5	4.3
C 45	3.8	3.6	3.4

Tab. 5. - Marnages caractéristiques de la zone d'étude. Les valeurs sont données en mètres.

## 2 - Les courants de marée

### 2-1 Définitions

Les oscillations verticales du niveau de la mer sont associées à des déplacements horizontaux, dont la vitesse et la direction caractérisent les courants de marée. Leur périodicité est la même que celle de l'onde de marée, soit 12h24mn sur l'ensemble des côtes à marée semi-diurne. Les mouvements verticaux et horizontaux ne constituent, en fait, que deux manifestations différentes d'un phénomène unique (Bouteloup, 1979).

Les termes de flot et de jusant, qui sont employés pour les courants de marée, prennent des significations variables selon le ou les types d'onde de marée se propageant dans un bassin. Aussi, il convient de donner leur définition exacte pour la partie méridionale de la Mer du Nord et plus particulièrement dans le cadre de la zone d'étude.

Trois cas théoriques sont présentés par le SHOM (1968) (Fig. I-13) :

- celui d'une onde progressive pure;
- celui d'une onde stationnaire pure;
- celui d'une superposition des deux ondes précédentes.

Dans le cas d'une onde progressive pure, le flot porte dans la direction de propagation de l'onde, et le jusant dans le sens contraire. Les vitesses des courants s'annulent à mi-montant pour le jusant (étales de jusant) et à mi-perdant pour le flot (étales de flot). Les courants sont maximum à pleine-mer (PM) et à basse-mer (BM).

Une onde stationnaire résulte de la superposition de deux ondes progressives de même amplitude et de directions opposées. Si l'on assimile les variations de vitesse, au cours d'un cycle de marée, à une courbe sinusoïdale, les étales de courants et les vitesses maximales sont décalées de  $\pi/2$  par rapport au cas précédent. Les courants s'annulent à PM et BM. Le flot est maximum à mi-montant et le jusant à mi-perdant.

Dans le cas d'une superposition des deux ondes précédentes, le déphasage est compris entre 0 et  $\pi/2$ . L'avance ou le retard du déphasage est lié au rapport d'amplitude entre l'onde stationnaire et l'onde progressive. Le flot, qui porte dans la direction de l'onde progressive (incidente), commence entre la BM et le mi-montant; il est maximum entre le mi-montant et la PM. Le jusant commence entre PM et le mi-perdant; il est maximum entre le mi-perdant et la BM.

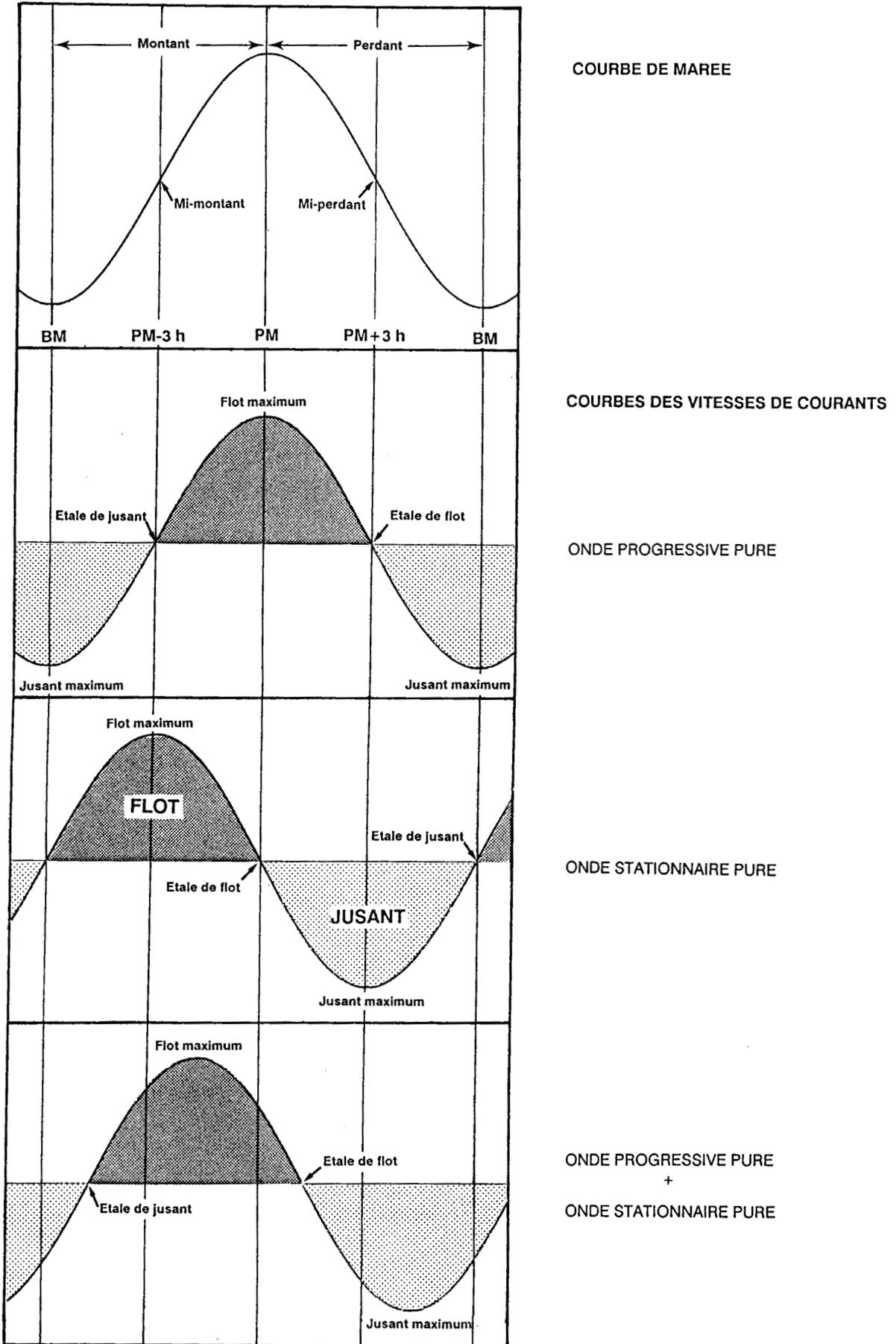


Fig. I-13. - Définitions du flot et du jusant en fonction des différents types d'onde de marée.

Dans la réalité, les phénomènes peuvent être plus complexes. D'après les mesures du SHOM (1968), les caractéristiques des phases de courant dans le Sud de la Mer du Nord, le long des côtes françaises, sont:

- un jusant maximum entre BM et mi-montant (PM-6 à PM-3);
- une étale de jusant qui se produit entre mi-montant et PM (PM-3 à PM-1);
- un flot maximum entre PM et le mi-perdant au large (de PM+1 à PM+2) et entre le mi-montant et PM près de la côte (de PM-1 à PM);
- une étale de flot entre le mi-perdant et BM (PM+3 à PM+6).

Du fait de la proximité du détroit du Pas-de-Calais, les courants de marée présentent un caractère alternatif assez marqué. Cela facilite la définition des termes de flot et de jusant. Le flot désigne le courant qui porte de la Manche vers la Mer du Nord. Le jusant, de sens opposé, celui qui porte de la Mer du Nord vers la Manche.

## **2-2 Caractéristiques générales des courants de surface dans la zone d'étude**

En règle générale, les courants en Mer du Nord sont plus faibles que ceux de la Manche. La situation du secteur d'étude, à la jonction des deux mers, lui confère toutefois un hydrodynamisme élevé.

Les cartes de Maupas (1977), établies heure par heure, donnent une bonne simulation de la propagation de l'onde de marée et des courants associés (fig. I-14). Le flot est dirigé vers le NE ou l'ENE, le jusant vers le SW ou l'WSW.

Les courants au large sont légèrement tournants, mais la rotation est rapide. Les vitesses maximales enregistrées (SHOM, 1968) sont de 3 noeuds (environ 1,5 m/s) en vive-eau moyenne. A proximité ou sur les bancs de sable, elles se réduisent à 2 noeuds.

Près de la côte, les courants de marée sont sensiblement alternatifs. Ils suivent la direction des chenaux entre les bancs. Les vitesses des courants varient rapidement d'un point à l'autre, en fonction de la configuration des fonds. Elles sont maximales dans la région de Dunkerque (jusqu'à 2,5 nds en V.E. moyenne), là où les chenaux sont étroits et les bancs nombreux. De part et d'autre de cette zone, les vitesses en vives-eaux moyennes sont sensiblement plus faibles : de 1,5 à 2 nds à l'Est de Dunkerque et de 1,8 à 2,3 nds à l'Ouest de Gravelines (SHOM, 1968).

Les retards dans l'établissement des courants sont mis en évidence par les lignes de séparation ou de rencontre (cf. fig. I-14). Celles-ci matérialisent les points du bassin pour lesquels la vitesse du courant s'annule. A PM-2 (DK), le flot débute sur la zone au large de Calais alors que le jusant est encore le courant prédominant dans la région de Dunkerque. A PM+4 (DK), le phénomène inverse se produit.

Une analyse plus détaillée des courants de marée est donnée dans le chapitre V.

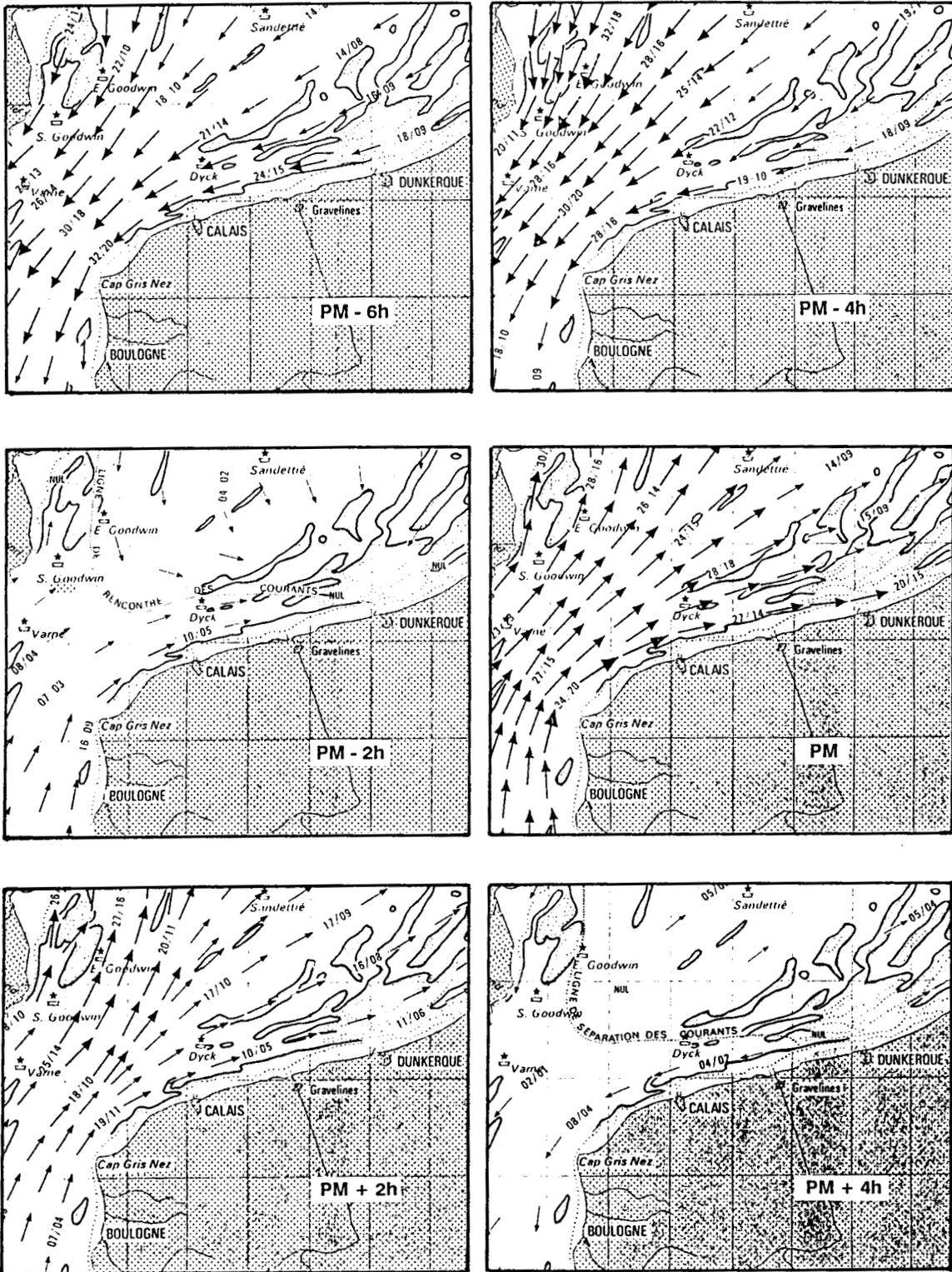


Fig. I-14. - Courants de marée en Mer du Nord, aux abords du détroit du Pas-de-Calais. D'après Maupas (1977). Les chiffres placés sur les flèches indiquent la valeur du courant en dixième de noeuds, pour des marées de 95 et de 45.

### 3 - Le régime des vents

Le vent est l'un des agents essentiels de la dynamique sédimentaire, tout particulièrement en milieu littoral sableux :

- il provoque, directement par déflation éolienne des sables d'estrans ou des dunes, et indirectement par l'intermédiaire des houles qu'il engendre, des modifications de la morphologie du trait de côte;

- il entraîne, au niveau du littoral, des surcotes ou des décotes par rapport aux hauteurs prédites dans l'annuaire des marées. Des statistiques établies à Dunkerque entre 1956 et 1977 ont montré une valeur annuelle de 1,04 m et une valeur centennale de 1,94 m (*in* Clique, 1986). La plus forte surcote enregistrée au cours de cette période a été de 2,11 m;

- il peut retarder ou empêcher l'établissement des phases de courant. En période de morte-eau, le courant de surface porte dans la direction vers laquelle souffle le vent. En période de vive-eau, l'établissement du flot est retardé par des vents de NE, celui du jusant par des vents de SW (SHOM, 1968). Le vent agit ainsi sur les intensités des courants de marée, tout au moins en surface;

- en plus du courant général de dérive de l'Atlantique qui pénètre en Manche et qui atteint une valeur estimée à 2,7 milles par jour dans le Pas-de-Calais (SHOM, 1968), le vent provoque un courant de dérive quand il souffle de façon durable dans une direction donnée.

Les roses des vents, établies par le sémaphore de Dunkerque à partir de 12500 observations effectuées entre 1951 et 1960, montrent une prédominance des vents de SW et de NE (fig. I-15). Ces directions correspondent à l'axe du détroit du Pas-de-Calais qui canalise les vents.

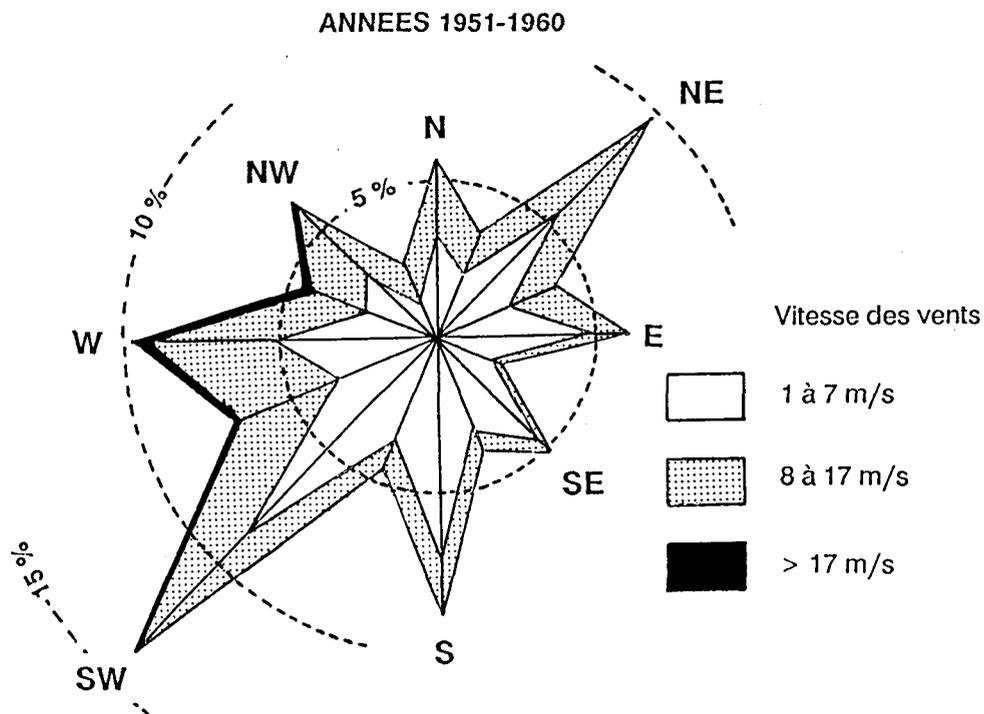


Fig. I-15. - Rose des vents au sémaphore de Dunkerque. *In* L.N.H. (1971).

L'analyse de la répartition saisonnière fait ressortir la prépondérance des vents de NE au printemps alors que pendant les autres saisons, les vents de secteur W sont les plus nombreux (cf. tableau 6).

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	CALME
ANNEE	5.75	9.75	6.2	5.5	9	14.3	9.75	6.25	1.6
HIVER	3.75	9.5	9.5	6.5	10.8	12	8.25	6.5	1.8
PRINTEMPS	9.75	16.5	3	2.5	5.25	13.5	10	5.25	2
ETE	6.2	14.3	4.5	4	6	17.5	12.5	6.25	1.4
AUTOMNE	3.5	3.5	7	7.5	13.3	13	3.3	6.5	1.4

Tab. 6. - Pourcentages des différentes directions de vent, par année et par saison.

Les vents susceptibles d'engendrer de la houle frappant la côte nord de la région sont de secteur NW à NE. Le vent de NE est le plus fréquent et souffle davantage en mars, avril et mai. Les vents de N et de NW ont des fréquences sensiblement égales. C'est cependant le vent de NW qui comporte le plus grand pourcentage de vitesses élevées (parmi les vents engendrant de la houle). Ce vent est prépondérant en automne et en hiver, et peut atteindre des vitesses dépassant 80 km/h (22 m/s). Le vent de Nord souffle principalement au printemps (L.N.H., 1971).

## 4 - La houle

### 4-1 Provenance, période et hauteur des houles

L'essentiel des informations disponibles est lié à l'étude faite par le L.N.H. (1971) entre 1960 et 1968, en vue de la construction de l'avant-port Ouest de Dunkerque. Une rose de houles a été établie pour le période 1966-1968 à partir de 399 observations et à l'aide d'une méthode visuelle (fig. I-16). La faible distance de l'observation (2000 à 3000 m de la côte) laisse penser que les directions de houle mesurées sont déjà réfractées à cause des bancs de sable. La rose des houles montre une prédominance de la houle de Nord (42 %) et une fréquence élevée des houles de NW (18 %), de NNW (14 %) et de WNW (12 %). La rareté des houles de NNE et l'absence de celles de NE au niveau du littoral sont expliquées par un affaiblissement et une rotation dus aux bancs (L.N.H., 1971).

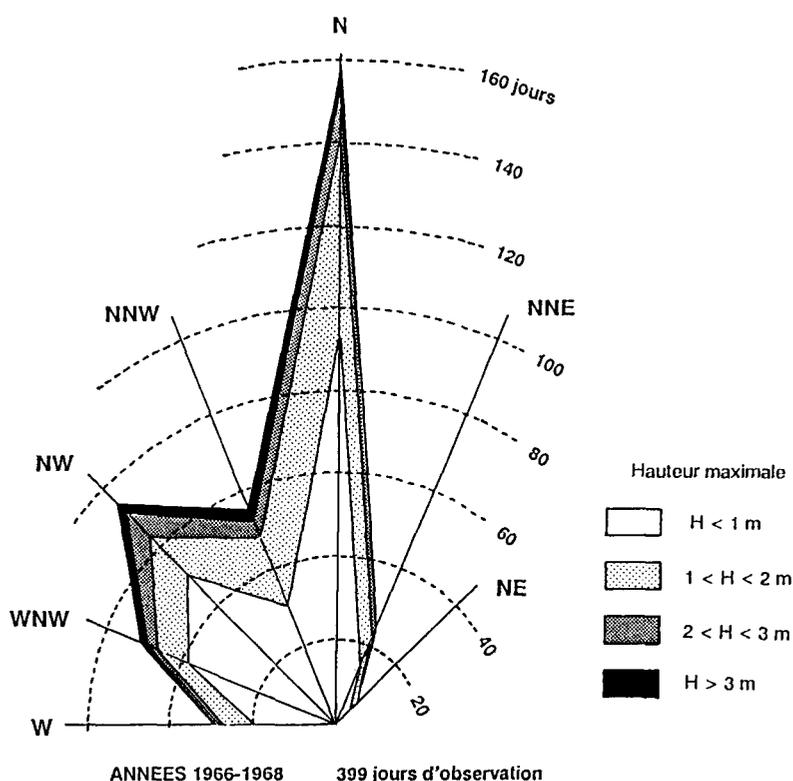


Fig. I-16. - Rose des houles à Dunkerque. *In* L.N.H. (1971).

Des statistiques ont été réalisées à partir d'enregistrements de houlographes en 9 points situés aux abords des deux avant-ports de Dunkerque (L.N.H., 1971). Il en ressort que la période des trains de vagues est généralement comprise entre 5 et 12 secondes, la période moyenne étant de 6 à 6,5 s.

Les enregistrements réalisés sur trois de ces points sont résumés sur la figure I-17. 622 jours d'observations ont été effectuées entre avril 1960 et mars 1963, dont 200 jours de calme (hauteur des houles inférieure à 0,25 m). Les houles les plus fréquentes ont une période comprise entre 6 et 10 s et atteignent rarement des hauteurs supérieures à 4 m. Les hauteurs maximales sont obtenues pour des périodes de 6 à 8 s (fig. I-17 a,b,c). Les houles décennale et centennale, calculées par extrapolation, sont respectivement de 5,7 m et 7,4 m (fig. I-17 d). Sur l'ensemble des 9 points de mesures, les valeurs déduites varient de 5,3 à 9,1 m pour la houle décennale et de 6,8 à 11,6 m pour la houle centennale (cf. L.N.H., 1971; Clique, 1986). Les valeurs maximales ont été obtenues pour des mesures réalisées d'avril 1963 à août 1964, entre le banc du Breedt et le Haut-fond de Gravelines. D'autres mesures, réalisées à Calais et au sud du Banc du Sandettié, donnent des résultats inclus dans les fourchettes présentées ci-dessus (cf. Clique, 1986).

4-2 Plans de vagues

Des épures de houles sont présentées dans le rapport du L.N.H. (1971) concernant l'implantation de l'avant-port Ouest de Dunkerque. Elles ont été construites pour des directions allant d'Ouest à Nord-Est, en considérant des houles de période moyenne 6 s. Le niveau de référence choisi correspond à la cote de + 6 m.

Ces plans montrent les convergences et les divergences des orthogonales aux houles provoquées par la présence des bancs de sable et des chenaux.

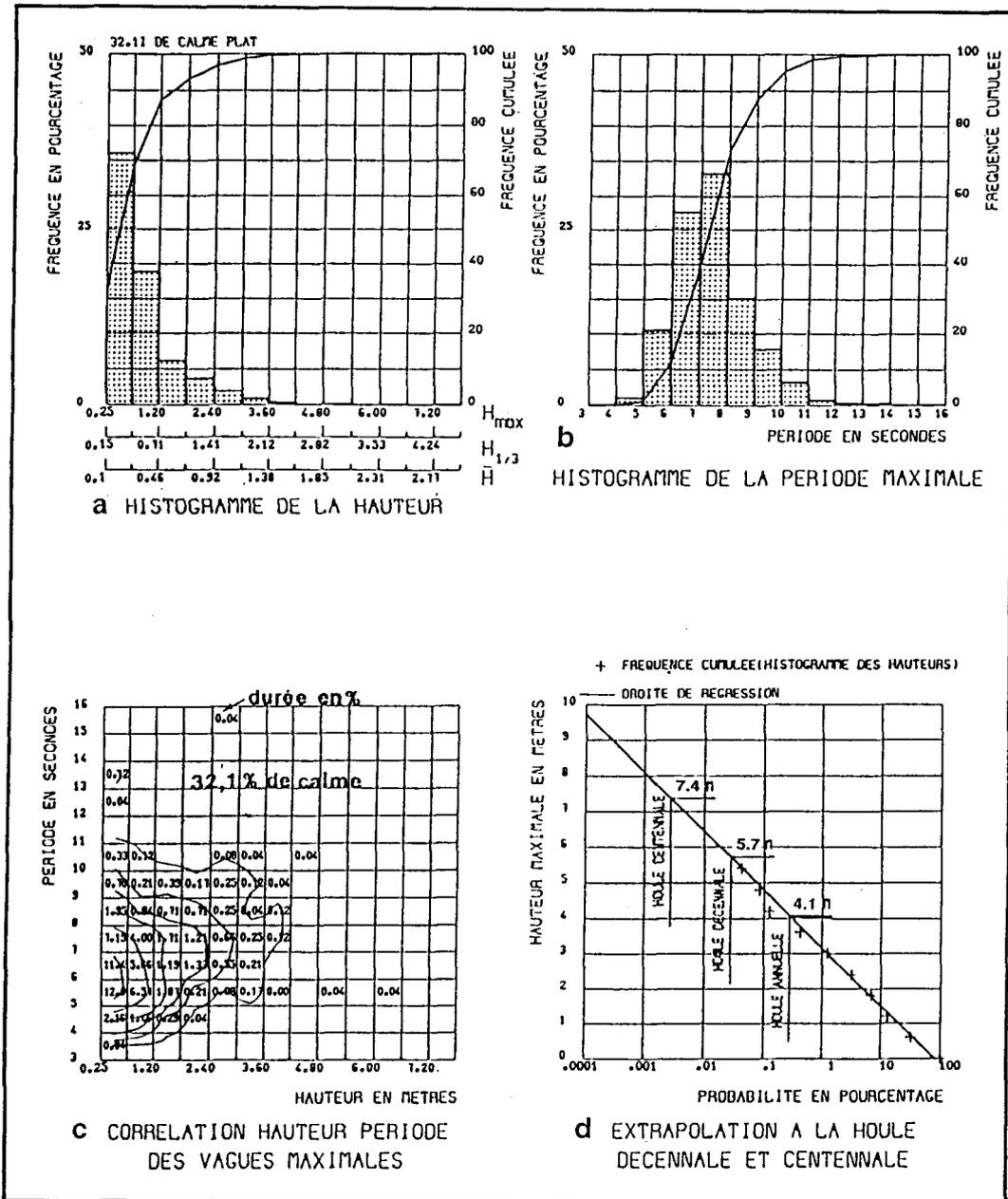


Fig. I-17. - Caractéristiques des Houles à Dunkerque. a- Fréquence des hauteurs. b- Fréquence des périodes maximales. c- Corrélogramme. d- Valeurs des houles décennale et centennale.

## 5 - Conclusions

La zone étudiée est soumise à un régime hydrodynamique élevé. La marée semi-diurne est de type macrotidal. Le marnage atteint plus de 6 m à Calais en vive-eau moyenne et diminue progressivement en direction de l'Est. Les courants de marée associés sont essentiellement alternatifs. Le flot est dirigé vers le NE, le jusant vers le SW. Les vitesses des courants de marée, en surface, dépassent 1,5 m/s à l'Ouest du secteur et se réduisent vers l'Est, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du détroit du Pas-de-Calais. La configuration des fonds peut largement influencer les courants (direction et intensité).

Les vents les plus fréquents viennent principalement d'un axe SW-NE. Ils peuvent renforcer ou bien diminuer l'action des courants de marée de même direction. Les houles qui agissent sur le littoral proviennent essentiellement du Nord. L'action des houles de SW peut toutefois être notable sur les bancs situés au large. Les hauteurs de ces houles dépassent 4 mètres lors des plus fortes tempêtes.

**METHODES D'ACQUISITION ET  
DE TRAITEMENT DES DONNEES**

## **CHAPITRE II :**

### **- METHODES D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT DES DONNEES -**

Les objectifs de l'étude nous ont conduit à utiliser des méthodes variées et complémentaires, tant au cours de l'acquisition des données en mer que pendant leur traitement et leur interprétation au laboratoire. L'essentiel de cette démarche est présenté dans ce chapitre.

#### **A - PROSPECTION GEOPHYSIQUE**

##### **1 - Le sonar à balayage latéral**

Les potentialités du sonar latéral pour l'étude des fonds sous-marins ont été relevées par Chesterman *et al.* (1958). Son application à la reconnaissance du plateau continental français est bien plus récente. C'est en effet sous l'impulsion des chercheurs de l'IFREMER qu'ont commencé, à partir de 1983, un certain nombre de campagnes menant à une cartographie morphosédimentaire des fonds (cf. II-A-1-6). Le principe de fonctionnement du sonar latéral et le type d'appareil utilisé en France ont été décrits en détail par Braud (1984, 1986) et Berné *et al.* (1986), puis résumés par Dewez (1988) et Clabaut (1988). Aussi ne ferons nous que rappeler très succinctement les caractéristiques techniques de l'appareillage.

##### **1-1 Principe de fonctionnement**

Le sonar à balayage latéral (side-scan sonar) est un émetteur-récepteur d'ultrasons, remorqué par un navire. Deux transducteurs, montés sur un corps fuselé appelé communément "poisson", émettent des ondes de haute fréquence et de courte durée d'impulsion. L'écho est rétrodiffusé avec une intensité variable selon la nature et la morphologie des fonds, puis il est capté par les transducteurs et transmis à des enregistreurs. L'émission d'ondes à intervalles réguliers, au fur et à mesure de l'avancement du bateau, permet une transcription sous forme d'image continue du fond. Pour plus d'informations, on pourra se référer à Leenhart (1974) et à Flemming (1976), qui résument les aspects mathématiques et théoriques du sonar latéral.

## 1-2 Description du matériel utilisé

Le sonar latéral mis en oeuvre par l' IFREMER dans le Pas-de-Calais est un "sea floor mapping system" fabriqué par EG & G. Le système se compose de trois unités :

\* **le poisson** (modèle 272 towfish), est équipé de deux antennes (transducteurs) émettant latéralement des signaux de haute fréquence (105 kHz), à courte durée d'impulsion (0,1 ms) et à une cadence C variable proportionnelle à la portée P sélectionnée [ $C$  (en s) = 0,0015 P (en m)]. La portée est définie comme la largeur du fond "balayée" par les ondes acoustiques de chaque côté du sillage du navire. Elle peut théoriquement atteindre 500 m, mais au prix d'une nette dégradation des images. Dans la pratique, en raison de la hauteur d'eau et de la recherche de la meilleure définition du fond, on a le plus souvent utilisé la portée de 100m, voire quelquefois de 150 m.

La forme des transducteurs est telle que le faisceau ultrasonore est émis en éventail avec une ouverture d'un angle de 1,2° dans le plan horizontal (perpendiculairement à la route suivie par le bateau) et de 20 à 50° dans le plan vertical (fig. II-1). La prise en compte des lobes secondaires permet l'élimination presque complète de la zone sourde centrale, où la résolution est toutefois moindre. Cette disposition permet de garantir une précision maximale et une grande finesse de l'enregistrement.

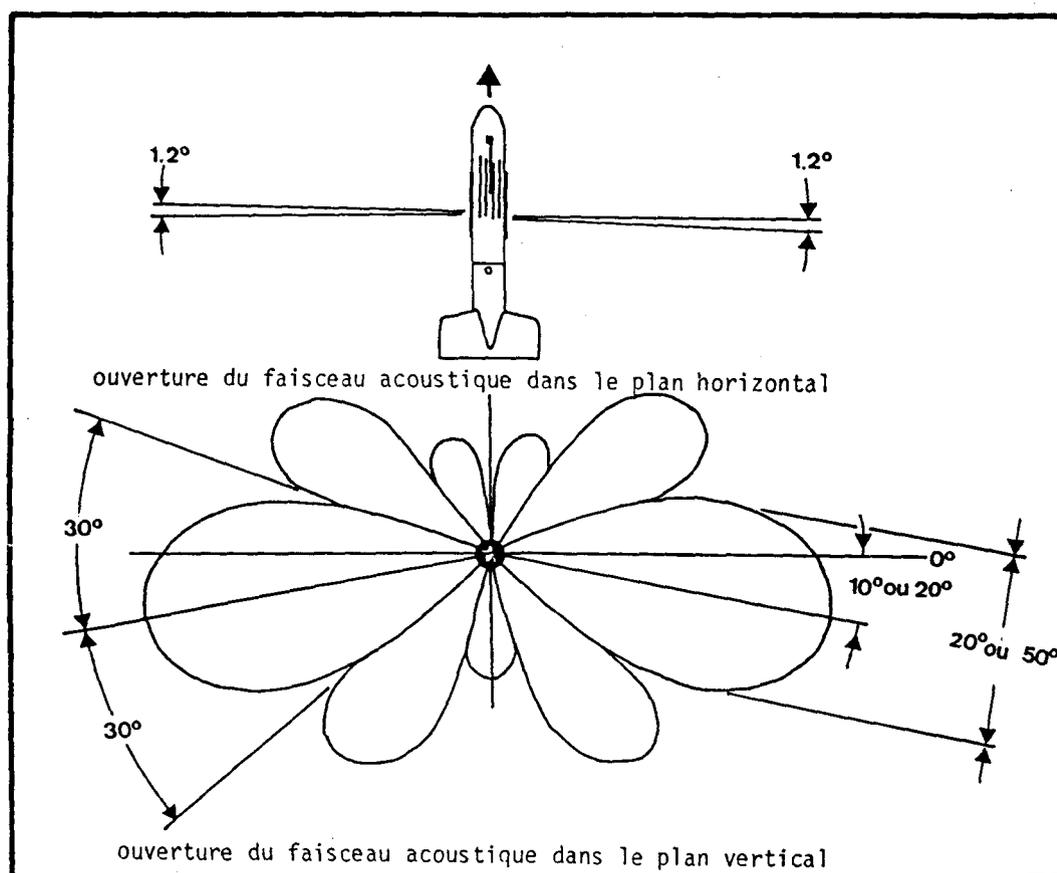


Fig. II-1. - Lobes d'émission du sonar latéral. In Braud (1986).

\* **l'enregistreur graphique** (SMS 960 Master Unit) est lié au poisson par un câble électroporteur, mis en oeuvre par un treuil à contacteur tournant.

Il assure un premier traitement de l'image par l'intermédiaire de toutes les fonctions classiques du traitement du signal (gain à temps variable, amplification et numérisation du signal). Il permet également d'autres possibilités par commandes manuelles ou automatiques :

- l'asservissement du défilement du papier à la vitesse fond du navire donnée par SYLEDIS (correction de compression);

- la détermination de l'altitude du poisson (détection de seuil) servant au calcul de la position réelle de chaque point de l'image (pixel). Ceci permet une correction des distorsions dues aux trajets des ondes (obliquité des rayons);

- la suppression, sur l'enregistrement, du trajet des ondes acoustiques dans l'eau, conduisant à éliminer la zone sourde centrale et à juxtaposer les voies de droite et de gauche;

- la visualisation des données, ramenées dans un repère orthonormé, par une table traçante sur papier électro-sensible (16 niveaux de gris, 2048 pixels par ligne). L'image imprimée, à une échelle de  $1/1000^{\text{ème}}$  (pour  $P = 100\text{m}$ ), est appelée sonogramme. Elle permet de visualiser le fond et d'obtenir une première interprétation à bord du navire;

- l'entrée d'informations (date, heure, vitesse, cap, position, n° profil, gain, contraste).

\* **l'enregistreur magnétique** permet un stockage des données sur bandes. Ses caractéristiques sont présentées par Berné *et al.* (1986). Il n'a pas ou peu été utilisé lors des missions réalisées dans le cadre de l'étude.

### 1-3 Résolution du sonar et limites du système

#### 1-3-1 Pouvoir de résolution (Berné *et al.*, 1986; Braud, 1986)

Dans le plan perpendiculaire à la route du navire (résolution transversale), le pouvoir de résolution se dégrade vers le centre de l'image. Pour une altitude du poisson de 10 m au-dessus du fond et une portée de 100 m, la taille d'un pixel passe de 0,126 m au bord de l'image à 1,59 m au centre.

Parallèlement à la route suivie (résolution longitudinale), la résolution s'améliore vers le centre de l'image. Dans les mêmes conditions d'enregistrement que celles précédemment citées, la taille d'un pixel passe de 2,11 m au bord de l'image à 0,21 m au centre.

Pour disposer d'un enregistrement optimal, l'altitude  $H$  du poisson doit satisfaire à la relation  $0,47 P \geq H \geq 0,0714 VP$ , où  $P$  est la portée et  $V$  la vitesse du poisson en m/s.

Dans le cadre des missions effectuées, et en fonction de la profondeur du secteur, l'altitude du poisson a varié de moins de 5 m pour les sommets des bancs sableux à 15-20 m dans les chenaux de navigation.

### 1-3-2 Limites du système

Malgré l'ensemble des corrections automatiques qui font du système sonar latéral un outil performant, il subsiste des déformations et des imprécisions, liées aux conditions d'enregistrement, et dont il faut tenir compte lors du dépouillement des images. Ce sont :

- les mouvements du poisson (roulis, tangage, lacets) qui ne sont corrigés par aucun capteur d'attitude. Ils peuvent conduire en particulier à un parasitage d'une voie sur l'autre. Il se produit un phénomène appelé diaphonie, qui se traduit par l'impression d'une image symétrique de part et d'autre du sillage du bateau;

- les décalages entre le poisson et l'antenne de positionnement du navire qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres. D'autres décalages sont liés aux conditions hydrodynamiques (fort courant transverse, houles, vents) et provoquent des rotations des images.

La qualité des enregistrements, et donc des interprétations que l'on peut en faire, dépend en grande partie des conditions météorologiques régnant au cours des missions.

### 1-4 Interprétation des sonogrammes

Les signaux émis par le poisson et réfléchis sur le fond sont transmis aux électrodes d'impression de l'enregistreur graphique sous la forme d'un courant électrique. L'intensité des signaux reçus se traduit par une gamme de 16 teintes de gris qui reflètent deux types de paramètres (fig. II-2) :

- le premier facteur est le **coefficient de rétrodiffusion des constituants du fond**. Des sédiments grossiers, tels que des galets ou des graviers, plus rétrodiffusants qu'un fond sableux, apparaissent en teinte sombre (gris foncé à noir) sur le sonogramme, tandis que le sable se manifeste par une teinte claire. Suivant les types de réglages utilisés, un sédiment identique peut ne pas présenter la même signature acoustique, ce qui rend parfois difficile la comparaison d'enregistrements de missions différentes. Cependant, le contraste entre sédiments grossiers et sédiments plus fins permet de tracer avec précision la limite d'extension de ces deux faciès granulométriques;

- le second paramètre correspond à la **morphologie sous-marine**. Un fort relief (affleurement rocheux, vague de sable) renvoie un écho prononcé et apparaît en sombre. La partie en arrière de "l'obstacle", dans l'ombre, est représentée en blanc. Ainsi, une succession de rides sableuses est caractérisée sur le sonogramme par une alternance de teintes sombres et de teintes claires.

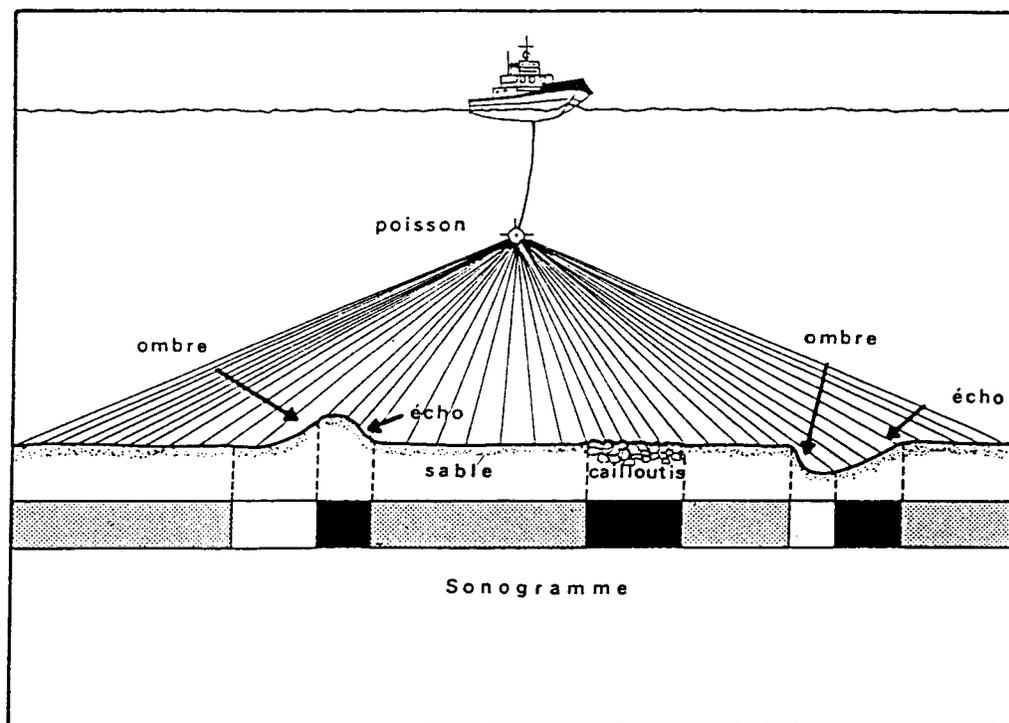


Fig. II-2. - Mode de formation des images sonar. D'après Augris (1986).

## 1-5 Les équipements associés au sonar latéral

### 1-5-1 Le positionnement

L'ensemble des profils sonar réalisés a été positionné grâce au système de radio-navigation SYLEDIS à récepteurs de type SR3. Le système SYLEDIS du port autonome de Dunkerque n'étant pas encore opérationnel au moment des différentes missions, les balises émettrices ont été implantées à terre par GENAVIR (filiale de l'IFREMER). Les émetteurs ont été placés au Cap Blanc-Nez (Mont d'Hubert), à Calais, au Port-ouest de Dunkerque et à Malo. Le recoupement des données émises par les trois ou quatre balises utilisées permet d'obtenir une précision théorique voisine du mètre. Dans la réalité, en fonction des conditions de réception des signaux, la précision atteinte est de l'ordre de quelques mètres.

Par l'intermédiaire d'un récepteur, l'homme de barre dispose, dans le même temps, du contrôle de sa position par rapport à un profil théorique déterminé préalablement et d'informations sur le cap et la vitesse du navire par rapport au fond.

### 1-5-2 Le sondage bathymétrique

L'écho-sondeur FURUNO 881, à faisceau étroit (5°) et à haute fréquence (200 kHz), a été utilisé en parallèle avec le sonar latéral. Il apporte la dimension verticale aux images planes fournies par le

sonar. Le décalage dans le temps des informations morphologiques, enregistrées à la fois par l'écho-sondeur et par le sonar, permet d'apprécier la distance bateau-poisson et de tenir compte de cet écart lors du dépouillement des sonogrammes.

Signalons que le même écho-sondeur a également été employé lors de sondages complémentaires effectués à bord du N/O SEPIA II ou pendant les missions de prélèvements de sédiments. Les routes complémentaires, représentant **230 km** environ, sont données sur la figure II-3.

### 1-5-3 Le système ADOP

L'acquisition de toutes les données de position, de bathymétrie ou de navigation (vitesse et cap du navire) est synchronisée par le système ADOP (Acquisition de Données du Plateau continental) à partir d'un micro-ordinateur HP 9816. Cette opération permet en temps différé, en particulier, le tracé de plans de navigation à des échelles variables.

### 1-6 Application du sonar latéral à la cartographie des fonds

Depuis 1983, plusieurs secteurs du plateau continental français ont fait l'objet de levés sonar, en vue de réaliser une cartographie des fonds sous-marins. Les caractéristiques de chacune de ces études sont résumées dans le tableau 7.

Deux types d'approches ont été effectuées :

- sur la majorité des sites étudiés, les profils sonar ont été réalisés sous forme de mosaïque, c'est à dire avec un recouvrement partiel des images entre deux profils consécutifs. Dans ce cas, la superficie levée a toujours été de faible dimension (entre 2 et 45 km<sup>2</sup>). Les informations détaillées ont été reportées à des échelles variant entre 1/2500 et 1/15000<sup>ème</sup>.

- dans le Nord-Pas-de-Calais, en l'absence de toute étude sédimentologique antérieure, nous avons opté pour un travail de prospection sur l'ensemble de la façade maritime de la région. La réalisation d'une couverture complète des fonds s'avérait, de ce fait, impossible.

Sur la zone d'étude, l'acquisition des données s'est faite au cours de 5 missions réalisées entre 1983 et 1988 :

- le 6 juillet 1983 sur le N/O THALIA;
- du 28 avril au 1<sup>er</sup> mai 1984 sur le N/O PELAGIA;
- le 20 août 1985 sur le N/O CRYOS;
- du 23 au 30 mars 1988 sur le N/O THALIA;
- du 3 au 5 juillet 1988 sur le N/O CRYOS.

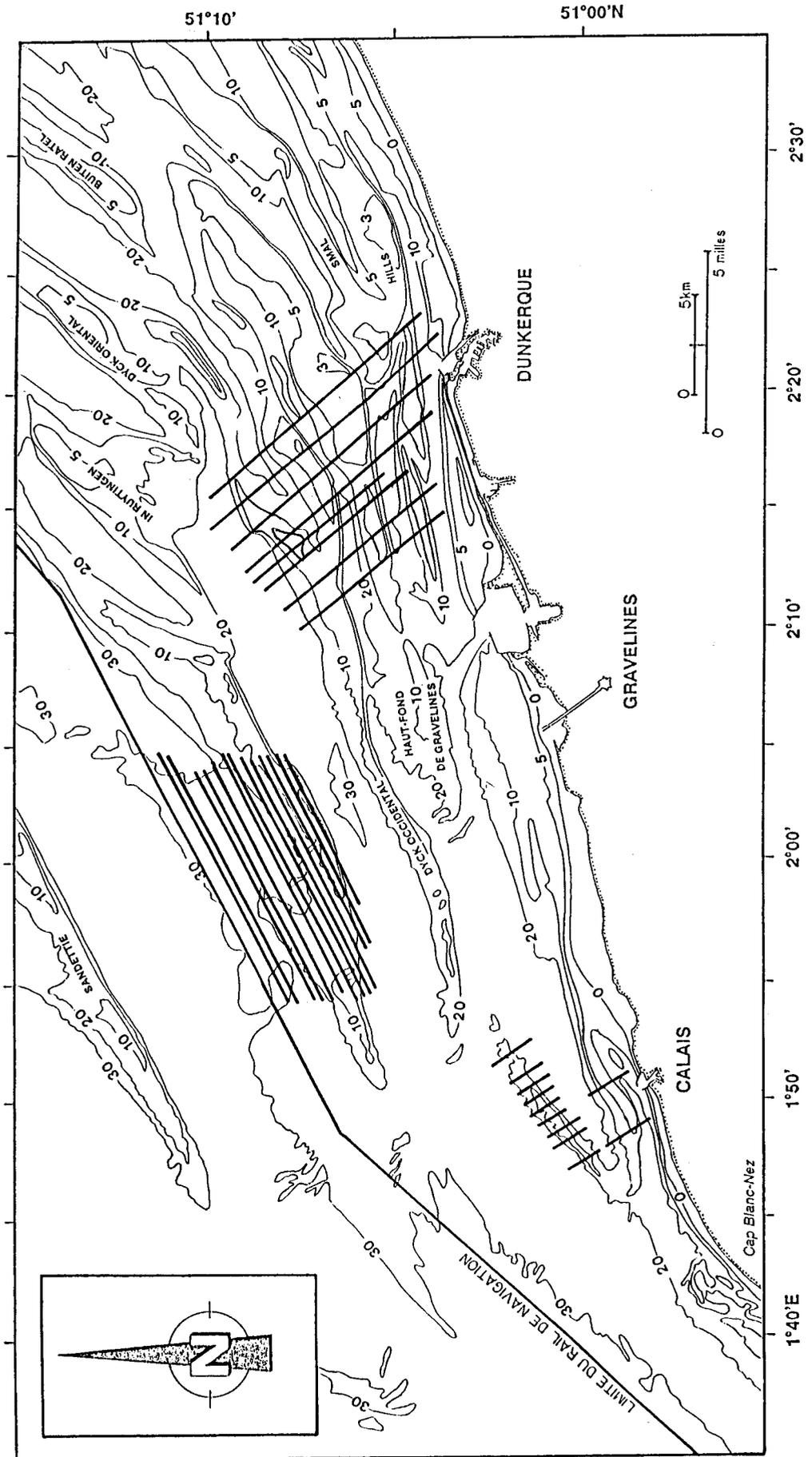


Fig. II-3. - Localisation des profils bathymétriques non couplés avec le sonar latéral.

TITRE	LOCALISATION	TYPE DE DOCUMENT	SUPERFICIE	ECHELLE	EDITEURS	DATE D'EDITION
ANSE DE VAUVILLE	COTENTIN	- mosaïque sonar - géologie et dynamique sédimentaire - notice explicative	13 km <sup>2</sup>	1/5000	IFREMER et Université de CAEN	1985
PLATIN DE GRAVE	GIRONDE	- mosaïque sonar - carte morpho-sédimentaire - polarité des figures sédimentaires	17 km <sup>2</sup>	1/5000 et 1/10000	IFREMER et IGBA	1986
SYNFORME DE PIRIAC	LOIRE-ATLANTIQUE	- mosaïque sonar - interprétation géologique et anomalies du champ magnétique total - notice explicative	2 km <sup>2</sup>	1/2500	CEA, IFREMER et COGEMA	1987
BANC DE SURTAINVILLE zone Sud	COTENTIN	- mosaïque sonar	2.3 km <sup>2</sup>	1/2500	CFP, SNEA et IFREMER	1987
LARGE DE BOULOGNE SUR MER Nord et Sud	NORD-PAS DE CALAIS	- carte des sédiments superficiels (nature et morphologie) - notice explicative	1150 km <sup>2</sup>	1/43600 et 1/43400	IFREMER, Conseil Régional du Nord-Pas de Calais et Univ. de Lille	1987
PENLY	SEINE-MARITIME	- carte des sédiments superficiels - rapport confidentiel	45 km <sup>2</sup>	1/10000	IFREMER Contrat EDF	1988
BAIE DE DOUARNENEZ partie septentrionale	FINISTERE SUD	- carte géologique - carte des sédiments superficiels - notice explicative	45 km <sup>2</sup>	1/15000	IFREMER, Université de Bretagne Occ. et Conseil Général du Finistère	1988
LARGE DE CALAIS-DUNKERQUE	NORD-PAS DE CALAIS	- carte des sédiments superficiels (nature et morphologie) - notice explicative	850 km <sup>2</sup>	1/43100	IFREMER, Conseil Régional du Nord-Pas de Calais et Univ. de Lille	1989

Tab. 7. - Cartes sonar publiées en France jusqu'en 1989.

Les trois premières missions ont été effectuées par le Département Géosciences marines de l'IFREMER-Brest dans le cadre d'un programme de recherches de granulats marins (missions GRANOR). Les deux missions complémentaires se sont déroulées dans l'optique de réaliser une carte morpho-sédimentaire.

Au total, **1200 km** environ de profils sonar ont été enregistrés entre le Cap Blanc-Nez et le Port-est de Dunkerque (fig. II-4). La superficie de la zone cartographiée est approximativement de 850 km<sup>2</sup>. Les profils ont en général été réalisés avec un maillage large de 800 m, ce qui a permis d'atteindre une couverture effective de l'ordre de 30 %. La majorité des profils est orientée NNW-SSE, perpendiculairement aux grandes structures sédimentaires. Quelques profils WSW-ENE, parallèles aux bancs de sables, complètent les levés. Une attention particulière a été donnée aux terminaisons occidentales des deux bancs du large (Dyck et Ruytingen), au cours de la mission de 1983.

Sur l'ensemble de la zone d'étude (1200 km<sup>2</sup>), seul le secteur situé entre le Port-est de Dunkerque et la frontière franco-belge n'a pu faire l'objet d'aucun levé au sonar latéral. Les raisons en sont principalement liées aux faibles profondeurs des sommets des bancs de ce secteur, et aux difficultés de navigation qui en découlent.

Les informations recueillies à partir des sonogrammes, complétées par des données bathymétriques et sédimentologiques (cf. II-B-2), ont permis de réaliser une carte de la morphologie et de la nature des fonds (Augris *et al.*, 1989).

Les données sont reportées à l'échelle des cartes marines SHOM 6651 et 6681 (1/43 100 à N 51°05') auxquelles on a emprunté le trait de côte et les courbes bathymétriques.

### **1-7 Dépouillement de données complémentaires**

Des informations complémentaires, non reportées sur la carte des sédiments superficiels de la zone d'étude, ont été obtenues grâce au dépouillement d'enregistrements sonar et bathymétriques du SHOM.

Elles concernent trois secteurs situés respectivement au large de Calais, à l'Est de la zone entre les bancs du Dyck et du Ruytingen, et dans le chenal entre les deux avant-ports de Dunkerque (chenal intermédiaire) (fig. II-5).

Les levés, effectués dans un but de recherche et d'identification d'obstacles à la navigation (épaves, roches, ...), ne permettent pas toujours une interprétation fine de la morphologie des figures sédimentaires. Cependant, la densité des informations recueillies (profils tous les 50 ou 100 m) autorisent le dépouillement de certaines zones à des échelles de 1/5000 ou 1/10000<sup>ème</sup>.

Afin de rendre plus aisée l'utilisation des interprétations de ces levés, les n° de fiches et n° des profils originaux du SHOM ont été conservés.

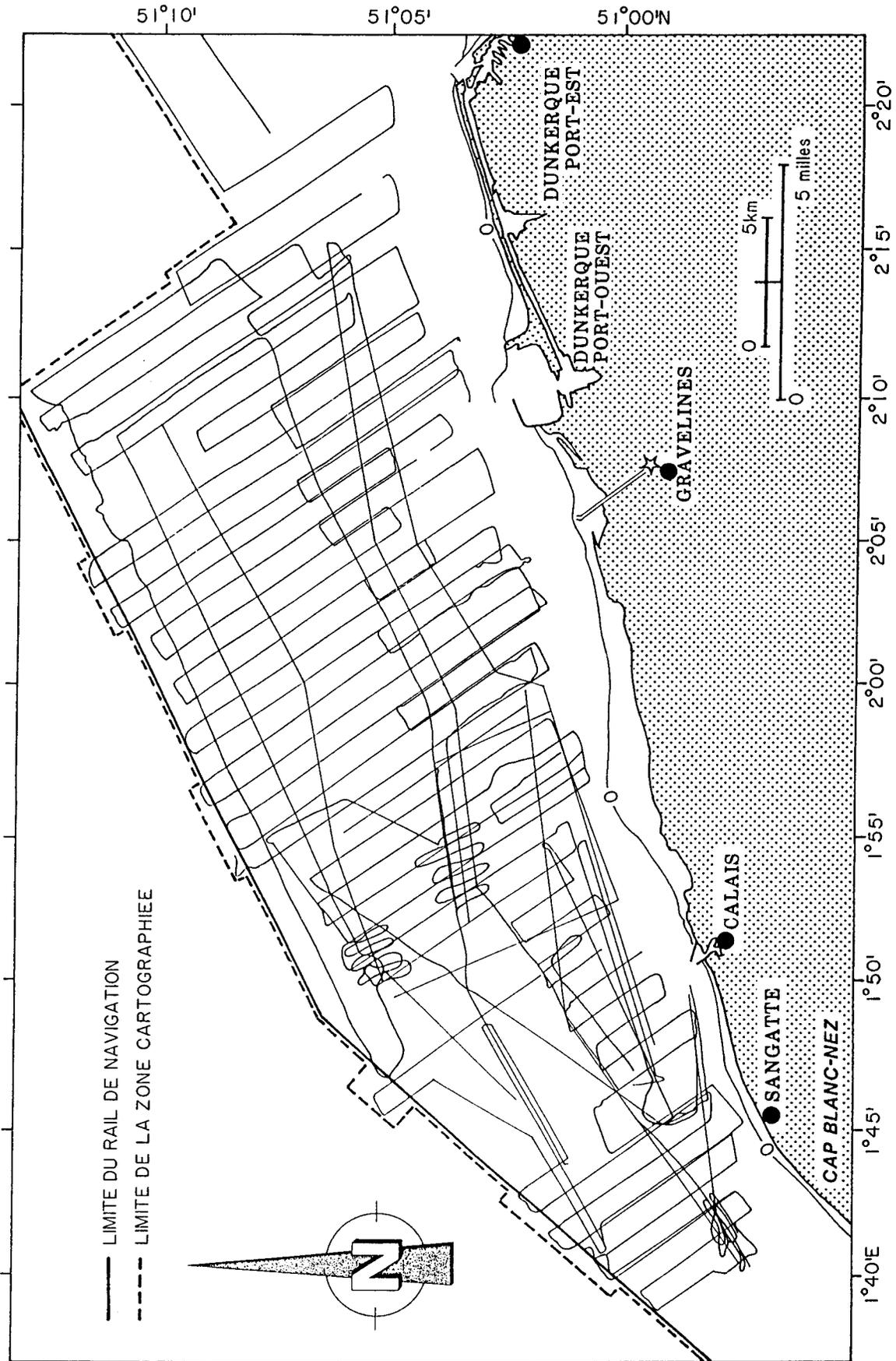


Fig. II-4. - Localisation des routes réalisées avec le sonar latéral.

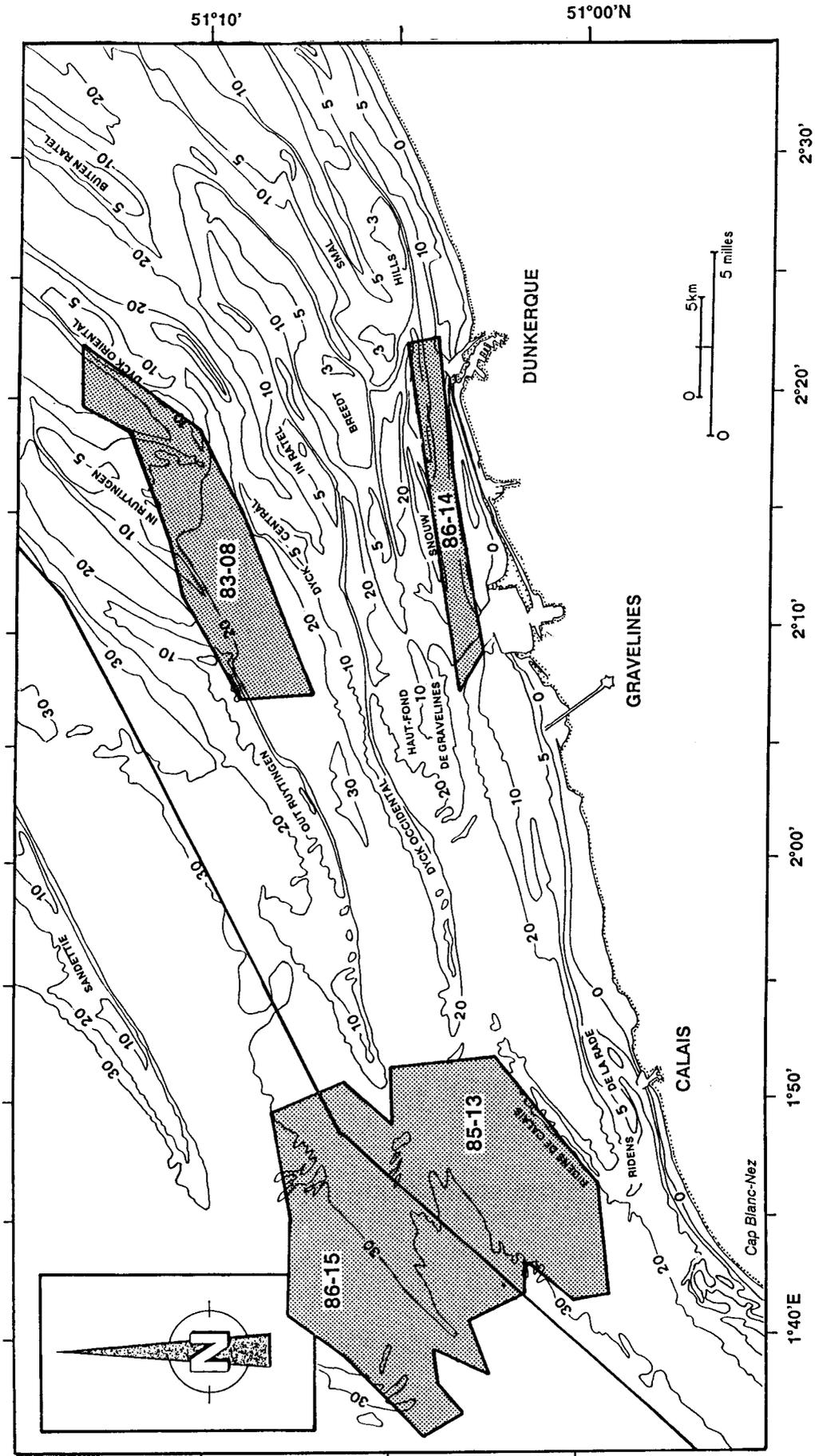


Fig. II-5. - Localisation des informations complémentaires de sonar.

## 2 - La sismique réflexion

Dans le cadre de ce mémoire, je ne rappellerai pas le principe de cette technique. La sismique réflexion n'a pas fait l'objet d'un travail particulier au cours de mon étude. Des données existantes sont cependant intégrées aux interprétations.

L'appareil utilisé pendant la mission GRANOR de 1984, en parallèle avec le sonar latéral, est un boomer de 300 joules de puissance et de fréquence 2,5 KHz. Il favorise l'obtention d'une faible pénétration et d'une bonne définition dans les couches sédimentaires superficielles. 300 km de profils sismiques ont ainsi été enregistrés sur la zone d'étude. Les routes correspondantes sont reportées sur la figure II-6.

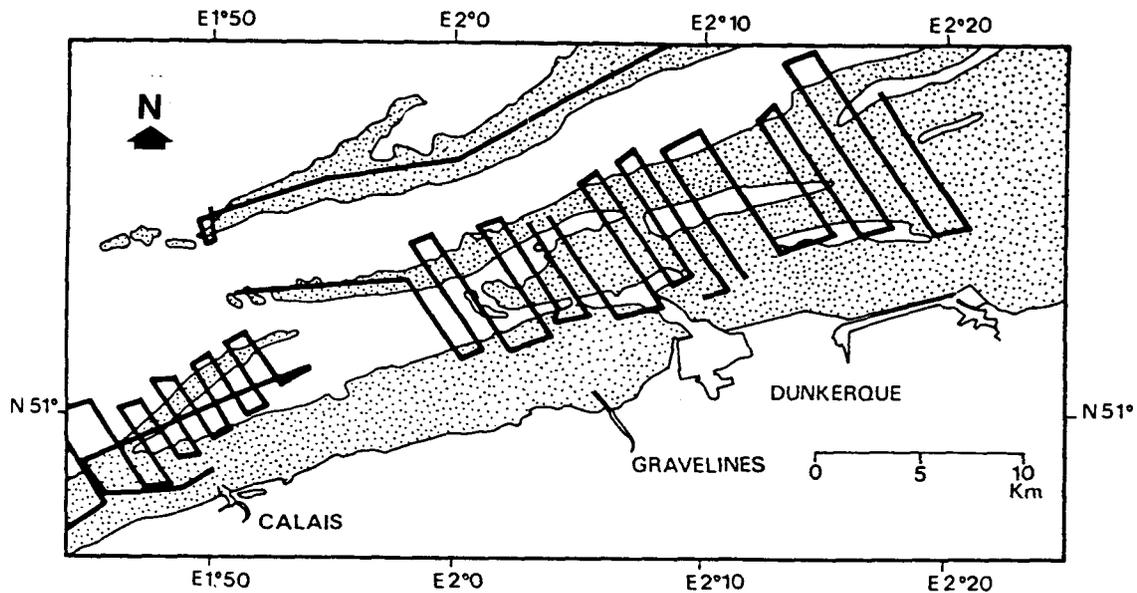


Fig. II.6 - Localisation des profils sismiques. *In* Augris (1986).

## B - PROSPECTION SEDIMENTOLOGIQUE

### 1 - Prélèvements des sédiments

#### 1-1 Echantillonnage sur les estrans

Le premier objectif a été d'étudier l'évolution granulométrique des sables d'estran du secteur oriental, entre Dunkerque et la frontière belge.

L'échantillonnage s'est effectué selon 6 radiales de référence, perpendiculaires au trait de côte, et positionnées de la façon suivante (fig. II-7) :

- près de la frontière, face aux Dunes du Perroquet, pour la première radiale (R1);
- devant le perré de Bray-Dunes plage pour R2;
- au pied des Dunes Marchand pour R3;
- entre l'extrémité est du perré de Malo-Terminus et la Batterie de Zuydcoote pour R4;
- en face du stade de Malo-les-Bains pour R5;
- au centre du perré de Malo-les-Bains pour R6.

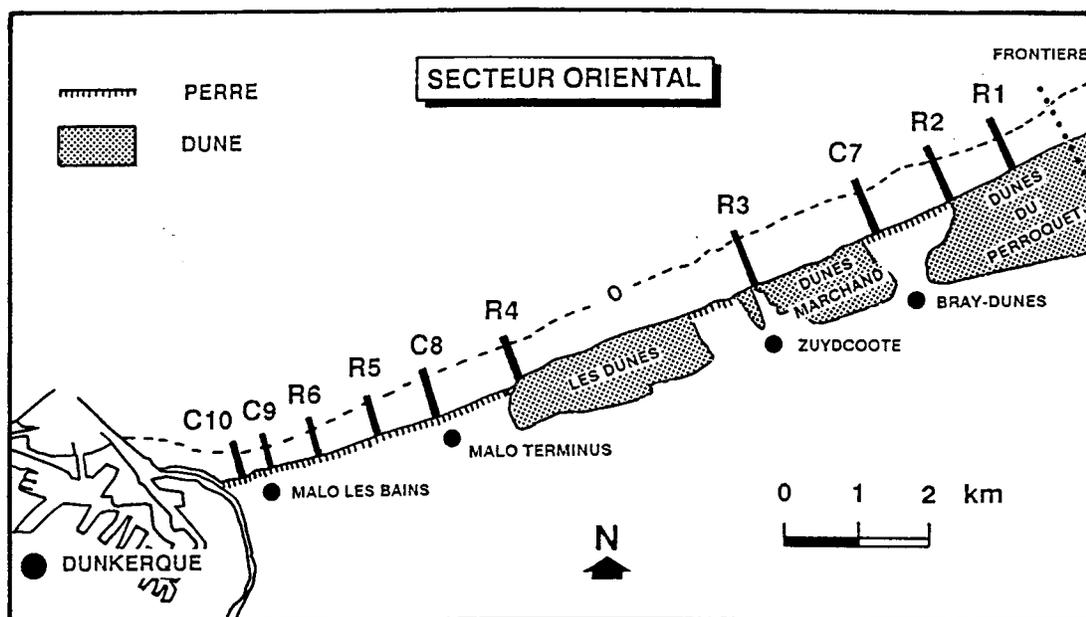


Fig. II-7. - Position des radiales d'échantillonnage dans le secteur oriental.

Trois séries d'échantillonnage, soit au total 161 prélèvements, ont été effectuées sur ces 6 radiales en :

- novembre 1986
- mars 1987
- juillet 1987

Des levés topographiques devaient être réalisés par le Port Autonome de Dunkerque, parallèlement aux prélèvements. Je n'ai malheureusement pu disposer que d'une série de levés, effectués quelques jours après la deuxième campagne d'échantillonnage. Les estimations des volumes sableux déplacés, prévues initialement, n'ont de ce fait pu être effectuées.

Sur ce secteur oriental, d'autres prélèvements ont été réalisés sous deux formes différentes :

- un profil longitudinal au niveau de la laisse de pleine-mer, entre Dunkerque et la frontière, afin de déceler d'éventuelles variations granulométriques latérales. Ce profil, réalisé en octobre 1986, est établi à partir de 42 échantillons;

- quatre radiales complémentaires, représentant un total de 37 échantillons, en mars 1987 et situées de la manière suivante (cf. fig. II-7) :

- \* à l'extrémité ouest du perré de Bray-Dunes Plage pour la radiale C7;
- \* en face de l'école de voile de Malo-Terminus pour C8;
- \* au droit du casino de Malo-les-Bains pour C9;
- \* à l'extrémité ouest du perré de Malo-les-Bains pour C10.

Des points de comparaison ont été pris dans les secteurs occidental et central, également sous la forme de 6 radiales effectuées en septembre 1987 et positionnées de la manière suivante (fig. II-8) :

- devant Petit-Fort-Philippe pour la radiale R11;
- face au Domaine des Ecardines, au droit des Dunes d'Oye, pour R12;
- face à la descente de plage située à l'Ouest des Huttes d'Oye pour R13;
- au droit des Hemmes de Marck pour R14;
- devant les Dunes de Fort-Mahon, à Blériot-Plage pour R15;
- devant Sangatte pour R16.

Le nombre de prélèvements sédimentaires effectués sur ces 6 radiales s'élève à 60.

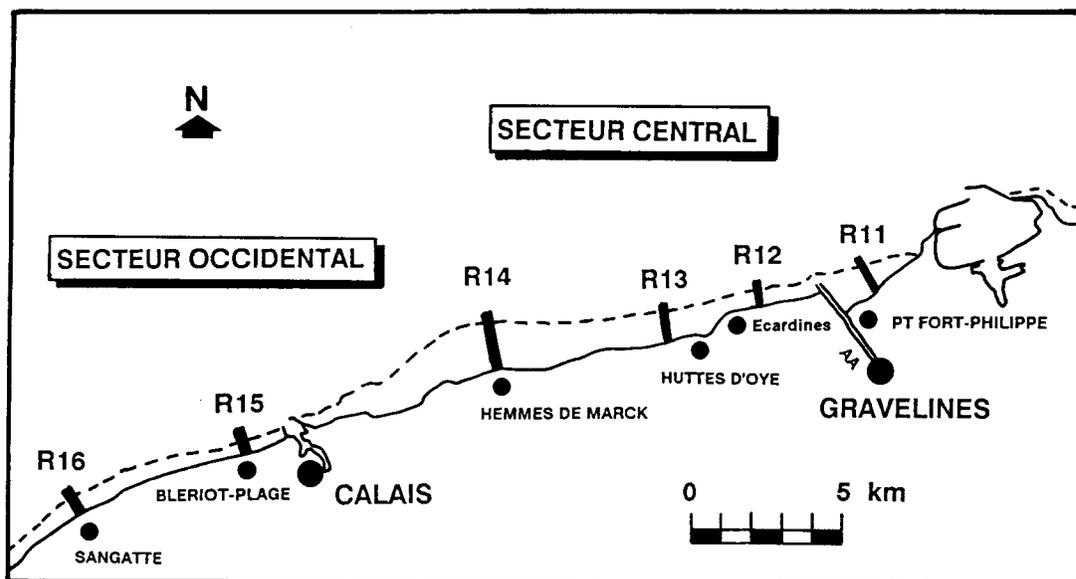


Fig. II-8. - Position des radiales d'échantillonnage dans les secteurs occidental et central.

Sur l'ensemble des estrans de la région, l'échantillonnage concerne la partie superficielle des sédiments (5 cm supérieur). Les prélèvements, au nombre de 300, ont été répartis suivant la morphologie des plages, en fonction des variations granulométriques apparentes et de la couleur des sédiments. Leur positionnement sur les radiales s'est fait en mesurant la distance en nombre de pas étalonés, avec pour origine le pied de dune ou le perré.

## 1-2 Les prélèvements de sédiments à la benne

Les levés sonar ont permis de cibler les zones à échantillonner. Les prélèvements réalisés en mer sont essentiellement limités aux faciès sableux, pour lesquels le sonar ne donne pas d'indication suffisamment précise.

Dans ces secteurs, l'échantillonnage a été implanté en fonction de la morphologie des fonds, reconnue simultanément. Les prélèvements ont été effectués en suivant les hyperboles de navigation DECCA dont l'orientation est à peu près transversale aux bancs de sable. La précision de ce système de navigation est, dans la région, de quelques dizaines de mètres.

Près de **600 échantillons** ont ainsi été collectés dans la zone d'étude au moyen d'une benne SHIPECK (fig. II-9) .

## 1-3 La prospection par caméra vidéo

L'utilisation de la caméra vidéo s'est avérée intéressante dans des secteurs à changements rapides de faciès granulométriques . Malgré des conditions de turbidité et de temps peu favorables, **6 heures d'enregistrements** ont été réalisées au cours d'une mission à bord du N/O SEPIA II (21-23/06/1988). L'appareil employé, appartenant à la Station Marine de Roscoff, se compose d'un châssis métallique (troïka), sur lequel est fixée une caméra étanche. Il est remorqué sur le fond à une vitesse de l'ordre de 1 noeud. Les traits vidéo sont situés sur la figure II-10.

## 1-4 Les carottages

Suite aux reconnaissances par sonar et sismique réalisées par l'IFREMER en 1983 et 1984, une mission de carottages a été effectuée en 1985 afin de déterminer la succession verticale des sédiments sur quelques secteurs.

La méthode d'acquisition des données a été décrite par Augris (1986), et rappelée par Dewez (1988) et Clabaut (1988). Le vibrocarottier utilisé a permis de recueillir **15 carottes** implantées sur les terminaisons occidentales des bancs du Dyck et du Ruytingen, ainsi que sur les Ridens de Calais (fig. II-11). La longueur de chaque carotte ne dépasse pas 2 m. Après description et photographie de ces carottes, 103 échantillons ont été prélevés à chaque changement de faciès lithologique.

Au cours de la mission de mars 1988, **trois nouveaux carottages** (CA1 à CA3) ont été réalisés aux abords du port de Calais. Leur position est reportée sur la figure II-11. 7 échantillons ont été prélevés. Diverses données concernant des missions antérieures sont également utilisées.

L'ensemble des informations issues des carottages figure dans le chapitre IV.

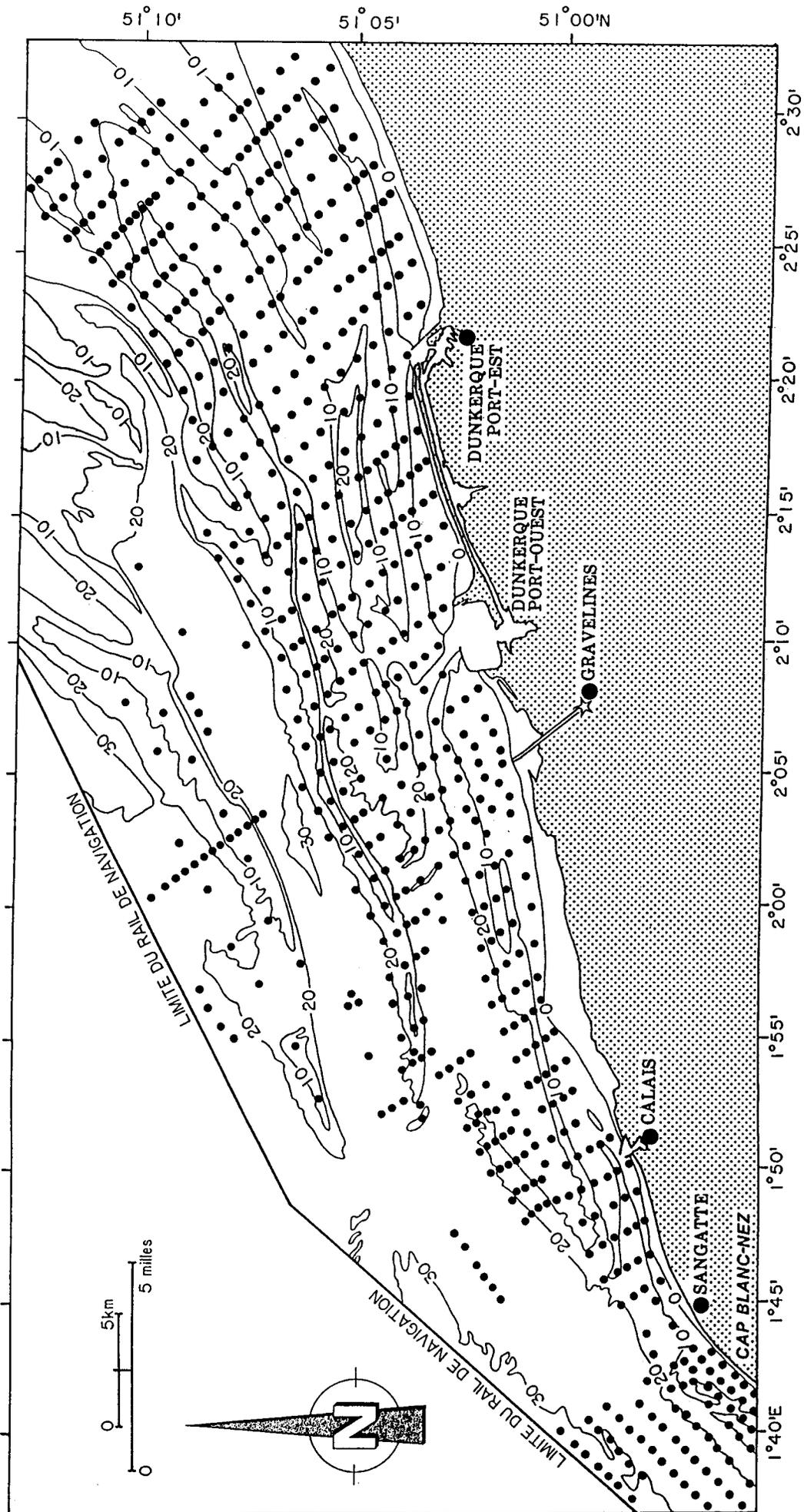


Fig. II-9. - Localisation des points de prélèvement à la benne.

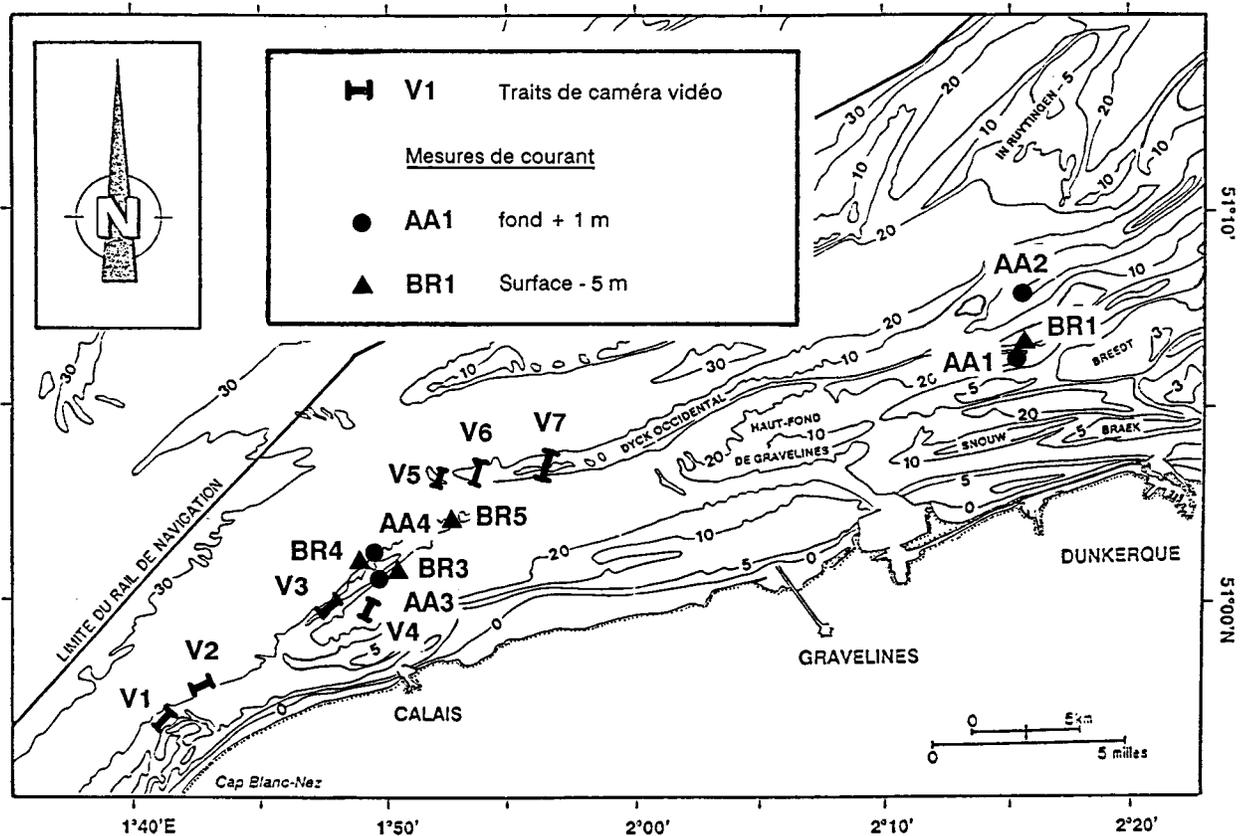


Fig. II-10. - Localisation des traits de caméra vidéo et des mesures de courant.

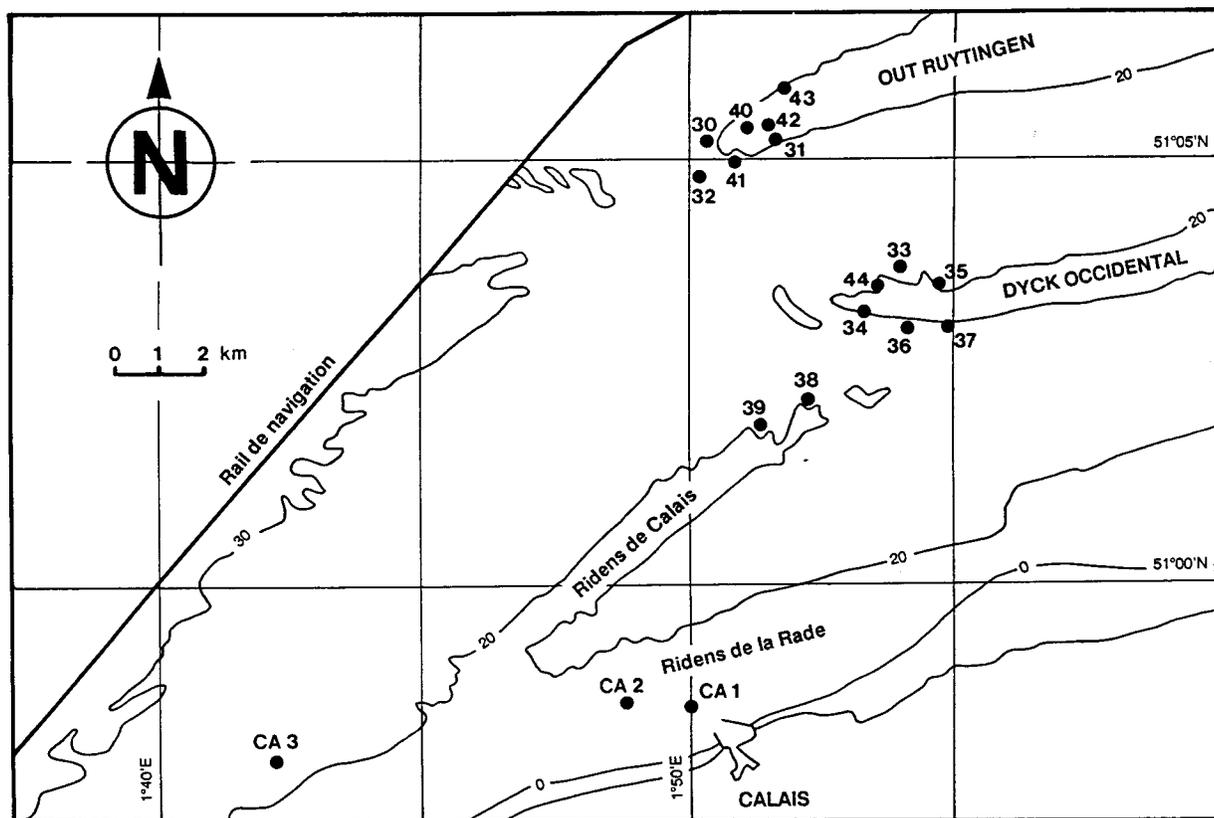


Fig. II-11. - Sites d'implantation des carottages.

## 2 - Analyses sédimentologiques

Les **1010 échantillons** prélevés en mer (couverture superficielle ou carottes) et sur les estrans ont été étudiés par les techniques suivantes:

- *analyse granulométrique* des fractions graveleuses et sableuses sur une colonne de tamis à mailles carrées de norme AFNOR comprises entre 63 et 16000  $\mu\text{m}$ . Les galets et la fraction argilo-silteuse sont séparés préalablement du reste de l'échantillon, pesés et estimés en pourcentage. La granulométrie s'effectue sur un échantillon non décarbonaté;

- *dosage du calcaire* sur le sédiment total à l'aide du calcimètre de Bernard, selon la méthode détaillée dans Vatan (1967).

Quelques échantillons ont fait l'objet d'analyses complémentaires:

- *microgranulométrie* de la fraction  $<63 \mu\text{m}$  à l'aide d'un Sédigraph 5000D, dont le fonctionnement est décrit par Calatayud (1981);

- détermination du cortège minéralogique argileux par *diffraction des rayons X*, selon la technique préconisée par Holtzappel (1985);

- *observation des refus de tamis* à la loupe binoculaire, et caractérisation des stocks sédimentaires en présence (terrigne, biogène).

## 3 - Traitement des données

L'ensemble des données de granulométrie et de calcimétrie a fait l'objet d'un traitement informatique à l'aide de programmes établis par J. Patouillard et S. Dewez (cf. détail *in* Dewez, 1988) sur IBM PC en basicA. Le type de résultats obtenus est le suivant :

- *calcul des paramètres granulométriques classiques* :

- \* paramètres de position : mode, médiane ( $D_{50}$ ), quartiles ( $D_{25}$  et  $D_{75}$ ), percentiles, grain moyen ou moyenne de Mc Cammon (1963) reconvertie en unité millimétrique  

$$GM = -(\log_2 D_{10} + \log_2 D_{30} + \log_2 D_{50} + \log_2 D_{70} + \log_2 D_{90})/5.$$

- \* paramètres de dispersion : indice de classement ou Sorting Index de Trask  

$$So = (D_{25} + D_{75})^{1/2}$$
, asymétrie ou Skewness Index de Trask  $Sk = (D_{25} + D_{75})/D_{50}^2$ ;

- *détermination du pourcentage de calcaire* et du type d'échantillon, d'après la classification de Vaslet et al. (1978);

- *constitution de fichiers* des analyses granulométriques et calcimétriques;

- *tracé automatique* des histogrammes et des courbes cumulatives;

- *tracé de différents diagrammes* binaires et ternaires à partir des paramètres stockés dans les fichiers.

## C - DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE

Cette partie de l'étude a été abordée par l'intermédiaire des mesures de courants, de traçage radioactif de déplacements sédimentaires et de comparaison de documents bathymétriques.

### 1 - Mesures de courants

Deux types d'appareils ont été utilisés :

- Un courantomètre **BRAYSTOKE BFM 008**, composé d'un poisson lesté relié à un boîtier de lecture indiquant la direction du courant et le nombre de tours d'hélice par unité de temps. La vitesse du courant en m/s est obtenue par l'intermédiaire de tables de conversion.

Quatre points de mesures ont été effectués pour des courants à 5 m de la surface au large de Dunkerque et aux abords des Ridens de Calais (cf. fig. II-10):

- \* 6 h au point 51°06',29 N - 2°14',60 E (BR1). Les mesures ont été écourtées en raison de mauvaises conditions météorologiques;
- \* 24 h au point 51°00',48 N - 1°50',65 E (BR3) pour des coefficients de marée compris entre 58 et 75;
- \* 12 h au point 51°01',69 N - 1°49',42 E (BR4) pour des coefficients de marée de 75 à 80;
- \* 24 h au point 51°02',30 N - 1°52',52 E (BR5) pour des coefficients de marée de 61 à 63.

- Un courantomètre enregistreur **AANDERAA type RCM4**, utilisé pour des mesures à 1 m du fond. Cet appareil, fixé à une potence lestée, se compose d'un boîtier enregistreur (vitesse, direction du courant et T° de l'eau) et d'un empennage s'orientant dans l'axe du courant (fig. II-12).

On a procédé à **quatre cycles de mesures** (cf. fig. II-10) :

- \* durant 12 h par 51°06',25 N - 2°14',27 E (AA1) pour des coefficients de marée de 82 à 87, ainsi que par 51°07',71 N - 2°15',31 E (AA2) pour des coefficients de 96;
- \* durant 24 h par 51°00',44 N - 1°50',64 E (AA3) pour des coefficients de marée compris entre 58 et 75;
- \* pendant 12 h par 51°01',56 N - 1°49',47 E (AA4) pour des coefficients de marée de 75 à 80.

Les mesures de courants représentent un total de **126 heures** d'enregistrements. Le dépouillement et le traitement des bandes magnétiques ont été réalisés par l'IFREMER-Brest (Département assistance et traitement des données). Les résultats concernant ces mesures, ainsi que celles du SHOM et du LNH (Laboratoire National d'Hydraulique), figurent dans le chapitre V.

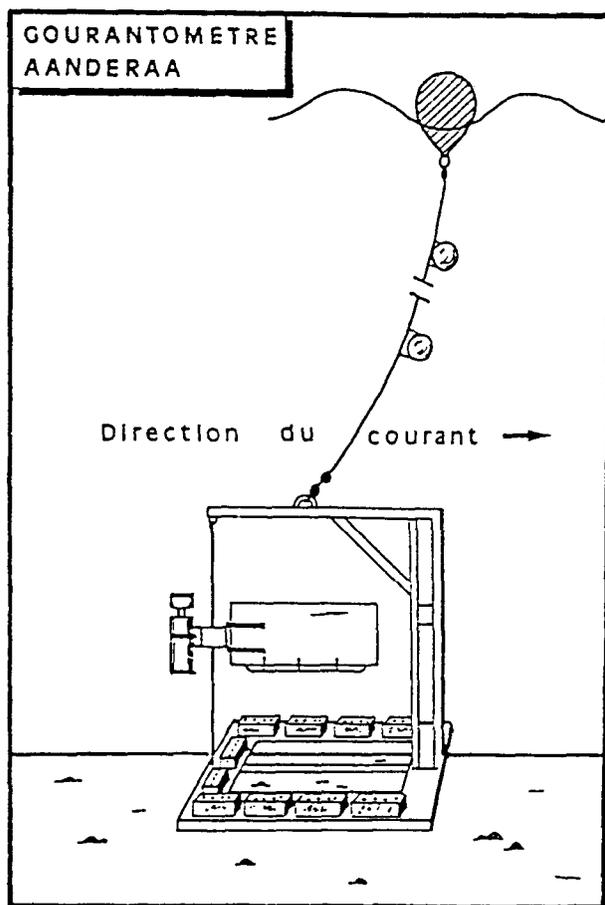


Fig. II-12. - Courantomètre Aanderaa.

## 2 - Traçage radioactif

### 2-1 Principe

Cette technique a été mise en oeuvre par le Commissariat à l'Énergie Atomique (Service d'application des radioéléments). Les caractéristiques de la méthode sont rappelées par Hoslin (1987, 1989). Celle-ci consiste en l'immersion et le suivi du déplacement de matériaux radioactifs placés dans le milieu naturel. Le traceur employé possède des caractéristiques de granularité et densité comparables au sédiment auquel il est incorporé. Le traçage radioactif permet de déterminer le sens des transits sédimentaires résultants, le mode de transport (charriage, saltation, suspension), et de quantifier les débits solides ainsi que les vitesses de déplacement des sédiments.

## 2-2 Expérience réalisée

### 2-2-1 Immersion des traceurs

Les moyens logistiques (bateau et positionnement) nous ont été fournis par le Service dragage du Port Autonome de Dunkerque. Préalablement à l'immersion des traceurs, une détection de la radioactivité naturelle a été effectuée afin de déterminer le "bruit de fond" des sédiments. Des particules de verre broyé, marquées à l'Iridium 192, ont été placées en trois points de la zone d'étude, au cours du mois de juin 1988 (fig. II-13). Les particules radioactives sont libérées à quelques centimètres du fond afin d'obtenir une répartition homogène et un nuage initial de taille suffisamment grande (quelques centaines de m<sup>2</sup>) pour que le nuage radioactif soit aisément détecté.

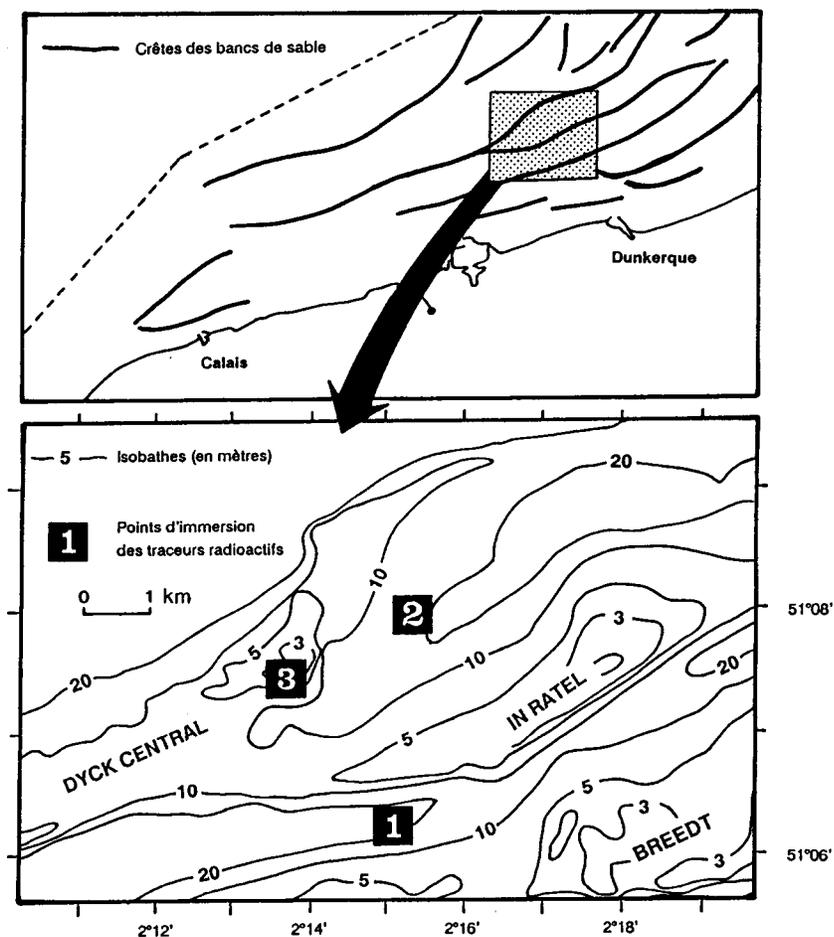


Fig. II-13. - Situations générale et de détail des points d'immersion des traceurs radioactifs.

Le site choisi pour l'immersion, d'accès facile depuis les deux avant-ports de Dunkerque, offre un motif morphologique complexe, qui se répète de nombreuses fois au large de Dunkerque. Les bancs de sable sont en effet très resserrés, voire imbriqués dans ce secteur de la zone d'étude. Deux immersions ont été réalisées à des profondeurs de 15 à 20 m, dans les chenaux entre les bancs du Breedt et de l'In Ratel (point 1) et entre l'In Ratel et le Dyck central (point 2); la troisième immersion a été effectuée au sommet du Dyck central dans des fonds inférieurs à 5 m.

### 2-2-2 Détections des nuages radioactifs

Les détections s'effectuent grâce à une sonde marine à scintillation fixée sur un traîneau et remorquée par le bateau à une vitesse de 2 à 4 noeuds. Cette sonde, reliée par un câble électro-porteur à un ensemble de mesures, permet le comptage des désintégrations des particules radioactives par unité de temps. Les routes suivies par le bateau sont perpendiculaires à la direction moyenne des transits sédimentaires afin de réduire les corrections angulaires nécessaires à l'interprétation des résultats.

Sept détections se sont déroulées entre juin et novembre 1988 (16 et 21/06, 5 et 26-27/07, 23-24/08, 6/09 et 22/11). Les résultats de cette expérience sont exposés dans le chapitre V.

### 3 – Analyse de documents anciens

Le problème de l'évolution ancienne ou actuelle des grands corps sédimentaires que sont les bancs de sable a pu être abordé par la comparaison de documents tels que des extraits d'anciennes cartes marines publiées par Tilly (1979), ou des minutes bathymétriques réalisées par le SHOM. L'étude du déplacement des bancs concerne essentiellement une zone côtière de quelques kilomètres de large, pour laquelle les informations sont d'une plus grande densité. Des profils bathymétriques réalisés à partir de levés effectués entre 1914 et 1985 nous ont été communiqués par T. Garlan, ingénieur au Service Géodésie-Géophysique du SHOM à Brest. Ces levés intéressent le secteur du banc de sable des Ridens de la Rade situé au Nord du port de Calais.

Le secteur de Dunkerque a également fait l'objet d'une étude sommaire à partir de notes de la fin du siècle dernier et de cartes marines remontant jusqu'en 1660. Elle permet de retracer succinctement l'évolution des bancs de sable entre Gravelines et le port est de Dunkerque et d'évaluer qualitativement l'impact des étapes successives de la construction du complexe portuaire de Dunkerque sur la transformation du littoral et des petits fonds.

## D – RESUME

Des moyens d'investigations diversifiés ont été mis en oeuvre pour la reconnaissance de la morphologie, de la nature et de la dynamique de la couverture sédimentaire meuble. L'ensemble de ces techniques ainsi que le volume d'information obtenu est résumé dans le tableau 8.

Les techniques géophysiques (sonar à balayage latéral et levés bathymétriques) ont permis une prospection à grande échelle sur l'ensemble du secteur d'étude. Les prélèvements de sédiments à la benne fournissent un calibrage des images sonar et permettent de définir les limites des faciès sédimentaires. L'utilisation de la caméra vidéo autorise des observations à des échelles complémentaires de celle du sonar latéral.

Les aspects hydrosédimentaires ont été étudiés par l'acquisition de mesures de courants de surface et de fond, de quantification des volumes sableux transportés à l'échelle du grains (par traçage radioactif) et des structures sédimentaires (par comparaison de documents).

<b>TECHNIQUES</b>	<b>VOLUME D'INFORMATION</b>	<b>MISE EN OEUVRE</b>
<b>Sonar à balayage latéral</b>	1200 km	IFREMER
<b>Complément de sonar</b>	3 sites	SHOM
<b>Bathymétrie</b>	230 km	Université de Lille
<b>Sismique</b>	300 km	IFREMER
<b>Prélèvements en mer</b>	600	Université de Lille
<b>Prélèvements sur les plages</b>	300	Université de Lille
<b>Carottages</b>	15 (110 échantillons)	IFREMER
<b>Caméra vidéo</b>	6 heures	Station Biologique de Roscoff
<b>Courantométrie</b>	126 heures en 8 stations	Université de Lille
<b>Traçage radioactif</b>	3 immersions et suivi pendant 5 mois	CEA et Port autonome de Dunkerque

Tab. 8. – Récapitulatif des techniques employées au cours de l'étude et du volume d'informations recueillies.

**MORPHOLOGIE DES FONDS ET  
REPARTITION DES FIGURES  
SEDIMENTAIRES SABLEUSES**

# CHAPITRE III :

## - MORPHOLOGIE DES FONDS ET REPARTITION DES FIGURES SEDIMENTAIRES SABLEUSES -

### A - INTRODUCTION

La bathymétrie générale du secteur d'étude est reportée sur les cartes marines 6681, 6651 et 6652 du SHOM, établies à une échelle de 1/43100 à N 51°05'. Ces cartes de navigation nous ont servi de référence pour toutes les préparations des missions en mer, et également de support aux documents cartographiques présentés. Elles font apparaître une organisation complexe et accidentée des fonds sous-marins, liée à la superposition de deux grandes unités morphologiques et géologiques:

- **une unité inférieure** constituée par le **substratum** faiblement tectonisé, recouvert le plus souvent par une pellicule de dépôts grossiers de type **cailloutis** (galets et graviers). Le substratum, qui correspond au rebord oriental de l'axe Weald-Artois et aux sédiments du bassin tertiaire belge (cf. I-C-1-2), forme un plateau généralement incliné en pente douce vers le Nord, dont les faibles reliefs sont épousés par la couverture caillouteuse;
- **une unité supérieure sableuse** discontinue et d'épaisseur irrégulière, constituée par un **talus littoral ou frange côtière** et par l'ensemble des **bancs de sable**. Ces éléments sont par leur dimension les principaux corps sédimentaires; nous les considérons comme les structures sableuses de premier ordre.

L'utilisation couplée du sonar à balayage latéral et de l'écho-sondeur nous a donné la possibilité d'identifier les trois grands types de fonds appartenant aux deux unités morphologiques et de préciser leur extension. A l'affleurement, ces trois faciès sont matérialisés sur les enregistrements sonar par des signatures acoustiques différentes. Ils correspondent aux domaines rocheux, caillouteux et sableux reconnus par Augris *et al.* (1987), Dewez (1988) et Clabaut (1988), entre la Baie d'Authie et le Cap Blanc-Nez. Nous nous attachons dans ce chapitre à décrire les caractéristiques morphologiques des deux unités majeures. La nature précise des sédiments meubles est donnée dans le chapitre IV.

Aux deux unités morphologiques sont surimposées des **figures sédimentaires**<sup>1</sup> **sableuses** classées en trois grandes familles, et considérées comme des formes de second ordre ou d'ordre inférieur :

- **les structures transverses** par rapport aux courants, subdivisées en trois classes, sont par ordre de taille décroissante les vagues de sable, les mégarides et les rides. Ce dernier type de figure, de dimension inférieure à la résolution du sonar latéral, n'a été observé qu'à partir des enregistrements vidéo ;
- **les structures longitudinales** regroupent les formes orientées dans l'axe des courants : rubans sableux, traînées sableuses et marques d'obstacles. Bien que classiquement regroupés dans la famille des structures longitudinales, les bancs de sable forment un angle de quelques degrés par rapport à la direction principale des courants de marée; pour des raisons de taille et d'orientation, nous considérons les bancs comme des unités morphologiques et non comme des figures sédimentaires longitudinales.
- **les taches de sable** ne présentent en général pas d'orientation privilégiée par rapport aux courants.

Avant de décrire chacune des structures sédimentaires et en raison de la diversité des classifications utilisées, il nous a semblé essentiel de rappeler quelques aspects des terminologies employées, notamment en ce qui concerne les bancs de sable et les figures sédimentaires transverses.

Les limites des trois domaines et l'ensemble des structures sédimentaires observées, à l'exception des rides, ont été reportés sur la "Carte des sédiments superficiels de Calais-Dunkerque", dressée par Augris, Vicaire et Clabaut (1989) dans la zone comprise entre le Cap Blanc-Nez et le Port-est de Dunkerque, à une échelle identique à celle des cartes marines (1/43100 à N 51°05'). Ce document figure sous forme réduite en planche hors texte n° I.

---

<sup>1</sup> Les termes de figure ou de structure sédimentaire sont utilisés ici indifféremment pour définir les "*bedforms*" des chercheurs anglo-saxons. Notons que certains auteurs français préfèrent réserver l'emploi du mot structure à la description de l'architecture interne des figures sédimentaires.

## B – MORPHOLOGIE DE L'UNITE INFERIEURE

Cette unité est matérialisée dans les petits fonds du secteur d'étude par deux faciès dont la répartition à l'affleurement est d'inégale importance. Il s'agit des terrains rocheux méso-cénozoïques et de leur couverture de cailloutis. La morphologie de cet ensemble est partout contrôlée par le substratum.

### 1 – Les domaines rocheux

L'extension des faciès rocheux du secteur d'étude est très inférieure à celle reconnue entre Boulogne-sur-Mer et le Cap Gris-Nez par Augris *et al.* (1987) et Clabaut (1988). Les affleurements sont essentiellement localisés au droit des falaises crayeuses du Cap Blanc-Nez, seule partie rocheuse du littoral. Ils se présentent en trois ensembles distincts qui sont de la côte vers le large (fig. III-1) :

- les affleurements de l'estran ;
- la masse rocheuse des Quénocs et du Rouge-Riden ;
- les affleurements du large.

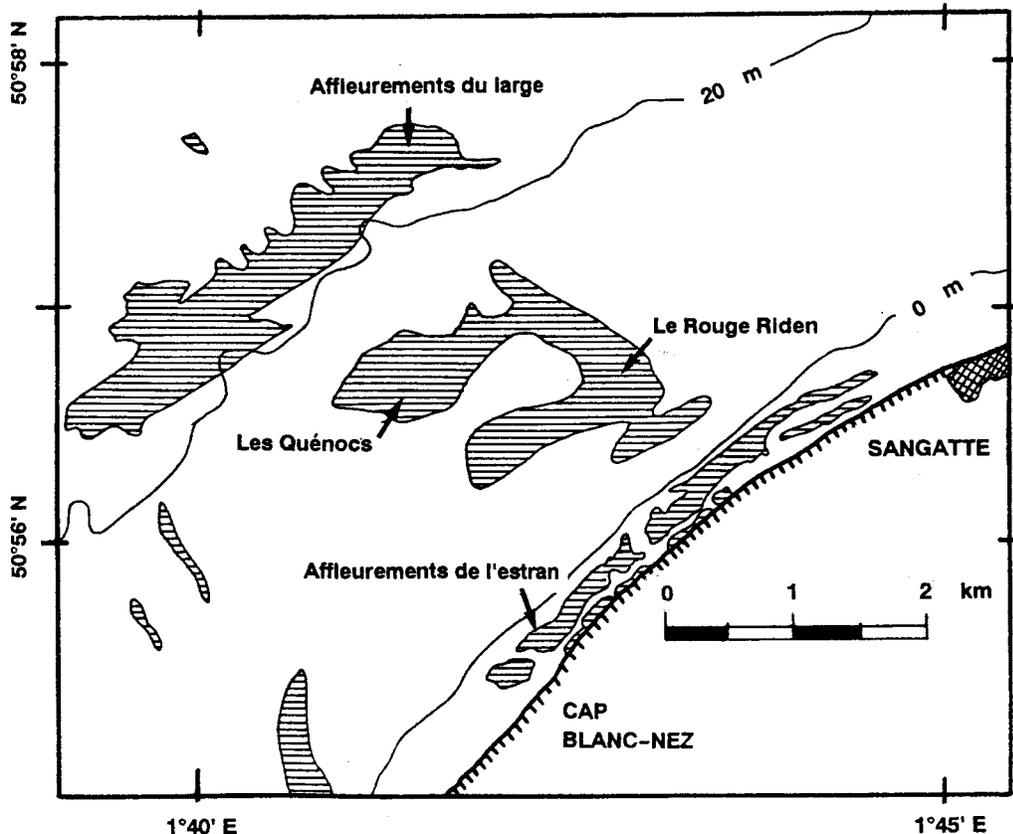


Fig. III-1. – Localisation des principaux affleurements rocheux (extrait de Augris *et al.*, 1989).

**Sur l'estran**, l'extension des affleurements rocheux évolue en fonction des conditions météorologiques et hydrodynamiques. Le degré de recouvrement des rochers par le sable est variable au cours de l'année. La même constatation a été réalisée par Clabaut (1984) sur les estrans voisins du Cap Gris-Nez. Les limites d'affleurement reportées par Augris *et al.* (1989) correspondent à celles figurées sur la carte marine 6681 du SHOM.

L'ensemble constitué par **les massifs rocheux submergés des Quénocs et du Rouge-Riden** n'a pas été levé au sonar latéral en raison de sa faible profondeur. La partie sommitale des Quénocs est immergée à - 2,50 m. Le point le plus élevé, situé dans la zone orientale du Rouge-Riden, se trouve à la cote marine de - 1,30 m. Les reliefs formés par ces deux massifs rocheux sont de l'ordre de 5 à 8 m par rapport aux fonds environnants. Briquet (1930) considérait cet ensemble comme un vestige de la position d'un ancien Cap Blanc-Nez. Selon Destombes et Destombes (1963), les récifs des Quénocs pourraient être constitués de grès verts albo-aptiens, plus résistants à l'érosion que la craie environnante. Les limites exactes de ces deux ensembles sont imprécises bien que les isobathes reportées sur les cartes marines laissent supposer leur configuration générale.

**Une troisième zone rocheuse** s'étend pour sa plus grande partie sous l'isobathe 20 m. Sa longueur avoisine 4 km et sa largeur moyenne est proche de 600 m. Ses contours sont indentés, en particulier sur sa bordure Nord. Sa partie occidentale se présente comme un platier sans escarpement marqué, recouvert localement par des rubans sableux (cf. III-D-2-3). Sa partie orientale est plus accidentée, avec des crêtes d'orientation SSE-NNW de 2 à 5 m de hauteur et une dépression centrale, surcreusée d'une dizaine de mètres, dont la profondeur dépasse localement la cote marine de -35 m (fig. III-2). Cet ensemble rocheux ne semble pas avoir été signalé avant 1987 (Augris *et al.*). Ses relations stratigraphiques et structurales avec les ensembles voisins demeurent inconnues.

**D'autres petits affleurements rocheux** sont reconnus entre les bancs de sable des Ridens de Calais et des Ridens de la Rade, entre 1°48',50 et 1°50' de longitude Est et entre 50°59',40 et 50°59',80 de latitude Nord. Ils se présentent sous la forme de très petites crêtes ou de pointements rocheux de hauteur inférieure à 1 m, qui dépassent de la couverture caillouteuse ou sableuse (fig. III-3).

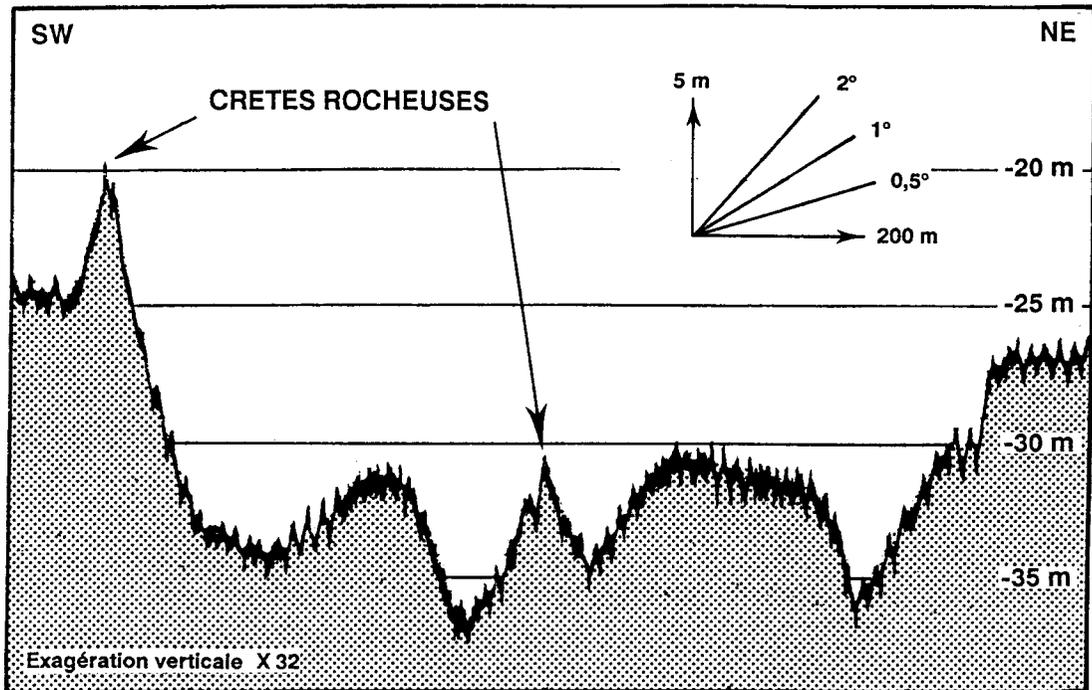


Fig. III-2. – Aspect de la dépression dans l'ensemble rocheux du large (de  $50^{\circ}57',37 - 1^{\circ}41',01$  à  $50^{\circ}57',72 - 1^{\circ}41',87$ ).

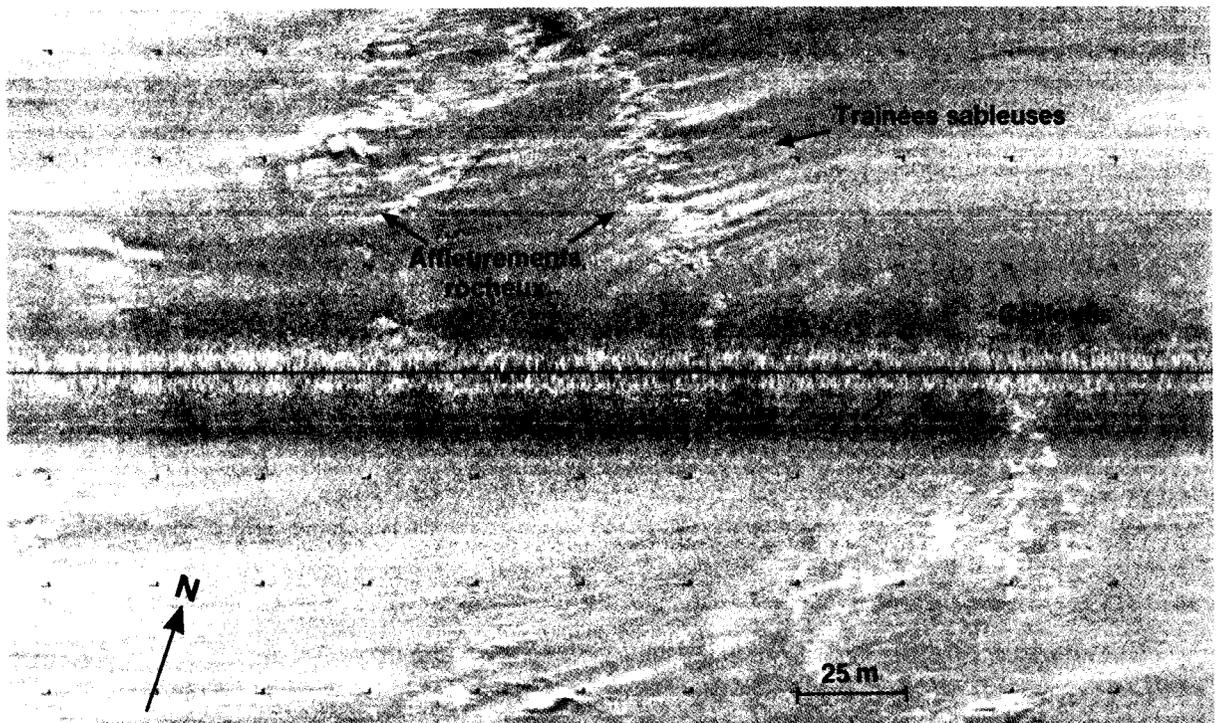


Fig. III-3. – Affleurements rocheux de l'interbanc Ridens de Calais-Ridens de la Rade.

## 2 – Les domaines caillouteux

En dehors des quelques secteurs rocheux signalés précédemment, l'unité inférieure se présente sous la forme de fonds monotones tapissés de cailloutis (cf. IV). Les fonds caillouteux constituent trois ensembles isolés dont les limites ont été précisées grâce au sonar latéral (cf. carte h.t. n° 1). Ils se situent :

- au large du Cap Blanc-Nez et dans l'interbanc Dyck-Ruytingen (secteur du large) ;
- dans le chenal d'accès au Port-ouest de Dunkerque (secteur côtier) ;
- dans le chenal d'accès au Port de Calais.

La discontinuité apparente de ces trois secteurs résulte du recouvrement partiel des fonds de l'unité inférieure par les sables de l'unité supérieure. La totalité des fonds caillouteux représente approximativement le tiers de la surface cartographiée.

### 2-1 Le secteur du large

Il correspond au domaine caillouteux le plus étendu à l'échelle de la carte présentée (Augris *et al.*, 1989). Il couvre en effet une superficie de 250 km<sup>2</sup>, soit environ 88 % des fonds caillouteux. Ce secteur est limité vers le Sud par les bordures des bancs de sable des Ridens de Calais et du Dyck, et prolonge directement le domaine de cailloutis reconnu par Augris *et al.* (1987) et Clabaut (1988) au large de la Baie de Wissant.

Dans la partie occidentale, les fonds correspondent à un plateau incliné vers le Nord, avec une pente moyenne qui diminue d'Ouest en Est, depuis 0,3° jusqu'à 0,01° environ. La profondeur dépasse toujours 20 m, pour approcher 35 m en bordure du rail de navigation.

Ce domaine du large se poursuit vers l'Est dans la dépression située entre le Dyck Occidental et l'Out Ruytingen. Le cailloutis y affleure sur une largeur comprise entre 1800 et 3500 m selon un axe orienté SW-NE. La fermeture orientale de cette zone caillouteuse, non cartographiée, se situe vers 2°15' de longitude Est. Les fonds ont une allure plus irrégulière que dans la partie Ouest. Ceci résulte probablement de la différence de nature du substratum : formations crayeuses indurées à l'Ouest et sédiments meubles sablo-argileux à l'Est. Rappelons que la limite entre le Crétacé et le Tertiaire se situe au voisinage des terminaisons occidentales des Bancs de sable du Dyck et du Ruytingen (Robert, 1969). Nous avons également pu observer, sur des profils bathymétriques réalisés perpendiculairement à l'axe de cette dépression, la présence de zones surcreusées de plus de cinq mètres, par rapport aux fonds environnants profonds de 30 m (fig. III-4). Ces zones particulières semblent correspondre aux traces superficielles d'un réseau de paléovallées dont l'existence est relatée par Augris (1984, 1986).

Le domaine caillouteux du large a été cartographié de façon partielle entre le bord nord du Ruytingen et le rail de navigation. Il occupe deux secteurs d'une superficie respective de 11 et 23 km<sup>2</sup>.

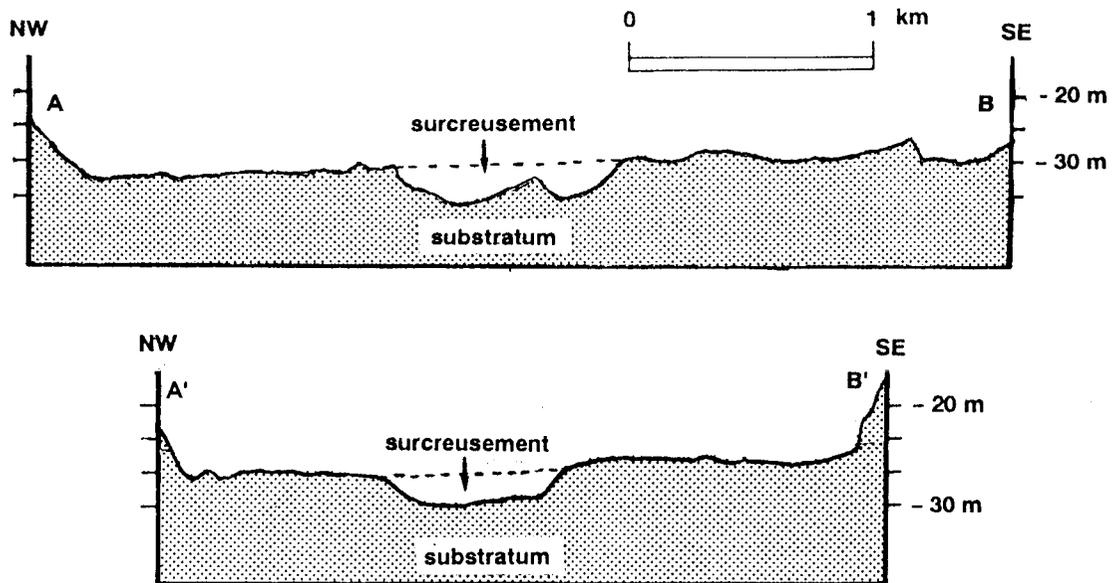


Fig. III-4. - Exemples de surcreusement entre les bancs de sable du Ruytingen et du Dyck. Localisation : A (51°06',30 - 1°55',60), B (51°03',67 - 1°58',15) , A' (51°06',63 - 2°01',39) , B' (51°05',29 - 2°02',81).

## 2-2 Le secteur côtier

Le secteur caillouteux côtier paraît cartographiquement indépendant du domaine du large. Il s'étend sur environ 33 km<sup>2</sup>, au sud d'un ensemble sableux formé par les Ridens de Calais, le Dyck occidental et le haut-fond de Gravelines. Sa longueur dépasse 26 km, pour une largeur maximale d'environ 2,5 km. La profondeur y oscille entre 20 et 25 m, et la morphologie des fonds y est plus régulière que dans l'ensemble du large.

## 2-3 Le chenal de Calais

Un petit domaine caillouteux a été identifié dans le chenal d'accès au port de Calais. Il occupe une surface de moins de 1 km<sup>2</sup>, soit 0,3 % des fonds de cette nature. Il est allongé selon un axe WSW-ENE, sur une distance de 5,3 km. Sa largeur ne dépasse pas 350 m. Sa profondeur est comprise entre 15 et 20 m.

### 3 – Résumé

L'unité morphologique inférieure se caractérise à l'affleurement par deux types de faciès : le substratum mésozoïque et des sédiments meubles grossiers (cailloutis).

**Les fonds rocheux** occupent un peu plus de 4 km<sup>2</sup>, soit 0,5 % de la surface cartographiée. Leur zone d'affleurement est limitée à la partie Ouest du secteur d'étude, au droit des falaises du Cap Blanc-Nez. Ils constituent deux ensembles immergés auxquels s'ajoutent les affleurements rocheux de l'estran. Leur morphologie est en général accidentée, et dominée par la présence de crêtes rocheuses de 2 à 5 m de hauteur ainsi que d'une dépression atteignant localement plus de 35 m de profondeur. Des incertitudes demeurent sur leur extension précise et sur leur nature, principalement en raison de l'absence de mosaïque sonar et de la faible profondeur d'eau au-dessus des crêtes rocheuses.

**Les fonds caillouteux** sont proportionnellement très étendus puisqu'ils occupent une surface de l'ordre de 280 km<sup>2</sup>, soit le tiers de la surface cartographiée. Ils se présentent en trois ensembles de tailles et de profondeurs variées. La morphologie des fonds tapissés de cailloutis est d'allure générale très monotone, avec une pente inclinée vers le large jusqu'à près de 40 m de profondeur en bordure du rail de navigation. Localement, des zones légèrement surcreusées ont pu être mis en évidence. Il s'agit probablement d'empreintes de paléovallées dont le tracé précis reste à déterminer. Ces paléovallées de la façade maritime Nord de la région du Nord-Pas-de-Calais ont une extension bien moindre que celle du réseau reconnu en Manche Orientale dans les séries indurées du Mésozoïque (cf. I-C-2-2-2; Augris, 1984; Dewez, 1988 et Clabaut, 1988).

## C – MORPHOLOGIE DE L'UNITE SUPERIEURE

### 1 – Le talus littoral

Le talus littoral ou frange côtière, de nature sableuse, marque la transition entre l'estran et les fonds de 15 à 20 m. La limite Nord de ce domaine correspond, dans la zone d'étude, soit aux fonds caillouteux de l'unité inférieure, soit au chenal de navigation le plus côtier.

Sa pente généralement régulière est localement perturbée par la présence d'affleurements rocheux comme au droit du Cap Blanc-Nez, ou par des bancs de sable reliés à la côte tel les Ridens de la Rade.

La frange côtière est séparée en quatre ensembles, correspondant aux quatre secteurs intertidaux identifiés précédemment (I-B-1) :

- dans le secteur situé à l'Ouest de Calais, et à l'exception des zones rocheuses, la pente moyenne du talus littoral varie entre 0,5 à 1,5°; sa largeur est comprise entre 550 et 2500 m environ ;

- entre Calais et l'avant Port-ouest de Dunkerque, sa largeur augmente de 2000 à près de 3700 m. Parallèlement, sa pente moyenne diminue de 1,4 à 0,3°. Signalons la présence d'un relief sableux allongé W-E et de faible amplitude (4-5 m), ainsi que la fusion au talus du Banc de sable des Ridens de la Rade ;

- entre les deux ports de Dunkerque, la frange côtière est modifiée du fait des travaux de construction de l'avant Port-ouest de Dunkerque, qui ont entraîné la jonction partielle de petits bancs de sable côtiers à l'estran (cf. V). La largeur se réduit d'Ouest en Est de 1400 à moins de 100 m ;

- au niveau du secteur oriental, la pente moyenne du talus littoral est comprise entre 0,2 et 0,5°, et sa largeur entre 1200 et 1600 m environ. La partie du talus située au droit de la zone Malo-Terminus - Zuydcoote est la plus déclive et la moins large de ce secteur.

## 2 – Les bancs de sable

### 2-1 Classification des bancs

Les bancs de sable sont par leur taille des structures sédimentaires de premier ordre. Ils sont répandus sur un grand nombre de plateaux continentaux mais ont été principalement étudiés dans l'hémisphère Nord (mers de l'Europe du NW et plateau NW Atlantique). Ils se présentent soit en groupe au large des côtes, dans les estuaires ou dans les baies, soit isolés près des côtes, soit encore disposés à l'abri de rochers submergés, d'îles ou de caps (Belderson *et al.*, 1982; Belderson, 1986).

La classification des plateaux continentaux actuels proposée par Swift (1974) et complétée par Johnson et Baldwin (1986) fait apparaître une distinction fondamentale entre les régions à forts courants de marée ("tide-dominated shelves"), celles dont l'hydrodynamique est dominée par les courants de houles ou de vents de tempête ("storm-dominated shelves"), et les zones à courants océaniques prépondérants ("oceanic-current dominated shelves"). Aux deux premiers types de plateaux, Swift (1975), Belderson *et al.* (1982) et Belderson (1986) associent respectivement deux catégories majeures de bancs: les "tidal-current ridges" (Off, 1963) ou "tidal sand banks" (Caston et Stride, 1970) et les "storm-generated sand ridges". Une dernière catégorie de bancs, peu représentée semble-t-il, est rencontrée sur le troisième type de plateaux, gouvernés par les courants généraux. Elle a été décrite et étudiée par Kenyon et Belderson (1973) en Méditerranée et par Nio et Nelson (1982) en Mer de Bering. Pour Belderson *et al.* (1982), il convient de bien différencier les bancs de sable des barres sableuses pré littorales liées aux zones de déferlement des houles.

### 2-2 Caractéristiques générales des bancs

La zone d'étude étant sous l'influence prépondérante des courants de marée, considérons particulièrement les "tidal sand banks".

#### 2-2-1 Les "tidal sand banks"

##### a- Distribution géographique

Leur répartition est étroitement liée aux zones dont les courants de marée atteignent, en surface et pendant les vives-eaux, des vitesses maximales supérieures à 90 cm/s (Off, 1963; Belderson, 1986). On observe cependant des bancs de ce type dans des secteurs à plus faibles courants de marée : on les qualifie de formes inactives ou moribondes, par opposition aux bancs dits actifs (Kenyon *et al.*, 1981, Belderson *et al.*, 1982, Stride *et al.*, 1982; Belderson *et al.*, 1986).

Les bancs rencontrés en Mer du Nord sont des "tidal sand banks typiques". A l'exception de quelques bancs isolés, ils peuvent être rassemblés en cinq grands groupes (fig. III-5):

- les East banks au NW du Dogger Bank ;
- les Sands Hills entre le Dogger Bank et la partie méridionale de la Mer du Nord ;
- les Bancs de Norfolk au large des côtes de l'East Anglia ;
- les Bancs de l'estuaire de la Tamise ;
- les Bancs de l'extrême Sud de la Mer du Nord, subdivisés en trois sous-groupes (Bancs des Flandres, Bancs de Zélande et groupe des Hinder Banks).

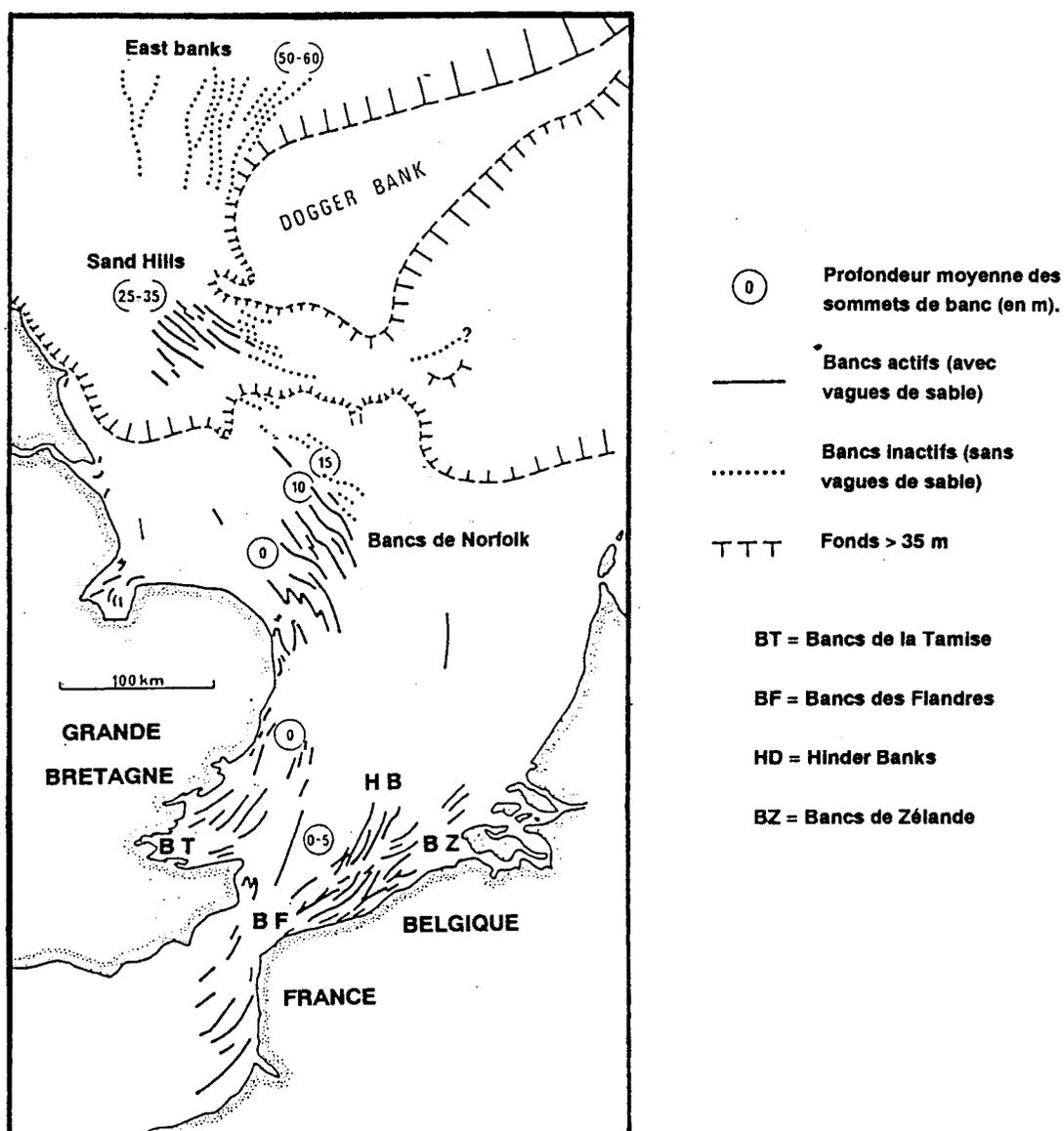


Fig. III-5. - Localisation des différents groupes de bancs de sable dans la partie SW de la Mer du Nord (d'après Kenyon *et al.*, 1981, modifié)

L'ensemble des bancs de la Mer du Nord a été étudié par de nombreux auteurs parmi lesquels Off (1963), Veenstra (1964), Van Eerde (1964), Houbolt (1968), Caston et Stride (1970), Caston (1972), Huthnance (1973), Kirby et Oele (1975), Mc Cave (1979), Caston (1981), Kenyon *et al.* (1981), Laban et Shüttenhelm (1981), D'Olier (1981), Belderson *et al.* (1982), Mc Cave et Langhorne (1982), Stride *et al.* (1982), Smith (1985 a, 1985 b), Belderson (1986), Stride (1988), Van Alphen et Damoiseaux (1987). Les Bancs des Flandres, groupe qui comprend l'essentiel des bancs de la zone d'étude, ont fait l'objet de recherches spécifiques de la part de Van Veen (1936), Houbolt (1968), Caston (1972), De Moor (1985 a, 1985 b, 1986), Vlaeminck *et al.* (1985, 1989), Ceuleneer et Lauwaert (1987), De Moor et Lanckneus (1988, 1990), Houthuys (1989).

Les "tidal sand banks" sont également fréquents en Manche orientale (Robert, 1969 ; Stride *et al.*, 1972 ; Le Fournier, 1974 et 1980 ; Walker et Orbi, 1985 ; Clabaut, 1988 ; Dewez, 1988), en Mer Celtique (Stride, 1963 a ; Bouysse *et al.*, 1976 ; Belderson *et al.*, 1982 ; Stride *et al.*, 1982) et en Mer d'Irlande (Jones *et al.*, 1965).

Belderson (1986) signale aussi l'existence de bancs de sable associés à de forts courants de marée en Mer de Barents, le long des côtes NE des USA, de l'Australie, de la Corée (Chakhotin *et al.*, 1972 ; Klein *et al.*, 1982) et de l'Inde et au large des côtes Sud-américaines (Brésil et Argentine).

#### *b- Caractéristiques morphologiques*

Les bancs de sable tidaux ont généralement en plan une allure rectiligne ou légèrement sinueuse ("linear sand banks" de Caston et Stride, 1970). Certains peuvent présenter une forme en V ou en S très marqué, particulièrement près des côtes ou dans les estuaires (Caston, 1972 ; Caston et Stride, 1970 ; Kenyon *et al.*, 1981 ; Belderson *et al.*, 1982).

La longueur des "tidal sand banks" s'échelonne entre 10 et 200 km (Belderson, 1986 ; Belderson *et al.*, 1986). Leur largeur peut atteindre près de 30 km (Kenyon *et al.*, 1981) et leur hauteur maximale connue approche 55 m (Belderson, 1986). La distance entre les crêtes de deux bancs voisins, dans un même groupe, peut dépasser 30 km (Belderson, 1986). En outre les caractéristiques de ces bancs varient en fonction de leur situation (cf. tab. 9). Les bancs d'estuaire et ceux liés à des obstacles ("banner bank") sont de plus petite taille que les bancs du large (Belderson *et al.*, 1982).

**Les "banner banks"** ont généralement une petite taille. Ils sont accrochés à l'aval de promontoires (îles ou caps) par rapport au courant dominant, et se présentent seuls ou par paire. Leur position les fait considérer comme des marques d'obstacles géantes (Kenyon *et al.*, 1981 ; Belderson *et al.*, 1982). Leur mode de formation ne prête pas à discussion comme pour les autres catégories de bancs (cf. III-C-2-4) puisqu'ils reflètent directement les modifications courantologiques induites par les caps. Parmi les "banner banks" les mieux connus, on peut citer le Skerries Bank et le Banc à la Ligne, situés en Manche et étudiés respectivement par Acton et Dyer (1975) et Clabaut (1988), et le Warts Bank en Mer d'Irlande (Jones *et al.*, 1965).

	Longueur max. (km)	Largeur max. (km)	Épaisseur max. (m)
<b>Banner bank</b>	33	1	25
<b>Bancs d'estuaire</b>	27	6	20
<b>Bancs Offshore</b> actif	70	3	43
<b>Bancs Offshore</b> inactif	200	30	55

Tab. 9. – Dimensions maximales des différents types de "tidal sand banks". D'après Belderson *et al.* (1982) et Belderson (1986).

**Les bancs d'estuaire et les bancs du large** sont les "tidal sand banks" les plus répandus. La séparation entre les formes actives et inactives repose essentiellement sur des critères morphologiques, détaillés par Kenyon *et al.* (1981), Belderson *et al.* (1982) et Stride *et al.* (1982):

– *Les formes inactives ou moribondes* se rencontrent dans des zones où la vitesse des courants de marée est inférieure à 50 cm/s. Elles sont généralement dépourvues de figures sédimentaires transversales (vagues de sable) et présentent un profil transverse très adouci et sans asymétrie marquée, avec des valeurs de pentes de l'ordre de 1° ou moins. Les dépressions entre les bancs sont tapissées de sédiments sableux ou vaseux. Les crêtes de ces bancs sont situées à des profondeurs importantes: entre 70 et 120 m pour les bancs de la Mer Celtique (Stride, 1963 a; Bouysse *et al.*, 1976; Belderson *et al.*, 1986), et entre 45 et 115 m pour ceux de la partie orientale de la Mer de Chine (Yang et Sun, 1988). En Mer du Nord, deux des cinq groupes de bancs sont rattachés à cette catégorie. Il s'agit des East Banks et des Sand Hills (cf. fig III-5), dont les crêtes sont recouvertes de 25 à 60 m d'eau. Les bancs de taille maximale appartiennent à ce type. Leur mise en place semble être liée à des périodes de bas niveaux marins pléistocènes ou du début de l'Holocène (Kenyon *et al.*, 1981 ; Belderson *et al.*, 1982 ; Stride *et al.*, 1982; Belderson *et al.*, 1986). Pour Stride *et al.* (1982), chacun de ces groupes de bancs pourrait indiquer une période stable du niveau marin.

- *Les formes actives* sont caractéristiques de secteurs où les vitesses des courants de vive-eau moyenne dépassent 50 cm/s. Leurs flancs et parfois leur sommet sont couverts de vagues de sable et de mégarides, témoins de leur "activité sédimentaire". Ces bancs possèdent en général un profil transverse asymétrique, avec une pente abrupte maximale de 6°. La crête est plutôt aiguë mais des formes à sommet très plat sont observées quand elles affleurent à la surface de l'eau, particulièrement dans les embouchures des estuaires. En périphérie des bancs, les fonds sont généralement caillouteux. Bien qu'ils soient considérés comme des formes longitudinales par rapport aux courants de marée, les bancs ne s'alignent pas exactement dans le sens de ces courants (Kenyon *et al.*, 1981). L'angle entre la crête d'un banc et la direction du courant dominant peut varier entre 0 et 20°, avec des valeurs fréquentes comprises entre 7 et 15°. Suivant le sens de décalage des bancs par rapport à l'axe du courant majeur, Kenyon *et al.* (1981) ont défini des bancs dits horaires et des bancs anti-horaires (fig. III-6); cette dernière forme est la plus largement répandue dans l'hémisphère Nord. Caston (1981) différencie la tête (head) et la queue (tail) du banc, en se basant sur le sens du courant résultant. La tête de forme arrondie est située en amont du courant dominant, et la queue effilée en aval.

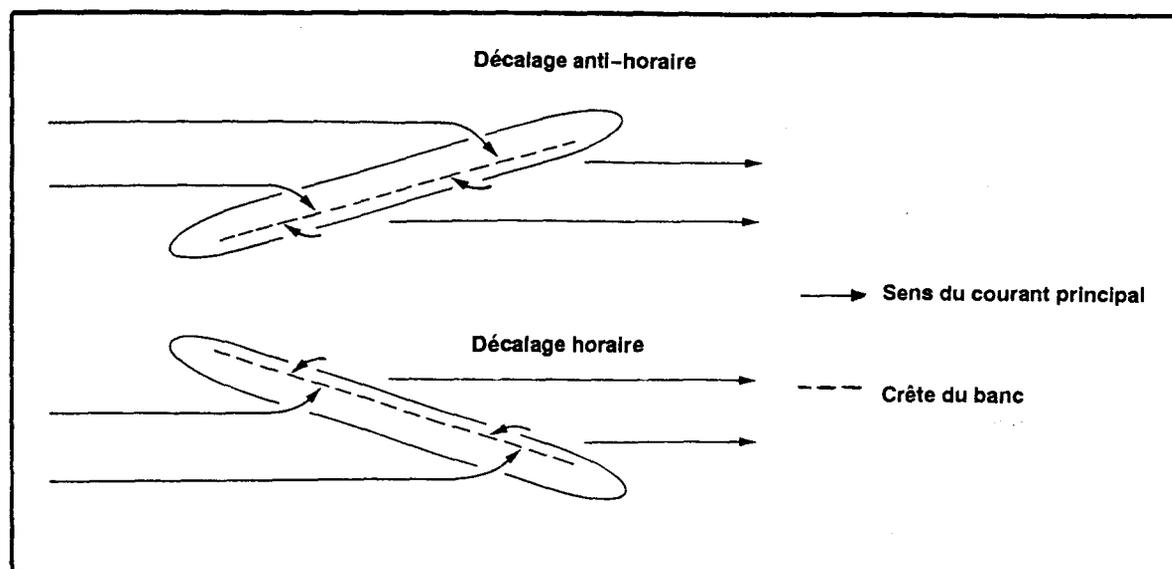


Fig. III-6. - Orientations des bancs tidaux par rapport au courant principal (d'après Kenyon *et al.*, 1981, modifié).

En Mer du Nord, la hauteur d'eau au dessus de ce type de banc est comprise entre 0 et 15 m. La taille des bancs est sensiblement plus faible que les formes moribondes. Leur longueur atteint 60 km pour des largeurs maximales voisines de 3 km. Leur hauteur varie entre 20 et 43 m, avec une fréquence maximale autour de 30 m (Caston, 1972).

Pour Belderson *et al.* (1982), il n'existe pas de différence absolue entre les formes actives et les formes moribondes. La transition d'un état actif à un état inactif a été observé au sein du groupe de bancs de la Mer Celtique (transition latérale) et d'une extrémité à l'autre d'un même banc (transition longitudinale). "L'inactivité" des bancs est un état temporaire qui se produit en réponse à une remontée du niveau marin, associée à un ralentissement des courants. Elle peut être suivie d'une phase de comblement des dépressions situées entre les bancs qui favorise la préservation des structures de grande taille.

#### 2-2-2 Critères de reconnaissance des "storm-generated sand ridges"

Les "storm-generated sand ridges" sont des formes communes au large de la marge orientale des USA. Elles y ont été notamment étudiées par Swift (1974, 1975), Stubblefield et Swift (1976), Swift *et al.* (1978, 1979), Field (1980) et Swift et Field (1981).

Des différences morphologiques ont été établies entre les "storm-generated sand ridges" et les "tidal sand banks". Les caractéristiques générales, spécifiques à chacune de ces deux catégories de bancs sont résumées par Belderson (1986) et présentées dans le tableau 10.

	<b>Tidal sand banks (forme active)</b>	<b>Storm-generated sand ridges</b>
<b>Angle avec la côte</b>	lié à la direction du courant principal	jusqu'à 60° en moyenne de 35 à 40°
<b>Vagues de sable</b>	abondantes et semipermanentes	rare ou absentes
<b>Obliquité par rapport au courant principal</b>	0 à 20° en général de 7 à 15°	dépend de l'angle entre la côte et le courant
<b>Hauteur</b>	jusqu'à 43 m	3-12 m (7m en moyenne)
<b>Allure des crêtes</b>	aigües	arrondies
<b>Angles des pentes</b>	6° ou moins	2° ou moins
<b>Espacement des bancs</b>	2-30 km	0.5-7 km
<b>Longueur</b>	jusqu'à 70 km	jusqu'à 20 km

Tab. 10. - Morphologie comparée des "tidal sand banks" et des "storm-generated sand ridges".  
D'après Belderson (1986).

## 2-3 Les bancs de sable du secteur d'étude

### 2-3-1 Organisation générale

Les grands corps sédimentaires de la zone d'étude appartiennent au groupe des Bancs des Flandres (Flemish Bank ou Vlaamse Banken), qui s'étend depuis les côtes françaises au voisinage de Calais (1°50'E) jusqu'au large de la Belgique (2°50'E). Ils reposent sur une surface plus ou moins régulière, inclinée en pente douce vers le Nord, jusqu'à des profondeurs proches de 40 m. Leur limite septentrionale se situe vers 51°23'N, latitude à laquelle ils sont relayés au Nord par le groupe des Hinder Banks de direction NNW-SSE, et à l'Est par les Bancs de Zélande d'orientation WSW-ENE (fig. III-7).

L'ensemble des Bancs des Flandres possède une allure incurvée à concavité tournée vers le Nord. Leur terminaison occidentale, située au large de Calais et de Dunkerque, est parallèle à la côte, de direction moyenne N 70°. Leur extrémité orientale s'infléchit jusqu'à N 25-30°, faisant un angle maximal de 50° par rapport au littoral. L'organisation générale des bancs permet d'identifier trois grands domaines morphologiques :

- deux domaines latéraux (occidental et oriental) dans lesquels les bancs sont d'une allure simple, rectiligne ou légèrement sinueuse. Les bancs sont bien individualisés et séparés par de larges chenaux ;
- un domaine central, au large de Dunkerque, où les bancs de sable coalescents se relaient et bifurquent.

Le secteur d'étude concerne uniquement les parties occidentale et centrale. Le domaine oriental se situe presque entièrement sur le plateau continental belge.

Le schéma morphologique décrit précédemment implique la fermeture vers l'Ouest ou vers l'Est des chenaux interbancs. Cette configuration particulière des fonds a une influence sur les phénomènes dynamiques (cf. chap. V).

Treize des corps sédimentaires du groupe des Bancs des Flandres s'étendent en partie ou en totalité sur le secteur d'étude. Afin de faciliter les descriptions, nous distinguons : **les bancs du large** (Ruytingen et Dyck), **les bancs de Calais** (Ridens de Calais et Ridens de la Rade), et **les bancs de Dunkerque** désignant l'ensemble des autres édifices sableux.

### 2-3-2 Les bancs du large

Ils comprennent deux ensembles : l'Out et l'In Ruytingen, et l'édifice sableux du Dyck subdivisé en branches occidentale, centrale et orientale. Seuls l'Out Ruytingen et le Dyck Occidental ont fait l'objet d'une étude morphologique détaillée.

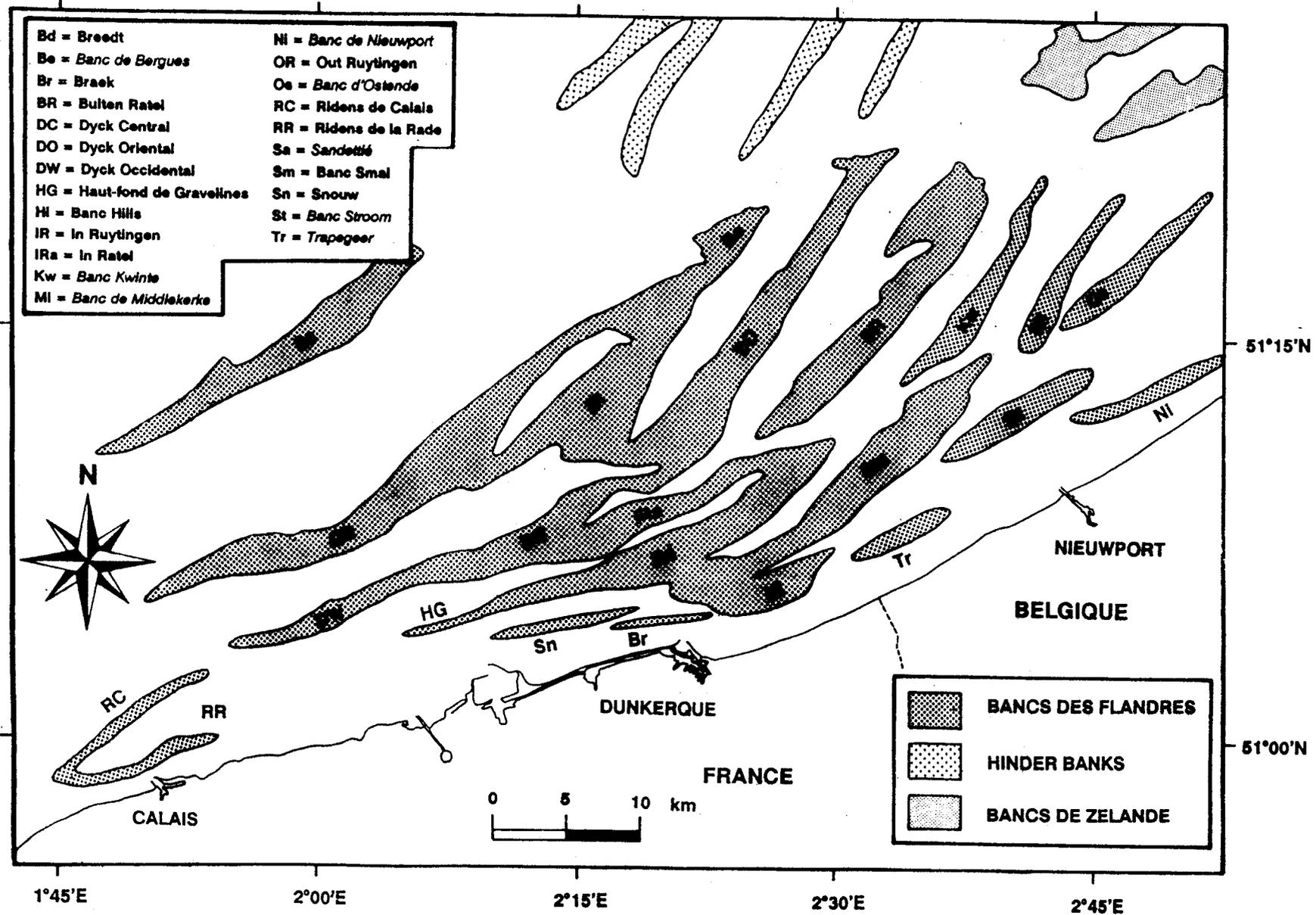


Fig. III-7. - Relations et forme générale des bancs au large des côtes franco-belge (d'après la carte 6735 D du SHOM). Les noms des bancs qui n'ont pas été étudiés sont portés en italiques.

*a- Le Ruytingen Extérieur ou Out Ruytingen*

Le banc de l'Out Ruytingen, situé à une distance à la côte variant de 12 à plus de 20 km, est la structure sableuse la plus septentrionale du secteur d'étude. Il s'incurve d'Ouest en Est de N 80° à N 25-30°. Son extrémité ouest, de forme effilée, se situe vers 1°50',60 E - 51°05',20 N. Sa terminaison orientale, externe au secteur d'étude, se caractérise par la persistance d'un relief d'une amplitude d'une dizaine de mètres jusqu'au Banc de Bergues, localisé plus au Nord.

Ce banc s'étend sur près de 35 km, dimension qui reste modeste par rapport aux 70 km de la Bassure de Baas, en Manche orientale (Dewez, 1988). Il se prolonge, à l'Ouest et au Nord, par deux secteurs sableux modelés par des figures sédimentaires transverses (cf. III-D-2-1-1).

24 profils bathymétriques transversaux de ce banc ont été réalisés, dont quatre au niveau de la jonction entre In et Out Ruytingen (fig. III-8). Les caractéristiques morphologiques détaillées du banc sont regroupées dans l'annexe I.

D'Ouest en Est, la morphologie du banc évolue sensiblement. D'une façon générale, le sommet du banc est situé à une profondeur inférieure à 10 m, localement à moins de 5 m de la surface de l'eau.

- Entre 1°52' et 1°54' de longitude Est (profils 3 à 5), le banc possède un profil asymétrique marqué, avec des pentes inférieures à 1° du côté du large, et de l'ordre de 5 à 6° du côté Sud. Les largeurs et épaisseurs de l'édifice sableux varient respectivement de 1600 à 2300 m et de 20 à 23 m. La hauteur d'eau de chaque côté de la structure est déterminée à la rupture de pente entre les flancs du banc et les fonds environnants. Cette hauteur d'eau, correspondant à la profondeur du pied du banc, est identique de chaque côté du Ruytingen au niveau des profils 3 à 5, avec des valeurs comprises entre 23 et 29 m.

- Entre 1°54' et 1°56' (profils 6 à 8) la largeur du banc, jusqu'alors inférieure à 2500 m, passe à des valeurs de plus de 4000 m. Cet élargissement s'accompagne d'une diminution de l'épaisseur du banc de 23 à 20 m. L'allure générale du Ruytingen devient plus symétrique avec des pentes inférieures à 2°. La base du banc atteint localement 35 m, avec des différences de profondeur de l'ordre de 5 m entre ses deux pieds.

- Vers l'Est (profil 9 à 12), le banc se scinde en deux branches. La branche septentrionale correspond à l'amorce du champ de vagues de sable Nord-Ruytingen (cf. III-D-2-1-1). Son amplitude s'amointrit progressivement en allant vers l'Est tandis que la branche Sud, qui forme l'armature principale du banc, possède à nouveau une morphologie asymétrique avec des pentes internes (Sud) de 3,5° et des pentes externes (Nord) de 0,5°. Dans cette portion, la largeur du banc est de 2600 à 3000 m et son épaisseur croît de 20 à 25 m. La base du banc se situe à une profondeur comprise entre 30 et 34 m.

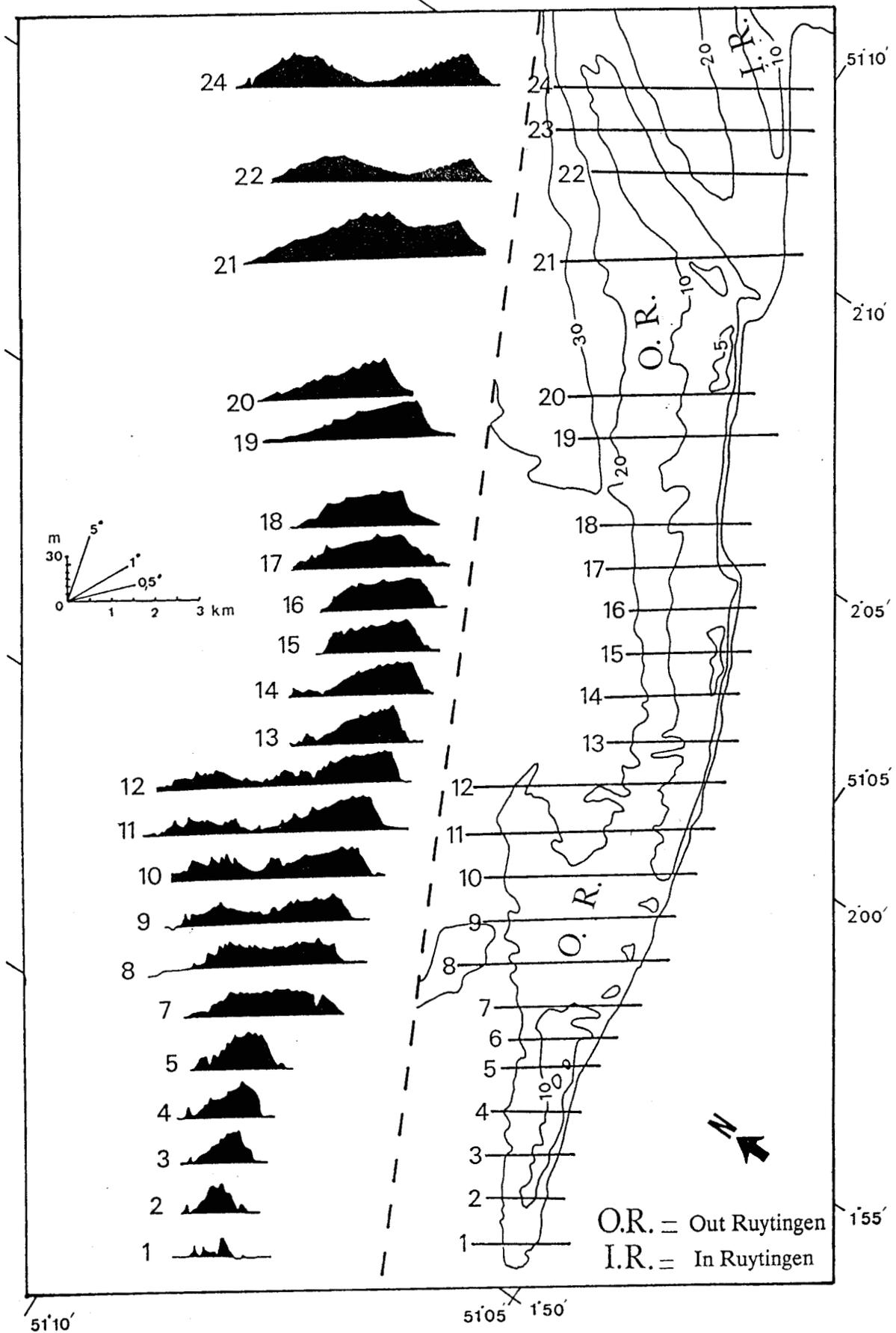


Fig. III-8. - Coupes transversales de l'Out Ruytingen montrant les variations morphologiques du banc.

- De 2°01' à 2°07' (profils 13 à 20), le Ruytingen possède une morphologie asymétrique. Les pentes internes ont des valeurs de 3,5 à 5° et les pentes externes de 0,2 à 1,5°. La largeur du banc oscille entre 2400 et 3700 m et son amplitude entre 24 et 28 m. On observe localement une forme de banc plus trapézoïdale avec des pentes Nord et Sud supérieures à 1,5° et un sommet légèrement incliné vers le Nord à 0,3° (profils 15 et 18). Les différences de profondeur entre les deux pieds du banc sont faibles, inférieures à 2 m.

- La jonction avec le banc de l'In Ruytingen se produit vers la longitude de 2°09'E. La largeur de l'ensemble sableux atteint alors près de 6 km. Cette coalescence des bancs se fait par l'intermédiaire d'un seuil sableux dont la profondeur avoisine 15 m (profil 21). Vers le Nord-Est, un chenal individualise les bancs de l'Out Ruytingen (au Nord) et de l'In Ruytingen (au Sud).

#### *b- Le Dyck*

Le banc du Dyck est un relief sableux de près de 60 km de longueur, entre 1°55'E-51°03'N et 2°32'E-51°23'N. Sa terminaison occidentale est située au NW de Calais à une distance de 7,5 km du littoral. Son extrémité orientale se trouve à plus de 26 km au large de Nieuwport en Belgique. L'orientation de la structure varie ainsi d'Ouest en Est de N80° à N30°. En plan, l'allure du banc est courbe et légèrement sinueuse. La hauteur d'eau au-dessus de son sommet est souvent voisine de 10 m.

Sur les cartes marines du Sud de la Mer du Nord, ce banc est subdivisé en trois parties appelées Dyck occidental, Dyck central et Dyck oriental. Les limites entre les "trois Dyck" correspondent à des secteurs du banc de plus faible amplitude. Elles se situent aux longitudes approximatives de 2°06'E et 2°17'E. Seules les parties occidentale et centrale du banc, d'une longueur proche de 30 km, appartiennent à la zone d'étude. Sur la figure III-9 sont reportés 24 profils bathymétriques perpendiculaires au banc. Le détail des paramètres calculés à partir de ces profils est donné dans l'annexe II.

Le profil transversal du banc diffère quelque peu de celui observé pour le Ruytingen. Le Dyck occidental se prolonge vers l'Ouest par une zone de vagues de sable reposant sur le placage de cailloutis. Ces figures sédimentaires influencent fortement la morphologie (profils 1 à 3). Leurs caractéristiques sont présentées dans le paragraphe III-D-2. La forme du banc n'est véritablement bien établie qu'à l'Est de 1°56'E.

- De 1°56'E à 1°59'E (profils 4 à 7), la largeur de l'édifice sableux est comprise entre 1000 et 1500 m. Sa hauteur varie de 7 à 18 m, en fonction de la présence ou de l'absence de vagues de sable sur sa partie sommitale. La pente du flanc abrupt, dirigé vers la côte, a des valeurs de 1,5 à 3,5°.

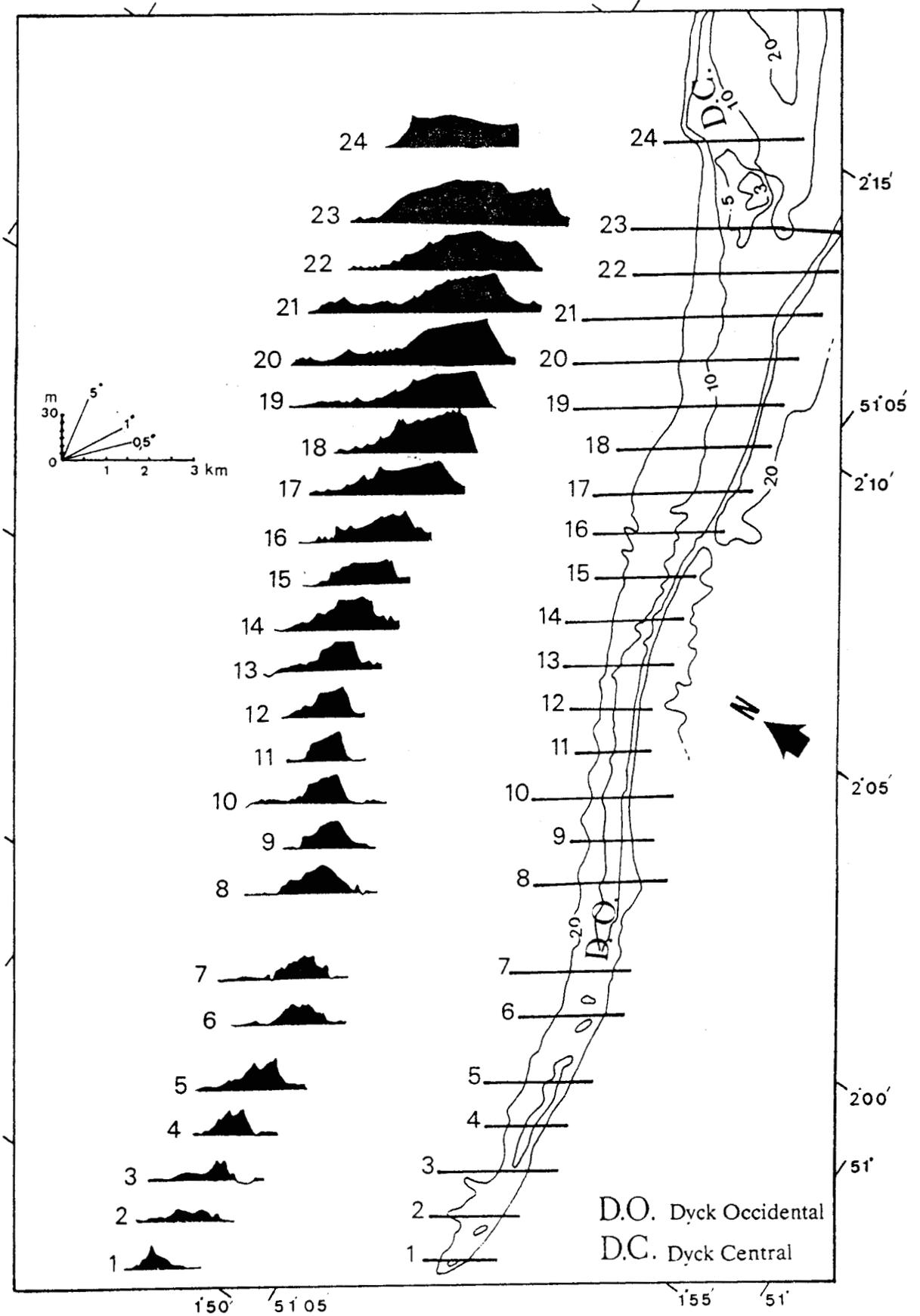


Fig. III-9. - Coupes transversales du Dyck montrant les variations morphologiques du banc.

- Entre 2°00'E et 2°06'E (profils 8 à 15), le Dyck occidental présente une forme trapézoïdale. Les flancs interne et externe possèdent des valeurs de pente assez fortes, comprises entre 3 et 5°. La partie sommitale du banc est inclinée en pente douce vers le large de 0,4 à 1°. La largeur, comprise entre 1100 et 1700 m demeure relativement constante. L'épaisseur présumée du banc varie de 18 à 22 m, à l'exception du profil 15 qui présente une hauteur d'environ 15 m.

- A partir de 2°06'E et jusqu'à 2°12'E (profils 16 à 22), le Dyck central s'élargit de 1900 à 3500 m. Sa hauteur se stabilise entre 20 et 24 m. Le profil du banc reste trapézoïdal mais **la partie sommitale s'élargit**. Les pentes interne et externe, de 2 à 4°, sont légèrement inférieures à celles du Dyck occidental. Le sommet est lui même faiblement incliné vers le Nord, de 0,3 à 1°. Sa profondeur se rapproche de l'isobathe 5 m.

- A la longitude de 2°14'E, la hauteur d'eau au dessus du banc devient inférieure à 3 m. Le banc se soude à l'In Ratel et présente un profil transverse à tendance symétrique. La direction du Dyck oblique vers N 36°; son asymétrie, jusqu'alors dirigé vers le Sud, se dispose au Nord. Ce "saut d'asymétrie" a déjà été constaté pour les bancs de Norfolk et pour la partie SW du Dyck oriental (Caston, 1972).

Les profondeurs au pied du Dyck, comprises entre 25 et 32 m, sont plus constantes que celles mesurées sur le Ruytingen. Les différences de niveau entre les deux pieds du banc excèdent rarement 3 m.

Le Dyck oriental, non étudié, approche 27 km de long, pour une largeur maximale de 2,2 km. Son flanc abrupt est orienté au NW, avec des pentes de l'ordre de 4° (Caston, 1972).

### 2-3-3 Les bancs de Calais

**Les bancs des Ridens de la Rade et des Ridens de Calais sont les deux seules accumulations sableuses de grande dimension de la partie occidentale du secteur d'étude.**

**Les Ridens de la Rade, accolés au talus côtier à l'Est de Calais (1°53'), rejoignent, vers l'Ouest, les Ridens de Calais (1°45'). Les deux bancs forment entre eux un angle de 20 à 30°, ce qui confère à l'ensemble une allure en V.** Par rapport à l'ensemble des bancs des Flandres, les Ridens de la Rade et de Calais présentent une disposition singulière. **Onze profils transverses à ces bancs sont reportés sur la figure III-10.**

#### *a- Les Ridens de Calais*

Ce banc d'une longueur d'environ 11 km, s'étend selon une direction moyenne de N 52°. Sa largeur, de 1200 à 1300 m, est relativement constante. Sa morphologie est fortement influencée par les vagues de sable qui festonnent ses flancs, en particulier sur les profils 2 à 5 (cf. III-D-2). Le profil du banc est en général symétrique. L'asymétrie apparente vers le NNW, constatée sur le profil 4, est liée à la présence d'une vague de sable de grande amplitude. L'épaisseur maximale du banc est de 18 m, avec des valeurs fréquentes de 15 m.

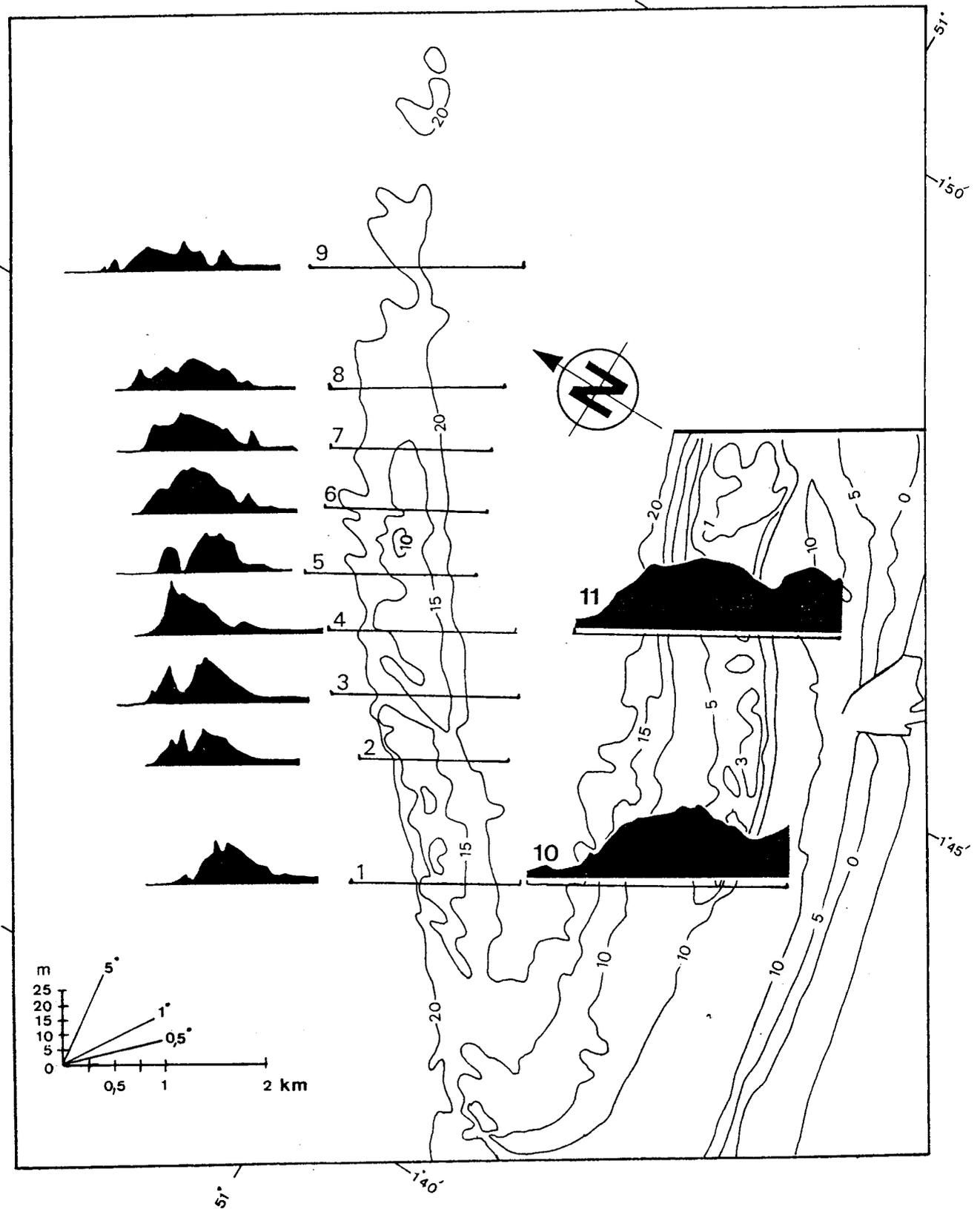


Fig. III-10. - Coupes transversales des bancs de Calais.

Entre 1°45'E et 1°48'E (profils 8 et 9), l'amplitude de l'édifice sableux diminue jusqu'à 10 m environ. Sur les cartes marines du SHOM, la limite morphologique orientale du banc se situe vers 1°53'E. Les relevés au sonar latéral ont cependant montré l'existence d'un placage sableux d'une largeur de 1500 m, prolongeant le banc sur près de 6000 m, et se raccordant au Dyck occidental. Une continuité sédimentologique est mise en évidence entre les Ridens de Calais et le Dyck.

Les pentes internes (vers la côte), mesurées sur les profils 1 et 4, sont de l'ordre de 1,3 à 1,4°. La hauteur d'eau minimale au-dessus du banc est proche de 8 m.

#### *b- Les Ridens de la Rade*

Ce banc s'étend sur moins de 10 km et s'infléchit légèrement d'Ouest en Est, de N 80° à N 65°. Sa morphologie massive (profils 10 et 11) est assez simple; le banc est dépourvue de vagues de sable. Entre le banc et la côte, une zone déprimée avec des profondeurs variant de 10 à 20 m constitue le chenal d'accès au Port de Calais. Cette dépression se réduit vers l'Est, et disparaît totalement au niveau de la jonction banc – talus littoral. Les profondeurs minimales enregistrées en sommet de banc sont très faibles. De larges zones sont, en effet, couvertes de moins de 1 m d'eau.

L'évolution de ce banc particulier est étudiée dans le chapitre V.

#### 2-3-4 Les bancs de Dunkerque

Les bancs de sable situés au Sud du Dyck et à l'Est des bancs de Calais, au nombre de huit, ont été regroupés, par commodité, sous le nom de bancs de Dunkerque. Ils s'étendent en totalité ou en partie sur le secteur d'étude et se disposent suivant quatre lignes très resserrées, voire largement imbriquées au large du Port-est de Dunkerque. Les distances entre les crêtes des différents bancs sont en moyenne de 3 km. Ils présentent en général un profil asymétrique vers la côte. Seule une portion orientale du braek possède un flanc abrupt disposé vers le large. Leur longueur s'échelonne entre 8 et 32 km, pour des largeurs comprises entre 1500 et 3000 m. Contrairement aux bancs du large et aux bancs de Calais, ils sont séparés par des chenaux sableux. Leur épaisseur ne dépasse généralement pas 15 m. Ils sont dépourvus de vagues de sable dans la plupart des cas. Les sommets des bancs, situés à des profondeurs de moins de 1 m, sont d'allure plane. Certains d'entre eux sont même exondés lors des basses-mers de vive-eau exceptionnelle.

Les caractéristiques principales des bancs de Dunkerque sont données dans le tableau 11. Les 3 lignes de bancs les plus externes (In Ratel et Buiten Ratel, Breedt et Haut-fond de Gravelines, Smal) correspondent aux structures de plus grande dimension. Leur longueur est comprise entre 22 et 32 km. Ils présentent une courbure concave, similaire à celle des bancs du large. Leur orientation varie entre N 75° et N 42°. Les bancs de la ligne la plus côtière bordent le Nord de la Rade de Dunkerque (Snouw, Braek et Hills). Leur crête est rectiligne et leur longueur ne dépasse pas 11 km. Leur direction est plus ou moins parallèle à la côte.

NOM DU BANC	LONGUEUR (km)	LARGEUR MAX (km)	DIRECTION	PROFONDEUR DU SOMMET <sup>(3)</sup> (m)
In Ratel	22	2.5	N62°	0-1
Buiten Ratel <sup>(1)</sup>	22	3	N42°	2-3
Breedt <sup>(2)</sup>	32	3	N75°-N45°	+ 0.1
Smal	28	3	N60°-N40°	+ 0.3
Snouw	10	1.5	N78°	2-3
Braek	8	1.5	N82°	0-1
Hills	9.5	2.7	N67°	+ 0.7

Tab. 11. – Caractéristiques morphologiques des bancs de Dunkerque. (1) *Le Buiten Ratel s'étend au large de la Belgique. Seule son extrémité SW a été étudiée par prélèvements de sédiments.* (2) *Le Haut-Fond de Gravelines, qui est mentionné sur les cartes marines, correspond à la partie occidentale du banc du Breedt. Nous considérons ces deux parties comme une structure unique. Le Breedt est prolongé à l'Ouest par quelques vagues de sable de forte amplitude (cf. III-D-2).* (3) *Les valeurs précédées du signe + indiquent des bancs découvrant lors des plus grandes basses mers.*

#### 2-4 Origine des bancs sableux

L'absence de données précises sur la structure interne des bancs rend très spéculative la connaissance de leur mode de mise en place. Plusieurs explications sont avancées :

- **La première hypothèse rend compte des travaux des chercheurs américains sur les "storm-generated sand ridges".** Ces chercheurs pensent que les deux principales catégories de bancs ("tidal et storm-generated"), bien qu'appartenant actuellement à des contextes hydrodynamiques différents, sont engendrés par les mêmes processus. La formation des bancs se ferait en domaine côtier sous l'action des courants de tempêtes et de houle (Swift *et al.*, 1978 ; Swift *et al.*, 1979; Field, 1980 ; Figueredo *et al.*, 1981), ou bien en domaine estuarien à partir de levés sableuses (Swift, 1975). Pour expliquer la présence de bancs au large des côtes, Swift et Field (1981) ont divisé les "storm-generated sand ridges" en bancs côtiers (shoreface), littoraux (nearshore) et du large (offshore). Le détachement progressif du littoral, schématisé par Field (1980), serait une conséquence du

phénomène transgressif holocène et du recul de la ligne de rivage associé (fig. III-11). Un modèle de ce type a été utilisé par Swift (1974, 1975) pour expliquer la mise en place des bancs de Norfolk et des bancs des Flandres. Dans ce cas, les courants de marée participeraient uniquement au maintien du banc ("tide-maintained sand ridges" de Swift, 1975). L'hypothèse d'initiation côtière des bancs rejoint l'idée de Robinson (1966) selon lequel le matériel formant ces corps sédimentaires serait issu de l'érosion littorale.

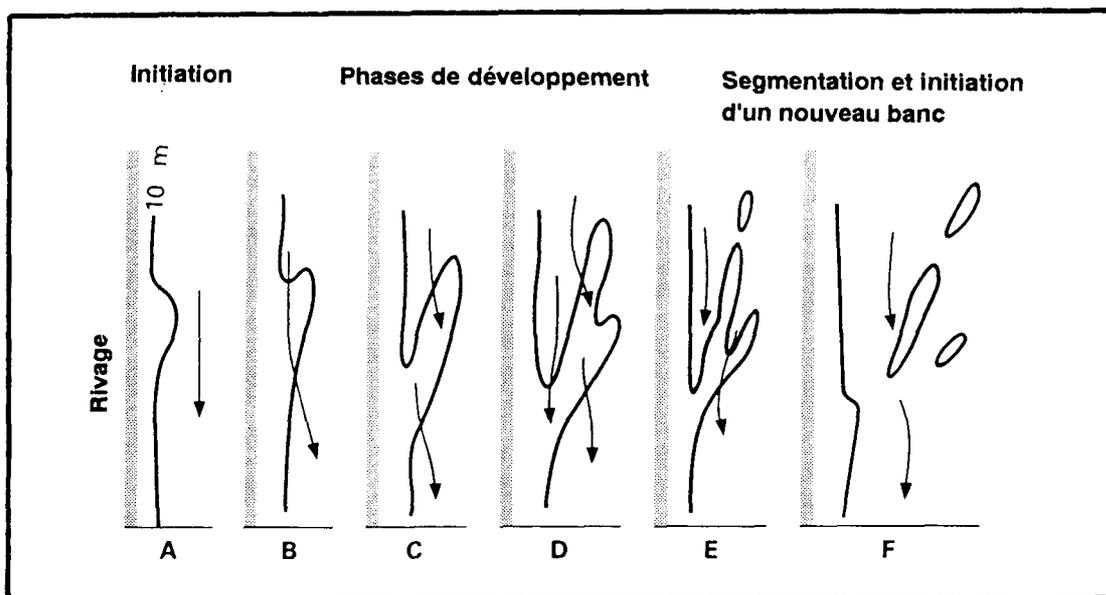


Fig. III-11. – Mode de formation des bancs de sable (d'après Field, 1980, modifié).

– Pour Belderson (1986), aucun argument ne permet de conclure à un mode de formation identique pour les "storm-generated sand ridges" et les "tidal sand banks". Guilcher (1951), Off (1963), Houbolt (1968), Smith (1969), Chakhotin et al. (1972), Kenyon *et al.* (1981), Klein *et al.* (1982), Belderson *et al.* (1982) et Stride *et al.* (1982) attribuent la mise en place des "tidal sand banks" à l'action de courants de marée suffisamment violents pour remobiliser des stocks sableux disponibles. La relation entre la présence des bancs et les zones à forts courants renforce cette hypothèse, de même que leur absence dans les secteurs à faibles courants.

– une troisième hypothèse concerne la submersion de barrières littorales ou de dunes lors de la transgression flandrienne et leur conservation ou évolution sous la forme de bancs de sable. Cette idée a été évoquée par Emery (1968, 1980; *in* Klein *et al.*, 1982), Le Fournier (1974, 1980) et Stubblefield et Swift (1976). A l'intérieur des Bancs de Zélande, considérés dans un premier temps par Houbolt (1968) comme des formes d'érosion modelées dans des sédiments tertiaires, Laban et Schüttenhelm (1981) ont identifié des noyaux internes ("initial ridges") dont l'âge a été attribué au

début de la période "Atlantique" (vers 7000 ans B.P.). Les travaux de D'Olier (1981) ou de Labet (1985), supposent également l'existence de corps sédimentaires initiateurs des bancs.

Amos et King (1984) n'excluent aucune des trois possibilités évoquées pour la formation des bancs. Une analyse statistique des hauteurs des bancs de sable, réalisée à partir de données bibliographiques et de leurs travaux personnels, les a conduits à identifier trois modes à 7, 13 et 27 m qui correspondraient respectivement aux "storm-generated sand ridges", aux "tidal sand banks" actifs et aux barrières submergées. La hauteur des bancs serait donc pour ces auteurs un indicateur de leur origine.

Dans le cas de notre secteur d'étude, une formation des bancs par une dynamique liée uniquement à la houle paraît exclue. Une origine tidale, peut être à partir d'anciens cordons littoraux non démantelés pendant la transgression flandrienne, est plus probable. Les houles peuvent cependant participer à la mobilisation des sédiments et à la dynamique actuelle des bancs.

## D - CARACTERISTIQUES ET REPARTITION DES FIGURES SEDIMENTAIRES

### 1 - Données bibliographiques

#### 1-1 Les structures sédimentaires transverses

##### 1-1-1 Description des figures transverses

Les formes qui appartiennent à cette famille peuvent être caractérisées par des paramètres et indices morphologiques rappelés par Allen (1980 a), Reineck et Singh (1980) et Moulin (1988). Les éléments de description et de comparaison des structures transverses les plus couramment utilisés sont rassemblés dans le tableau 12. On distingue les paramètres longitudinaux et les paramètres transversaux, mesurés respectivement perpendiculairement et parallèlement à la direction principale d'allongement de la figure sédimentaire. On différencie également des indices de symétrie et des indices de forme.

#### \* Les paramètres longitudinaux (fig. III-12 a) :

- la hauteur  $H$  de l'édifice sableux correspond à la distance entre le sommet et la base, mesurée perpendiculairement au plan sur lequel il repose ;
- les valeurs  $a$  et  $b$  désignent les projections horizontales du flanc doux et du flanc abrupt. Les deux flancs de la figure sédimentaire forment des angles  $a$  et  $b$  avec la base ;
- la longueur totale  $L$  est la somme des projections horizontales des deux flancs ;
- dans le cas de structures sédimentaires qui se disposent de façon périodique, on utilise encore la longueur d'onde  $\lambda$ , déterminée comme la distance entre deux crêtes consécutives.

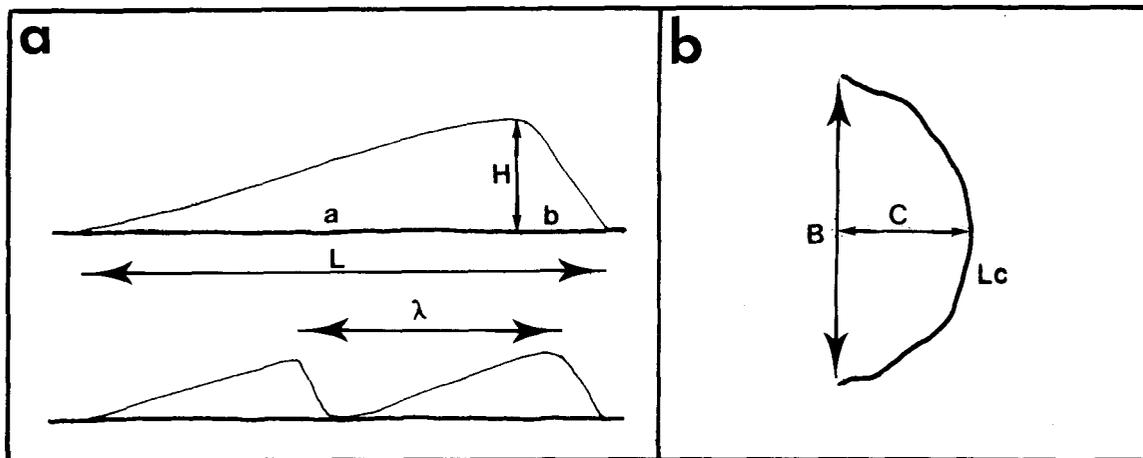


Fig. III-12. - Caractéristiques géométriques externes des figures transverses. a- paramètres longitudinaux. b- paramètres transversaux.

	<b>NOM DU PARAMETRE</b>	<b>SYMBOLE</b>
<b>Paramètres Longitudinaux</b>	Amplitude ou Hauteur Longueur du flanc doux Longueur du flanc raide Longueur totale Longueur d'onde	<b>H</b> <b>a</b> <b>b</b> <b>L</b> $\lambda$
<b>Paramètres Transversaux</b>	Longueur de la crête Extension latérale de la crête Creux de la figure sédimentaire	<b>Lc</b> <b>B</b> <b>C</b>
<b>Indices de Symétrie</b>	Indice de symétrie Indice de symétrie modifié	<b>a/b</b> <b>(a/b)-1</b>
<b>Indices de Forme</b>	Indice de ride Indice de forme verticale Indice vertical parallèle Indice de sinuosité Indice d'ellipticité	$\lambda/H$ <b>L/H</b> <b>B/H</b> <b>Lc/B</b> <b>C/(B/2)</b>
<b>Angles des Pentes</b>	Angle du flanc doux Angle du flanc raide Angle de pente maximale du flanc raide	$\alpha$ $\beta$ <b><math>\beta</math> max.</b>

Tab. 12. - Paramètres et indices morphologiques caractérisant les figures sédimentaires transverses au courant.

**\* Les paramètres transversaux (fig. III-12 b) :**

**Lc** représente la longueur de la crête de la figure sédimentaire tandis que **B** est mesuré en ligne droite entre ses deux extrémités. Le paramètre **C** détermine le creux de la structure.

Ces paramètres, mesurés sur les enregistrements sonar et bathymétrique ou bien *in situ* dans le cas de formes de petite taille, peuvent être combinés en indices dont nous rappelons les définition :

- $X_1 = L/H$  est l'indice de forme verticale défini par Bucher (1919) (*in* Allen, 1980 a). Il mesure le dénivelé de la figure. Son inverse  $1/X_1$  traduit le degré d'aplatissement ;
- $X_2 = a/b$  est l'indice de symétrie de Tanner (1971) (*in* Allen, 1980 a). Il est égal à 1 pour une forme symétrique parfaite et tend vers 0 pour une forme très dissymétrique ;
- Allen (1980 a) préfère utiliser un indice de symétrie modifié tel que  $X_3 = X_2 - 1$  ;
- $Lc/B$  est l'indice de sinuosité de Dalrymple (1984) ;
- des indices vertical parallèle et d'ellipticité sont également calculés par Moulin (1988).

#### 1-1-2 Choix de la classification des structures transverses

La nomenclature des figures sédimentaires transverses est l'un des points les plus discutés. Le tableau 13, établi à partir des synthèses de Dewez (1988), Ashley (1989) et Berné *et al.* (1989 a), témoigne de la diversité des terminologies employées. Cette multiplicité de classifications résulte en partie d'approches différentes du sujet suivant qu'il s'agit de travaux effectués par des sédimentologues ou des hydrodynamiciens (cf. Berné *et al.*, 1989 a).

Si pour les structures de taille la plus petite (rides ou ripples) l'unanimité est quasi-générale, il n'en est pas de même pour les formes dites de grande dimension ("large transverse bedform"). Les subdivisions dans cette dernière catégorie de figures sont comprises entre une et quatre (cf. tableau 13). Nous n'entrerons pas ici dans la polémique concernant le droit à l'utilisation ou non de certains termes (cf. Allen, 1980 a et Belderson *et al.*, 1982). Notons simplement que la dernière classification en date (Ashley, 1989) et sa version française (Berné *et al.*, 1989 a) préconisent l'usage du terme de dunes hydrauliques pour désigner l'ensemble des formes transverses de dimension supérieure aux rides, nom déjà employé dans le passé par Auffret G.A. *et al.* (1975) et par Castaing et Froidefond (1978).

<b>Hauteur (m)</b>	<b>0,06</b>	<b>1,5</b>	
<b>Longueur d'onde (m)</b>	<b>0,6</b>	<b>20</b>	
Cornish (1914) Yalin (1972)	Sand waves		
Auffret G.A. <i>et al.</i> (1975) Flemming (1978) Harms <i>et al.</i> (1975)  Allen (1980 a, b)  Harms <i>et al.</i> (1982) Middleton et Southard (1984)	Rides Ripples Ripples  Small ripples  Small ripples	Dunes hydrauliques Dunes Sand waves (2D) Dunes (3D) Dunes (uni-directionnelles) Sand waves (bi-directionnelles)  Large ripples	
Reineck et Singh (1980)  Belderson <i>et al.</i> (1982)  Boothroyd et Hubbard (1975) Gorsline et Swift (1977) Middleton et Southard (1977) Dalrymple <i>et al.</i> (1978) Amos et King (1984)	Ripples  Ripples  Ripples	Mega-current ripples  Small sand waves  Megaripples	Giant megaripples  Large sand waves  Sand waves
Ashley (1989)	Ripples	Subaqueous dunes small medium large giant	
Berné <i>et al.</i> (1989 a)	Rides	Dunes Hydrauliques petites moyennes grandes géantes	
<b>Cette étude</b>	<b>Rides</b>	<b>Mégarides</b>	<b>Vagues de sable</b>

Tab. 13. – Principales classifications des figures transverses au courant. D'après les synthèses de Dewez (1988) et de Berné *et al.* (1989 a).

La terminologie adoptée pour la présente étude diffère partiellement des recommandations d'Ashley (1989) et de Berné *et al.* (1989 a), pour deux raisons majeures :

- elle découle d'observations réalisées à partir des sonogrammes et est basée sur le principe de superposition des figures sédimentaires. C'est donc essentiellement une classification morphologique, plutôt que génétique ;
- elle tient compte des travaux de Dewez (1988) et de Clabaut (1988), et permet de conserver une unité régionale au sein des descriptions de la morphologie des fonds sous-marins du Nord-Pas-de-Calais.

Nous distinguons par ordre de taille croissante les rides, les mégarides et les vagues de sable. Rappelons que cette nomenclature est largement adoptée dans la littérature française (Auffret *et al.*, 1984 ; Auffret et D'Ozouville, 1983 ; Berné *et al.*, 1986; 1988 ; Braud, 1986 ; Auffret *et al.*, 1988) et correspond à la traduction des termes de *ripples*, *megaripples* et *sandwaves* utilisés notamment par Boothroyd et Hubbard (1975), Gorsline et Swift (1977), Middleton et Southard (1977), Dalrymple *et al.* (1978) et Amos et King (1984). Les limites caractéristiques de classes sont  $H = 0,06$  m et  $\lambda = 0,6$  m pour le passage rides-mégarides et  $H = 1,5$  m et  $\lambda = 20$  m pour la transition mégarides-vagues de sable.

Les structures transverses sont parmi les objets sédimentaires les plus étudiés mais aussi les moins bien connus, particulièrement en ce qui concerne les vagues de sable. Les descriptions de ces formes et leur distribution géographique à l'échelle mondiale sont rapportées dans de nombreuses publications dont des listes non exhaustives sont fournies par Allen (1980 a), Belderson *et al.* (1982), Stride *et al.* (1982), Amos et King (1984), Dewez (1988) et Berné *et al.* (1989 a). Leur répartition en Mer du Nord est présentée sur la fig. III-13. Les auteurs précédents présentent en outre des synthèses sur les caractéristiques morphologiques des figures transverses, si bien qu'il ne nous paraît pas utile de les rappeler dans le cadre de ce chapitre. Elles nous serviront cependant de points de comparaison avec les données issues de la zone d'étude.

## 1-2 Les structures sédimentaires longitudinales

### 1-2-1 Les rubans sableux ("*sand ribbons*")

Les rubans sont des formes sableuses strictement alignées dans la direction des courants. Ils ont été identifiés dans l'environnement marin par Stride (1959, 1963 b) et ont été reconnus par la suite notamment par Belderson et Stride (1966), Flemming et Stride (1967), Belderson et Kenyon (1969), Kenyon (1970 a), Belderson *et al.* (1972).

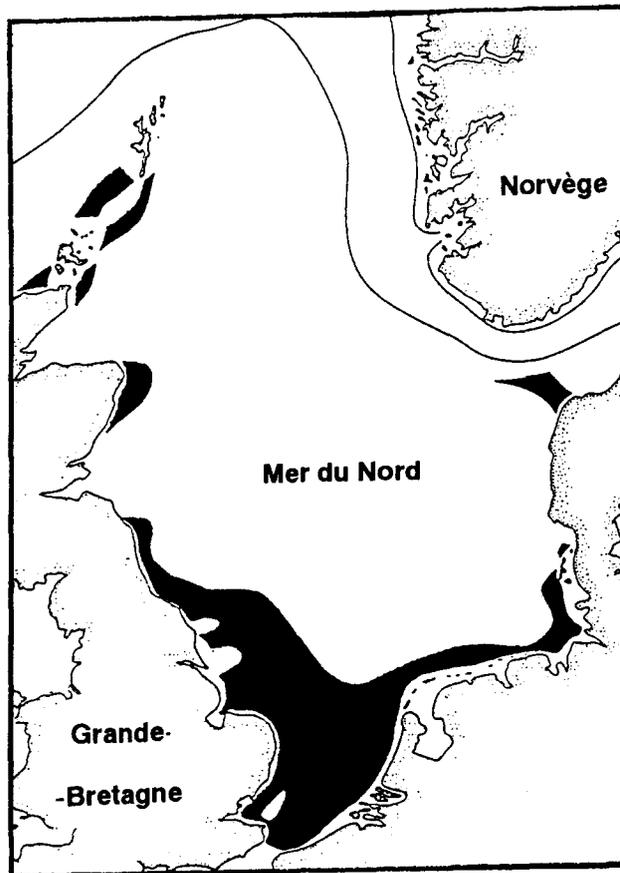


Fig. III-13. – Distribution géographique des vagues de sable en Mer du Nord (d'après Johnson *et al.*, 1982, modifié).

Les rubans sableux sont présents sur des substrats graveleux, sur des sables grossiers coquilliers ou sur des fonds rocheux aplanis (Belderson et Stride, 1966). Le contraste de nature entre le ruban et les fonds environnants facilite sa reconnaissance au sonar à balayage latéral. Ces structures peuvent atteindre près de 15 km de long (Kenyon, 1970 a) et posséder une largeur maximale de 260 m (Harris et Collins, 1985). Le rapport entre ces deux valeurs est généralement supérieur à 40 (Flemming et Stride, 1967). L'épaisseur des rubans ne dépasse pas 50 cm si bien qu'ils ne sont pas détectables au sondeur bathymétrique. Des valeurs maximales de 20 ou 30 cm ont été avancées par Belderson et Kenyon (1969) et Werner et Newton (1975). Il est à noter que des structures allongées, de 2 à 3 m d'épaisseur, ont également été dénommées rubans sableux par Delanoë et Pinot (1980).

Les rubans sont caractéristiques des zones à faible stock sableux (Kenyon, 1970 a). Ce dernier auteur distingue 4 principaux types de rubans en fonction de la vitesse du courant et de la quantité de sable mobilisable (fig. III-14). Pour Amos et King (1984), ces quatre types représentent des stades transitoires d'évolution. Selon Belderson *et al.* (1982), le type B, le plus courant, est associé à des vitesses de courants de surface de l'ordre de 100 cm/s. Il se caractérise par des formes étroites et allongées en "doigts de gant". Quand la vitesse du courant est supérieure à 1 m/s, le ruban est composé d'un alignement de mégarides à crêtes rectilignes ou sinueuses (type A). Si la vitesse du courant est inférieure à 1 m/s, le ruban est constitué par un alignement de mégarides en croissant (type C). Le type D est rencontré dans les creux entre les grandes vagues de sable isolées.

Mc Lean (1981) pense que la création et le maintien de ces rubans nécessitent des circulations secondaires hélicoïdales, transverses à l'écoulement principal, qui sont induites par une différence de rugosité entre le sable du ruban et les sédiments grossiers environnants.

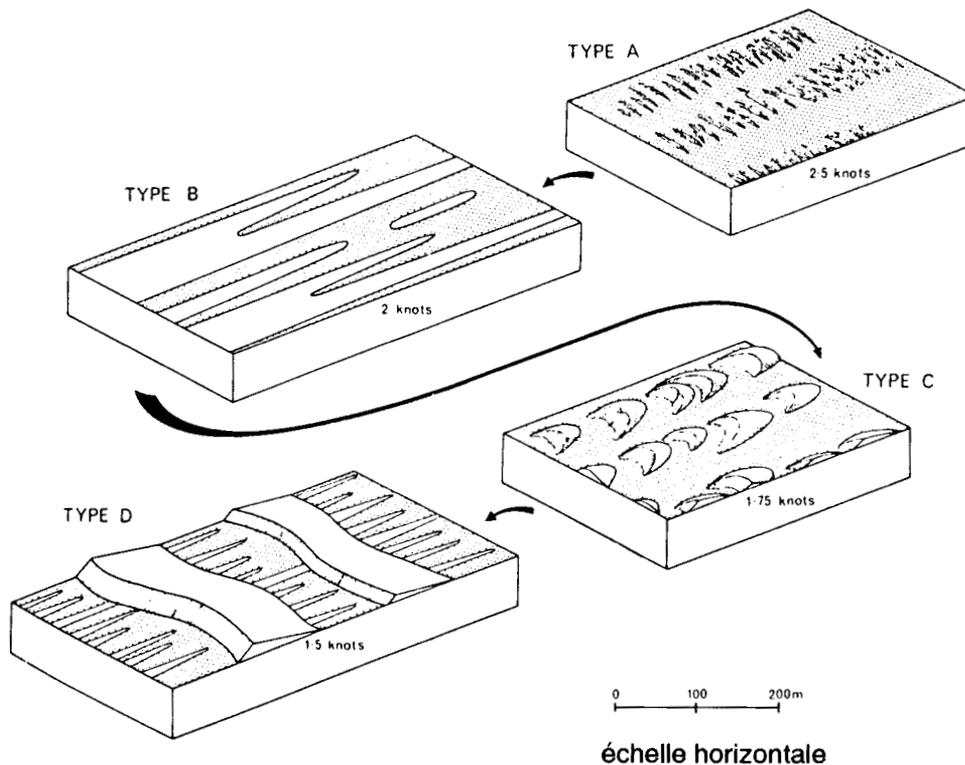


Fig. III-14. - Diagramme montrant les quatre principaux types de rubans sableux. D'après Kenyon, 1970 a. Les valeurs indiquées sur chacun des schémas représentent les vitesses maximales en noeuds des courants de surface.

### 1-2-2 Les autres structures longitudinales

**Les trainées sableuses** ("*Sand streamers*") sont des figures sédimentaires comparables, par leur forme allongée, aux rubans sableux. Leurs dimensions sont cependant plus modestes. Leur largeur est inférieure à 100 m et leur longueur peut dépasser 500 m (Flemming, 1980; Auffret *et al.*, 1984). L'épaisseur de sable qu'elles mobilisent est de l'ordre de quelques centimètres.

**Les marques d'obstacles** ("*obstacle marks*") regroupent des figures sédimentaires dont la formation est liée à la présence d'obstacles. Les obstacles peuvent être naturels comme de simples blocs rocheux ou artificiels comme les épaves. On distingue :

- les "queues de comètes" (Werner *et al.*, 1980; Auffret *et al.*, 1984), figures érosives dont la taille est de l'ordre de 100 m de long pour une largeur plurimétrique (Belderson *et al.*, 1982) ;
- les marques d'épaves (Caston G.F., 1979 ; Clabaut, 1988), figures érosives ou d'accumulation dont la longueur peut atteindre plusieurs kilomètres.

### 1-3 Les taches de sable ("*Sand patches*")

Elles sont, contrairement aux rubans sableux, caractérisées par un rapport longueur/largeur inférieur à 40 (Kenyon, 1970 b). Leurs contours sont irréguliers et leur surface peut être modelée par des mégarides et des rides. Selon Kenyon (1970 b) et Belderson *et al.* (1982), leur épaisseur est supérieure à celle des rubans et peut atteindre entre 2 et 4 m. En Manche orientale, l'épaisseur maximale des taches, mesurée par carottages, approche le mètre (Clabaut, 1988). Ces figures sédimentaires sont associées à des zones à courants de surface inférieurs à 50 cm/s (Kenyon et Stride, 1970).

## 2 – Les figures sédimentaires du secteur d'étude

### 2-1 Les vagues de sable

Les position et orientation des crêtes de vagues sableuses reconnues par sonar latéral et par profils bathymétriques complémentaires ont été reportées sur la "Carte des sédiments superficiels au large de Calais–Dunkerque" (Augris *et al.*, 1989). La diversité et l'irrégularité, en plan, des structures observées sur les sonogrammes nous ont cependant obligés à rester prudent sur les corrélations systématiques des crêtes entre deux profils bathymétriques juxtaposés. Pour cette raison, la longueur de la plupart des crêtes de vagues de sable n'a pu être déterminée précisément, et a été figurée de façon hypothétique. L'impossibilité de couvrir la zone d'étude par mosaïque sonar régulière nous a également empêché d'identifier l'ensemble des structures de ce type. Malgré cela, la densité des profils sonar est suffisante pour donner une idée de l'éventail des formes de vagues sableuses.

La présence de ces figures sédimentaires a été détectée sur la majorité des bancs de sable et sur le talus littoral, structures sableuses de premier ordre décrites dans le paragraphe III–C. Les vagues de sable occupent également des étendues de nature sableuse, adjacentes aux bancs, appelées **champs de vagues de sable**. Les formes isolées sur un substrat grossier (barkhanes) sont très rares.

#### 2-1-1 Le secteur du Ruytingen

Ce secteur correspond à la zone sableuse septentrionale identifiée par Augris *et al.* (1989). Il se compose du banc de sable de l'Out Ruytingen et de deux champs de vagues de sable prolongeant latéralement et longitudinalement le banc. Ces deux champs sont nommés Nord et Ouest–Ruytingen.

##### *a– Les structures du banc et du champ Nord–Ruytingen*

L'Out Ruytingen et le champ Nord forment un ensemble sableux continu sur une largeur de plus de 6,5 km. La limite entre ces deux éléments est en règle générale bien marquée par la position de la rupture de pente au niveau du pied externe du Ruytingen (fig. III–15 A). Seul le rebord SW du champ est plus difficile à déterminer, en raison de l'existence d'un relief d'une amplitude d'une dizaine de mètres, situé entre le banc et le champ proprement dit. Les coupes schématiques transverses à l'ensemble sableux, représentées sur la figure III–15 B, montrent d'Ouest en Est l'individualisation progressive du champ et l'atténuation du bombement de la zone intermédiaire. Ce diverticule pourrait constituer l'embryon d'une branche Nord du banc de sable, formée par l'accumulation des matériaux provenant des vagues sableuses du champ Nord. La superficie reconnue du champ Nord–Ruytingen avoisine 45 km<sup>2</sup>. Cette valeur est comparable à celle des champs Nord et Sud identifiés par Augris *et al.* (1987) et par Dewez (1988) au large de Boulogne sur Mer. L'extension du champ Nord–Ruytingen dans le rail de navigation n'a pu être déterminée mais semble correspondre au tracé de l'isobathe 30 m des cartes marines.

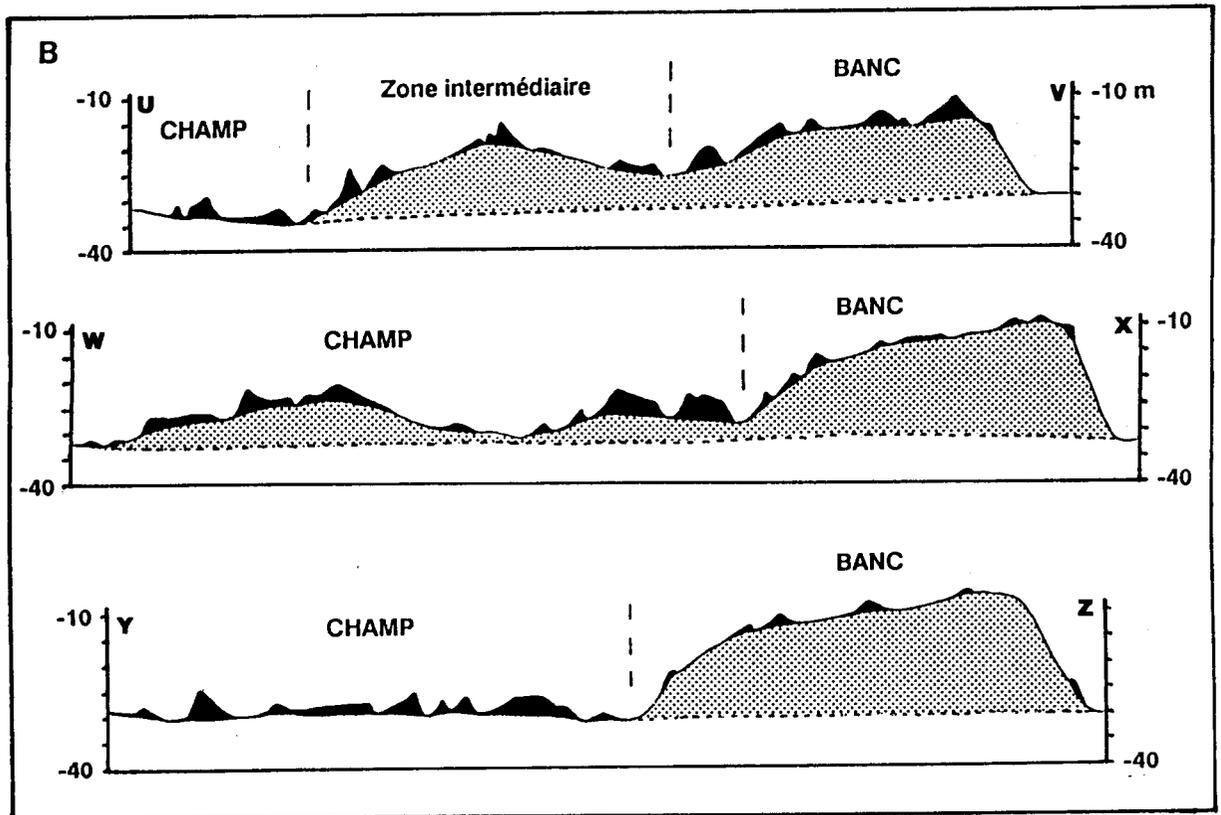
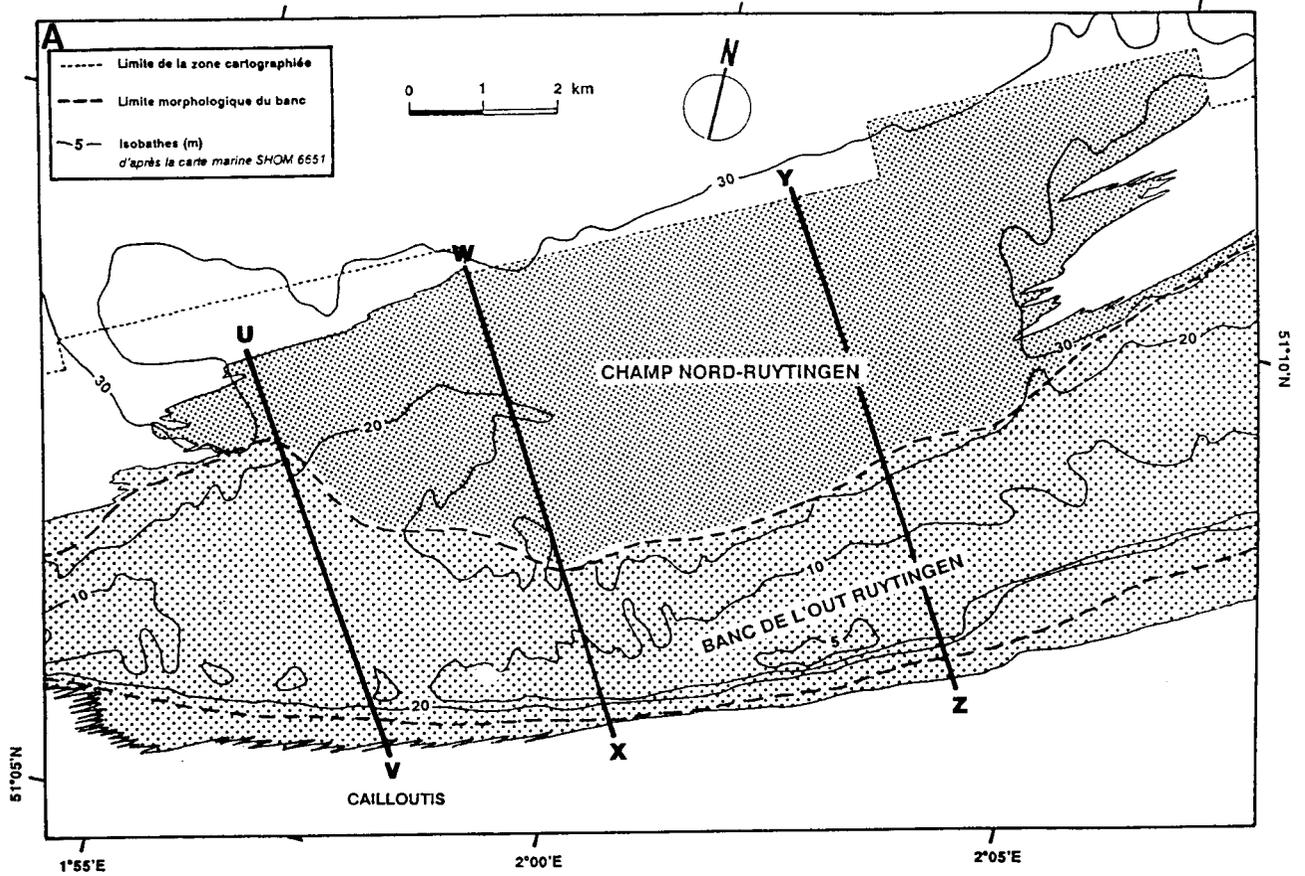


Fig. III-15. - Extension du champ de vagues de sable Nord-Ruytingen (A) et coupes schématiques montrant ses relations morphologiques avec le banc de l'Out Ruytingen (B).

Les vagues de sable occupent la totalité du banc et du champ Nord–Ruytingen entre 1°50' et 2°05' de longitude Est. Plus à l'Est, les crêtes n'ont pu être reportées de façon précise par manque d'informations.

La longueur des crêtes de vagues de sable ( $L_c$ ) a rarement été déterminée. Cependant les structures ne se prolongent pas d'un flanc à l'autre du banc ou du champ comme Torres (1986) et Dewez (1988) ont pu l'observer, respectivement dans le Golfe Normand–Breton et en Manche Orientale. Il semble que les crêtes soient courtes et se relaient fréquemment. Un tel phénomène a été signalé pour la terminaison Nord de la Bassure de Baas par Clabaut (1988). Des longueurs de crête s'étendant entre 400 et 1500 m paraissent être les plus courantes. Des valeurs de  $L_c$  comprises entre 100 et 200 m ont été mesurées, particulièrement en bordure du banc du Ruytingen (fig. III–16). Une valeur maximale de 1700 est enregistrée sur le flanc doux du banc d'après les profils sonar disponibles. Selon Berné *et al.* (1989 a), des valeurs de  $L_c$  supérieures à 1000 m sont rares. Il faut toutefois signaler des longueurs exceptionnelles de 5 km, mesurées dans le champ prolongeant le banc du Vergoyer, en Manche Orientale (Dewez, 1988).

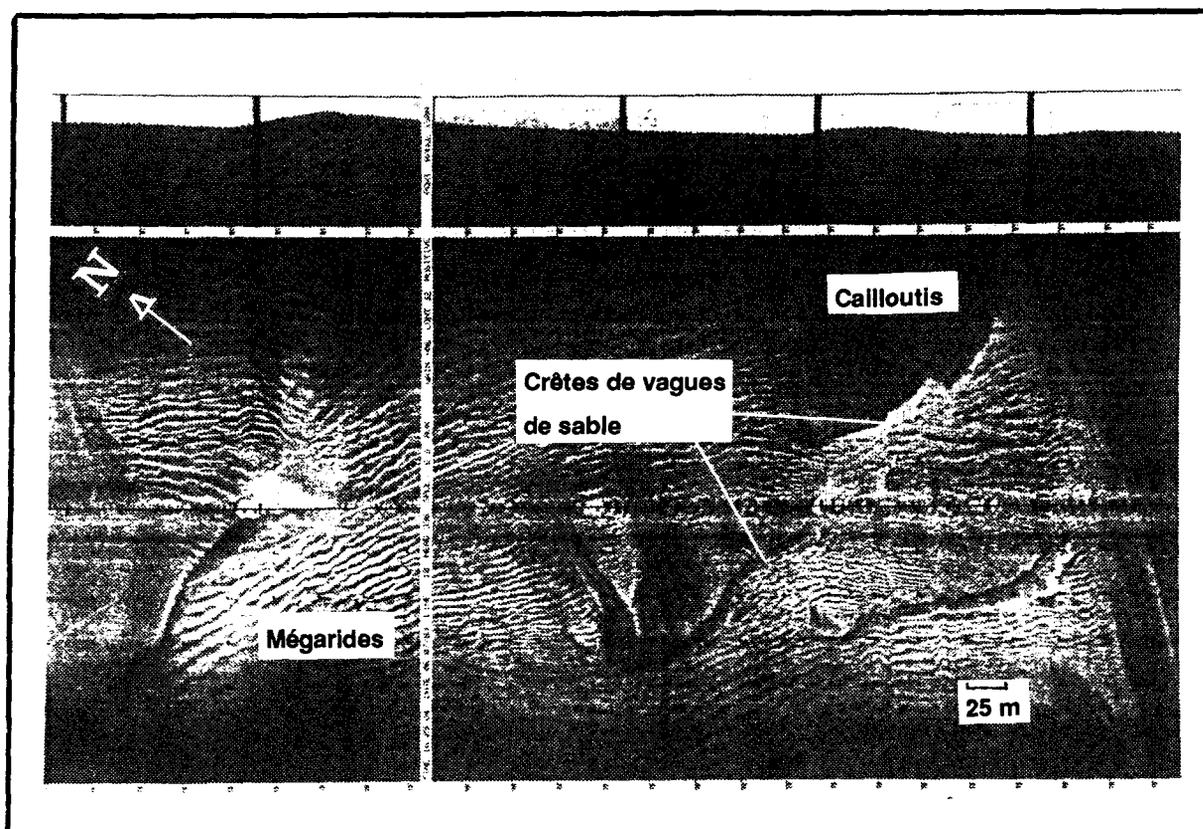


Fig. III–16. – Sonogramme montrant un exemple des crêtes courtes et légèrement sinueuses des vagues de sable de la terminaison SW du banc du Ruytingen.

En plan, les allures des crêtes sont variées. Elles peuvent être subrectilignes et très anastomosées, bifurquées, sinueuses ou courbes (cf. fig. III-17 à III-19). Ces formes correspondent aux types b, c et d de la classification de Berné *et al.* (1989 a). Les types b et c (crêtes subrectilignes anastomosées et sinueuses) sont présents dans la majeure partie du domaine sableux septentrional. Dans le secteur SE du champ Nord-Ruytingen, les vagues de sable se rapprochent du type d (barkhanes). Ces dernières sont caractéristiques de zones à faible stock sableux, matérialisées par l'abondance des plages de cailloutis entre les structures. Le type a (crêtes strictement rectilignes) n'est pas représenté.

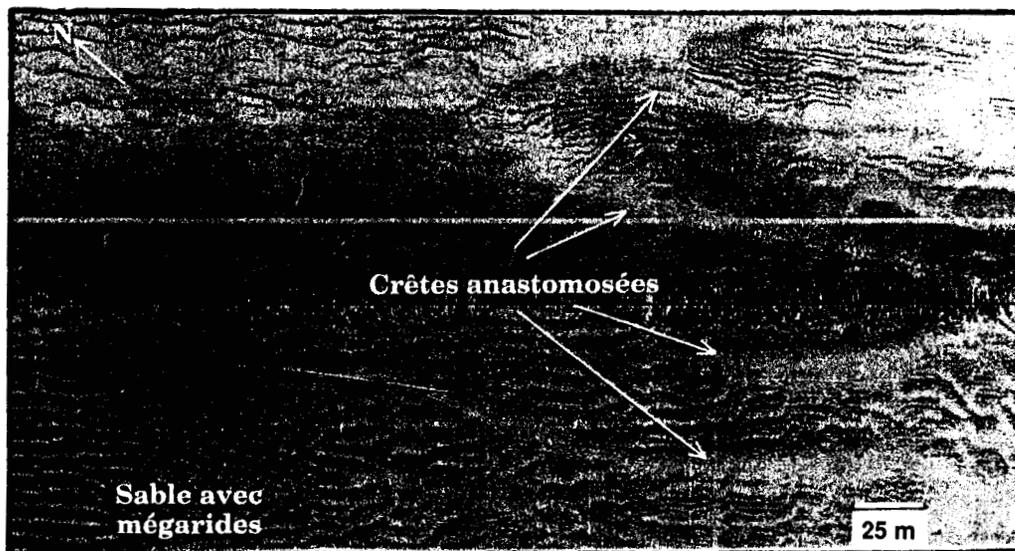


Fig. III-17. – Sonogramme montrant des vagues de sable très anastomosées situées sur le rebord Nord du banc du Ruytingen. Elles présentent une asymétrie peu marquée et sont de faible amplitude (environ 1,5 à 2 m). On peut noter le passage progressif à des figures sédimentaires transverses de plus petite échelle de type mégarides.

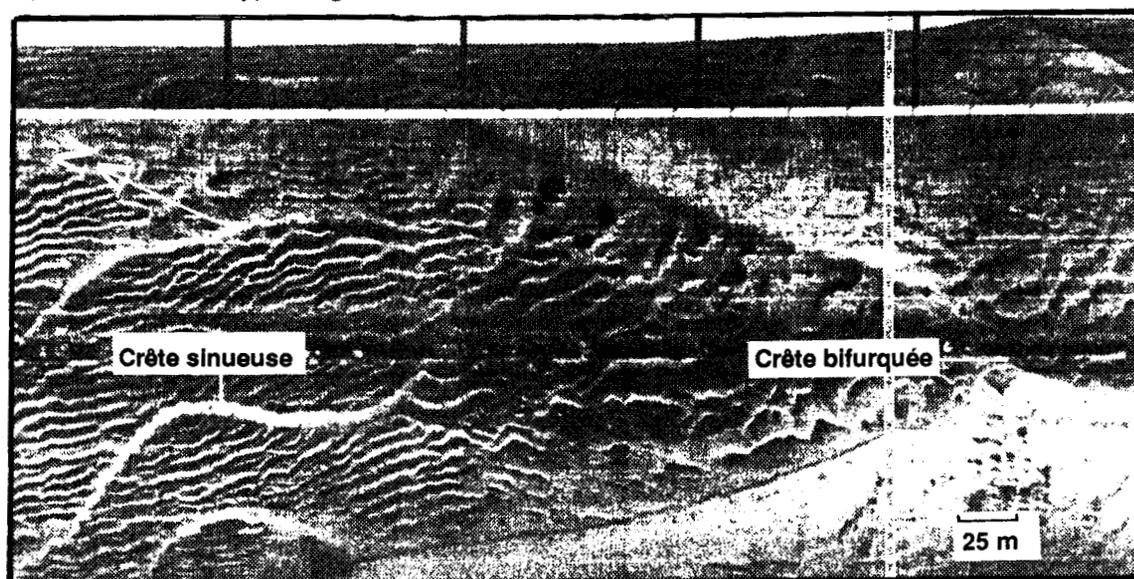


Fig. III-18. – Sonogramme montrant une vague de sable bifurquée et des crêtes sinueuses de plus petites dimensions. La présence de crêtes sinueuses est liée selon Berné *et al.* (1989 a) au déplacement des structures sur un fond penté.

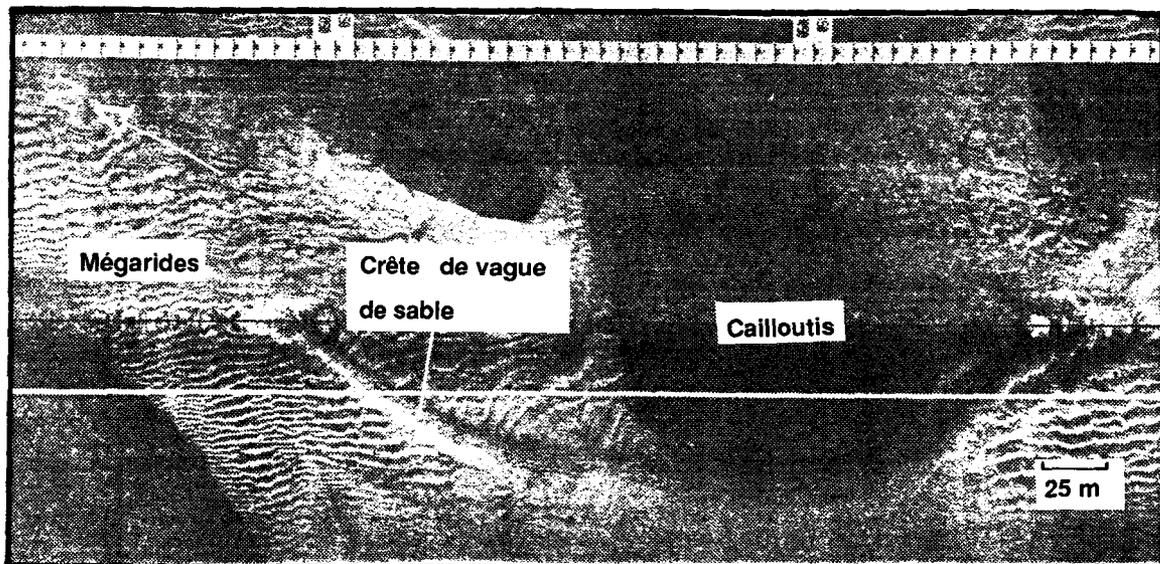


Fig. III-19. – Sonogramme montrant une vague de sable à allure courbe dans la partie Est du champ Nord.

Une étude statistique des amplitudes  $H$  et des distances  $D$  entre les crêtes de vagues de sable a été réalisée à partir de plus de 1000 mesures effectuées sur 13 profils bathymétriques, parallèles à l'Out Ruytingen et au champ Nord. Ces profils couvrent une zone comprise entre  $1^{\circ}54'E$  et  $2^{\circ}05'E$  et sont localisés sur la figure II-3. Nous avons préféré utiliser le concept de distance entre les crêtes plutôt que celui de longueur d'onde. Les vagues de sable ne se disposent en effet pas toujours de façon périodique.

Des histogrammes de fréquence de hauteur et de distance inter-crêtes, calculés pour l'ensemble du banc et du champ Nord-Ruytingen, sont reportés sur la figure III-20 A. Les valeurs extrêmes sont de 1,5 à 15 m pour  $H$ , et de 22 à 750 m pour  $D$ . Les diagrammes permettent de constater que 75 % des mesures correspondent à des valeurs de  $H$  comprises entre 1 et 4 m, et que 71 % des distances  $D$  oscillent entre 50 et 175 m. Les hauteurs supérieures à 7 m et les distances inter-crêtes dépassant 300 m apparaissent exceptionnelles. Des analyses distinctes des mesures réalisées sur le banc et dans le champ Nord sont respectivement présentées sur les figures III-20 B et C. Pour le banc, on remarque un resserrement des spectres qui traduit une grande homogénéité des valeurs de  $H$  (86 % entre 1 et 4 m) et de  $D$  (82 % entre 50 et 175 m). Deux vagues de sable, situées sur le rebord Sud du banc, atteignent toutefois des hauteurs maximales de 13 et 15 m. A l'inverse, les histogrammes établis pour le champ Nord-Ruytingen sont plus étalés. Les amplitudes sont comprises entre 1,5 et 10 m, avec une proportion de 60-40 % pour des hauteurs respectivement inférieures et supérieures à 4 m. Les distances inter-crêtes de 50 à 175 m représentent 56 % des mesures. Les plus faibles valeurs de  $D$ , comprises entre 20 et 50 m (14 %) correspondent aux mesures effectuées pour les vagues de sable anastomosées de faible amplitude (1,5-3 m), situées dans la partie NW du champ.

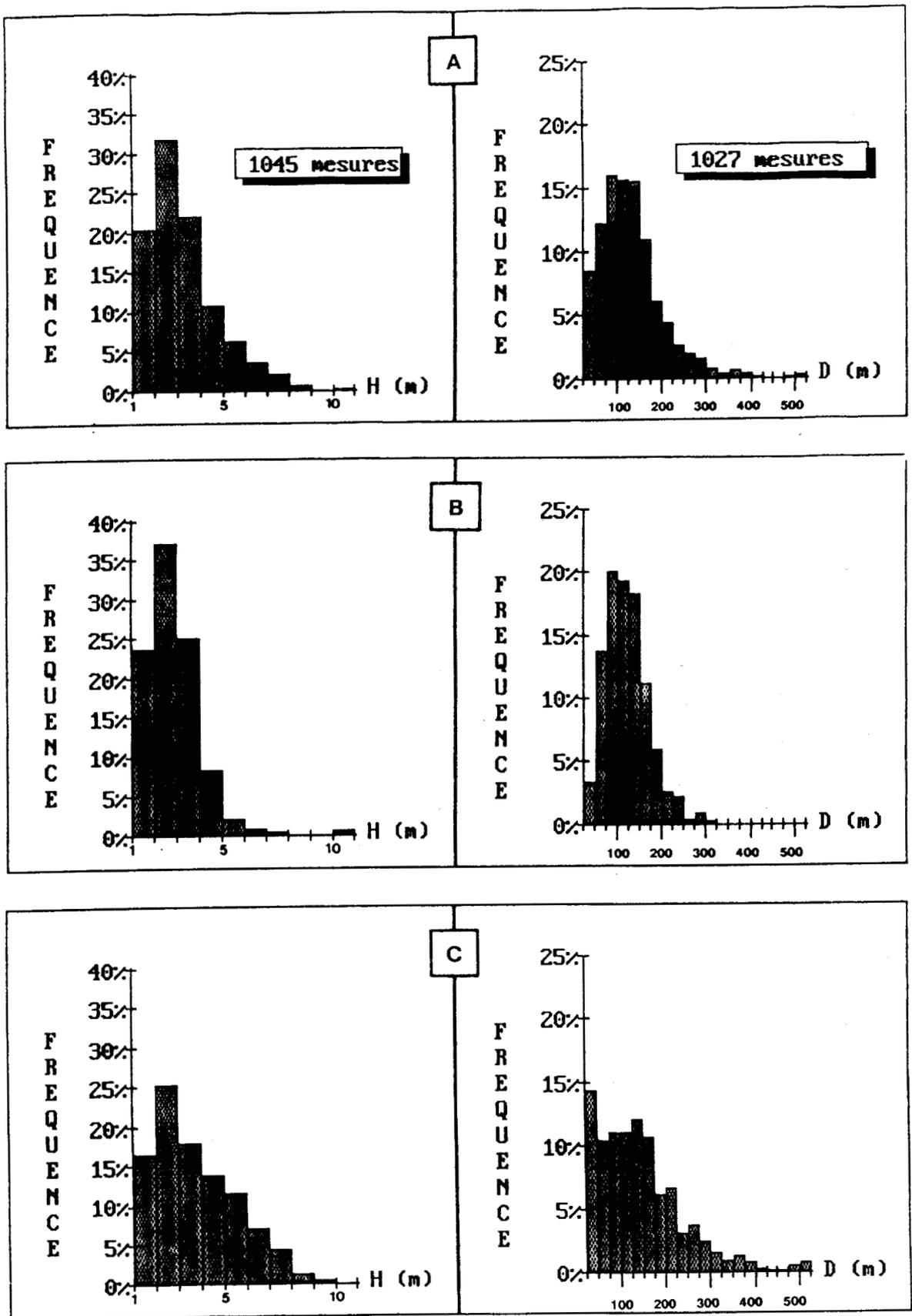


Fig. III-20. - Histogrammes des hauteurs et distances intercrêtes des vagues de sable sur l'Out Ruytingen et dans le champ Nord. A- Ensemble banc et champ. B- Banc. C- Champ.

Les vagues de sable du champ Nord-Ruytingen apparaissent donc, d'une manière générale, à la fois de plus grande amplitude et plus espacées que celles du banc. Les profils caractéristiques des vagues sableuses des deux zones, sont reportées sur la figure III-21. Dans le champ Nord, les structures sont en grande majorité asymétriques (formes progressives de Van Veen, 1935), avec une face abrupte dirigée vers l'ESE. Quelques vagues sableuses sont néanmoins symétriques (partie NW), ou asymétriques vers l'WNW (partie SE du champ). Sur le banc, les structures présentent une crête aigüe (formes trochoïdales de Van Veen, 1935). Leur profil peut être symétrique ou légèrement asymétrique vers l'WSW. Au sommet du banc, sur sa face sud et au niveau du pied de banc interne, les vagues sableuses possèdent un profil asymétrique vers l'ENE, particulièrement visible pour les deux structures "géantes" d'une hauteur proche de 15 m.

Sur l'ensemble du banc et du champ Nord-Ruytingen, l'orientation moyenne des crêtes de vagues de sable est globalement comprise entre N 310° et N 340°.

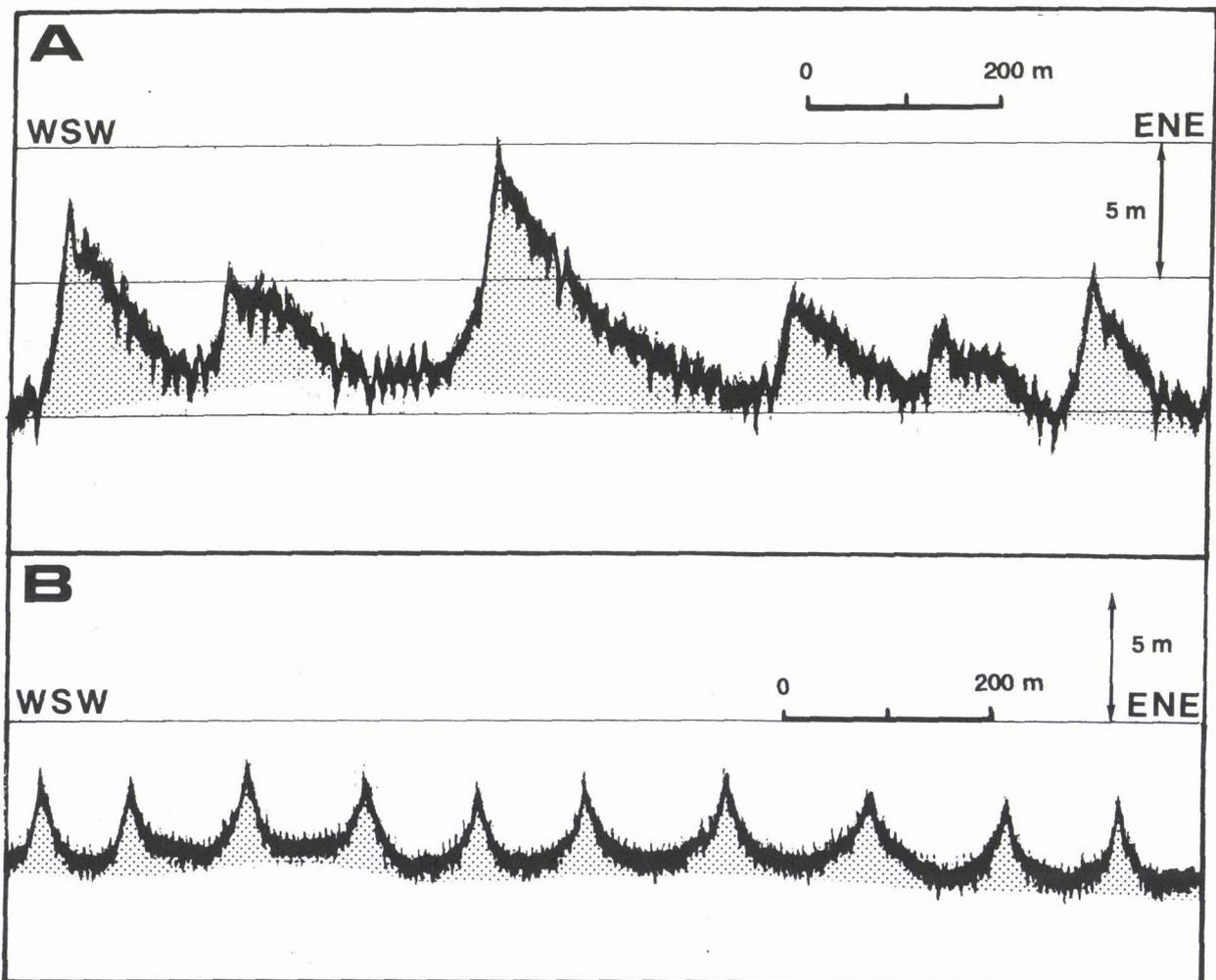


Fig. III-21. - Profils longitudinaux du champ Nord-Ruytingen (A) et du banc de l'Out Ruytingen (B). Localisation : A de 1°59',62 - 51°09',58 à 2°04',00 - 51°09',80. B de 2°01',90 - 50°07',82 à 2°02',90 - 50°57',25.

*b- Le champ Ouest-Ruytingen*

La terminaison effilée du banc de l'Out Ruytingen se prolonge vers l'Ouest, entre 1°44'E et 1°50'E, par une zone de vagues de sable que nous appelons champ Ouest-Ruytingen. Une étude précise de l'extension du champ et des vagues de sable qui s'y développent a été réalisée à partir de données du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. Ces données sont issues d'une partie des relevés 85-13 et 86-15, effectués par la Mission Hydrographique de l'Atlantique, respectivement entre juin et septembre 1984 et entre avril et juin 1985. Leur dépouillement est en partie postérieur à la réalisation de la carte des sédiments superficiels de Calais-Dunkerque (Augris *et al.*, 1989). Les profils sonar et bathymétriques, espacés de 100 m et parfois même de 50 m, ont permis d'établir une mosaïque de ce secteur. L'allure générale du champ Ouest, les polarités des vagues de sable et leur amplitude maximale sont reportées sur la figure III-22. Ce schéma résulte en fait de l'assemblage des deux relevés de la M.H.A effectués à un faible intervalle de temps l'un de l'autre et présentant un recouvrement minime. Le dépouillement initial des sonogrammes a été réalisé à une échelle de 1/10000 ème.

Le champ Ouest-Ruytingen s'étend sur une superficie de 10,5 km<sup>2</sup> environ, sur des fonds légèrement inclinés vers l'WSW entre 25 et 30 m de profondeur. Il possède une forme sigmoïde qui déborde partiellement dans le rail de navigation. La présence de cailloutis, affleurant localement à l'intérieur du champ, témoigne de la faible épaisseur de la couverture sableuse entre les structures transverses. La transition entre le domaine sableux et les cailloutis environnants s'effectue par l'intermédiaire de nombreuses et minces trainées sableuses.

Des mesures de divers paramètres et indices morphologiques ont été effectuées sur 63 structures. Les paramètres longitudinaux (a, b, L) des vagues de sable n'ont pas été retenus car les calculs à partir des bandes de sonde non numérisées nous semblaient trop imprécis, en particulier à cause de la forte exagération de l'échelle verticale. Seule les paramètres transversaux Lc et B ont pu être déterminés cartographiquement.

Les vagues de sable qui composent le champ Ouest possèdent des longueurs Lc comprises entre 100 et 2100 m. 60 % des structures ont des crêtes de longueur inférieure à 500 m, tandis que les valeurs supérieures à 1000 m représentent 24 % des mesures. Les valeurs de l'extension latérale des crêtes (B) sont peu différentes de celles de Lc. Les crêtes sont subrectilignes, légèrement sinueuses ou bifurquées. L'indice de sinuosité (Lc/B) de Dalrymple (1984) varie entre 1 et 1,11. Ces valeurs caractérisent des corps bidimensionnels des classifications génétiques.

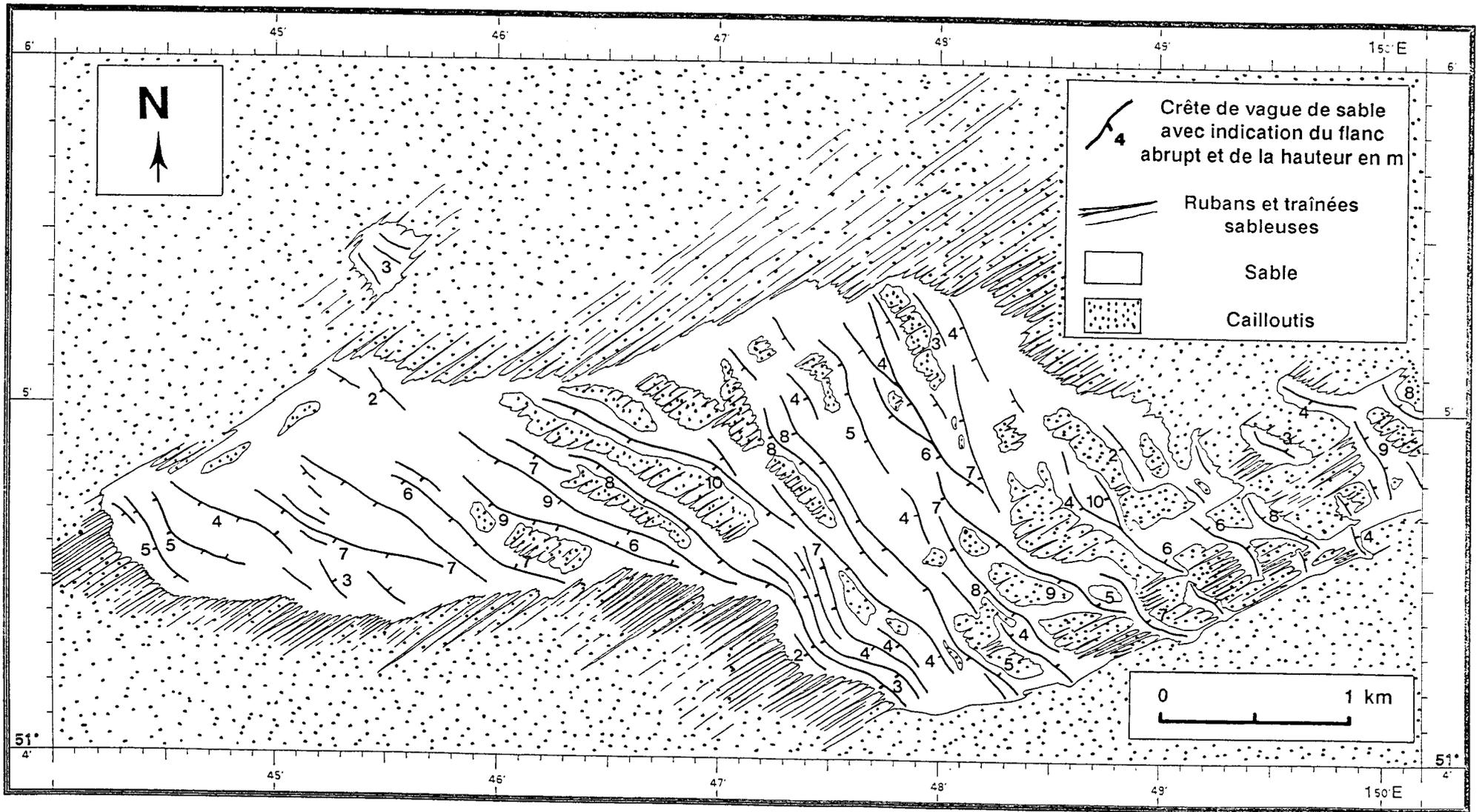


Fig. III-22. - Carte morpho-sédimentaire du champ Ouest-Ruytingen.

Une analyse des amplitudes maximales des vagues de sable, présentée sur la figure III-23, montre une gamme de valeurs comprises entre 1,5 et approximativement 11 m, le mode se situant entre 2 et 4 m de hauteur. Les pourcentages des populations de 2-6 m et 6-10 m sont respectivement de 51 et de 31 %.

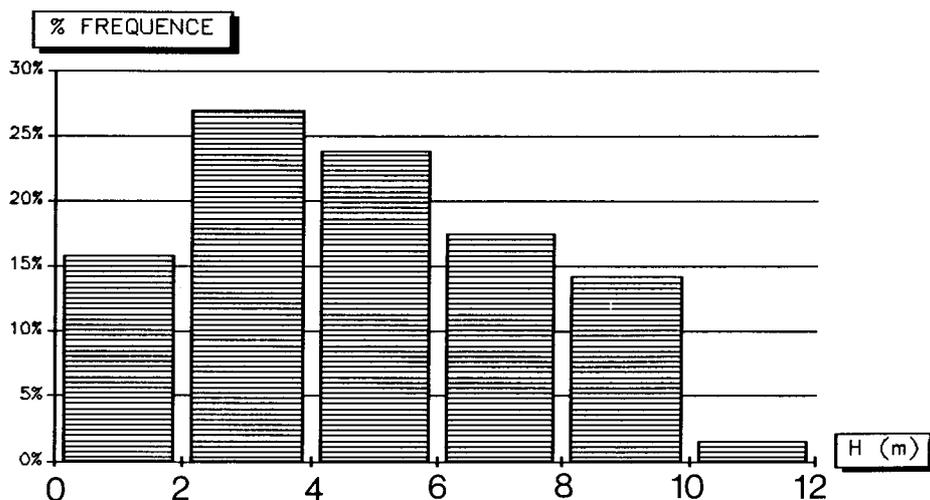


Fig. III-23. – Pourcentages relatifs des amplitudes des vagues de sable du champ Ouest-Ruytingen.

La grande majorité des vagues de sable est asymétrique avec une polarité tournée vers l'WSW. Quelques structures possèdent cependant une polarité inverse sur le rebord Sud du champ. Le passage d'une polarité à l'autre peut également se produire le long d'une même crête, par l'intermédiaire d'une structure symétrique. L'implication d'un tel phénomène au niveau de la structure interne des vagues de sable est expliquée par Berné *et al.*(1988) et Berné (1991). L'orientation des crêtes varie globalement entre N 290° et N 340°.

#### 2-1-2 Les vagues de sable des autres secteurs

Sur l'ensemble des autres secteurs sableux du domaine d'étude, les informations concernant la présence et les caractéristiques des vagues de sable sont plus dispersées.

##### *a- Le secteur du Dyck*

Comme dans le secteur du banc de l'Out Ruytingen, on peut différencier le banc proprement dit et sa terminaison occidentale constituée par une accumulation de vagues de sable entre 1°51'E et 1°56'E, formant un champ de taille réduite.

Sur la partie sommitale du banc les crêtes semblent peu nombreuses, notamment entre 1°58'E et 2°05'E. Quand elles existent les structures sont d'une amplitude inférieure à 3 mètres. Cette particularité est très certainement liée à l'action de la houle sur un sommet de banc dont la profondeur excède rarement 10 m.

Au niveau du pied externe du banc, c'est à dire sur son rebord Nord, des structures de formes sinueuses et arquées ont été rencontrées. Elles impriment une allure très tourmentée à la bordure du banc. La longueur des crêtes est généralement inférieure à 500 m. Leur amplitude varie entre 3 et 11 m et leur orientation entre N 290° et N 360°. L'ensemble des structures reconnues est asymétrique et possède une polarité WSW

Sur le flanc interne et la bordure Sud du banc, les crêtes des vagues de sable semblent à la fois plus rectilignes et plus longues que sur l'autre flanc. Les amplitudes maximales atteignent 7 m. Les orientations des crêtes sont équivalentes à celles identifiées sur le flanc externe. Les structures sont également asymétriques mais cette fois avec une polarité ENE opposée à celle du flanc Nord.

Un champ de vagues de sable prolonge la terminaison occidentale du banc du Dyck. Il occupe une superficie approximative de 6 km<sup>2</sup>. Sa forme est plus simple que celle du champ Ouest-Ruytingen. Il est composé d'une trentaine de structures dont l'amplitude maximale est de 14 m. Les valeurs des hauteurs les plus fréquentes sont cependant inférieures à 10 m. La longueur maximale des crêtes, proche de 1000 m, est enregistrée pour des vagues de sable asymétriques à polarité WSW. Des crêtes d'une longueur inférieure à 400 m et de forme arquée, situées sur la bordure Sud du champ, possèdent néanmoins un flanc abrupt dirigé vers l'ENE.

#### *b- Le secteur des bancs de Calais*

Sur le banc des Ridens de Calais, les vagues de sable sont abondantes et influencent fortement la morphologie de la zone. Des structures à polarité dirigée vers le NE occupent le rebord et le flanc Nord du banc. Ces vagues de sable possèdent des amplitudes fréquemment supérieures à 10 m avec une valeur maximale de 15 m. Ces structures qui apparaissent indépendantes au niveau du pied externe du banc se matérialisent sur les cartes bathymétriques par des indentations de l'isobathe 20 m. Vers le Sud, elles semblent s'adosser ou fusionner avec le banc et en constituer son armature principale, particulièrement entre 1°48' et 1°50'E. Sur le sommet des Ridens de Calais, des crêtes d'une taille plus réduite (2-4 m d'amplitude) et à profil quasi-symétrique ont été identifiées. Le flanc interne et la zone sableuse qui le prolonge vers le Sud présentent quelques vagues de sable à polarité SW et d'amplitude maximale égale à 10 m. Aucune structure de grande taille n'a par contre été mise en évidence entre 1°54' et 1°58'E, c'est à dire sur la zone sableuse prolongeant les Ridens de Calais jusqu'au banc du Dyck. Le profil bathymétrique présenté sur la figure III-24 montre à la fois les variations d'amplitude et de polarité des vagues de sable modelant le banc des Ridens de Calais.

D'une façon générale, les vagues de sable de ce secteur possèdent une orientation moyenne N-S, avec un éventail de direction comprises entre N 340° et N 010°

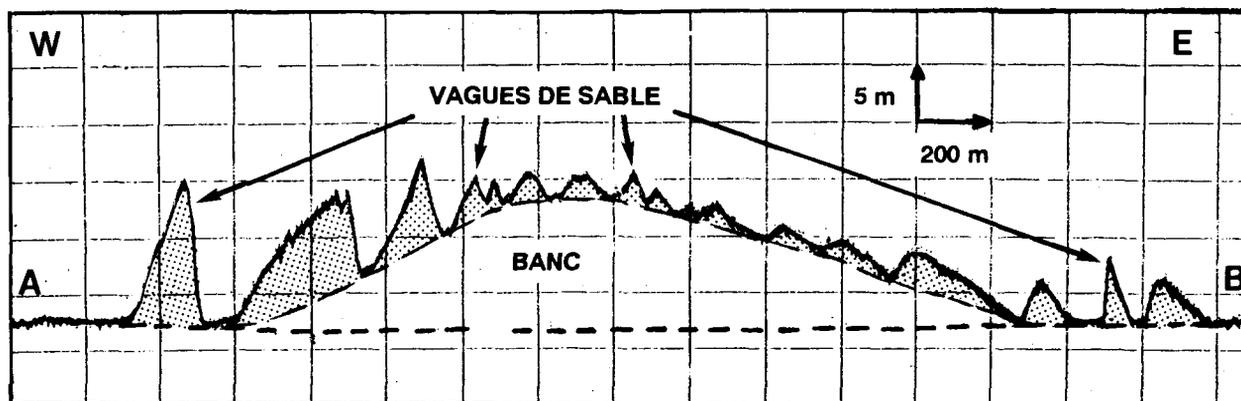


Fig. III-24. – Profil bathymétrique oblique au banc des Ridens de Calais. Localisation : A 1°49,10'E – 51°01,20'N et B 1°51,70'E – 51°01'40'N.

Contrairement aux Ridens de Calais, le banc des Ridens de la Rade n'est que très peu modelé par des vagues de sable. L'absence de grandes structures sableuses sur les parties élevées du banc peut, comme dans le cas du banc du Dyck, s'expliquer par la faible profondeur du sommet de banc. Du côté Nord, les seules structures identifiées occupent le pied externe du banc, en bordure du secteur côtier caillouteux. Leur amplitude maximale est de 6 m, l'orientation moyenne des crêtes est N 340° et leur polarité est dirigée vers le SW. On peut noter l'existence d'une structure isolée d'environ 5 m de hauteur et à polarité SW sur la zone caillouteuse située entre les deux bancs de Calais. Du côté Sud, les quelques vagues sableuses situées en bordure du chenal d'accès au port de Calais présentent une polarité NE et une amplitude maximale de 4 m.

### *c- Le secteur des bancs de Dunkerque*

Les difficultés de navigation rencontrées dans le secteur des bancs de Dunkerque et en particulier sur l'ensemble de la zone située entre Dunkerque et la frontière belge font que la cartographie des crêtes de vagues de sable est restée très fragmentaire.

L'essentiel des structures observées est situé au niveau de la terminaison du banc du Breedt, c'est-à-dire dans la partie appelée Haut-fond de Gravelines sur les cartes marines, soit entre 2°01' et 2°10'E. Les vagues de sable occupent principalement le flanc externe du banc et la dépression entre le Breedt et le Dyck occidental. Les hauteurs maximales rencontrées avoisinent les 10 m.

D'autres crêtes ont été identifiées au NNE de l'avant-port Ouest de Dunkerque dans l'interbanc Breedt - Snouw et dans le chenal nommé Passe de l'Ouest, assurant la fonction entre les deux ports de Dunkerque (cf. Augris *et al.*, 1989). On peut noter que les polarités des structures reconnues dans ce secteur sont dirigées vers le NE.

Pour ce qui concerne les autres bancs de ce secteur, aucune information n'a pu être enregistrée. Cependant des images recueillies par le satellite SEASAT équipé d'un système de radar latéral SAR (cf. Wadsworth, 1983), sur la zone des bancs de sable du Sud de la Mer du Nord peuvent nous apporter quelques indications sur la présence ou non de vagues de sable. Ce satellite spécialisé pour l'océanographie a été lancé en 1978 et sa durée de vie n'a pas excédé 100 jours. Le principe de fonctionnement du radar embarqué est expliqué par Wadsworth et Piau (1983, 1984). Il repose sur la détection de déformations de la surface de l'eau induites par l'existence de reliefs sous-marins de taille suffisamment importante.

Les images fournies laissent supposer l'existence de vagues de sable sur le flanc externe des bancs de l'In Ratel, du Breedt et du Smal et dans les dépressions situées entre ces bancs. Par contre, nous pouvons affirmer l'absence de telles structures sur les sommets des différents bancs du secteur de Dunkerque. Des observations en mer nous ont en effet montré que les larges zones sommitales des bancs, dont la profondeur ne dépasse pas 3 m, affleurantes ou découvrantes pendant les basses mers, sont les lieux privilégiés du déferlement des houles. Ces dernières empêchent probablement la formation des vagues sableuses, même en période de relatif beau temps.

#### *d- Les structures du talus littoral*

Les vagues de sable sont très peu abondantes sur le talus littoral. On les rencontre essentiellement entre le secteur rocheux des Quenocs - Rouge Ridens situé au droit du Cap Blanc-Nez (1°42'E) et la partie occidentale des bancs de Calais (1°45'E). L'amplitude des structures est faible et n'excède pas 4 m. Leur flanc abrupt est tourné vers le NE. Des vagues de sable d'amplitude inférieure à 3 m et de polarité SW ont cependant été détectées à proximité du littoral de Sangatte. Deux vagues de sable en croissant (barkhanes), à polarité NE et d'une amplitude de l'ordre de 7 m, ont également été identifiées à l'Est des affleurements rocheux du large. L'évolution d'une de ces structures, suivie par Berné *et al.* (1989 a), est présentée dans le chapitre V. Un câble sous-marin, passant entre ces deux barkhanes et recouvert d'un enrochement, a été représenté sur la carte des sédiments superficiels.

L'autre secteur du talus littoral sur lequel des vagues de sable ont été trouvées est situé entre Calais et Gravelines, à une profondeur comprise entre 10 et un peu plus de 20 m. Trois zones peuvent être distinguées :

- une partie occidentale entre 1°53' et 1°55,50'E comprenant une demi-douzaine de structures d'orientation N 330° à polarité SW et d'amplitude maximale de 5 m ;
- une partie médiane entre 1°55,50' et 1°59'E comprenant une quinzaine de structures d'orientation variant entre N 330° et N 350°, à polarité NE et d'amplitude maximale de 5 m ;
- une partie orientale située au NW de l'embouchure de l'Aa entre 2°01' et 2°05'E comprenant une dizaine de structures d'orientations plus désordonnées entre N 320° et N 020°, à polarité NE et de hauteur de 2 à 4 m.

A l'Est de l'avant-port Ouest de Dunkerque, les vagues de sable sont inexistantes sur le talus littoral.

## 2-2 Les mégarides

Dans le secteur d'étude les mégarides de courant ont été identifiées grâce au sonar à balayage latéral. Ce sont des figures sédimentaires très fréquentes sur l'ensemble des substrats sableux. On les rencontre sur les bancs, sur les flancs des vagues de sable, dans les zones à couverture sableuse discontinue, ou bien encore sur les figures longitudinales (rubans) et sur les taches de sable. Elles sont cependant totalement absentes sur une partie peu profonde du talus littoral en relation avec des variations granulométriques des sables (cf. IV), et probablement sur une portion non délimitée des sommets des bancs. Leur longueur d'onde est généralement comprise entre 2 et 20 m pour des hauteurs allant jusqu'à 1,5 m. L'orientation des mégarides, à l'exception de particularités locales présentées dans le chapitre V, est à peu près perpendiculaire à l'allongement des bancs et à la direction des courants de marée dans le secteur étudié.

Deux grands types de mégarides ont été différenciées sur la carte des sédiments superficiels de Calais - Dunkerque :

- Les structures à crête rectiligne ou légèrement sinueuse qui sont les plus courantes. Elles ont été subdivisées en mégarides de longueur d'onde respectivement inférieure et supérieure à 5 m. Les premières formes sont restreintes à une partie des bordures des deux bancs du large (Dyck et Ruytingen) et du talus littoral, au champ Nord Ruytingen et à la terminaison occidentale du banc du Breedt entre 1°59' et 2°01'E. On peut localement observer des variations de la longueur d'onde des mégarides depuis la bordure d'un banc ou du talus littoral vers leur sommet (fig. III-25).

Les longueurs d'onde inférieure à 5 m, enregistrées à proximité des étendues caillouteuses, augmentent progressivement sur les flancs des bancs jusqu'à des valeurs proches de 10 m. L'accroissement de longueur d'onde peut se poursuivre vers le sommet du banc en atteignant 20 m. Cette évolution latérale serait liée selon Belderson *et al.* (1982) à une modification de la granularité ou à une variation de l'épaisseur des sédiments. Si une faible épaisseur de sable apparaît être une condition nécessaire, elle ne suffit pas à expliquer la présence des mégarides de longueur d'onde inférieure à 5 m. En effet, de telles figures sédimentaires ne modèlent pas l'ensemble des bordures de banc ou du talus littoral. En ce qui concerne la modification de la granularité du sédiment, notre degré d'observation ne permet pas d'apporter de jugement. Cependant, une reconnaissance par caméra vidéo réalisée sur la bordure Sud du Dyck (profil V7) nous a montré une plus grande homogénéité des sédiments de la base du banc que ceux de son flanc abrupt. Une troisième condition concernant le dénivelé du fond pourrait influencer la formation des mégarides à faible longueur d'onde. Ces structures sont en effet uniquement présentes sur des fonds peu pentés et disparaissent sur les flancs des grands corps sédimentaires.

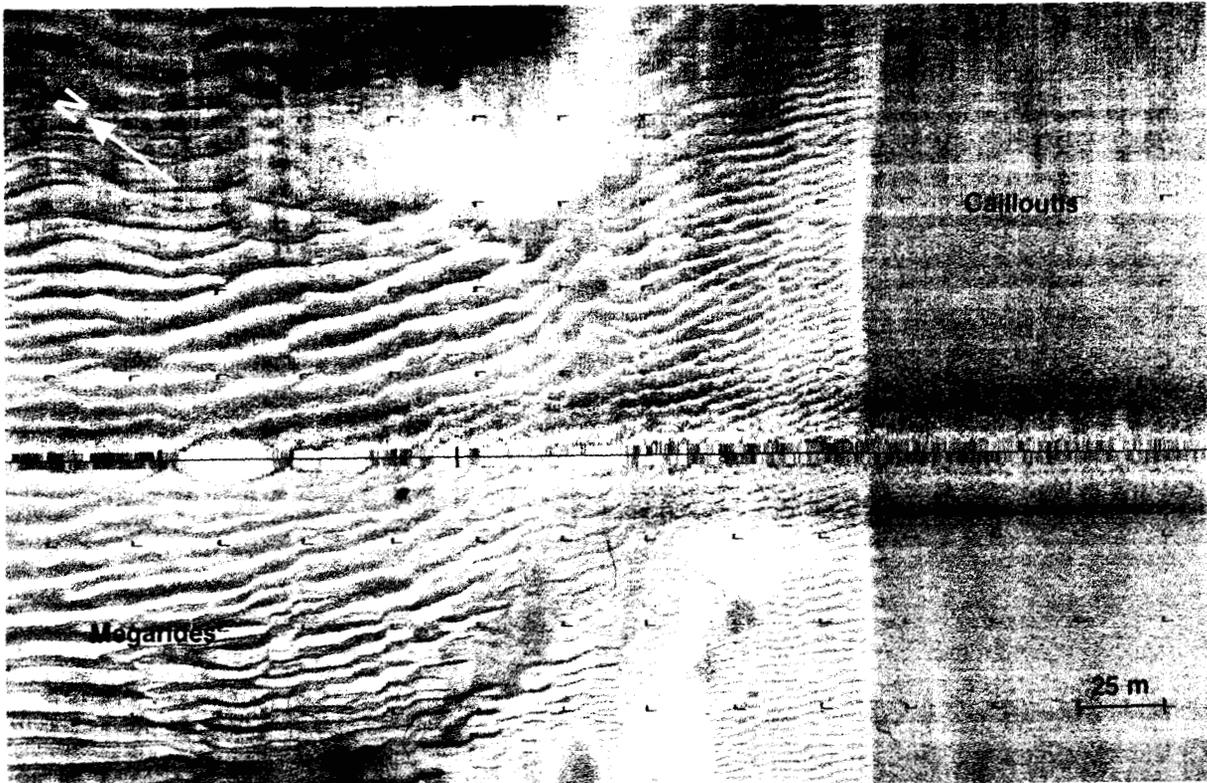


Fig. III-25. – Sonogramme montrant une variation progressive de la longueur d'onde des mégarides de la bordure Sud du Ruytingen. Les longueurs d'onde de 3-4 m, à droite de l'enregistrement, augmentent jusqu'à 6-8 m sur le flanc du banc.

- Le second type de mégarides correspond aux structures en forme de croissant qui sont présentes sur les fonds caillouteux au large de Calais (fig. III-26).

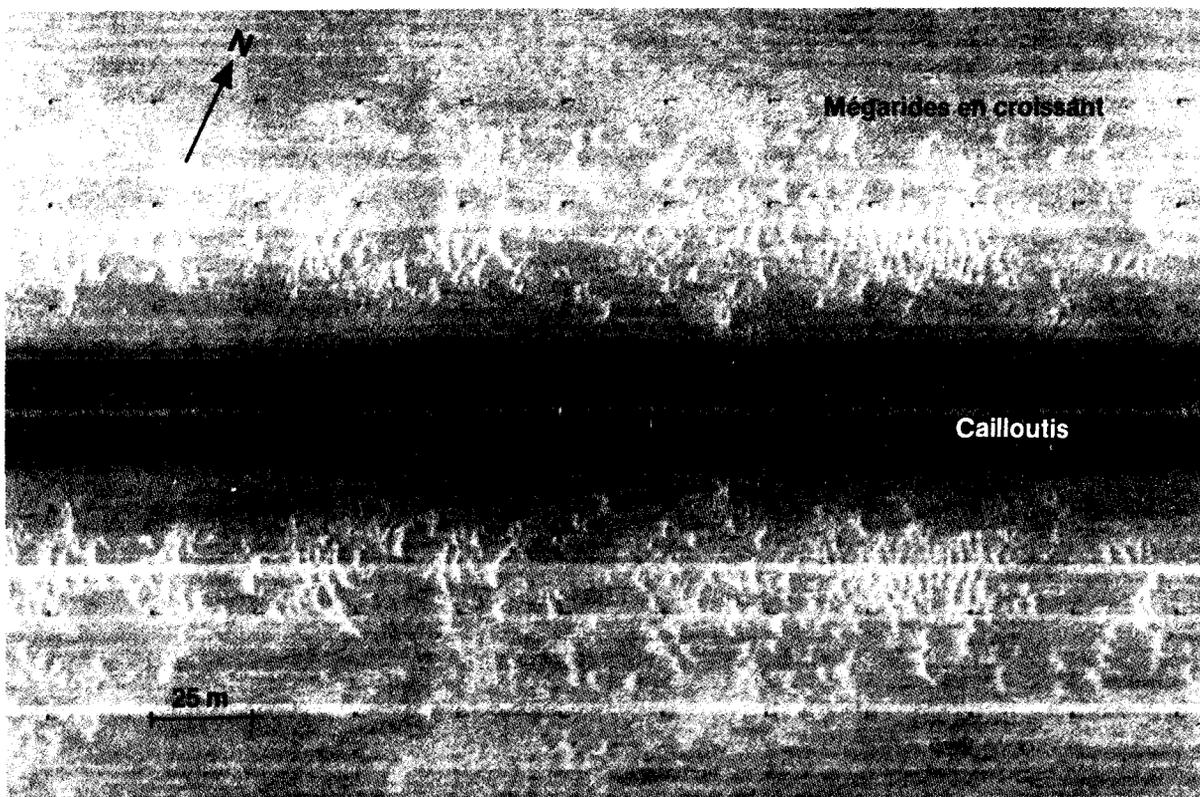


Fig. III-26. - Sonogramme montrant des mégarides en croissant au NW de Calais.

### 2-3 Les figures longitudinales et les taches sableuses

Les structures longitudinales sont relativement abondantes sur l'ensemble des étendues caillouteuses délimitées précédemment (cf. III-B-2). Elles peuvent être associées à d'autres structures comme les bancs, les vagues ou les taches de sable ou bien au contraire apparaître indépendantes sur les substrats grossiers. Sur la carte des formations superficielles de Calais-Dunkerque, deux types de figures longitudinales ont été représentées en fonction de leur largeur :

- les **trainées sableuses** ont une largeur inférieure à 20 m. Leur longueur maximale n'a pu être clairement déterminée mais des formes de plus de 200 m ont cependant été observées. Leur épaisseur, très faible, est sans doute inférieure au décimètre. Ces trainées ont largement été rencontrées sur les fonds caillouteux au large du Cap Blanc-Nez et à proximité des bordures de bancs.

– les **rubans sableux** ont une largeur comprise entre 20 m et 100 m environ. Leur longueur peut atteindre plus de 4 km dans la zone caillouteuse située entre les Ridens de Calais et les Ridens de la Rade (secteur caillouteux côtier). Ils sont le plus souvent apparentés au type B de Kenyon (1970 a) (cf. fig. III-14, p. 108) et dépourvus de mégarides, ce qui témoigne probablement de leur faible épaisseur. La transition entre un banc de sable et le domaine caillouteux voisin se fait parfois par l'intermédiaire de rubans sableux dont la largeur est décroissante vers les sédiments les plus grossiers (fig. III-27). Ils peuvent également constituer, tout comme les trainées sableuses, des "ponts sédimentaires" sur les zones caillouteuses entre les vagues de sable (type D de Kenyon, 1970 a).

L'orientation de ces structures longitudinales varie selon leur localisation entre SW-NE et WSW-ENE.

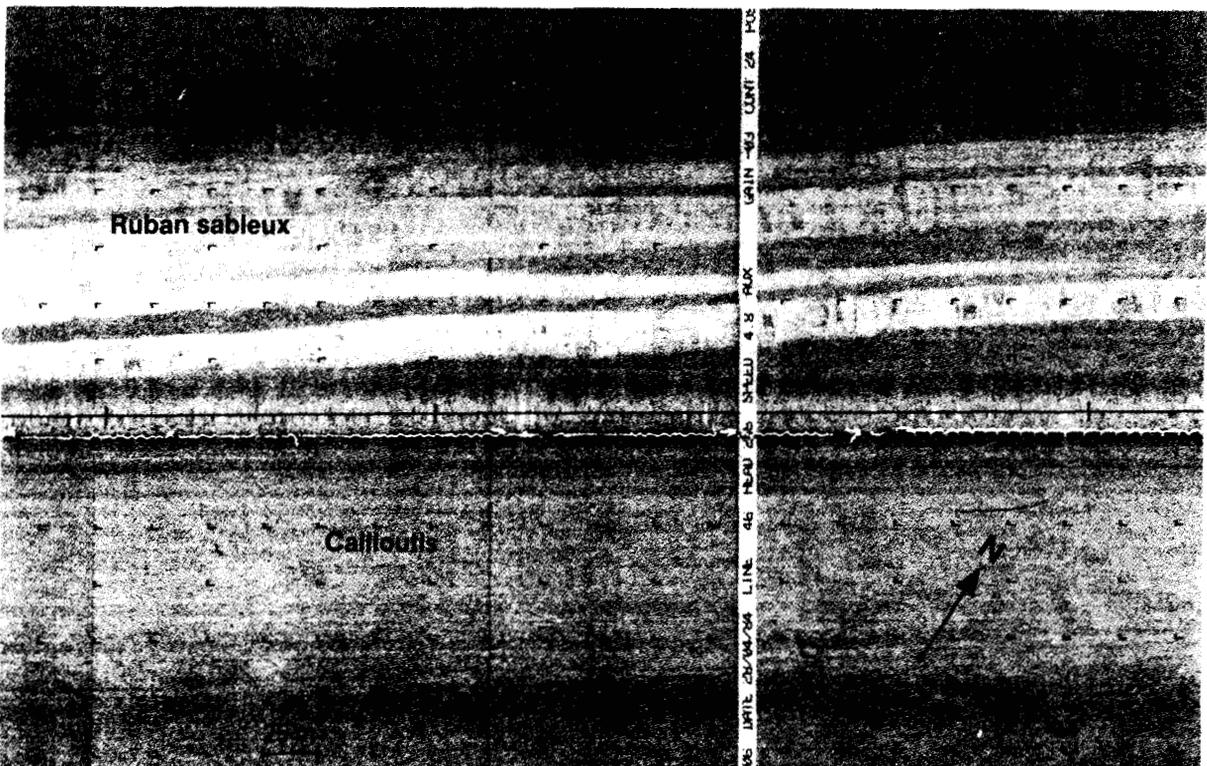
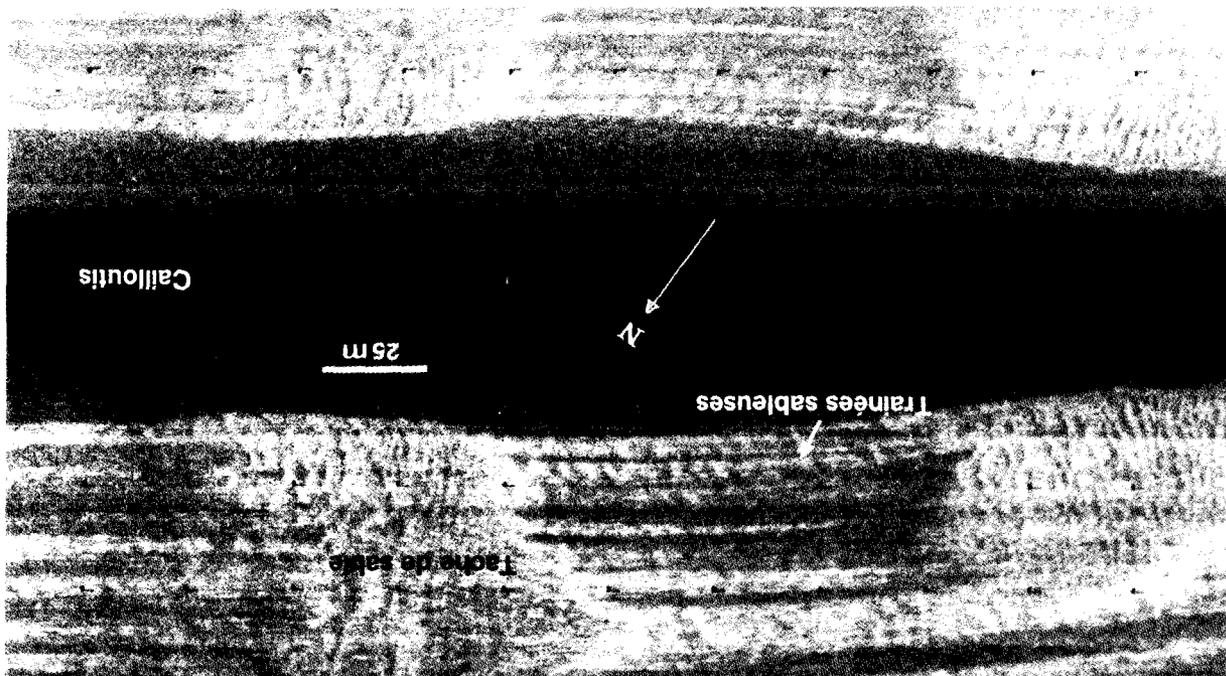


Fig. III-27. – Exemple de rubans sableux en bordure du banc des Ridens de Calais.

Les **taches de sable** quant à elles sont moins abondantes et essentiellement localisées dans l'interbanc Dyck-Ruytingen, à l'Est de 2°07'E. Leur taille, très variable, est en moyenne d'une centaine de mètres. Elles comportent ou non des mégarides de longueur d'onde inférieure à 5 m . Leur forme est généralement quelconque, sans orientation privilégiée. Une structure particulière a cependant été identifiée au Nord-Ouest de Calais dans le secteur caillouteux du large. Il s'agit d'un alignement de taches sableuses relayées par des trainées sur une longueur de plus de 6 km (fig. III-28 et Augris *et al.*, 1989).

Fig. III-28. - Sonogramme montrant des taches sableuses modelées par des mégarides de longueur d'onde inférieure à 5 m qui se relient par l'intermédiaire de fines traînées sableuses. Noter le phénomène de diaphonie existant sur l'enregistrement.



## E - CONCLUSIONS

Le domaine d'étude est essentiellement caractérisé par la présence de corps sableux de grande extension que nous avons regroupés sous le terme d'unité morphologique supérieure et constitués par des **bancs de sable** et le **talus littoral**. Cette unité surmonte géologiquement le **substratum méso-cénozoïque**, peu représenté à l'affleurement, et des **étendues caillouteuses** sans relief prononcé. L'ensemble substratum et cailloutis, appelé ici unité morphologique inférieure, occupe approximativement le tiers de la surface cartographiée.

Le talus littoral est considéré comme un corps sableux adossé à la côte et prolongeant la plage jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 15 à 20 m selon les secteurs. Il peut être plus ou moins bien individualisé des autres corps sédimentaires majeurs que sont les bancs de sable.

Les bancs, au nombre de treize, appartiennent à un groupe de structures appelé régionalement "Bancs des Flandres". Ils s'étendent dans la direction des courants de marée sur une longueur pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres et une largeur de quelques kilomètres (cf. tableau 14). Par souci de simplification, nous les avons subdivisés en trois sous-groupes qui sont **les bancs du large** (Out et In Ruytingen, Dyck), **les bancs de Calais** (Ridens de Calais et Ridens de la Rade) et **les bancs de Dunkerque** (In et Buiten Ratel, Haut-fond de Gravelines et Breedt, Small, Braek, Snouw, Hills). L'épaisseur des bancs varie entre une dizaine de m et près de 30 m, les bancs du large étant les plus épais. Ils présentent un profil transverse asymétrique avec une pente forte (5 ° maximum) dirigée vers la côte (flanc interne du banc), et une pente douce de 0,2 à 1 ° dirigée vers le large (flanc externe du banc). Les seules exceptions à cette disposition sont enregistrées sur des tronçons de quelques kilomètres du banc du Dyck et du Braek.

Différentes figures sableuses peuvent modeler les grands corps sédimentaires ou reposer sur la couverture caillouteuse. Il s'agit de **figures transverses** (vagues de sable, mégarides et rides par ordre de taille décroissante) ou de **figures longitudinales** (rubans et traînées sableuses) par rapport aux courants.

Les **vagues de sable** sont très fréquentes sur les bancs de l'Out Ruytingen et des Ridens de Calais aux bords desquels elles atteignent des hauteurs maximales de 15 m. Elles sont plus éparpillées sur les autres bancs, en particulier sur ceux de Dunkerque, et sur le talus littoral. Elles occupent également des étendues sableuses, indépendantes des bancs (champs de vagues de sable), d'une superficie totale d'une soixantaine de km<sup>2</sup>.

Les **mégarides et les rides** sont communes à l'ensemble des substrats sableux.

Sur les domaines caillouteux apparaissent assez fréquemment des **rubans et des trainées sableuses**, particulièrement en bordure des différents bancs, ainsi que des **taches de sable** de quelques dizaines à centaines de m<sup>2</sup>

NOM DU SOUS-GROUPE	LONGUEUR (km)	LARGEUR MAXIMALE (km)	DIRECTION	PROFONDEUR MINIMALE DU SOMMET (m)
Bancs du large	35 à 60	6	N25° à N80°	1,5
Bancs de Calais	10 à 11	2	N52° à N80°	1
Bancs de Dunkerque	8 à 32	3	N42° à N82°	+ 0.7

Tab. 14. - Caractéristiques générales des bancs du secteur d'étude.

Les travaux de Dewez (1988), Clabaut (1988) et les résultats présentés ici montrent qu'il existe une certaine homogénéité dans les types de structures sédimentaires rencontrées sur l'ensemble de la façade maritime de la région Nord - Pas de Calais. Une description des différents éléments morphologiques constituant les fonds sous marins de cette région est présentée par Augris *et al.* (1990). Un résumé succinct de l'importance des corps et figures sédimentaires est rappelé par l'intermédiaire du tableau 15. La façade Ouest correspond à la zone située entre la Baie d'Authie et le Cap Gris Nez, La façade Nord à celle comprise entre le Cap Gris Nez et la frontière franco-belge.

FORMES SEDIMENTAIRES		FACADE OUEST	FACADE NORD
<b>BANCS</b>	nombre orientation longueur largeur max. épaisseur	4 N45° à N-S 4 à 75 km 6 km 15 à 30 m	14 N25° à N80° 8 à 60 km 6 km 10 à 30 m
<b>VAGUES DE SABLE</b>	abondance orientation hauteur max.	+++ NW-SE à E-W 12 m	+++ NW-SE à N-S 15 m
<b>MEGA-RIDES</b>	abondance orientation	+++ NW-SE à E-W	+++ NW-SE à N-S
<b>RUBANS TRAINÉES</b>	abondance orientation	++ NE-SW à N-S	++ NE-SW à ENE-WSW
<b>TACHES DE SABLE</b>	abondance	++	+

Tab. 15. - Importance des formes sableuses dans la région Nord-Pas de Calais. + = peu abondant, ++ = abondant, +++ = très abondant.

**NATURE DE LA COUVERTURE  
SEDIMENTAIRE MEUBLE**

# CHAPITRE IV :

## – NATURE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

### MEUBLE –

#### A – RESULTATS GENERAUX

##### 1 – Présentation des résultats

L'analyse des caractéristiques et de la répartition des sédiments de la zone d'étude a été abordée à la fois dans le domaine subtidal et le domaine intertidal. Les conditions de prélèvement dans ces deux domaines, bien évidemment différentes par l'accessibilité aux structures sédimentaires et la précision des points d'échantillonnage (cf. II-B), influencent fortement les limites d'interprétation.

Dans le domaine subtidal, après un bref aperçu de la constitution des domaines caillouteux, une large place est accordée aux descriptions concernant les sédiments sableux superficiels. Ces résultats sont présentés selon le découpage établi pour les secteurs morphologiques dans le chapitre précédent. Nous passons donc successivement en revue la constitution des grandes unités morphologiques qui sont du Nord vers le Sud et d'Ouest en Est (cf. fig. I-3 p. 17) :

- le secteur des bancs du large comprenant les bancs de l'Out Ruytingen et du Dyck, mais également les champs de vagues qui leur sont associés ;
- le secteur des bancs de Calais (Ridens de Calais et Ridens de la Rade) ;
- le secteur des bancs de Dunkerque ;
- le talus littoral.

Les points de prélèvement en mer sont reportés sur la figure II-9. La carte des sédiments superficiels au large de Calais – Dunkerque (Augris *et al.*, 1989) a été la première étape dans notre travail de cartographie des fonds sous-marins de la région. Elle met en évidence, sur la base d'enregistrements sonar, la répartition de trois grands types de sédiments dans la zone d'étude : les sables fins, les sables moyens et grossiers et les secteurs caillouteux. La carte H.T. n° 2 reprend les grandes limites établies et donne une analyse plus précise des faciès sableux.

Des informations sur la répartition verticale des sédiments (cf. II-B-1-4 et fig. II-11) apportent des compléments sur la nature des terminaisons du Ruytingen, du Dyck et des bancs de Calais. Ces renseignements sont issus de l'analyse que nous avons pu effectuer des carottes réalisées par l'IFREMER en 1985 (cf. également Augris, 1986).

Les descriptions relatives au domaine subtidal s'effectuant en se rapprochant du littoral, nous terminerons ce chapitre par l'étude des sédiments des plages. La localisation des prélèvements sur les estrans entre le Cap Blanc-Nez et la frontière franco-belge est donnée dans le chapitre II (cf. II-B-1-1, fig. II-7 et II-8).

## 2 – Travaux antérieurs

Les zones et points d'échantillonnages des études antérieures à nos travaux sont reportés sur la figure IV-1.

A notre connaissance, aucune étude sédimentologique d'importance régionale n'a, jusqu'à présent, été réalisée sur cette partie méridionale de la Mer du Nord. Il n'existe pas en particulier de cartographie sédimentaire comparable à celle effectuée par Vaslet *et al.* (1978) sur le domaine épicontinental de la Manche. Il faut cependant citer la publication d'une "Carte des peuplements benthiques de la partie française de la Mer du Nord" par Davoult *et al.* (1988) qui mentionne certains aspects sédimentaires. Cette carte, à l'échelle du 1/149000 (à 51°10'N), a été établie à partir de 286 dragages réalisés entre 1973 et 1976, et de 579 prélèvements plus récents à la benne. Elle couvre un secteur compris d'Ouest en Est du Cap Gris-Nez à la frontière franco-belge sur une largeur atteignant plus de 45 km. Notons simplement que les limites des ensembles reconnus par Davoult *et al.* (1988) diffèrent de ceux que nous avons obtenus. L'absence d'utilisation du sonar à balayage latéral au cours de l'étude réalisée par les biologistes explique à elle seule les variations observées (cf. IV-A-4). Leurs résultats cartographiques ne sont donc pas directement utilisables dans le cadre de notre étude.

Parallèlement, Ceuleneer et Lauwaert (1987) ont publié une synthèse des recherches sédimentologiques effectuées sur le plateau continental belge entre 1972 et 1983. La carte présentée à l'échelle du 1/100000<sup>ème</sup> "déborde" à l'Ouest sur la zone française jusqu'à la longitude de Gravelines. Les auteurs qualifient eux-mêmes leur travail comme relevant souvent de "l'exercice de style plutôt que de la rigueur scientifique". Nous retiendrons par contre de ces mêmes auteurs quatre cartes à l'échelle du 1/40000<sup>ème</sup> présentant la répartition des teneurs en graviers et en vase, ainsi que celle de la taille du grain médian et du classement de la fraction sableuse sur le secteur situé à l'Est de Dunkerque.

Des travaux sédimentologiques plus localisés ont toutefois été réalisés sur la zone d'étude. Ils correspondent aux prospections du Laboratoire National d'Hydraulique (1971) concernant des mesures en nature préalables à l'implantation de l'avant-port Ouest de Dunkerque et du Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1984) traitant de l'étude de l'exhaussement des fonds de ce même avant-port. Dans les deux cas, les prélèvements ont été effectués sur la partie du talus littoral compris entre Gravelines et Dunkerque-Est et sur les bancs du Braek et du Snouw (fig. IV-1).

Deux missions de carottages ont également été réalisées sur le secteur d'étude par le CNEEXO en 1969 (cf. Augris, 1984). Seuls les résultats de la mission du navire "Térébel", présentés par le CNEEXO (1971), méritent d'être retenus ici.

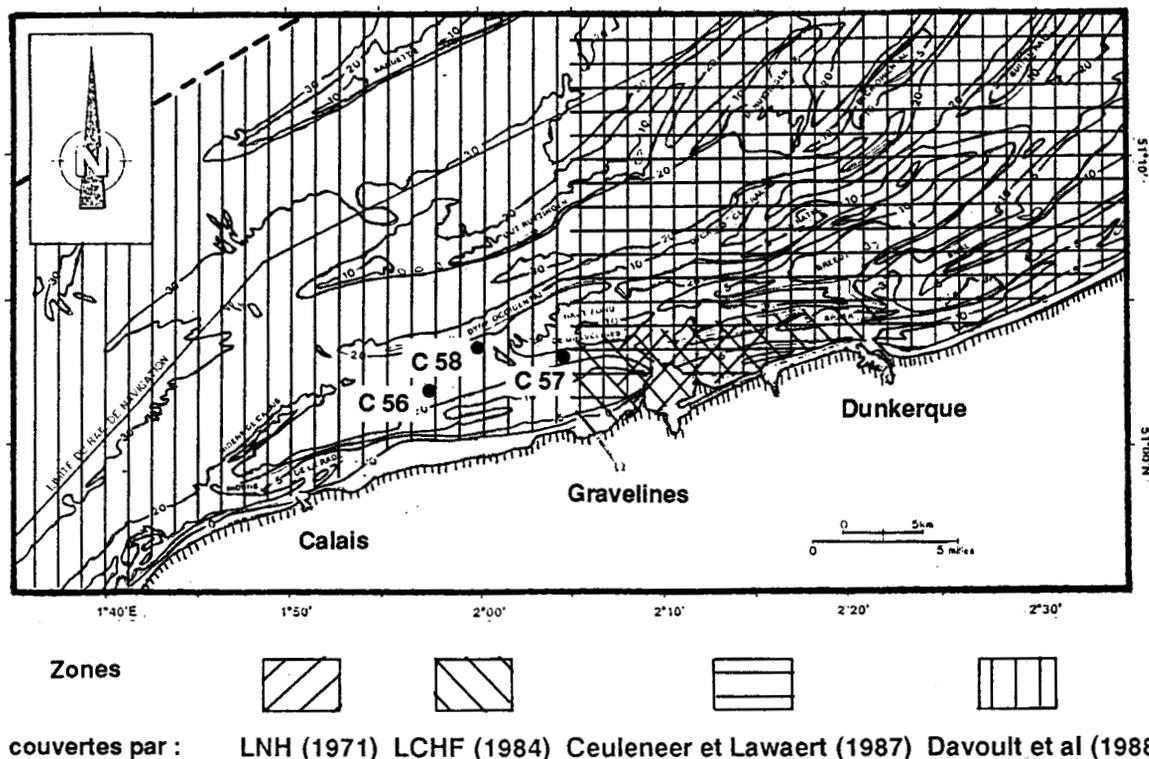


Fig. IV-1. - Localisation des zones de prélèvements et des carottages effectués au cours d'études antérieures.

### 3 - Caractéristiques générales des sédiments

#### 3-1 Nature des sédiments

Les sédiments prélevés sont d'une extrême diversité tant par la granularité que par la composition des particules qui les constituent. Ils correspondent à l'association de plusieurs fractions granulométriques dont les caractéristiques générales sont présentées ci-dessous :

- la fraction fine silto-argileuse (<0,063 mm) est de couleur grisâtre à noire. Elle peut être très abondante contrairement au secteur Baie d'Authie - Cap Blanc-Nez dans lequel ses teneurs maximales n'atteignent que 2 à 3 % (Dewez, 1988; Clabaut, 1988). Bien que sur la majorité des échantillons les analyses aient révélé des teneurs en fines égales ou proches de 0 %, cette fraction granulométrique peut localement approcher 90 % du sédiment total et cela même en domaine subtidal. Une étude minéralogique par diffraction des rayons X, basée sur les échantillons contenant

plus de 5 % d'éléments fins, montre que le cortège argileux (fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$ ) est relativement homogène. Il est constitué d'un mélange de smectite et d'illite en quantités égales voisines de 30 %, de kaolinite (15 à 20 %), d'interstratifiés irréguliers 10–14 Å et 14–14 Å (10 à 20 %) et de chlorite (< 5 %). Ces valeurs sont proches de celles obtenues par Despeyroux (1985, 1989), Dewez (1988) et Clabaut (1988) sur des échantillons prélevés en Manche orientale. La partie silteuse de cette fraction est essentiellement composée de quartz et de calcite. Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  atteignent jusqu'à plus de 40 %.

- la fraction des sables fins (0,063 à 0,2 mm) a une couleur dominante gris-beige. Elle représente dans les prélèvements une part comprise entre 0 et 96 %. Les minéraux qui la constituent sont en majorité des grains de quartz. L'importance de la couleur grise est liée à la présence de minéraux lourds et de glauconie entrant dans la composition de la partie inférieure à 0,125 mm. Les éléments bioclastiques sont rares.

- la fraction des sables moyens (0,2 à 0,5 mm) possède une couleur beige plus franche que celle de la fraction des sables fins. Le caractère quartzeux des constituants est toujours dominant mais la proportion de débris coquilliers augmente, notamment dans la partie supérieure à 0,315 mm. Cette fraction constitue entre 0,4 et 97 % du sédiment total.

- la fraction des sables grossiers (0,5 à 2 mm) est comprise entre 0 et 86 % des sédiments récoltés. Elle est essentiellement formée par des débris coquilliers de lamellibranches ou de gastéropodes. Le mélange de ces éléments bioclastiques conduit à donner une couleur variant du blanc au marron en passant par l'orangé. L'abondance relative de cette fraction granulométrique dans le prélèvement influence fortement la teneur en  $\text{CaCO}_3$  du sédiment total, comme nous le montre la figure IV-2.

- les graviers, les galets et les blocs occupent principalement les vastes surfaces sans relief que nous avons appelé secteurs caillouteux (cf. III-B). Les renseignements tirés des profils de caméra vidéo (V1 à V4 fig. II-10) et de quelques prélèvements montrent qu'ils sont composés de silex et dans une moindre proportion de débris de roches locales (craie et grès). Quelques rares fragments de roches plutoniques et métamorphiques ont également été observés. Les débris bioclastiques et coquilles entières sont présents dans des proportions très variables. Une petite quantité de sable est souvent associée à cette fraction très grossière.

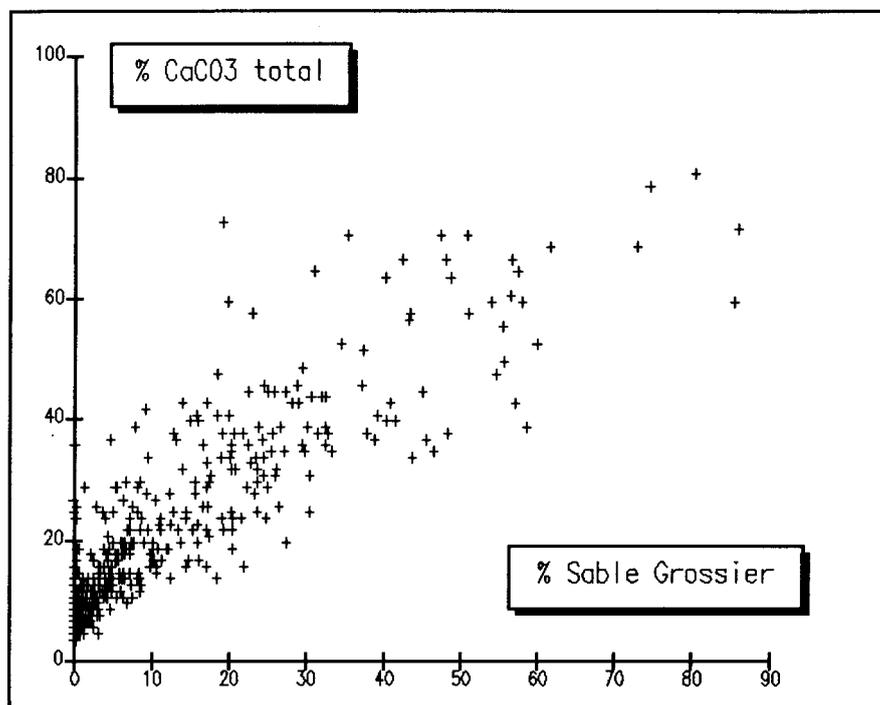


Fig. IV-2. – Relation entre la proportion en sable grossier et la teneur en  $\text{CaCO}_3$  dans les échantillons bruts du domaine marin. Analyse basée sur 553 échantillons.

### 3-2 Rappels sur l'origine, l'âge et l'épaisseur du matériel sédimentaire

#### 3-2-1 Les cailloutis

Leur mise en place en Manche se serait effectuée pendant les alternances des cycles transgressifs et régressifs du Pléistocène supérieur (Larsonneur, 1971). L'origine de ce matériel grossier semble différent selon sa situation en Mer du Nord. Sept origines possibles ont en effet été avancées par Veenstra (1969). Dans le cas de la partie Sud de la Mer du Nord, les hypothèses concernant des dépôts de matériel morainique ou d'apports par des glaces flottantes doivent être écartées. Les cailloutis sont plus probablement issus d'apports essentiellement fluviaux d'âge Tertiaire ou Pléistocène et plus ou moins remaniés en milieu marin. Veenstra (1969) indique qu'une quantité importante des cailloutis de la partie méridionale de la Mer du Nord a été transportée dans les anciens cours de la Tamise et de l'Escault. Ce même auteur exclut totalement un apport de matériel par le paléo-Rhin ou la paléo-Meuse.

Dans le secteur d'étude, les cailloutis forment un épandage dont l'épaisseur semble faible (de 0 à 1 m maximum). Les enregistrements vidéo au large du Cap Blanc-Nez montrent localement des affleurements du substratum. Le carottage CA 3 réalisé au cours de notre étude (cf. position sur fig. II-11) témoigne de l'absence locale de cailloutis. Il permet d'observer un contact direct entre une pellicule de sable moyen et une craie blanche noduleuse puis compacte. L'analyse des carottages C56, C57, C58 de la mission du navire Térébel (cf. CNEXO, 1971 et Augris, 1984) et 37 de la mission Granor (cf. Augris, 1986), montrent que l'épaisseur des cailloutis est comprise entre 20 et 50 cm ; ces cailloutis surmontent des argiles gris-bleu yprésiennes ou des sables gris-beige à passées multicolores et ferrugineuses, que Sommé attribue au Landénien (communication orale).

Il est couramment admis que les étendues caillouteuses se prolongent sous les bancs sableux et forment ainsi leur "semelle". Les quelques enregistrements de sismique-réflexion consultés (cf. fig. II-6) montrent en effet l'existence d'un réflecteur situé à la base des structures sableuses et dans la continuité des cailloutis affleurant dans les interbancs. L'illustration de ce phénomène est présentée sur la figure IV-3. Nous n'avons par contre aucune information sur la présence ou l'absence de ce faciès grossier sous le talus littoral sableux et son prolongement éventuel dans la plaine maritime flamande.

En résumé, nous considérons que la fraction caillouteuse est un **faciès relique**, c'est-à-dire qui n'est pas ou très peu remanié par les conditions dynamiques actuelles. La présence de nombreux galets de silex avec des encroûtements de bryozoaires ou de serpules, ou de morceaux de craie contenant des perforations, renforcent cette hypothèse. Les petits graviers et la fraction coquillière des cailloutis sont cependant certainement mobiles dans les secteurs à plus forts courants.

### 3-2-2 Les sables

#### *a- Origine des constituants*

Différents auteurs parmi lesquels Houbolt (1968), Auffret et Larssonneur (1975), Auffret J.P. *et al.* (1975 b) et Vaslet *et al.* (1978), s'accordent pour dire que l'origine de l'essentiel du matériel sableux lithoclastique présent en Manche et en Mer du Nord est antéflandrien. Il est issu d'apports divers au cours du Tertiaire et du Pléistocène, et de façonnements variés. Pendant le Flandrien, il subit un fort remaniement et une redistribution partielle. Ce type de sédiment sableux est appelé "*palimpseste*" par Swift *et al.* (1971). Les apports sableux par des rivières actuelles sont très limités dans le cas général de la Manche ou la Mer du Nord, voire inexistantes pour ce qui est de la région d'étude.

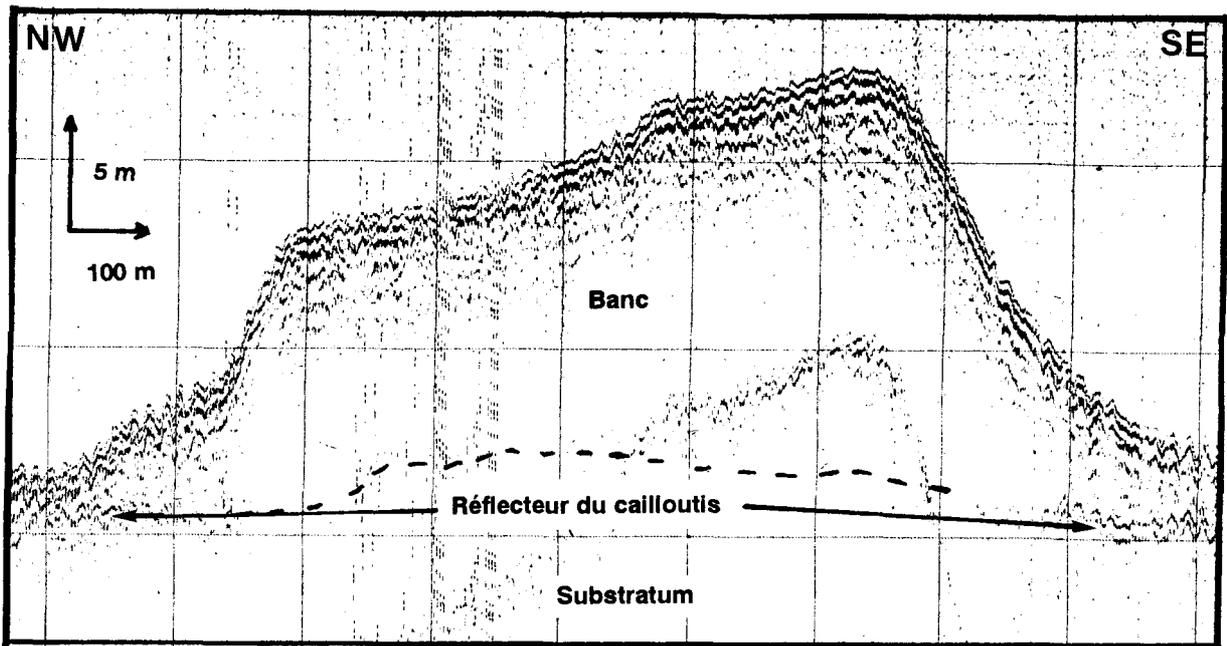


Fig. IV-3. – Profil sismique du banc sableux du Dyck.

Les sables bioclastiques sont quant à eux d'origine plus récente (Auffret J.P. *et al.*, 1975 b). Ils se sont accumulés au cours du Flandrien en contaminant plus ou moins les sables lithoclastiques (Auffret et Larsonneur, 1975). Une part non négligeable de coquilles ou de débris coquilliers provient certainement d'une production actuelle ou sub-actuelle locale, comme en témoignent les accumulations de tubes de *Serpules* dans le domaine caillouteux au large du Cap Blanc-Nez (cf. également Clabaut, 1988 p 134), ou de coquilles d'*Abra alba* notamment sur le talus littoral jusqu'à une profondeur de l'ordre de 10 m (Dewarumez, 1979 et Davoult *et al.*, 1988).

#### *b- Age et épaisseur des dépôts*

Dans la plaine maritime flamande, actuellement exondée, existent des sables marins déposés au cours de la période holocène (cf. I-C-2-3). Ces sédiments appartiennent à deux grands types de formations séparées par des dépôts de tourbe (Dubois, 1924 ; Sommé, 1975) :

– les sables de l'Assise de Calais ou "sables pissards" (8000 à 4500 B.P.), de couleur gris-bleue, ont une épaisseur maximale estimée à 25 m en bordure du littoral actuel. La mise en place des cordons littoraux et des dunes anciennes de la plaine flamande est contemporaine de celle des sables "pissards" (cf. I-C-2-3-c) ;

– les sables de l'Assise de Dunkerque (2500 B.P. à sub-actuel), de couleur beige, n'excèdent que très rarement 2 m d'épaisseur.

Des recherches effectuées à partir de carottages, de sismique réflexion et de datations faunistiques sur certains bancs sableux de la Mer du Nord (Oele, 1971; Laban et Schüttenhelm, 1981) ont montré dans le domaine marin actuel, l'existence de formations similaires séparées par un hiatus sédimentaire (Jelgersma *et al.*, 1979) . Il s'agit (cf. tableau 16) :

- de noyaux de sables fins gris-bleu mis en évidence à l'intérieur des bancs sableux et datant de la période Atlantique ;

- de sables fins gris, d'âge compris entre 2000 et 500 B.P., puis de sables beiges plus grossiers, d'âge tardi à post-médiéval (Oele, 1971; Jansen *et al.*, 1979). Cette seconde unité, contemporaine de la mise en place de l'Assise de Dunkerque, est appelée "Young Sea-sands" (Oele, 1969). Ces sables constituent la couverture sédimentaire superficielle typique des structures de la Mer du Nord.

L'épaisseur des formations sableuses marines actuelles est très étroitement liée à la morphologie des fonds. Elle peut atteindre près de 30 m au niveau des bancs, et ne représente que quelques mm ou cm pour les rubans et les taches sableuses.

	<b>PLAINE MARITIME FLAMANDE</b>	<b>DOMAINE MARIN ACTUEL</b>
<b>Atlantique à Subboréal</b>	<u>Assise de Calais</u>  Sables gris-bleu épaisseur max. = 25 m	<u>Noyau des bancs</u>  Sables gris-bleu épaisseur = ?
<b>Subboréal à Subatlantique</b>	<u>Assise de Dunkerque</u>  Sables beiges épaisseur = 1 à 2 m	<u>"Young Sea-sands"</u>  Sables gris à beiges épaisseur max. = ?

Tab. 16. – Correspondances supposées entre les sédiments marins de la plaine maritime et ceux du domaine marin actuel (d'après Oele, 1969, 1971 ; Jansen *et al.*, 1979).

### 3-2-3 La fraction fine

La fraction sédimentaire la plus fine est la seule fraction susceptible d'être couramment transportée en suspension sur de très longues distances. Il paraît illusoire de rechercher une origine précise des dépôts fins rencontrés, tant les apports sont variés et les brassages répétés. La fraction fine est apportée en Mer du Nord par les fleuves ou par la circulation générale des courants venant de l'Atlantique, de la Manche et de la Baltique. Elle est également issue de l'érosion des côtes et du fond marin, de la production organique et de l'atmosphère (Eisma, 1981). Selon ce même auteur les concentrations maximales se situent au niveau des eaux côtières avec des valeurs supérieures à 100 mg/l. Les eaux du large sont moins turbides. L'estimation globale de la quantité de matières en suspension entrant en Mer du Nord atteint au moins  $34 \times 10^6$  tonnes/an (Eisma, 1981).

Régionalement, les apports actuels par les fleuves côtiers comme l'Aa, l'Authie ou la Canche, ou encore par l'érosion littorale semblent très limités. Ils ont été chiffrés à moins de 10000 tonnes/an pour ce qui concerne l'Aa et de l'ordre de 7000 tonnes/an pour les différents canaux de la plaine maritime se jetant dans le port Est de Dunkerque (L.C.H.F., 1984). Les flux particuliers liés aux activités de dragages des ports de Calais, Dunkerque-Ouest et Dunkerque-Est sont plus importants et atteignent  $1,6 \times 10^6$  tonnes/an (Chaussepied *et al.*, 1989).

## 4 – Choix d'une classification des sédiments

Nous venons de voir que les sédiments présents dans le secteur d'étude sont d'âge et d'origine variés. Leur découpage en types sédimentaires susceptibles de conduire à une classification représentative à l'échelle régionale est délicat. L'emploi du sonar à balayage latéral, la prospection par caméra vidéo, ainsi que les enseignements tirés des observations en plongée de Dewez (1988), nous ont amené à réfléchir sur les précautions qu'il faut adopter lorsque l'on établit une cartographie sédimentaire à partir de prélèvements à la benne. La démarche justifiant notre choix de classification est présentée ci-dessous.

Les sonogrammes, par l'opposition de teintes sombres et claires, nous ont permis dans un premier temps de fixer les limites entre zones caillouteuses et zones sableuses. Ce premier tri a facilité l'interprétation de nombreux échantillons sablo-graveleux récoltés en bordure des bancs ou dans les secteurs à faible épaisseur de sable. Ces dépôts formés d'assemblages de fractions granulométriques sont en effet le résultat d'un "mélange mécanique" de deux faciès superposés. On ne doit pas dans ce cas se baser sur les pourcentages relatifs des différentes fractions, mais raisonner uniquement sur la fraction sableuse du prélèvement.

Deux autres problèmes de classification se sont posés dans le cas de prélèvements contenant un pourcentage appréciable de fraction inférieure à 63  $\mu\text{m}$ . Cette fraction fine est apparue associée indifféremment avec une fraction dominante de sable fin, de sable moyen ou même de graviers et de galets.

Une première réponse a été apportée par l'utilisation d'une caméra vidéo sous-marine dans la cas des mélanges vase-gravier. Nous avons pu observer que la fraction fine tapisse les fonds caillouteux dans les secteurs où la faune benthique est très développée (étoiles de mer ou ophiures). Dans ce cas, la présence de vase dans des secteurs à forts courants de marée semble correspondre à un piégeage biologique. Ce faciès particulier est appelé "hétérogène envasé" par Davoult *et al.* (1988). Nous ne l'avons cependant pas distingué des autres faciès caillouteux.

La conservation, dans certains godets de benne, d'une pellicule de vase sur un sédiment purement sableux nous a fait nous demander si l'association vase-sable ne relevait pas là encore du mélange. Dans le doute et afin que le caractère vaseux de ces sédiments ressorte, nous avons choisi de les classer dans la catégorie des vases dès que le pourcentage de la fraction fine dépassait 5 % .

L'augmentation de la granularité des sédiments correspond dans la majorité des cas à un accroissement de la teneur en coquilles. Elle n'a donc pas une valeur dynamique. Ainsi, les sables fins ou moyens terrigènes peuvent être contaminés en plus ou moins grande quantité par un stock bioclastique, le plus souvent compris dans la fraction supérieure à 0,315 mm. Ceci rend très difficile la corrélation entre des échantillons pourtant rapprochés géographiquement. De plus le stock bioclastique peut être soit bien classé et de taille comparable au stock quartzeux, soit mal classé avec des coquilles entières et brisées. Par ailleurs, les plongées de Dewez (1988) et les images de caméra vidéo ont montré l'existence possible de variations latérales de faciès, rapides et considérables, au sein des structures sableuses telles que les vagues de sable. Pour remédier à ces effets locaux de différenciation dynamique et de production biogène, nous avons choisi de considérer le stock coquillier dans les sédiments à dominance terrigène comme un élément secondaire.

Nous différencions 6 types sédimentaires par ordre de granularité croissante (carte h.t. n° 2). Ce sont :

- **des sédiments sablo-vaseux (type 1)** possédant un spectre granulométrique complexe avec une fraction fine représentant plus de 5 % du sédiment total. La classe modale de la fraction sableuse est situé à 125, 160, 200 ou 250  $\mu\text{m}$ . Ces sédiments sont apparentés aux types VL1a, VL1b, VL1c ou VL2a de la classification de Larsonneur (1977) et de Vaslet *et al.* (1978) (Cf. fig. IV-4). Nous les avons représenté sous forme de surcharge sur la carte h.t. n° 2 ;
- **des sables fins gris à gris-beige (type 2)** comportant une fraction 63-200  $\mu\text{m}$  supérieure à celle des sables moyens (200-500  $\mu\text{m}$ ). Ils se caractérisent par un mode à 125 ou 160  $\mu\text{m}$ , exceptionnellement 200  $\mu\text{m}$ . Ils se rapprochent des sables de type SL1e de Larsonneur (1977) ;

SUBDIVISIONS PRINCIPALES	CAILLOUTIS ou COQUINITES $L < 5\%$ - $GAL+COQ \geq 50\%$	GRAVIERS $L < 5\%$ - $GAL+COQ < 50\%$ $Md \geq 2\text{ mm}$	SABLES $L < 5\%$ - $F + L \geq 50\%$ - $Md < 2\text{ mm}$				SEDIMENTS VASEUX $L \geq 5\%$
SEDIMENTS LITHOCLASTIQUES  CALCAIRE $< 30$	CAILLOUTIS LITHOCLASTIQUES  GAL+COQ $\geq 70$ CL1a C. Litho. GAL+COQ $< 70$ CL1b C. Litho-graveleux (sablo-graveleux).	GRAVIERS LITHOCLASTIQUES  GAL+COQ $\geq 15$ GL1a Gr. litho-caillouteux (coquillier) GAL+COQ $< 15$ GL1b Gr. litho.	SABLES LITHOCLASTIQUES  $15 \leq \text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 50$ GAL+COQ $\geq \text{GR}$ SL1a S. Litho. caill. (coquillier) $\text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 15$ GR > GAL+COQ SL1b S. Litho. graveleux FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } d \ 0,5\text{ mm}$ SL1c S. Litho. grossier $\text{Sup. } d \ 0,2\text{ à } 0,5\text{ mm}$ SL1d S. Litho. fin $\text{Sup. } d \ 0,05\text{ à } 0,2\text{ mm}$ SL1e Sablons litho.				SEDIMENTS VASEUX  $L < 25$ VL1a Séd. (sable) litho-vaseux (silt-argileux) $25 \leq L < 75$ VL1b Vase (silt-arg. sabieuse (grav. ou caill.)) $L < 75$ VL1c Vase (silt-argileux)
SEDIMENTS LITHO-BIOCLASTIQUES  30 $\leq$ CALCAIRE $< 50$	CAILLOUTIS LITHO-BIOCLASTIQUES  GAL+COQ $\geq 70$ CL2a C. Litho. bio-coquillier GAL+COQ $< 70$ CL2b C. Litho. bio-graveleux (Sab. grav.)	GRAVIERS LITHO-BIOCLASTIQUES  GAL+COQ $\geq 15$ GL2a Gr. Litho. bio-coquillier ou caillouteux GAL+COQ $< 15$ GL2b Gr. Litho. bio.	SABLES LITHO-BIOCLASTIQUES  $15 \leq \text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 50$ GAL+COQ $\geq \text{GR}$ SL2a S. Litho. bio-caillouteux ou coquillier $\text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 15$ GR > GAL+COQ SL2b S. Litho. bio-graveleux FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } d \ 0,5\text{ mm}$ SL2c S. Litho. bio-grossier $\text{Sup. } d \ 0,2\text{ à } 0,5\text{ mm}$ SL2d S. Litho. bio. fin $\text{Sup. } d \ 0,05\text{ à } 0,2\text{ mm}$ SL2e Sablons litho-bio.				SEDIMENTS VASEUX CALCAREUX  $L < 25$ VL2a Séd. (sable) litho-bio. vaseux (silt-argileux) $25 \leq L < 75$ VL2b Marnes sableuses (grav. ou caill.) ou coq. $L < 75$ VL2c Marnes
SEDIMENTS BIO-LITHOCLASTIQUES  50 $\leq$ CALCAIRE $< 70$	COQUINITES LITHOCLASTIQUES  COQ+GAL $\geq 70$ CB1a Coq. Litho. COQ+GAL $< 70$ CB1b Coq. Litho. grav. (Sab. grav.)	GRAVIERS BIO-LITHOCLASTIQUES  COQ+GAL $\geq 15$ GB1a Gr. bio. Litho. coquillier (caillouteux) COQ+GAL $< 15$ GB1b Gr. bio. Litho.	SABLES BIO-LITHOCLASTIQUES  $15 \leq \text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 50$ COQ+GAL $\geq \text{GR}$ SB1a S. bio. Litho. coq. caillouteux $\text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 15$ GR > COQ+GAL SB1b S. bio. Litho. graveleux FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } d \ 0,5\text{ mm}$ SB1c S. bio. Litho. grossier $\text{Sup. } d \ 0,2\text{ à } 0,5\text{ mm}$ SB1d S. bio. Litho. fin $\text{Sup. } d \ 0,05\text{ à } 0,2\text{ mm}$ SB1e Sablons bio. litho.				SEDIMENTS CARBONATES VASEUX  $L < 25$ VB1a Séd. (sable) bio. litho. vaseux (silt-argileux) $25 \leq L < 75$ VB1b Marnes calcaires sableuses (grav. ou caill. ou coq.) $L < 75$ VB1c Marnes Calcaires
SEDIMENTS BIOCLASTIQUES  CALCAIRE $> 70$	COQUINITES  COQ+GAL $\geq 70$ CB2a Coquinite COQ+GAL $< 70$ CB2b Coq. grav. (sablo. grav.)	GRAVIERS BIOCLASTIQUES  COQ+GAL $\geq 15$ GB2a Gr. bioc. coquillier COQ+GAL $< 15$ GB2b Gr. bio.	SABLES BIOCLASTIQUES  $15 \leq \text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 50$ COQ $\geq \text{GR}$ SB2a S. bioclastique coquillier $\text{Sup. } d \ 2\text{ mm} < 15$ GR > COQ SB2b S. bio. graveleux FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } d \ 0,5\text{ mm}$ SB2c S. bio. grossier $\text{Sup. } d \ 0,2\text{ à } 0,5\text{ mm}$ SB2d S. bio. fin $\text{Sup. } d \ 0,05\text{ à } 0,2\text{ mm}$ SB2e Sablons bio.				SEDIMENTS CALCAIRES VASEUX  $L < 25$ VB2a Séd. (sable) bio. vaseux (silt-argileux) $25 \leq L < 75$ VB2b Boues calcaires sableuses (grav. ou coq.) $L < 75$ VB2c Boues calcaires

GAL = Galets, COQ.  $\geq 20\text{ mm}$  = Coquilles, GR = Gravier, S = Sables, L = Lutites. \* Sédiments pouvant en outre être qualifiés de zoogènes (z) ou de phycogènes (p)  
# Sédiments silt-argileux, argilo-siltieux ou argileux.

Fig. IV-4. - Nomenclature des sédiments superficiels de la Manche. D'après Larsonneur (1977) et Vaslet *et al.* (1978).

- des sables moyens beiges (type 3) dont le mode est situé à 200  $\mu\text{m}$  (sous-type 3A) ou 250  $\mu\text{m}$  (sous-type 3B) et plus rarement 315  $\mu\text{m}$  (sous-type 3C). Ils constituent le faciès le plus répandu de la zone d'étude et correspondent aux sables SL1d de Larsonneur (1977) ;

- des sables de type 4 correspondant à des sables moyens encore dominants et caractérisés par une classe modale de 200 à 400  $\mu\text{m}$ . Nous les avons cependant différenciés des sables moyens de type 3 parce qu'ils contiennent un stock bioclastique plus abondant. La teneur en  $\text{CaCO}_3$  de ces sables dépasse très souvent 30 %. Ces sédiments sont donc fondamentalement des sables moyens coquilliers bien classés, ou des sables moyens terrigènes associés à une fraction coquillière de sables grossiers et de graviers. Nous avons choisi de ne les faire apparaître que sous la forme d'une surcharge sur la carte H.T n° 2.

- des sables grossiers-graveleux hétérogènes et en général très coquilliers (type 5). Le pourcentage de sable grossier est dominant par rapport à la fraction des sables moyens (200-500  $\mu\text{m}$ ). Ils constituent le stade maximum de la contamination bioclastique ;

- des cailloutis (type 6) dont les limites géographiques ont été déterminées à partir des enregistrements de sonar latéral. Ils regroupent l'ensemble des types GL, GB, CL et CB de Larsonneur (1977).

Les sables de type 2 et 3 sont généralement bien classés et peu coquilliers. Ils se différencient nettement par leur couleur respective gris-beige et beige. A l'opposé, les types 4 et 5 qui sont très souvent indissociables du point de vue de leur répartition, contiennent une proportion élevée voire dominante de bioclastes. Les limites entre les différents types de sable peuvent paraître plus ou moins arbitraires puisqu'il existe une évolution continue des sédiments de type 3 à ceux de type 5, liée à une augmentation du pourcentage de composants biogènes, et donc de la proportion de sables grossiers coquilliers.

## **B - LES SEDIMENTS SABLEUX DU DOMAINE MARIN**

Les prélèvements en mer se sont déroulés sur une période de 20 mois, entre mars 1987 et octobre 1988.

### **1 - Les bancs du large**

L'étude sédimentologique des deux bancs du large et des champs de vagues de sable associés (cf. III-C-2-3-2 et III-D-2-1) repose sur l'analyse de 96 échantillons de surface (cf. fig. II-9), et de 88 échantillons provenant de 12 carottages réalisés pendant la mission Granor (cf. fig. II-11).

#### **1-1 Le secteur du Ruytingen**

Nous avons effectué 39 prélèvements dans ce secteur dont 14 dans le champ Nord-Ruytingen. Aucun échantillon n'a cependant été prélevé dans le champ Ouest-Ruytingen. Les caractéristiques sédimentologiques de la terminaison occidentale du banc, entre 1°50' et 1°55'E, sont principalement déduites des carottes 30, 31, 32, 40, 41, 42 et 43.

##### **1-1-1 Répartition générale des sédiments**

Les caractéristiques générales des sables superficiels du secteur du Ruytingen sont présentées dans le tableau 17. Les courbes granulométriques et les histogrammes des types représentatifs, ainsi que les proportions relatives des fractions sableuses, sont donnés sur la figure IV-5.

Le banc, à l'exception de sa terminaison occidentale, c'est-à-dire à l'Ouest de 2°00'E, paraît très homogène du point de vue de la granularité des sédiments. Les prélèvements sont essentiellement des sables moyens de type 3 (3B et 3C), de couleur beige. La distribution granulométrique est unimodale (mode à 250  $\mu\text{m}$ , plus rarement à 315  $\mu\text{m}$ ) et les sables sont très bien

à bien classés (So de 1,10 à 1,20). Les teneurs en particules de taille supérieure à 2 mm n'excèdent jamais 1 %. Le pourcentage en CaCO<sub>3</sub> est généralement compris entre 4 et 19 %, mais peut atteindre près de 30 % quand la fraction de sable grossier augmente sensiblement. Nous n'avons observé aucun gradient granulométrique transversal au banc.

Le pied interne du banc présente des sédiments de type 3A associés à une fraction bioclastique probablement dérivée de la zone caillouteuse adjacente. Le classement des sables est de ce fait moins bon (So de 1,49 à 1,60). Les teneurs en CaCO<sub>3</sub> atteignent 30 %. Les particules fines (<63 µm) sont absentes sur le banc, mais quelques échantillons de la bordure interne présentent des teneurs maximales de 2,5 %. Il s'agit d'une contamination par la fraction fine associée au cailloutis (Cf. A-4).

Les échantillons récoltés dans le champ Nord-Ruytingen sont plus variés en raison de la morphologie complexe et des tris granulométriques résultants. Ils sont le plus souvent rattachés au type 4 mais des sables de types 3 ou 5 sont également présents. Le mode est situé à 315 ou 400 µm. Ils sont très bien à mal classés (So de 1,11 à 2,48), suivant l'importance du stock bioclastique. Les pourcentages en graviers atteignent localement jusqu'à 30 %, les teneurs en CaCO<sub>3</sub> varient entre 25 et 40 %.

Des sables grossiers de type 5 ont été prélevés en trois points dans le champ Nord et à la terminaison Ouest du banc. Ils sont constitués par une proportion de sable moyen encore abondante (37-43 %) mais non dominante. Leur mode est situé à 400 µm. Les sables sont moyennement classés (So de 1,50 à 1,73) et très coquilliers (CaCO<sub>3</sub> de 37 à 71 %).

	<b>TYPE 3</b>	<b>TYPE 4</b>	<b>TYPE 5</b>
<b>MODE</b> (µm)	200-315	315-400	400
<b>MEDIANE</b> (µm)	260-350	419-647	545-660
<b>GRAIN MOYEN</b> (µm)	260-350	445-980	690-780
<b>CLASSEMENT</b>	1,10-1,16	1,11-2,48	1,50-1,73
<b>ASYMETRIE</b>	0,98-1,03	0,98-2,47	1,26-1,41
<b>% CaCO<sub>3</sub></b>	4-19	25-40	37-71
<b>% FINES</b>	0	0	0
<b>% SABLE FIN</b>	01-10	00-07	00-01
<b>% SABLE MOYEN</b>	82-97	42-80	37-43
<b>% SABLE GROSSIER</b>	00-08	17-47	45-48
<b>% GRAVIERS</b>	< 1 %	01-27	11-15

Tab. 17. – Caractéristiques des sédiments superficiels du secteur du Ruytingen.

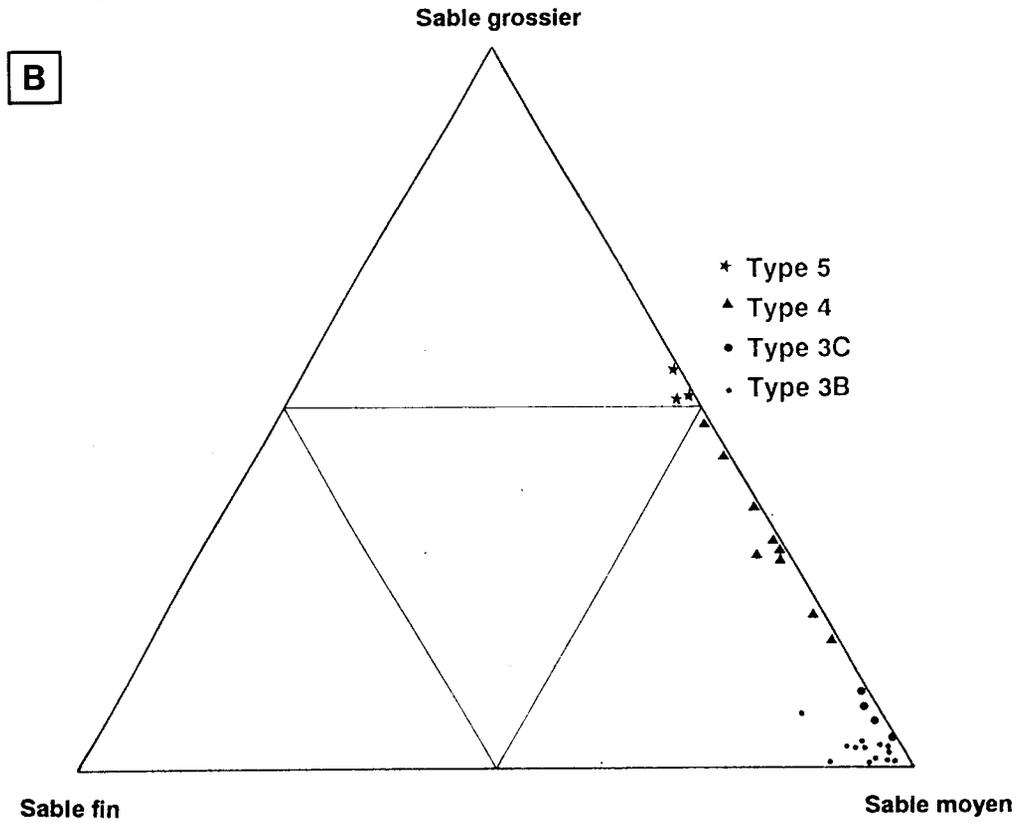
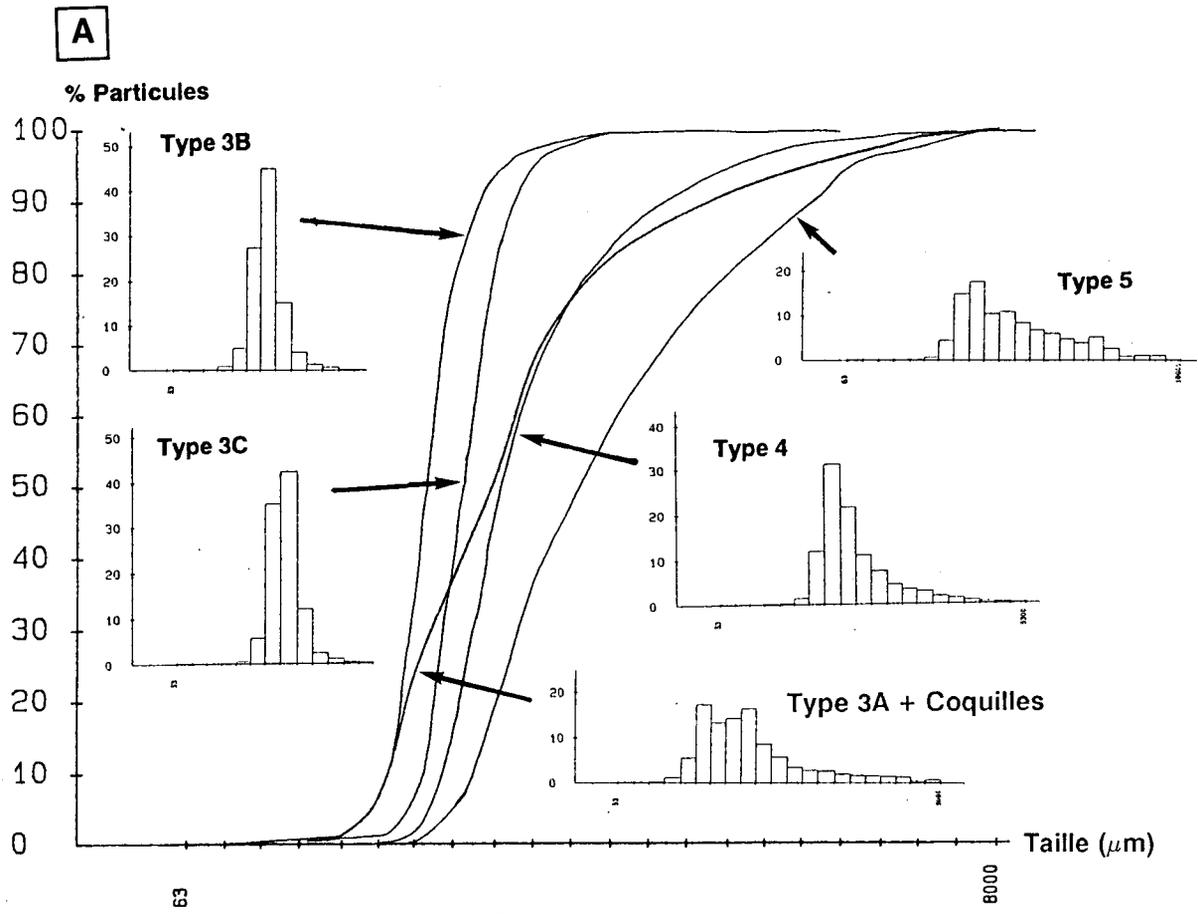


Fig. IV-5. - (A) Courbes et histogrammes représentatifs des sédiments du secteur du Ruytingen. (B) Granularité des sables superficiels du banc du Ruytingen et du champ Nord.

## 1-1-2 La terminaison occidentale du Ruytingen

Les carottes 30, 31, 32, 40, 41, 42 et 43 ont été prélevées dans les flancs des vagues de sable qui festonnent la terminaison du Ruytingen, sur une épaisseur comprise entre 0,6 et 2 m. Nous n'avons pas pu les repositionner exactement par rapport à la crête des structures. Elles sont constituées dans leur ensemble par un matériel sablo-graveleux de type 4 ou 5 (tab. 18 et fig. IV-6), et confirment l'aspect relativement grossier et hétérogène de cette partie du banc, pressenti en se basant sur les échantillons de surface.

La carotte 30, d'une longueur de 2 m, est composée d'une alternance de sable moyen de type 4 et de sable grossier de type 5. La fraction sableuse est associée à une quantité de graviers litho-bioclastiques variant entre 3 et 51 %. La classe modale est cependant assez constante et située à 400  $\mu\text{m}$ . Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  sont comprises entre 29 et 60 %. Le classement est moyen à très mauvais (So de 1,37 à 3,85).

La carotte 31 (1,95 m) est constituée d'un sable moyen de type 4 à l'exception d'une passée plus grossière de type 5, avec de grandes coquilles brisées entre 1,15 et 1,30 m. Les graviers représentent une proportion de 0 à 27 % du sédiment total. Le mode, généralement égal à 315  $\mu\text{m}$  passe à 630  $\mu\text{m}$  dans le niveau plus grossier. Le  $\text{CaCO}_3$  varie de 24 et 73 %. Les sédiments sont bien à mal classés (So de 1,17 à 1,93).

La carotte 32 (1,95 m) contient un sable grossier dominant (type 5) avec une intercalation de type 4 entre 1,25 et 1,40 m. Le cailloutis basal constitué de galets de silex est observé à partir de 182 cm. Le mode des échantillons sableux varie entre 400 et 630  $\mu\text{m}$  et les teneurs en graviers de 1 à 42 %. Le classement est moyen à très mauvais (So de 1,39 à 3,47). Les sédiments sont très riches en débris coquilliers ( $\text{CaCO}_3$  de 37 à 76 %).

La carotte 40 (1,90 m) qui débute par un niveau de petits graviers sur 20 cm est composée de sables de types 4 et 5. Le pourcentage de la fraction supérieure à 2 mm est comprise entre 12 et 47 %. Le mode se situe à 400  $\mu\text{m}$  jusqu'à 1,40 m de profondeur puis passe à 315  $\mu\text{m}$ . Les sédiments sont moyennement à très mal classés (So de 1,33 à 3,02) et contiennent de 27 à 55 % de  $\text{CaCO}_3$ .

La carotte 41 (1,38 m) est entièrement composée de sable de type 5 (55 à 60 %), associé à des pourcentages de graviers compris entre 26 et 30 %. Le mode est constant à 630  $\mu\text{m}$ . Le sédiment est mal classé (1,82 à 1,96) et les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  varient de 54 à 75 %.

La carotte 42 (1,98 m) débute par un niveau de sable moyen coquillier à mode 315  $\mu\text{m}$  sur 30 cm puis passe à des sables grossiers de type 5. Les teneurs en graviers sont comprises entre 15 et 50 % et le  $\text{CaCO}_3$  entre 43 et 62 %. Le classement est moyen à mauvais (So de 1,72 à 2,70).

La carotte 43 (0,60 m) est composée d'un matériel plus fin que les autres carottes du site. Le mode est constant à 315  $\mu\text{m}$ . Les graviers n'excèdent pas 3 % et les sables moyens de type 4 sont compris entre 73 et 81 %. Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  sont relativement faibles (18 à 27 %) et le classement est très bon (So de 1,15 à 1,18). Cette carotte est probablement située au niveau de la transition entre le domaine du banc et celui des vagues de sable isolées de sa terminaison.

	TYPE 4 et 5 indifférenciés
<b>MODE</b> ( $\mu\text{m}$ )	315-10000
<b>MEDIANE</b> ( $\mu\text{m}$ )	387-1863
<b>GRAIN MOYEN</b> ( $\mu\text{m}$ )	406-1944
<b>CLASSEMENT</b>	1,15-3,85
<b>ASYMETRIE</b>	0,54-3,27
<b>% <math>\text{CaCO}_3</math></b>	18-76
<b>% FINES</b>	0-2
<b>% SABLE FIN</b>	0-6
<b>% SABLE MOYEN</b>	5-80
<b>% SABLE GROSSIER</b>	17-75
<b>% GRAVIERS</b>	0-51

Tab. 18. – Caractéristiques des sédiments des carottes de la terminaison occidentale du Ruytingen.

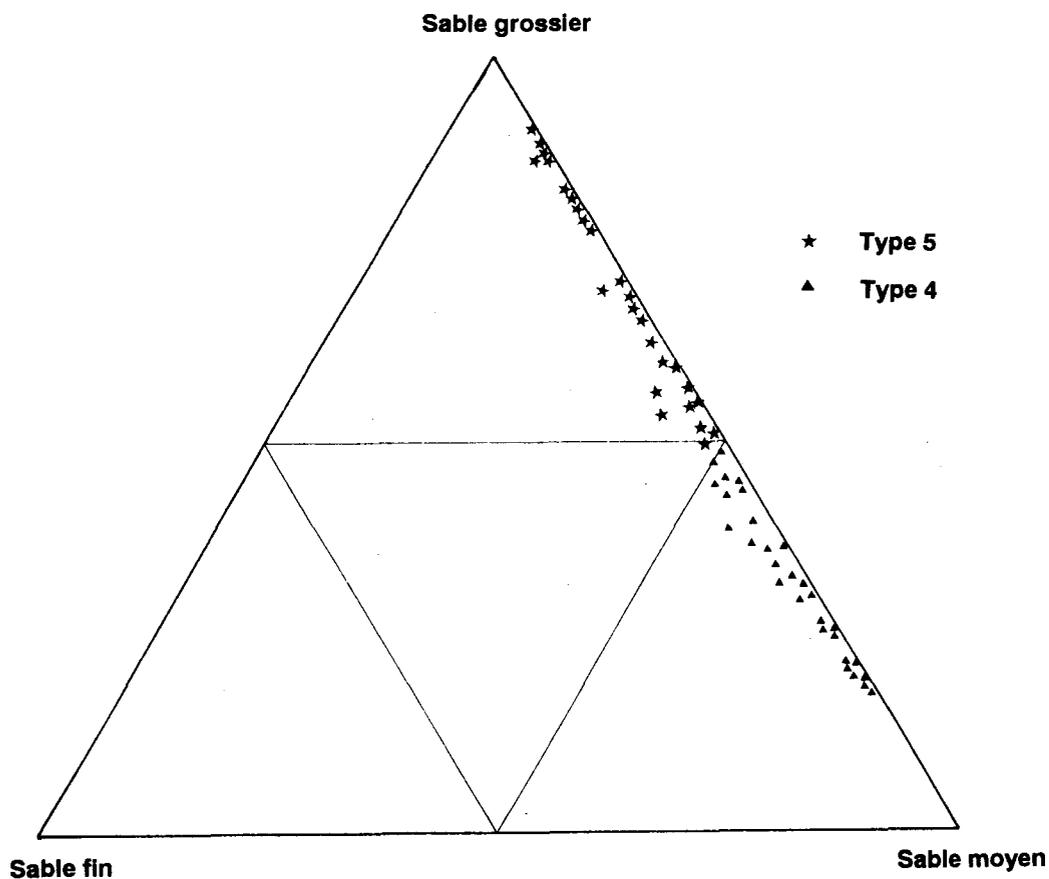


Fig. IV-6. – Granularité des sables composant les vagues de sable de la terminaison occidentale du Ruytingen.

## 1-2 Le Dyck

57 prélèvements de surface et 27 échantillons provenant des carottes 33, 34, 35, 36 et 44 de la terminaison occidentale du Dyck (cf. fig. II-9 et II-11) ont été analysés dans cette partie du domaine d'étude.

### 1-2-1 Les prélèvements superficiels

La répartition générale des sédiments superficiels du Dyck est assez comparable à celle rencontrée sur le Ruytingen. On constate en effet une opposition nette entre les sédiments de la partie du banc située à l'Est de 1°59'E, et ceux de sa terminaison occidentale modelée par des vagues de sable de grande taille (cf. III-D-2-1-2). Les caractéristiques des échantillons représentatifs du Dyck sont reportées dans le tableau 19. Les pourcentages relatifs des sables et les fuseaux granulométriques des différents types sont présentés sur la figure IV-7.

Les sables moyens beiges de type 3 occupent l'essentiel de la surface du banc. On peut cependant, contrairement au Ruytingen, distinguer deux sous-zones dans la distribution de ces sédiments :

- entre 1°59' et 2°09'E environ, la classe modale des sables est systématiquement située à 250  $\mu\text{m}$  (sous-type 3B). Ils sont en général très bien à bien classés (So de 1,11 à 1,19) et pauvres en calcaire (de 5 à 15 %). Les teneurs en graviers ne dépassent pas 2 %. Seuls quelques échantillons contaminés par une fraction de sables grossiers bioclastiques, atteignant 11 %, dépassent ces limites.

- à l'Est de 2°09'E, c'est à dire dans la partie du banc appelée Dyck Central sur les cartes marines, des sables moyens beiges à mode 200  $\mu\text{m}$  (sous-type 3A) apparaissent. Leurs caractéristiques sont très proches des sables 3B, à l'exception d'une diminution du grain moyen et de la médiane en liaison avec un enrichissement en sables fins. Des sédiments de ce type ont également été prélevés au niveau de la bordure interne du banc entre 2°00' et 2°04'E.

On peut également noter qu'un échantillon de sable gris-beige à mode 200  $\mu\text{m}$ , peu calcaire (9 %), et légèrement envasé (2 %) a été prélevé sur le flanc externe et abrupt du Dyck Central. Nous l'avons rattaché au type 2 puisqu'il contient une fraction dominante de sables fins (63-200  $\mu\text{m}$ ).

Les sédiments de types 4 et 5 sont essentiellement localisés dans la partie Ouest du Dyck. On peut toutefois les rencontrer également sur les bordures externe et interne du banc. Ils possèdent une classe modale variant de 315  $\mu\text{m}$  à 1 mm. Leur classement est moyen à très mauvais (So de 1,41 à 3,34). Les teneurs en graviers atteignent jusqu'à 82 %, et le  $\text{CaCO}_3$  varie de 27 à 81 %.

	SOUS-TYPE 3A	SOUS-TYPE 3B	TYPE 4 et 5
<b>MODE</b> ( $\mu\text{m}$ )	200	250	315-10000
<b>MEDIANE</b> ( $\mu\text{m}$ )	211-245	248-340	461-7911
<b>GRAIN MOYEN</b> ( $\mu\text{m}$ )	207-258	244-355	448-5108
<b>CLASSEMENT</b>	1,08-1,24	1,11-1,23	1,41-3,34
<b>ASYMETRIE</b>	0,96-1,03	0,97-1,11	0,55-2,86
<b>% CaCO<sub>3</sub></b>	05-15	05-20	27-81
<b>% FINES</b>	00-01	00	00-02
<b>% SABLE FIN</b>	08-38	01-18	00-12
<b>% SABLE MOYEN</b>	59-88	82-95	03-64
<b>% SABLE GROSSIER</b>	00-08	00-11	10-81
<b>% GRAVIERS</b>	00-03	00-06	03-82

Tab. 19. - Caractéristiques des prélèvements superficiels du Dyck.

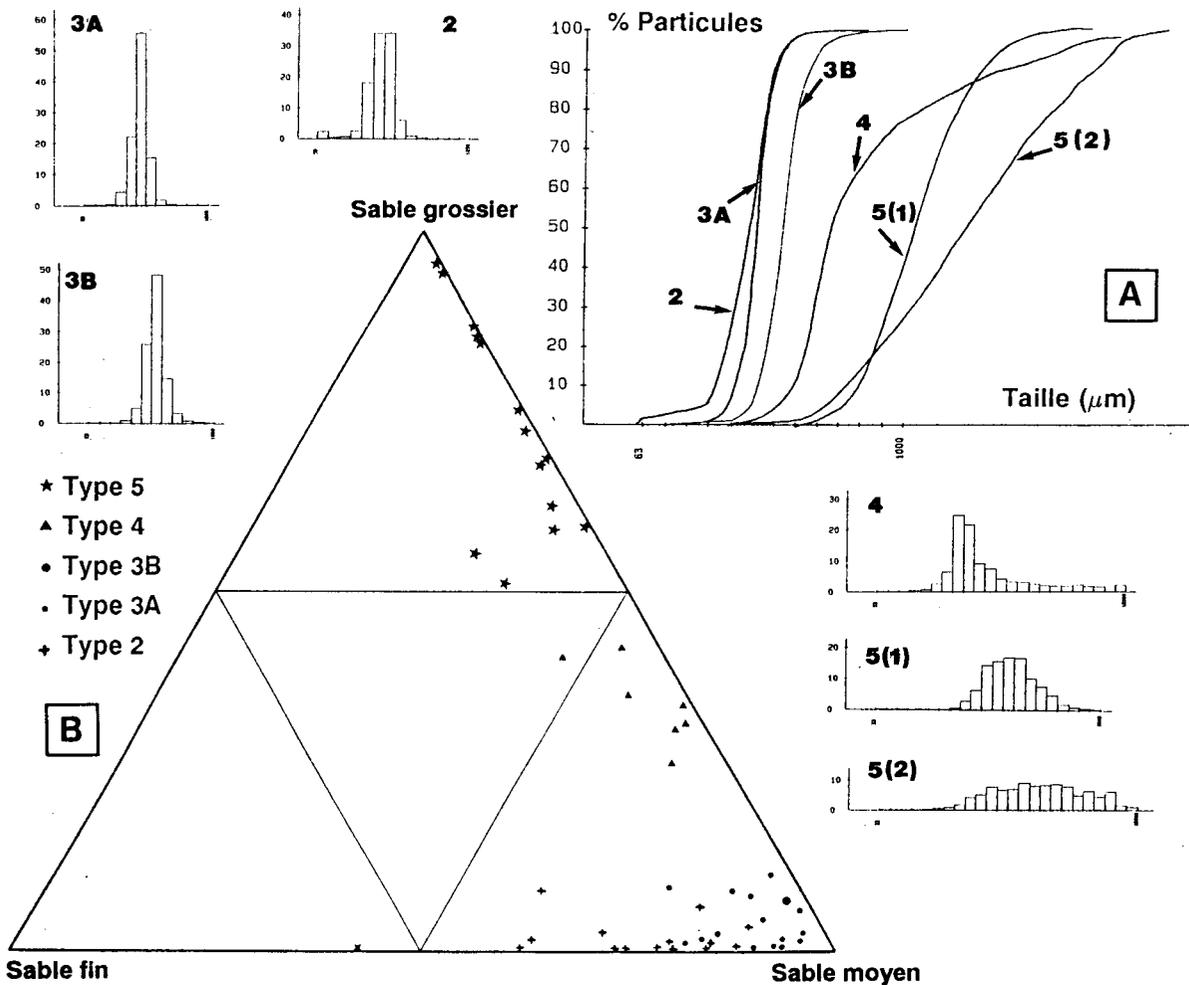


Fig. IV-7. - Courbes granulométriques des types sédimentaires superficiels (A) et granularité des sables (B) du banc du Dyck.

## 1-2-2 Les carottes de la terminaison Ouest du Dyck

Les carottages ont été réalisés dans le champ de vagues de sable peu étendu qui prolonge le banc proprement dit (cf. III-D-2-1-2). Ils recourent des sédiments hétérogènes coquilliers de type 4 et 5, et plus rarement des sables moyens de type 3. Les teneurs respectives en sable sont présentées sur la figure IV-8.

La carotte 33 (0,89 m) montre à son sommet un ensemble de petits graviers de silex et de coquilles entières ou brisées, sur une épaisseur de 20 cm. La partie sous-jacente est formée par un sédiment hétérogène associant des graviers en teneurs comprises entre 44 et 51 %, et des sables grossiers et moyens. Le classement des sédiments est très mauvais (So de 2,71 à 4,10), et les teneurs en CaCO<sub>3</sub> élevées (de 35 à 53 %).

La carotte 34 (1,50 m) présente des variations de faciès plus distinctes que sur l'ensemble des autres carottes. Les sédiments sont riches en calcaire (de 27 à 51 %). Ils contiennent des proportions de graviers augmentant depuis le sommet jusqu'à 70 cm de profondeur de 8 à 84 %. Dans la partie inférieure les particules supérieures à 2 mm varient de 55 à 82 %. A l'exception des vingt premiers centimètres, les pourcentages de sable grossiers sont supérieurs à ceux des sables moyens. Le classement est moyen à mauvais (So de 1,75 à 2,54).

La carotte 35 (1,00 m) débute par un niveau de 10 cm enrichi en sable fin (31 %). Les sédiments sont à nouveau moyennement à très mal classés (So de 1,76 à 2,85), et riches en CaCO<sub>3</sub> (de 48 à 61 %). Les teneurs en graviers varient de 6 à 74 %.

La carotte 36 (1,27 m) est constituée par un niveau sableux de 40 cm d'épaisseur reposant sur une formation de graviers et galets essentiellement lithoclastiques. Les sables sont de type 4 et 5 et sont riches en calcaire (de 34 à 50 %). Dans la partie inférieure de la carotte, les teneurs en sable sont comprises entre 14 et 31 %, avec une fraction de sables grossiers presque toujours dominante.

La carotte 44 (0,72 m) est formée d'un assemblage de sables moyens (de 18 à 35 %), de sables grossiers (de 18 à 31 %) et de graviers dominants (de 35 à 62 %). Les teneurs en CaCO<sub>3</sub> sont relativement constantes et comprises entre 38 et 45 %. Le classement est toujours très mauvais (So de 2,84 à 3,25).

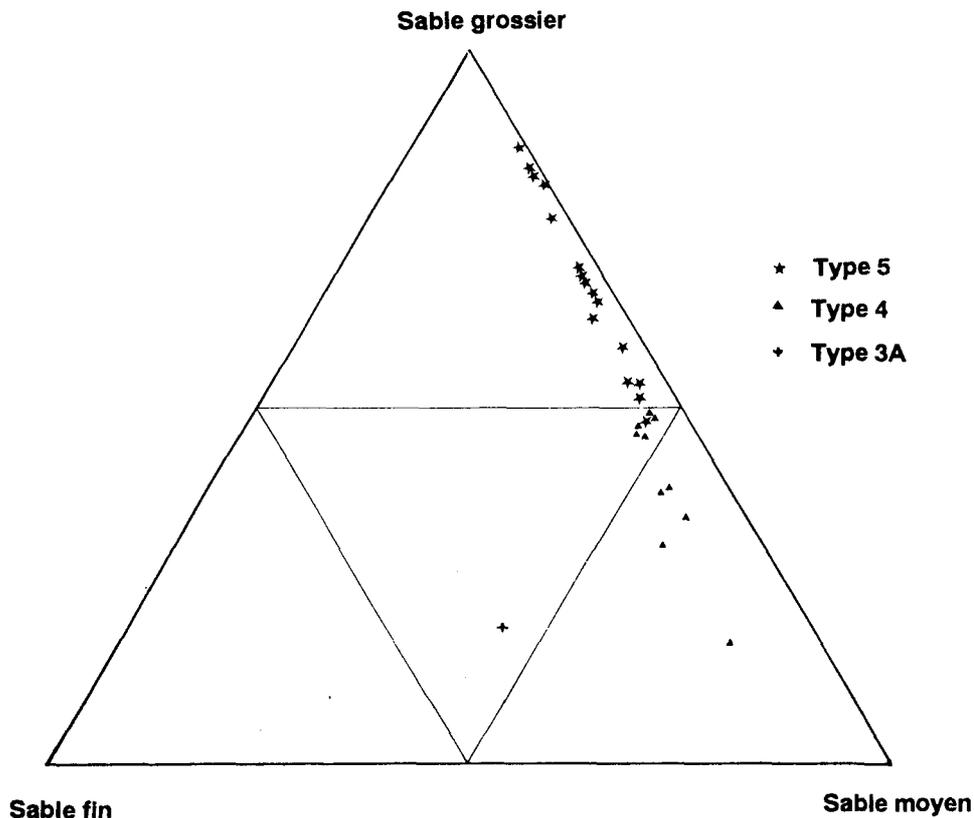


Fig. IV-8. – Granularité des sables composant les structures de la terminaison occidentale du Dyck.

En résumé, les secteurs du Ruytingen et du Dyck permettent de différencier deux ensembles du point de vue de la composition des sédiments. Les bancs sont constitués, au moins superficiellement, d'un sable moyen beige de type 3. Ils ne présentent pas de gradient granulométrique transversal mais un léger gradient longitudinal décroissant d'Ouest en Est se dessine dans le cas du Dyck. La terminaison occidentale des deux bancs, le champ de vagues de sable Nord Ruytingen et probablement le champ Ouest présentent un faciès très hétérogène de sables coquilliers moyen (type 4) et grossier (type 5), associés à des graviers litho-bioclastiques en quantité variable. L'hétérogénéité de ce stock sédimentaire, à la fois spatiale et verticale comme l'ont montré les carottages, est probablement liée d'une part à une plus grande productivité en coquilles que sur le banc proprement dit, d'autre part aux tris granulométriques. Il n'est pas exclu que les sommets des vagues de sable des secteurs d'apparence hétérogène soient constitués de sable moyen de type 3. On peut cependant constater qu'une partie du matériel graveleux formant les épandages anciens de cailloutis a été ou est encore actuellement reprise pour constituer les structures sableuses des terminaisons des bancs. Ceci conduit à poser le problème de l'âge de formation et de la dynamique actuelle de ces structures sablo-graveleuses.

## 2 – Les bancs de Calais

55 prélèvements de surface ont été effectués dans le secteur des bancs de Calais (Cf. fig. II-9). Il faut y ajouter 10 échantillons provenant des carottes 38 et 39 des Ridens de Calais et CA2 des Ridens de la Rade (Cf. fig. II-11).

### 2-1 Les sédiments superficiels des deux bancs

Trois types de sédiments sont reconnus sur les bancs de Calais (tab. 20 et fig. IV-9) :

#### 2-1-1 Les sables moyens de type 3

Le sommet des deux bancs est essentiellement occupé par des sables moyens beiges de mode 250  $\mu\text{m}$  (3B) ou 315  $\mu\text{m}$  (3C). On constate de plus une évolution d'Ouest en Est du sous-type 3C vers le sous-type 3B. Ces sédiments sont très bien à bien classés (So de 1,11 à 1,19) et peu calcaires (7 à 25 %). Les teneurs en graviers n'excèdent en général pas 2 % et la fraction 200-500  $\mu\text{m}$  est largement dominante (de 74 à 94 %). La fraction de sables fins (63-200  $\mu\text{m}$ ) est comprise entre 1 et 12 %. Des sables moyens 3B ont également été prélevés à une profondeur supérieure à 20 m entre les deux bancs, à l'Ouest du secteur caillouteux côtier.

Les sables moyens 3A (mode 200  $\mu\text{m}$ ) se disposent en bordure Sud des Ridens de Calais depuis 1°50'E environ jusqu'au Dyck. Ils occupent une bande de 400 à 1000 m de large, sur une épaisseur probablement faible puisque le cailloutis apparaît localement. Les teneur en sables fins augmentent jusqu'à 17 % ; parallèlement le grain moyen varie entre 227 et 273  $\mu\text{m}$ .

Des sédiments de même type mais avec une fraction de sable fin plus importante (de 14 à 45 %) et un grain moyen plus faible (205 à 248  $\mu\text{m}$ ) sont rencontrés au niveau du pied interne des Ridens de la Rade, en bordure de la zone caillouteuse du chenal de Calais. Ils occupent également une partie du flanc Nord et du pied externe de ce banc.

#### 2-1-2 Les sables moyens de type 4

Les sables moyens de type 4 semblent s'étendre sur le flanc interne des Ridens de Calais au niveau d'une bande étroite de l'ordre de 200 à 400 m et sur une partie SW de son flanc externe. Le mode des sables est compris entre 250 et 315  $\mu\text{m}$ , exceptionnellement 400  $\mu\text{m}$ . Les teneurs en sables grossiers et en graviers varient respectivement entre 14 et 36 % et entre 3 et 35 %. Ces sédiments sont plus riches en carbonates que les sables du sommet de banc (de 22 à 71 %) et moins bien classés (So de 1,30 à 3,34).

Sur les Ridens de la Rade, les sables de type 4 sont moins bien représentés. Seuls quatre prélèvements effectués en sommet et sur la bordure Nord du banc peuvent être rattachés à ce type. Ces échantillons sont moyennement à mal classés (So de 1,21 à 2,55) et riches en carbonates (de 31 à 65 %) ; les valeurs extrêmes correspondant aux prélèvements du sommet de banc.

## 2-1-3 Les sables grossiers de type 5

Les sables de type 5 prennent le relais des sables de type 4 sur le flanc externe des Ridens de Calais, en direction du NE. Ils correspondent à des sédiments prélevés dans une zone de vagues de sable atteignant 15 m d'amplitude (Cf. III-D-2-1-2), et sont probablement le résultat de tris granulométriques. Ces sables sont moyennement classés (So de 1,38 à 1,69 %) et riches en coquilles (CaCO<sub>3</sub> de 67 à 79 %). Les teneurs en sables fin et moyen ne dépassent jamais 30 % tandis que la fraction de sables grossiers varie de 56 à 86 %. Les graviers, essentiellement bioclastiques, n'excèdent pas 18 % du sédiment total.

Sur les Ridens de la Rade, aucun prélèvement n'appartient au type 5.

	<b>TYPE 3</b>	<b>TYPE 4</b>	<b>TYPE 5</b>
<b>MODE</b> (µm)	200-315	250-400	400-630
<b>MEDIANE</b> (µm)	205-359	349-927	742-1055
<b>GRAIN MOYEN</b> (µm)	201-374	395-931	793-1099
<b>CLASSEMENT</b>	1,08-1,32	1,30-3,34	1,38-1,69
<b>ASYMETRIE</b>	0,95-1,21	0,89-3,91	1,05-1,15
<b>% CaCO<sub>3</sub></b>	07-25	22-71	67-79
<b>% FINES</b>	00-01	00	00
<b>% SABLE FIN</b>	01-45	00-06	00-01
<b>% SABLE MOYEN</b>	54-94	30-75	07-28
<b>% SABLE GROSSIER</b>	00-13	14-36	56-86
<b>% GRAVIERS</b>	00-09	03-35	03-18

Tab. 20. - Caractéristiques des prélèvements superficiels des bancs de Calais.

## 2-2 Les carottages

Sur les Ridens de Calais, des carottages ont été effectués dans la partie terminale NE du banc, dans un secteur à vagues de sables d'une hauteur maximale de 12 m. Les deux carottes 38 et 39 (Cf. fig. II-11), distantes de moins 1,5 km, possèdent des longueurs respectives de 0,72 et 1,20 m. Elles ne sont donc représentatives que d'une partie relativement faible de ces structures transverses.

La carotte 38 est composé d'un matériel bioclastique (CaCO<sub>3</sub> de 49 à 61 %) de sable moyen de type 4 sur les dix premiers centimètres, puis de sable grossier-graveleux de type 5.

La carotte 39 est très homogène et formée de sable moyen beige de type 3. Les teneurs en carbonates varient entre 8 et 12 %, et le classement est constant et très bon (So de 1,13) sur l'ensemble de la carotte.

Un carottage (CA2) a été effectué au sommet des Ridens de la Rade, sur une épaisseur d'environ 2 m. Il permet de confirmer que le banc est formé de sables moyens de type 3 et 4, à mode 250 ou 315  $\mu\text{m}$ .

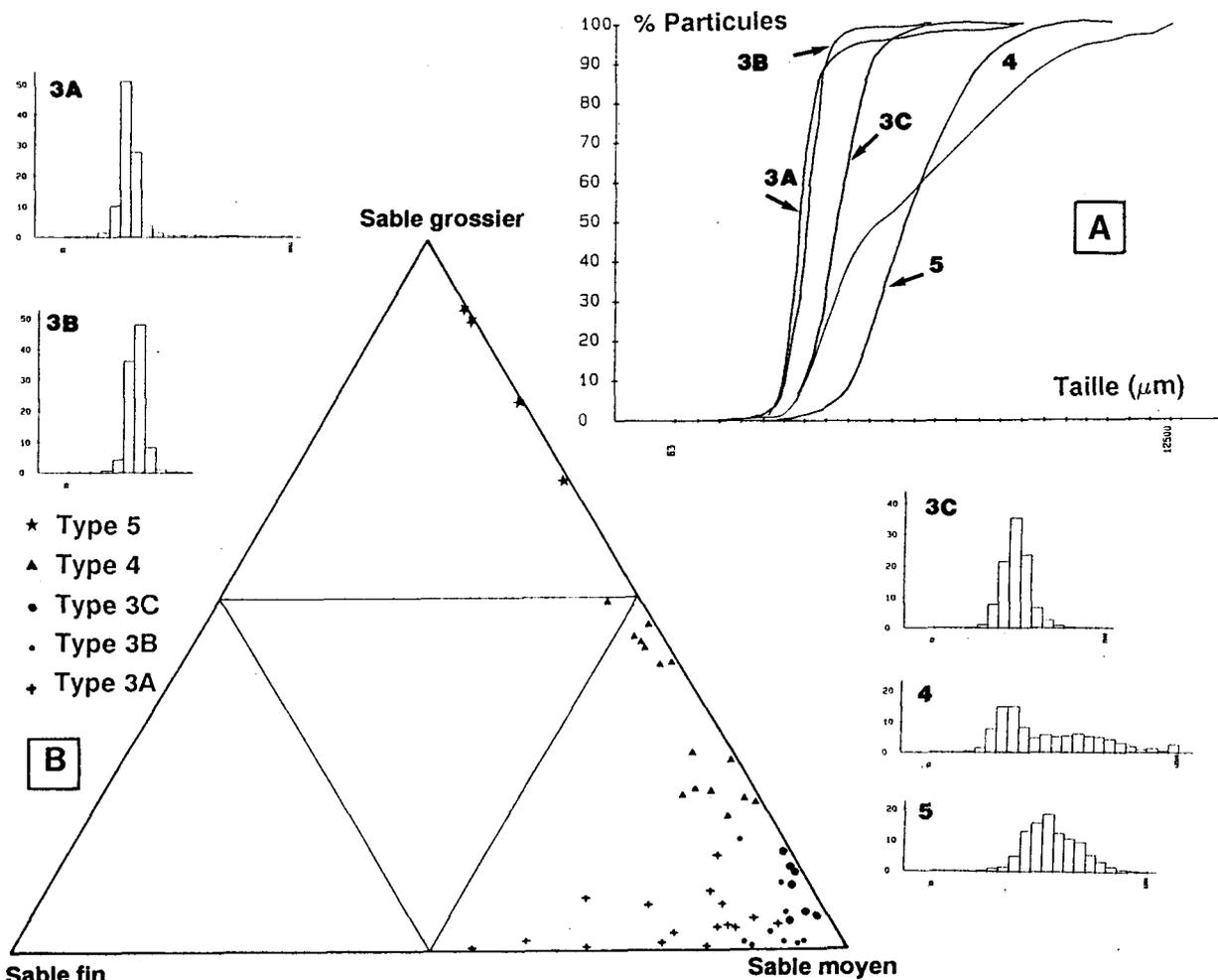


Fig. IV-9.- Courbes et histogrammes représentatifs (A) et granularité (B) des sables superficiels des bancs de Calais.

En résumé, les Ridens de Calais et les Ridens de la Rade sont essentiellement constitués à leur surface de sables moyens beiges de type 3 (200–500  $\mu\text{m}$ ), homogènes et peu calcaires. Les sommets des bancs se caractérisent par une légère différenciation longitudinale, depuis des sables à mode 315  $\mu\text{m}$  (3C) dans la partie occidentale jusqu'aux sables à mode 250  $\mu\text{m}$  (3B) dans la partie orientale. Les sédiments de type 3 A (mode 200  $\mu\text{m}$ ) sont bien représentés sur le flanc externe des Ridens de la Rade et au niveau du pied interne des deux bancs. Les sables moyens coquilliers de type 4 occupent une partie des deux flancs des Ridens de Calais, mais sont peu abondants sur les Ridens de la Rade. Des sédiments grossiers de type 5 ont été prélevés sur la bordure Nord des Ridens de Calais.

### 3 – Le secteur des bancs de Dunkerque

L'étude sédimentologique de ce secteur est basée sur l'analyse de 293 échantillons répartis régulièrement sur les sept bancs de Dunkerque et dans les interbancs (Cf. fig. II-9). La majorité de ces prélèvements a été réalisée dans la zone située entre l'avant-port Est de Dunkerque et la frontière franco-belge, pour laquelle nous ne possédons pas de levé au sonar latéral.

Les sédiments les plus communs récoltés dans ce secteur correspondent à des sables moyens beiges de type 3. Ils constituent la surface de tous les bancs de Dunkerque mais se rencontrent également dans les chenaux interbancs (Cf. carte h.t. n° 2). Leurs caractéristiques ne diffèrent pas des sédiments de même type récoltés dans les secteurs des bancs du large ou de Calais (Cf. tab. 21 et fig. IV-10). Les sous-types 3A, 3B et 3C se répartissent aléatoirement sur l'ensemble du domaine sableux.

#### 3-1 Répartition des sédiments coquilliers

La terminaison occidentale du banc du Breedt, appelée Haut-fond de Gravelines, est composée d'un assemblage de sables moyens et grossiers coquilliers (type 4 et 5). L'hétérogénéité du stock sédimentaire (Cf. tab. 21) semble liée à la présence de vagues de sable approchant 10 m de hauteur. La morphologie dominée par des vagues de sable de grande amplitude et la nature plus grossière de la terminaison du banc du Breedt par rapport à l'ensemble des bancs de Dunkerque ne sont pas sans rappeler le schéma observé pour le Ruytingen et le Dyck.

Les levés au sonar à balayage latéral ainsi que les nombreux prélèvements nous ont montré l'absence de cailloutis à l'affleurement dans les chenaux du secteur des bancs de Dunkerque. La disparition du faciès caillouteux, à l'Est de 2°10'E environ, n'est qu'apparente et correspond en fait à un recouvrement plus important par des sédiments sableux. Les chenaux sont en partie composés de sédiments coquilliers de type 4 et exceptionnellement de type 5. Ces deux types sédimentaires ne sont cependant pas limités à ces zones plus profondes. On les rencontre en effet localement sur les bancs et en particulier sur les flancs Nord des bancs du Small et du Breedt (Cf. carte h.t. n° 2).

#### 3-2 Particularités du secteur des bancs de Dunkerque

Deux types de sédiments non présents ailleurs s'observent dans ce secteur. Il s'agit des sables fins gris à gris-beige de type 2, et des vases et sables vaseux de type 1, dont les principales caractéristiques sont données dans le tableau 21 et sur la figure IV-10.

## 3-2-1 Les sables fins gris

Des sédiments de type 2 ont été prélevés à la fois sur les sommets ou les flancs des bancs et dans les chenaux. Ils sont en général très bien à bien classés (So de 1,07 à 1,20) et pauvres en carbonates (de 5 à 12 %). Leur mode est compris entre 125 et 160  $\mu\text{m}$ , rarement 200  $\mu\text{m}$ . L'intensité de leur couleur grise est liée à la plus ou moins grande proportion de la fraction 63–200  $\mu\text{m}$ , par ailleurs toujours dominante. Les échantillons des chenaux contiennent parfois une fraction inférieure à 63  $\mu\text{m}$  atteignant près de 5 %.

Ces sédiments sont localisés (cf. carte h.t. n° 2) :

- au sommet et sur les flancs des bancs du Buiten Ratel, du Snouw, du Braek, du Breedt et du Hills, à des profondeurs comprises entre 0 et 15 m;
- dans la plupart des chenaux entre ces bancs, dans la rade de Dunkerque et la passe de Zuydcoote, à des profondeurs comprises entre 15 et 20 m.

Compte-tenu de l'intensité des facteurs dynamiques et en particulier de l'action des houles sur les sommets de bancs dont la profondeur dépasse rarement 3 m (des déferlements s'y produisent même en période de relatif beau temps), la présence de sables fins à ces faibles profondeurs paraît inconcevable. Dès lors, on est amené à envisager une mise en place de ces sables gris à une époque antérieure à celle des sables beiges de type 3. Leur situation actuelle en sommet de banc serait la manifestation de leur mise à découvert sous une pellicule de sables moyens, et donc d'une érosion partielle des parties hautes des édifices sableux. Les sables fins de type 2 pourraient ainsi se redéposer dans les chenaux sous l'influence des courants de marée. Le schéma de superposition de sables de couleurs différentes et de granularité croissante est, semble-t-il, une constante dans la formation des bancs sableux de la Mer du Nord (Oele, 1971 ; Jansen *et al.*, 1979). Les sables fins gris de type 2 sont cependant probablement différents, et postérieurs dans leur âge de dépôt, des sédiments de couleur gris-bleu évoqués comme étant les composants initiaux des bancs (cf. IV-A-3-2).

	TYPE 2	TYPE 3	TYPE 4	TYPE 5
<b>MODE (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	125–200	200–315	200–400	315–630
<b>MEDIANE (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	152–201	201–371	302–802	458–958
<b>GRAIN MOYEN (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	154–213	198–392	344–880	526–984
<b>CLASSEMENT</b>	1,07–1,22	1,08–1,45	1,23–2,84	1,38–2,21
<b>ASYMETRIE</b>	0,96–1,08	0,94–1,32	0,90–2,73	0,70–1,39
<b>% CaCO<sub>3</sub></b>	05–12	04–28	21–57	37–71
<b>% FINES</b>	00–05	00–04	00–02	00
<b>% SABLE FIN</b>	48–94	01–49	02–30	00–17
<b>% SABLE MOYEN</b>	06–49	44–97	40–77	06–42
<b>% SABLE GROSSIER</b>	00–03	00–22	08–44	38–86
<b>% GRAVIERS</b>	00–02	00–08	02–30	05–37

Tab. 21. – Caractéristiques des principaux types de sédiments des bancs de Dunkerque.

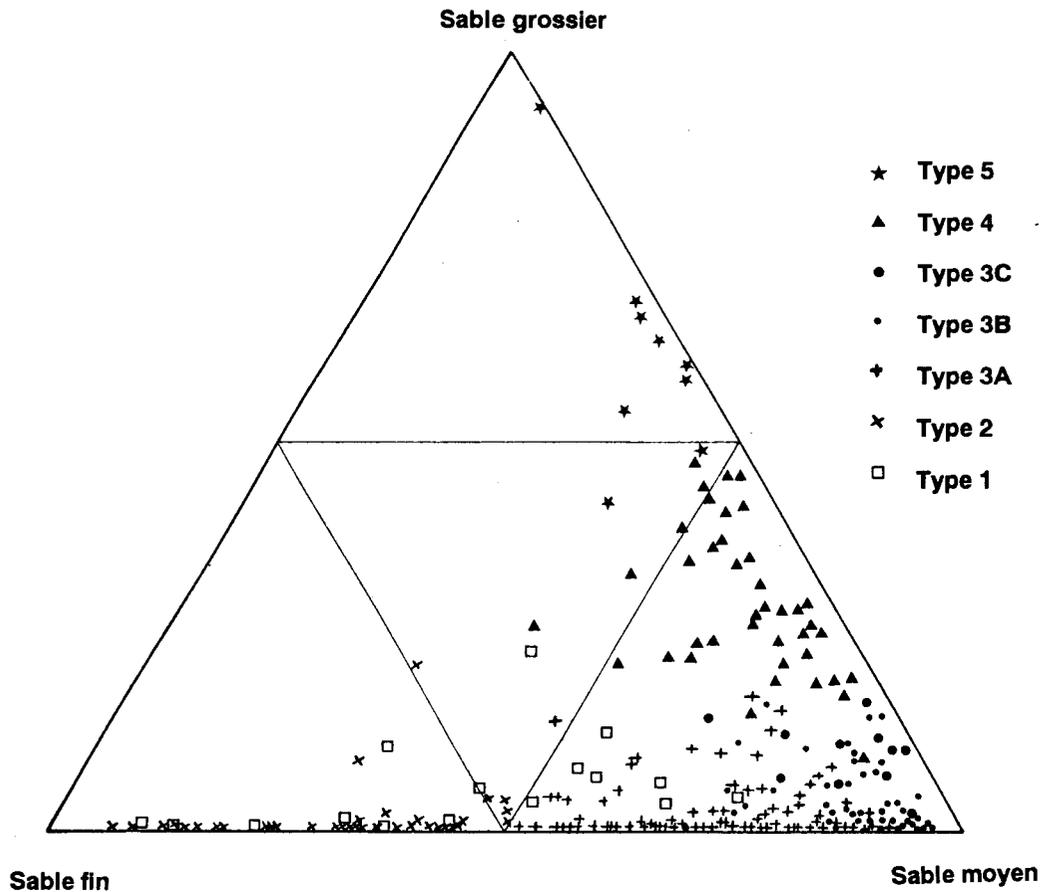


Fig. IV-10. – Granularité des sables superficiels du secteur des bancs de Dunkerque.

### 3-2-2 Les sédiments vaseux (type 1)

Nous avons rattaché au type 1 l'ensemble des prélèvements dont la teneur en fraction fine était supérieure à 5% (cf. IV-A-4). Les paramètres calculés sur ces échantillons bruts ne sont pas représentatifs puisqu'ils ne tiennent pas compte des mélanges des fractions granulométriques, et ne peuvent être considérés comme caractéristiques de ce type. La fraction fine est associée à un stock sableux d'une grande diversité, représenté sur la figure IV-10.

Cinq zones différentes des bancs de Dunkerque possèdent des sédiments vaseux ou sablo-vaseux. Ce sont :

- la terminaison occidentale de l'interbanc Dyck-In Ratel, dans laquelle des teneurs maximales en particules fines de 15 % ont été trouvées en association avec un sable de type 3 ;

- une partie de l'interbanc Breedt-Small, à proximité de la frontière franco-belge, avec des teneurs en vase de l'ordre de 8 % et une fraction de sable fin d'environ 45 % ;

- la zone située à la sortie de l'avant-port Ouest de Dunkerque et une partie du chenal reliant les deux ports de Dunkerque, dans laquelle les teneurs en fines varient de 10 à 15 %. Ces valeurs sont voisines de celles enregistrées par le L.C.H.F. (1984) sur la même zone (de 5 à 23 %). Dans l'avant-port Ouest, le pourcentage de la fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$  atteint souvent plus de 95 % (L.C.H.F., 1984) ;

- la partie orientale de la zone de rejet de dragage située entre les bancs du Small au Nord et du Braek au Sud. Un échantillon prélevé dans cette zone témoigne de teneurs en fraction fine comprise entre 50 et 60 %. Le grain moyen du sédiment s'abaisse ainsi jusqu'à 30  $\mu\text{m}$  et la teneur en  $\text{CaCO}_3$  est égale à 30 %. Il est probable que les teneurs en vase de ce chenal soient variables en fonction des périodes de rejets de dragage ;

- la zone vaseuse la plus étendue correspond à la rade de Dunkerque, entre 2°20'E et la frontière belge. L'envasement de cette partie relativement proche du littoral est également signalé par Ceuleneer et Lauwaert (1987). Nous pouvons différencier deux zones latérales situées à la sortie de l'avant-port Est de Dunkerque et au large du secteur littoral Zuydcoote-frontière belge dans lesquelles les teneurs en fraction fine varient respectivement de 17 à 46 % et de 35 à 87 %, ainsi qu'une partie centrale moins envasée (de 6 à 20 %). Notons que ce domaine vaseux se prolonge sur une partie du talus littoral (cf. IV-B-4).

**En résumé, les bancs de Dunkerque sont composés de sables moyens beiges de type 3. Ces sédiments recouvrent probablement des sables fins gris qui apparaissent localement sous l'action des houles sur les sommets et les flancs de quelques uns de ces bancs et qui se redéposent dans les chenaux par le jeu des courants actuels. Les chenaux sont soumis à une sédimentation très variée puisque l'on y rencontre l'ensemble des types sédimentaires du domaine d'étude depuis les sédiments sablo-vaseux de type 1 jusqu'aux sables coquilliers de type 4 et 5. Le faciès caillouteux n'est par contre jamais directement observable à l'affleurement, mais des graviers lithoclastiques peuvent être prélevés dans les zones à faible couverture sableuse.**

## 4 – Le talus littoral

Le talus littoral, rappelons-le, constitue la zone de transition entre l'estran et, selon le cas, le chenal sableux le plus côtier ou les fonds caillouteux. Longitudinalement, il est artificiellement subdivisé en quatre zones limitées par les infrastructures portuaires (cf. II-C-1). 120 prélèvements et un carottage (CA1) ont été effectués dans ce domaine (cf. fig. II-9 et II-11). Les caractéristiques de ces échantillons sont présentées dans le tableau 22 et sur la figure IV-11.

### 4-1 Du cap Blanc-Nez à Calais

La bordure Nord du talus littoral est constituée de sables moyens ou grossiers coquilliers de type 4 ou 5, semblables à ceux des Ridens de Calais. Leur teneur en  $\text{CaCO}_3$  varie de 34 à 45 % et leur classement est compris entre 1,19 et 1,83. Les teneurs en coquilles augmentent sensiblement à proximité des affleurements rocheux des Quénocs et Rouge-Riden.

L'essentiel des prélèvements de cette zone correspond à des sables moyens beiges de type 3. Leur mode se situe de 200 à 315  $\mu\text{m}$ .

Des sables gris de type 2 occupent une partie du talus entre les isobathes 3 et 15 m. La classe modale de ces sédiments est située à 160  $\mu\text{m}$ . Leur teneur en  $\text{CaCO}_3$  est comprise entre 5 et 8 % tandis que leur classement est toujours très bon (So de 1,12 à 1,13).

Deux zones présentant des teneurs en fines variant entre 14 et 22 % ont été identifiées à l'Ouest de l'entrée du port de Calais.

Le carottage CA1 (cf. position sur la fig. II-11) a été réalisé dans le chenal d'accès au port de Calais à une profondeur voisine de 15 m. D'une longueur totale de 1,10 m, il recoupe sur 0,70 m une formation de sables beiges de type 3 faiblement coquilliers, surmontant un niveau de sable gris-bleu. Ces deux niveaux sont séparés par des intercalations argileuses. Le sable gris-bleu est différent par sa couleur des sédiments de type 2, et il semble qu'il n'apparaisse pas superficiellement dans le secteur d'étude. Bien qu'il soit relativement délicat de tirer des conclusions à partir d'une seule carotte, la superposition des deux faciès de sables beige et gris-bleu n'est pas sans rappeler les variations de la sédimentation dans la plaine maritime flamande, géographiquement proche. Une étude plus poussée de la sédimentation sur cette partie du talus littoral paraît souhaitable pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Il est à noter que des carottages réalisés au large de Dunkerque au cours d'études antérieures (cf. CNEXO, 1971 et Augris, 1984) font état d'une superposition identique. La position de ces carottes (n° 5 et 8) est rappelée sur la figure IV-1.

	TYPE 2	TYPE 3	TYPES 4 et 5
<b>MODE</b> ( $\mu\text{m}$ )	125–200	200–315	400
<b>MEDIANE</b> ( $\mu\text{m}$ )	145–198	204–360	461–547
<b>GRAIN MOYEN</b> ( $\mu\text{m}$ )	147–196	197–381	521–678
<b>CLASSEMENT</b>	1,07–1,23	1,09–1,42	1,19–1,60
<b>ASYMETRIE</b>	0,96–1,09	0,90–1,08	1,11–1,71
<b>% CaCO<sub>3</sub></b>	5–14	06–24	34–45
<b>% FINES</b>	00–04	00–03	00
<b>% SABLE FIN</b>	51–97	02–49	00–03
<b>% SABLE MOYEN</b>	03–49	50–92	39–56
<b>% SABLE GROSSIER</b>	00–04	00–15	27–58
<b>% GRAVIERS</b>	00–03	00–07	01–25

Tab. 22. – Paramètres caractéristiques des sédiments du talus littoral.

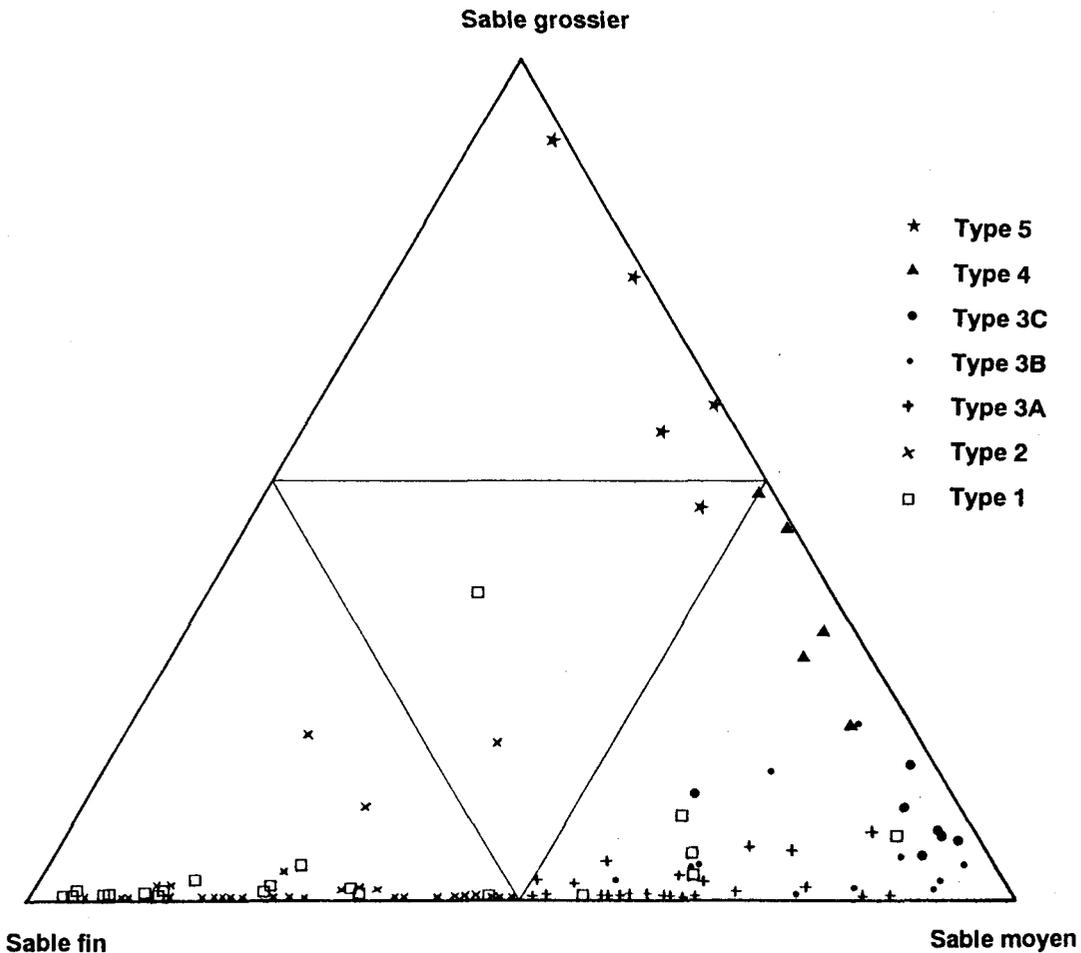


Fig. IV-11. – Granularité des sables superficiels du talus littoral.

#### 4-2 De Calais à Dunkerque-Ouest

La partie du talus littoral comprise entre Calais et l'avant-port Ouest de Dunkerque est celle possédant la plus grande largeur (Cf. III-C-1). Sa limite Nord correspond au secteur caillouteux côtier.

Les sédiments prélevés sur ce domaine se répartissent en trois bandes plus ou moins régulières sur lesquelles se surimposent des sédiments vaseux de type 1. Du Nord vers le Sud, nous pouvons distinguer :

- une bande de sable moyens de type 3 de largeur très variable. Ces sédiments possèdent un mode compris entre 200 et 315  $\mu\text{m}$ . Leur teneur en calcaire ne dépasse que très rarement 20 % et leur grain moyen oscille entre 204 et 365  $\mu\text{m}$ . Des échantillons plus grossiers (de type 4 ou 5) ont cependant été prélevés très localement au contact de la zone caillouteuse.

- une bande centrale occupée par des sables fins gris de type 2 légèrement envasés. Ces sédiments se rencontrent à des profondeurs comprises entre 0 et 20 m. Leur grain moyen varie entre 150 et 193  $\mu\text{m}$  tandis que leur classement est très bon à moyen (So de 1,11 à 1,25). La teneur en  $\text{CaCO}_3$  de ces sables est toujours faible (de 6 à 15 %).

- une bande plus cotière et très étroite de sable moyen de type 3 aux caractéristiques similaires à ceux de la bande Nord.

Il est à noter que la distribution des sables moyens de type 3 et des sables fins de type 2 coïncide respectivement avec la présence ou l'absence des structures sableuses telles que les vagues de sable et les mégarides. Cette différenciation morphologique bien matérialisée sur les enregistrements sonar latéral réalisés sur le talus littoral nous a permis de délimiter de façon relativement précise l'extension des deux types de sédiments (fig. IV-12). Cette observation, également effectuée par Dewez (1988) et Clabaut (1988), est conforme aux résultats de Belderson *et al.* (1982) pour lesquels les mégarides ne se développent qu'à partir d'une taille de grains supérieure à 170  $\mu\text{m}$ .

Trois zones envasées ont été cartographiées sur le talus littoral entre Calais et Dunkerque-Ouest (Cf. carte h.t. n° 2). Elles se situent à l'Est du Phare de Walde entre 1°55' et 2°00'E, au débouché de l'Aa entre 2°02' et 2°06'E, et à proximité de l'avant-port Ouest de Dunkerque. Elles possèdent des teneurs maximales en fraction fine qui sont respectivement de 30, 55 et 25 %. Ces valeurs sont certainement à relativiser compte tenu d'une superposition très probable du sable et de la vase. Des éléments en faveur de cette hypothèse nous ont été fournis par J.L. Bourgain (communication orale) qui a effectué une série répétée de prélèvements au droit de Gravelines. Ces

prélèvements ont montré des teneurs en fraction fine variant du simple au double suivant la période d'échantillonnage. Nous pensons donc que la vase, toujours associée à une fraction sableuse dans les prélèvements, se trouve sous la forme d'un "tapis" se déplaçant sur le sable au cours du temps. Les périodes de relatif beau temps favoriseraient un dépôt de ce type de sédiment, tandis que les périodes de forte houle seraient responsables d'une remobilisation et d'une remise en suspension plus ou moins importante de la fraction fine. La relation observée entre la turbidité apparente des eaux côtières et les périodes de forte houle conforte cette hypothèse.

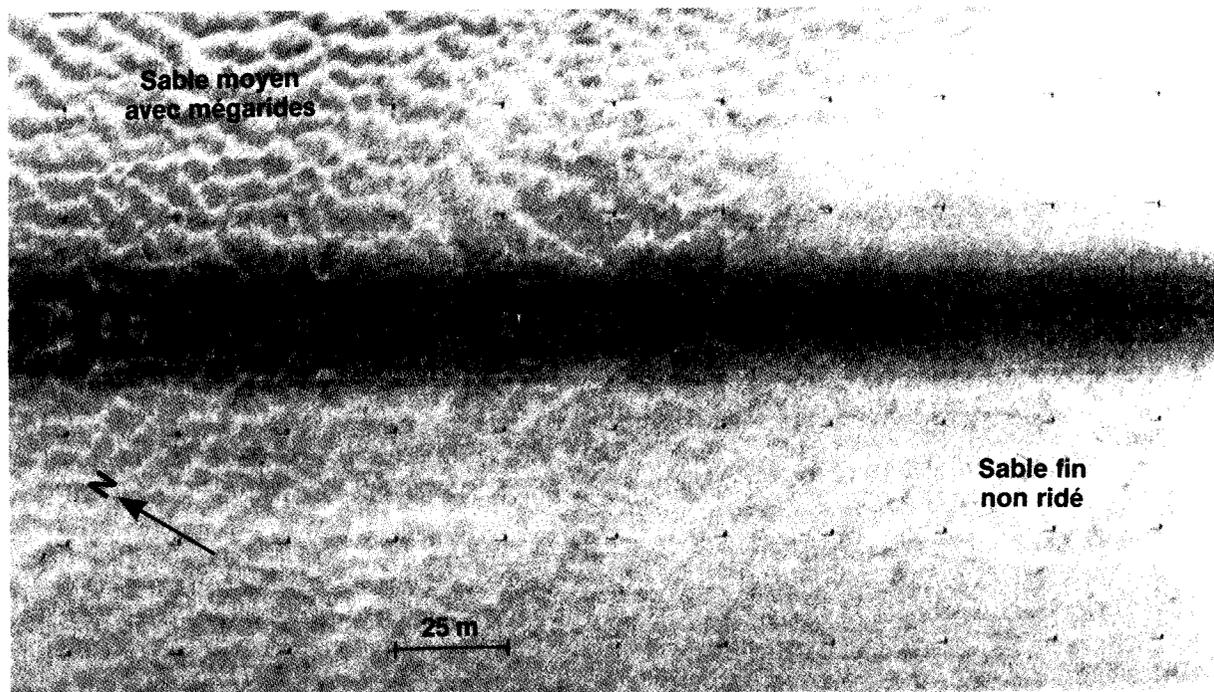


Fig. IV-12. – Sonogramme illustrant la transition sable moyen (3) – sable fin (2) sur le talus littoral.

#### 4-3 De Dunkerque-Ouest à Dunkerque-Est

Le talus côtier situé dans cette partie du secteur d'étude s'appuie sur les infrastructures portuaires. Sa largeur se réduit progressivement d'Ouest en Est, en relation avec les dimensions respectives des deux avant-ports.

Seul deux types sédimentaires ont été identifiés dans ce secteur. Il s'agit des sables moyens de type 3 et fins de type 2, qui se disposent d'une façon identique à celle rencontrée dans la zone précédente. Les sables moyens beiges possèdent systématiquement un mode à 200  $\mu\text{m}$  (sous-type 3A) et présentent des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  variant entre 6 et 14 %. Leur grain moyen est compris entre 200 et 245  $\mu\text{m}$  et leur classement entre 1,09 et 1,19. Les sables fins ont quant à eux un mode à 125 ou 160  $\mu\text{m}$ , rarement 200  $\mu\text{m}$ . Ils sont peu calcaires ( $\text{CaCO}_3$  de 6 à 11 %) et très bien classés (So de 1,10 à 1,13). Leur grain moyen oscille entre 149 et 193  $\mu\text{m}$  et leur pourcentage en fraction fine peut atteindre 3 %.

Aucun échantillon rattaché au type 1 n'a été observé au cours de l'étude dans cette partie du talus littoral. Le L.C.H.F. (1984) a cependant constaté des teneurs en vases pouvant atteindre près de 20 % dans une petite dépression du talus nommée "Fosse de Mardyck". Ces différences observées dans la présence ou non de fraction fine pourraient, comme dans la zone précédente, illustrer la mobilité temporelle et spatiale du "tapis vaseux".

#### **4-4 De Dunkerque-Est à la frontière**

Contrairement aux autres secteurs du talus littoral, nous ne retrouvons pas ici la zonation en sable fins et moyens. Les fonds sont en effet constitués de sédiments de type 1 dans la partie basse du talus, en continuité avec ceux observés dans la rade de Dunkerque (cf. IV-B-3-2), et de sables fins gris partout ailleurs. Seul un échantillon correspondant à des sables moyens de type 3 a été prélevé au droit de Malo-les-Bains.

Pour les échantillons de type 1 les teneurs en vase sont comprises entre 5 et près de 90 %. Les valeurs maximales sont enregistrées au droit de Bray-Dunes. Les sables fins de type 2 sont toujours très bien à bien classés (So de 1,07 à 1,18) et peu calcaires (de 10 à 14 %). Leur grain moyen varie de 147 à 189  $\mu\text{m}$ . Quelques prélèvements réalisés à 5 m de profondeur environ ont cependant montré un assemblage de sables fins et de graviers coquilliers, ces derniers atteignant parfois des proportions très élevées (jusqu'à 50 %). Comme les structures sédimentaires pouvant s'accompagner de tris granulométriques sont absentes, nous avons considéré ces échantillons comme étant le résultat d'une productivité biogène locale accrue.

**En résumé, le talus littoral est constitué par des sables moyens belges de type 3 et des sables fins gris de type 2. Des zones envasées, avec des teneurs en fraction fine atteignant parfois près de 90 %, sont également rencontrées sur l'ensemble du talus. Dans le secteur compris entre le Cap Blanc-Nez et l'avant-port Est de Dunkerque, on peut observer une succession de sédiments de type 3 dans la zone profonde, de type 2 dans une zone intermédiaire puis à nouveau de type 3 dans la zone la plus côtière du talus. Cette évolution Nord-Sud des sédiments n'est cependant pas mise en évidence à l'Est de Dunkerque, jusqu'à la frontière franco-belge. Rappelons que la présence de sédiments sableux fins de type 2 ou SL1e (Larsonneur, 1977) sur la frange côtière est commune à la plupart des zones littorales. D'après Auffret J.P. *et al.* (1975 b) et Auffret et Larsonneur (1975), ce faciès marque l'existence d'un domaine dans lequel la somme des énergies développées par les courants de marée et la houle est minimale.**

## 5 - Les rubans et les taches sableuses

Il nous a paru intéressant de tenter de prélever les sédiments composant les formes sableuses de faible épaisseur telles que les rubans et les taches sableuses reposant sur les étendues de cailloutis. La granularité de ces échantillons est en effet représentative de la mobilité et du dépôt plus ou moins temporaire des sables dans des secteurs à forts courants de marée. Pour ce faire, nous avons choisi deux zones dans lesquelles des structures de grandes dimensions ont été identifiées par sonar latéral. Il s'agit des rubans de la bordure Sud des Ridens de Calais, et de la succession de taches et de traînées sableuses située au NW du port de Calais dans le secteur caillouteux du large (cf. III-D-2-3).

Les échantillons prélevés à la benne se composent presque toujours d'une association de sables et de graviers (fig. IV-13). La bimodalité des courbes granulométriques et des histogrammes est le résultat d'un mélange des sédiments constituant les rubans ou les taches avec ceux des cailloutis sous-jacents. Elle reflète également la faible épaisseur des structures sableuses. L'interprétation en terme de types sédimentaires nécessite donc l'élimination du stock graveleux.

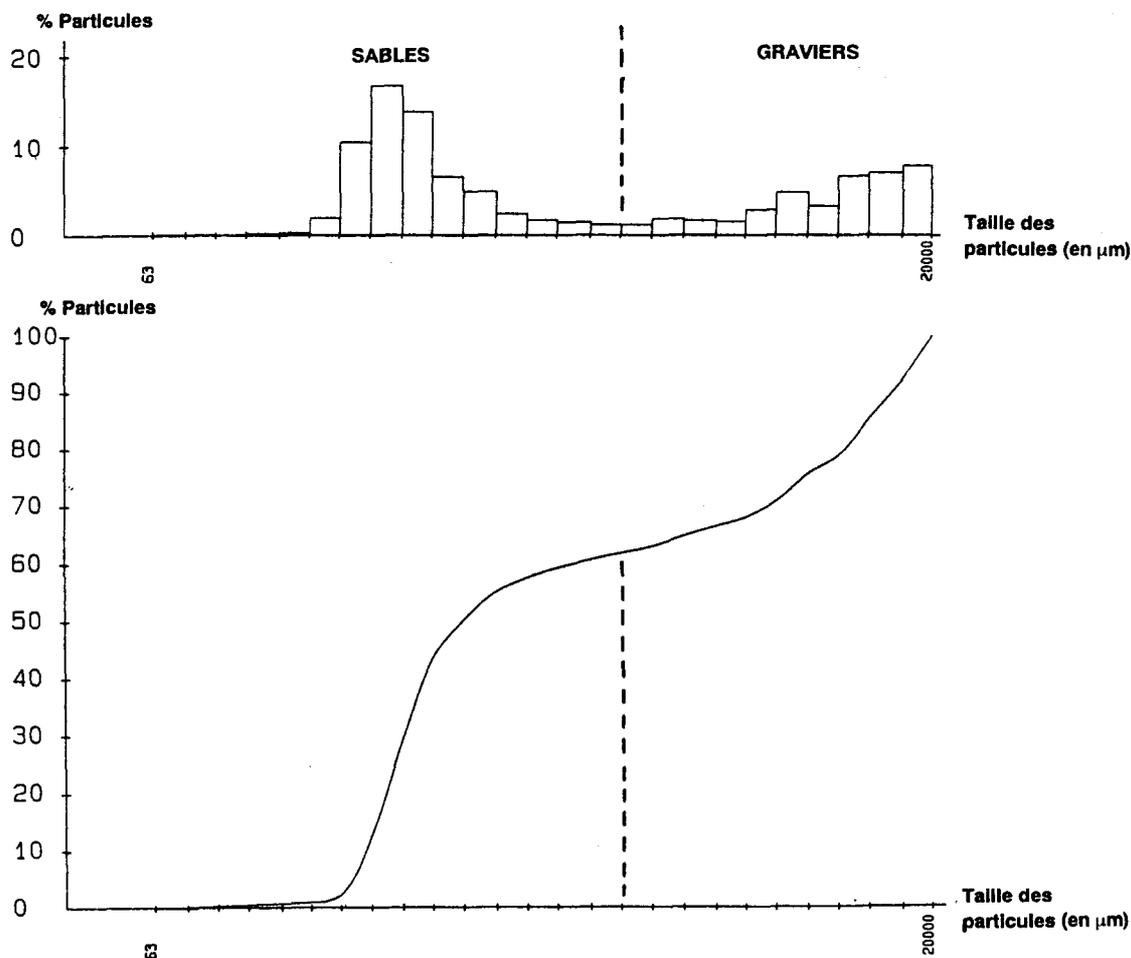


Fig. IV-13. - Histogramme et courbe cumulative d'un échantillon prélevé dans une tache de sable du secteur caillouteux du large.

Dans le cas des traînées et des taches de sable du domaine caillouteux du large, les échantillons prélevés correspondent à des sédiments de type 4. Ce sont des sables moyens, associés à une fraction de sables grossiers variant de 30 à 50 %. La fraction de sables fins (63–200  $\mu\text{m}$ ) est toujours inférieure à 5 %. La teneur en calcaire de ces sédiments est relativement élevée puisqu'elle varie de 35 à 55 %. Le mode de la fraction sableuse se situe à 250 ou 315  $\mu\text{m}$ .

Pour ce qui concerne les rubans de la bordure Sud du banc des Ridens de Calais, les prélèvements sont rattachés au type 3, et plus précisément au sous-type 3A à mode 200  $\mu\text{m}$ . Ils possèdent des caractéristiques analogues à celles des sédiments de la bordure Sud du même banc (cf. IV-3-B-2). La teneur en fraction de sables fins est plus élevée que celle rencontrée dans la zone du large et varie de 15 à 30 %.

**On constate ainsi une différence dans la constitution des structures longitudinales et des taches de sable des secteurs caillouteux du large et côtier. Ces variations sédimentologiques reflètent probablement des changements des stocks sableux disponibles et des conditions hydrodynamiques au niveau du fond.**

## **C – LES SEDIMENTS DU DOMAINE INTERTIDAL**

Les conditions de prélèvement et les positions des radiales d'échantillonnage sur les estrans sont rappelées dans le chapitre II (cf. fig. II-7 et II-8 pp. 63 et 64). Rappelons simplement que les objectifs de l'étude du domaine intertidal étaient la caractérisation sédimentologique des différentes plages du secteur Cap Blanc-Nez – frontière belge, et la mise en évidence d'éventuelles variations saisonnières. Nous n'avons pas abordé les aspects de quantification des mouvements sédimentaires sur les plages, d'érosion/engraissement du secteur dunaire et de relation entre aménagement et évolution du littoral. Ces trois derniers thèmes constitueraient à eux seuls un travail spécifique de recherche.

Nos efforts se sont tout d'abord portés sur le secteur situé entre Dunkerque et la frontière belge. Trois séries de prélèvements ont été réalisées entre novembre 1986 et juillet 1987 (cf. fig. II-7). Par souci de comparaison avec les plages voisines, une série de prélèvements sous la forme de 6 radiales a été réalisée entre le Cap Blanc-Nez et Dunkerque en septembre 1987 (cf. fig. II-8).

### **1 – De Dunkerque à la frontière belge**

#### **1-1 Morphologie de l'estran**

Entre Dunkerque et la frontière belge, la plage *s.l.* est constituée par une zone sableuse continue d'une longueur d'environ 12 km pour une largeur comprise entre 300 et 600 m. Quand il existe, le haut de plage est limité à une dizaine de mètres de large. La surface de l'estran est modelée

par une série de barres sableuses plus ou moins bien marquées, liées au déferlement des houles, et séparées par des sillons ou bâches. Cette caractéristique est commune à l'ensemble des plages de la région Nord-Pas de Calais (cf. Clabaut, 1984 et Despeyroux, 1989).

Une série de 6 profils topographiques réalisés parallèlement à la deuxième série d'échantillonnage en mars 1987 nous permet de mettre en évidence la morphologie de l'estran est-dunkerquois (fig. IV-14).

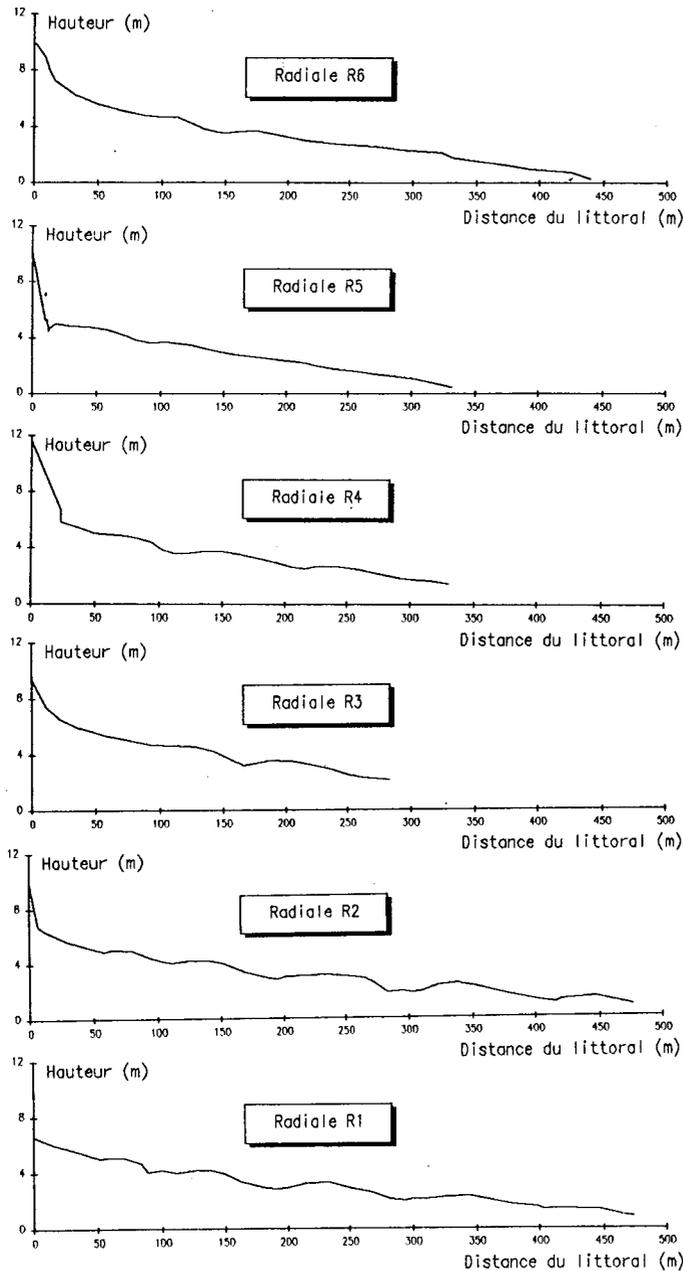


Fig. IV-14. - Levés topographiques réalisés entre Dunkerque et la frontière franco-belge en mars 1987 (Service topographique du Port Autonome de Dunkerque). Les hauteurs sont exprimées en m N.G.F. (c.f. note p. 16).

Les profils topographiques effectués possèdent des longueurs comprises entre 300 et 500 m. Ils présentent une forme concave faiblement marquée. De Dunkerque à Malo-Terminus (profils R6 et R5), l'amplitude des barres sableuses est inférieure à 40 cm. La pente moyenne calculée est de 1,5° pour le haut de plage et varie de 0,7 à 0,8° pour l'estran. Plus à l'Est (profils R4 à R1), les barres sableuses sont mieux identifiées avec des hauteurs comprises entre 40 et 80 cm. Leur nombre varie de 2 à 5 sur les profils réalisés. La pente moyenne de l'estran est comprise entre 0,5 et 0,8 °.

Diverses fortifications anciennes (casemates allemandes), situées actuellement en bordure des dunes ou sur l'estran, témoignent du recul du trait de côte depuis 50 ans. Le recul s'établirait à environ 1 m par an depuis une quarantaine d'année sur cette partie du littoral (Cliques, 1986). Ce chiffre moyenné masque les effets des violentes tempêtes qui ont entraîné un recul des Dunes Marchand situées entre Zuydcoote et Bray-Dunes de près de 5 à 8 m en 48 heures, notamment au cours des mois de janvier 1978 et février 1983 (AGUR, 1983).

## 1-2 Résultats des analyses granulométriques

### 1-2-1 Variations longitudinales du grain moyen

42 échantillons ont été prélevés au niveau de la laisse de pleine-mer de vive-eau (coefficient de marée de 95) au cours du mois d'octobre 1986. Ces prélèvements sont régulièrement espacés sur les 12 km de plage depuis Dunkerque jusqu'à la frontière.

La variation longitudinale des différentes fractions granulométriques est présentée sur la figure IV-15 A. L'ensemble des prélèvements correspond à des sables fins gris-beiges de type 2. La teneur en particules de taille supérieure à 500  $\mu\text{m}$  n'excède que très rarement 2 %. De ce fait, les pourcentages en  $\text{CaCO}_3$  sont faibles et compris entre 5 et 12 %, avec des valeurs légèrement plus importantes à l'Est qu'à l'Ouest. Les sables sont très bien à bien classés (So de 1,12 à 1,22).

Les variations du grain moyen sont peu importantes (fig. IV-15 B). On peut cependant différencier deux zones latérales dans lesquelles les sédiments sont légèrement plus fins et d'une couleur grise plus prononcée. Leur grain moyen est compris entre 163 et 178  $\mu\text{m}$  alors qu'il atteint 200  $\mu\text{m}$  dans la zone centrale. A l'Ouest, la présence de sable plus fins peut s'expliquer par l'abri formé par la jetée Est du Port de Dunkerque, et par les deux brise-lames existants à l'époque des prélèvements (un troisième brise-lames a été implanté à l'Est des deux premiers en 1989). Cette zone Ouest coïncide également avec l'existence d'un haut de plage bien marqué. L'affinement discret des sables vers l'Est peut traduire l'effet des houles de NW sur cette partie du littoral.

La zone centrale, dont la granularité est plus grossière, est comprise entre Malo-les-bains et les Dunes Marchand. Des phénomènes d'érosion plus intense s'y manifestent avec des affouillements au pied des perrés et un recul dunaire particulièrement sensible au cours des événements météorologiques exceptionnels. Cette zone se situe au Sud du banc sableux du Hills dont le sommet émerge en période de vives-eaux (cf. III-C-2-3). L'influence de ce banc sur la diffraction des houles dominantes de secteur Nord, et les phénomènes d'érosion constatés "en arrière" au niveau du littoral, sont peut-être à mettre en relation.

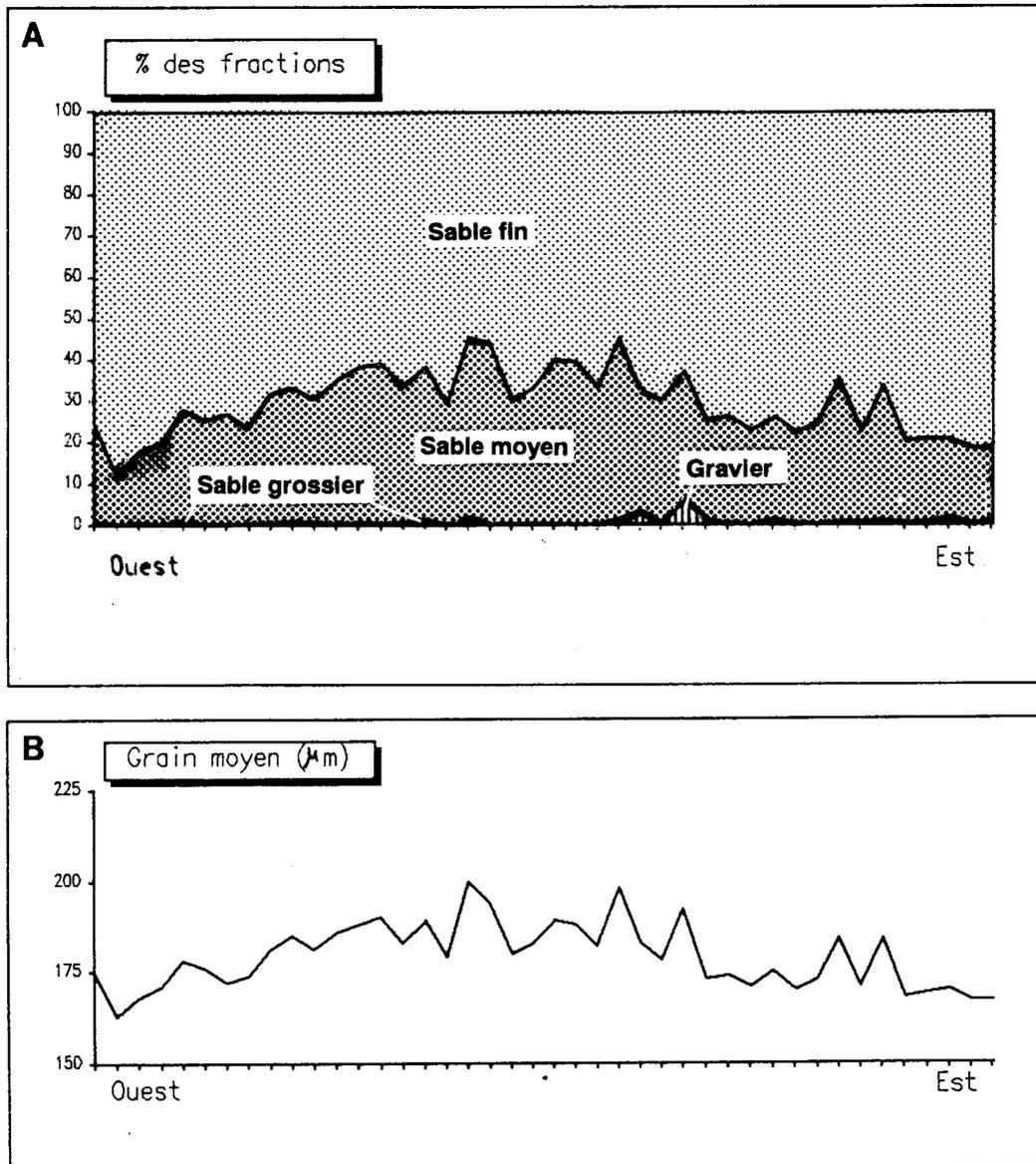


Fig. IV-15. - Variations des fractions granulométriques (A) et du grain moyen (B) du haut-estran entre Dunkerque et la frontière belge.

## 1-2-2 Evolution sédimentologique observée sur les radiales

*a- Généralités*

Les 198 échantillons récoltés sur l'estran est-dunkerquois sont répartis sur 6 radiales de référence (R1 à R6) et 4 radiales complémentaires (C7 à C10) (cf. fig. II-7). Leur analyse montre qu'il s'agit de sables fins gris-beige de type 2, à mode 125 ou 160  $\mu\text{m}$ . L'annexe 3 résume l'ensemble des résultats sédimentologiques recueillis sur cette partie du littoral.

Le gradient granulométrique, défini pour les différentes radiales, est calculé à partir des valeurs du grain moyen des sédiments les plus proches et les plus éloignés du littoral. Il ne tient pas compte des variations parfois importantes de la granularité des sédiments liées à des accumulations de fragments coquilliers sur les barres sableuses.

Globalement, le grain moyen des sables du littoral est-dunkerquois est compris entre 137 et 327  $\mu\text{m}$ . Une granularité plus grossière reflète dans tous les cas une teneur plus élevée en coquilles contenues principalement dans la fraction supérieure à 500  $\mu\text{m}$ . L'ensemble des sédiments prélevés, à l'exception des échantillons coquilliers, est en général bien à très bien classé (So de 1,06 à 1,20).

*b - Variations "saisonnnières" par profil***\* Profil R 6** (fig. IV-16)

Quelle que soit la période de l'année le grain moyen varie faiblement (de 155 à 191  $\mu\text{m}$ ) et décroît régulièrement de la côte vers le large. La radiale de juillet présente cependant des valeurs maximum du grain moyen à 191  $\mu\text{m}$ , en relation avec l'existence d'une barre sableuse plus marquée dans la morphologie de l'estran qu'au cours des autres périodes d'échantillonnage. Le gradient granulométrique est de - 8  $\mu\text{m}/100\text{ m}$  pour novembre 1986 et mars 1987. Il diminue jusqu'à - 2  $\mu\text{m}/100\text{ m}$  en juillet 1987. Les pourcentages en  $\text{CaCO}_3$  sont constants pour les trois séries de prélèvements, avec des valeurs comprises entre 6 à 9 %. Les radiales complémentaires C9 et C10 présentent les mêmes caractéristiques granulométriques.

**\* Profil R 5** (fig. IV-16)

Les trois profils présentent également de faibles variations du grain moyen comprises entre 157 et 200  $\mu\text{m}$ . Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  sont peu élevées et varient faiblement entre 5 et 12 %. Le gradient granulométrique est cependant plus élevé en toutes périodes que sur la radiale R6. Il varie entre - 8  $\mu\text{m}/100\text{ m}$  en juillet et - 14  $\mu\text{m}/100\text{ m}$  en mars 1987. Une faible différenciation granulométrique apparaît sur les deux premières barres sableuses, situées respectivement à environ 40 et 100 m du littoral. Le grain moyen est légèrement plus important en mars 1987 sur l'ensemble du profil. La radiale complémentaire C8 effectuée en mars 1987 donne des résultats très voisins de ceux du profil R5.

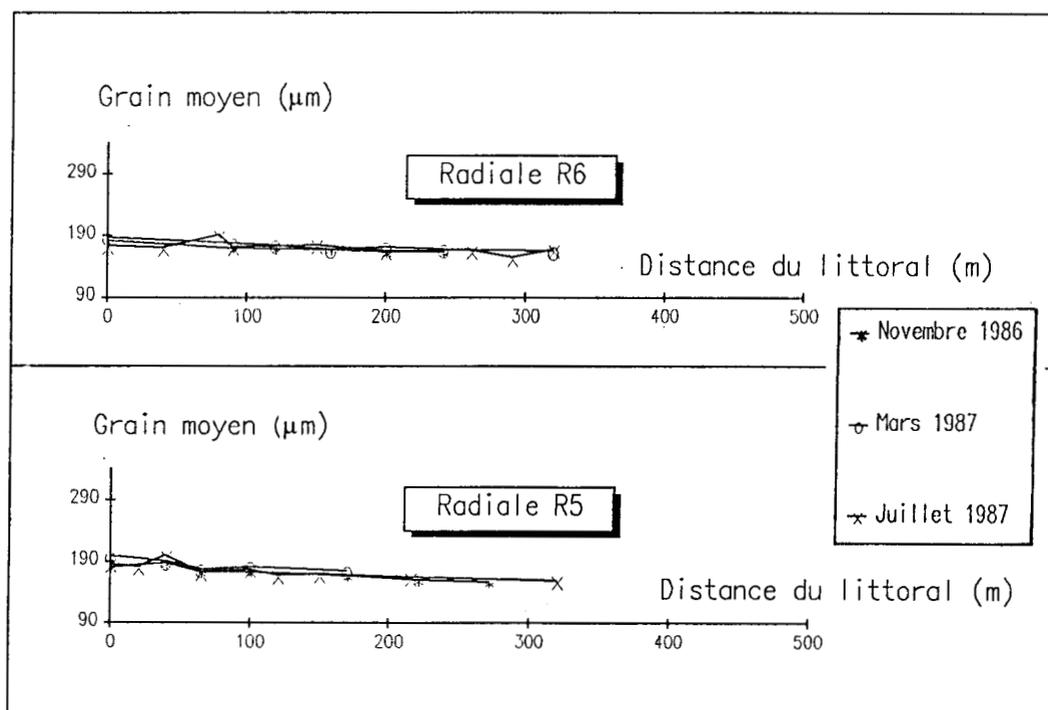


Fig. IV-16. – Evolution du grain moyen sur les radiales R6 et R5.

**\* Profil R 4 (fig. IV-17)**

Situé à l'extrémité Est du perré de Malo-les-Bains, ce profil montre une grande homogénéité granulométrique tout au long de l'année. Les trois radiales effectuées présentent des tendances similaires avec un grain moyen compris entre 142 et 205  $\mu\text{m}$ . Le gradient granulométrique varie de  $-9 \mu\text{m}/100 \text{ m}$  en novembre 1986 à  $-12 \mu\text{m}/100 \text{ m}$  en juillet 1987. Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  fluctuent entre 6 et 12 %. Les deux premières barres sableuses, situées à 50 et 120 m de la base du perré, sont caractérisées par une légère augmentation du grain moyen.

**\* Profil R 3 (fig. IV-17)**

Les variations du grain moyen, compris entre 142 et 327  $\mu\text{m}$ , sont plus sensibles que sur les radiales précédentes. Elles sont liées à la présence de sédiments enrichis en débris coquilliers dans les 200 premiers mètres des profils. Corrélativement, le pourcentage en  $\text{CaCO}_3$  atteint jusqu'à 24 %. Les accumulations coquillières augmentent particulièrement en juillet 1987 au niveau de la première barre sableuse localisée à environ 100 m du littoral. Le gradient granulométrique demeure cependant faible avec des valeurs de l'ordre de  $-10 \mu\text{m}/100 \text{ m}$ .

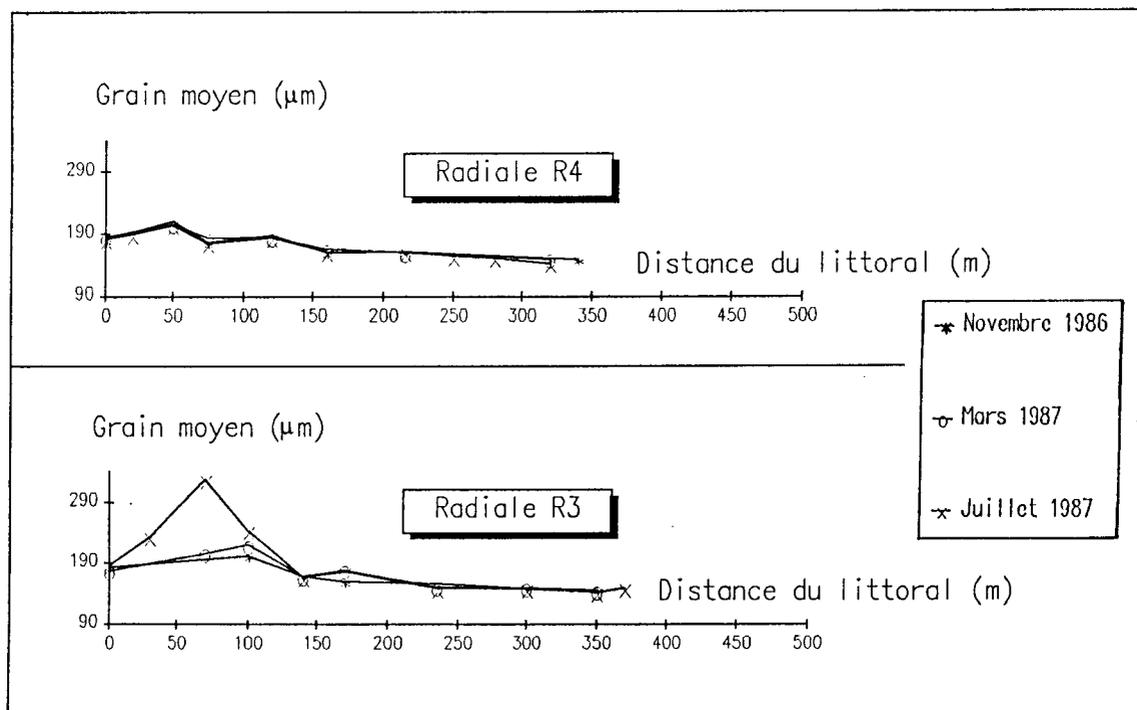


Fig. IV-17. - Evolution du grain moyen sur les radiales R4 et R3.

**\* Profil R 2 (fig. IV-18)**

Les caractéristiques de ce profil sont sensiblement équivalentes à celle de la radiale R3. Le gradient granulométrique est de  $-7 \mu\text{m}/100 \text{ m}$ . Les variations du grain moyen sont bien marquées dans les 100 premiers mètres mais indépendantes de la morphologie de l'estran. Les accumulations de coquilles sont importantes à la fois dans les bâches et sur les barres sableuses. Les valeurs du grain moyen oscillent entre 140 et 300  $\mu\text{m}$  tandis que le pourcentage en  $\text{CaCO}_3$  varie de 8 à 43 %. Il est à noter que des sédiments très coquilliers ont été observés en quelques points au cours du mois de novembre 1986. Leur grain moyen dépasse 1 mm et leur teneur en  $\text{CaCO}_3$  est proche de 60 %. Ces concentrations d'éléments bioclastiques sont probablement liées au déferlement des houles au niveau des barres sableuses. De plus, des enrichissements en silt et argile ont été notés au cours du mois de juillet 1987 dans les bâches les plus éloignées du littoral. Les teneurs en fraction inférieure à 63  $\mu\text{m}$  peuvent atteindre près de 15 % du sédiment total. La radiale complémentaire C7 présente des résultats comparables.

\* **Profil R 1** (fig. IV-18)

Le grain moyen est compris entre 137 et 239  $\mu\text{m}$ , et les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  entre 7 et 19 %. Les variations du grain moyen sont sensibles jusqu'à environ 150 m de la côte, particulièrement en mars 1987. Le gradient granulométrique varie de  $-4 \mu\text{m}/100 \text{ m}$  pour novembre 1986 et mars 1987 à  $-10 \mu\text{m}/100 \text{ m}$  en juillet 1987.

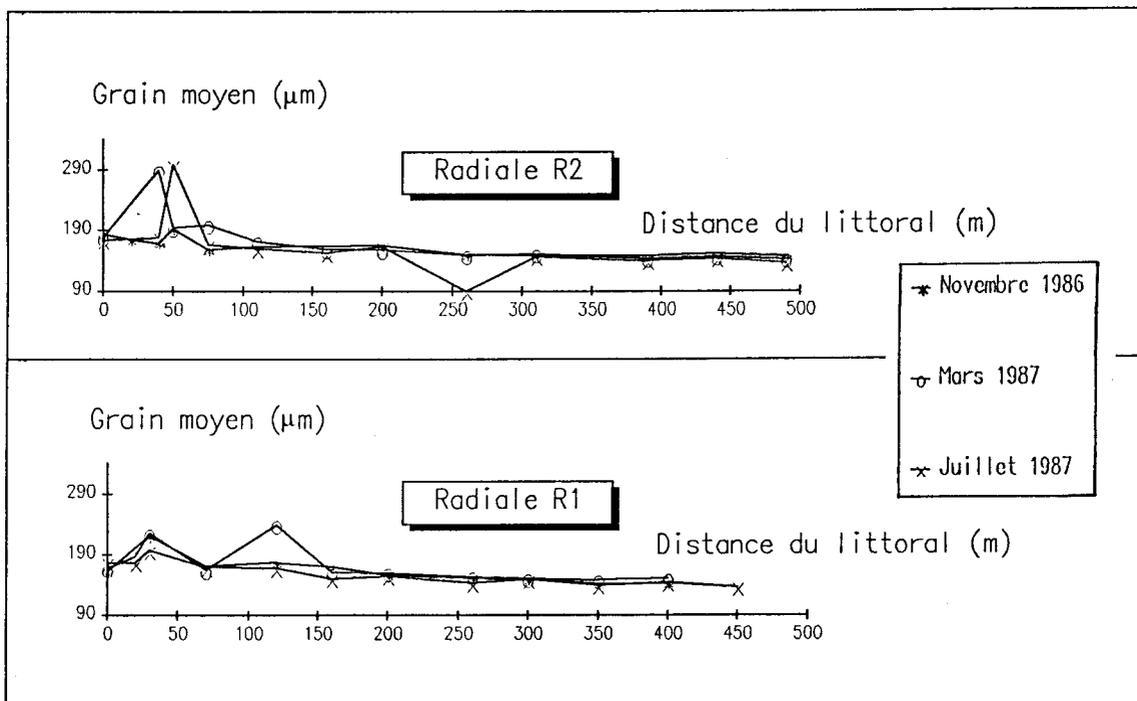


Fig. IV-18. - Evolution du grain moyen sur les radiales R2 et R1.

*c - Interprétation dynamique*

Si l'on excepte les variations liées à des enrichissements locaux ou temporaires en débris coquilliers, **l'évolution granulométrique des sédiments du littoral est-dunkerquois est faible, que ce soit dans l'espace ou dans le temps.** Le grain moyen diminue régulièrement de la côte vers le large. Le gradient granulométrique est toujours inférieur à  $-15 \mu\text{m}/100 \text{ m}$ , et peu sensible aux variations saisonnières. Les résultats démontrent l'existence **d'actions hydrodynamiques décroissantes** depuis le haut-estran vers le bas de plage. Il est possible de différencier une **zone supérieure de la plage à plus forte énergie** d'une largeur de 150 à 200 m à partir du trait de côte, dans laquelle les variations du grain moyen sont caractérisés par un diagramme en "dents de scie" et une **zone inférieure à énergie plus faible** au delà de ces 200 m. Les radiales effectuées nous permettent également de distinguer "un secteur abrité" à l'Ouest, depuis la base des jetées du port de Dunkerque jusqu'au profil R6 (cf. fig. II-7), dans lequel les variations du grain moyen de la zone haute de l'estran sont très faibles ou inexistantes. Des **sédiments envasés** peuvent se déposer dans

la zone basse de l'estran lors de période de très beau-temps et de faible houle, comme ce fût le cas dans les jours précédant la troisième série d'échantillonnage. Ces envasements particulièrement importants dans la zone située à l'Est des Dunes Marchand, sont comparables aux accumulations de sédiments vaseux de type 1 mis en évidence sur le talus littoral (Cf. IV-4-4) et dans les chenaux des bancs de Dunkerque (Cf. IV-3-2).

**Comme le souligne Despeyroux (1989) pour les plages du littoral picard, les variations granulométriques observées résultent d'événements hydrodynamiques momentanés et locaux, comme par exemple des tempêtes. Elles peuvent également traduire l'existence d'un stock sédimentaire particulier (vase par exemple), déposé à l'abri des houles sur le talus littoral et progressivement déplacé en direction de la côte lors des périodes de beau temps. Il n'est pas possible de déterminer des variations cycliques saisonnières.**

## **2 – Du cap Blanc-Nez à Dunkerque**

Les résultats granulométriques présentés résultent de l'étude de radiales effectuées en septembre 1987 (Cf. fig. II-8). Ils n'ont qu'une valeur indicative puisqu'ils correspondent à une seule série de prélèvements (Cf. II-B-1). L'annexe 4 regroupe les résultats obtenus.

### **2-1 A l'Ouest de Calais**

L'estran est comparable à celui de la zone est-dunkerquoise avec un système de barres et de bâches sableuses. Il possède une largeur comprise entre 400 et 600 m. Un cordon de galets actuel, sans relief et discontinu, a été observé du Cap Blanc-nez à Sangatte. Il est recouvert temporairement et localement de sable, et n'affleure donc pas toujours. Il est constitué de galets de silex qui proviennent des falaises crayeuses et surtout de la falaise pléistocène de Sangatte (Cf I-2-2-1).

Deux radiales ont été réalisées sur cette partie du littoral. Les sédiments correspondent à des sables moyens beiges de type 3 dont le grain moyen est compris entre 199 et 301  $\mu\text{m}$ . Leur mode se situe à 200 ou 250  $\mu\text{m}$ . Ils sont toujours très bien classés (So de 1,10 à 1,17) et pauvres en calcaire ( $\text{CaCO}_3$  de 5 à 15 %). La distribution du grain moyen sur les deux radiales R16 et R15 est présentée sur la figure IV-19. On note une décroissance globale du grain moyen de la côte vers le large avec un gradient granulométrique de - 7  $\mu\text{m}/100$  m pour R16 et - 18  $\mu\text{m}/100$  m pour R15. Des variations en "dents de scie" sont particulièrement nettes la radiale R16, et correspondent à une différenciation morphologique entre barres et bâches.

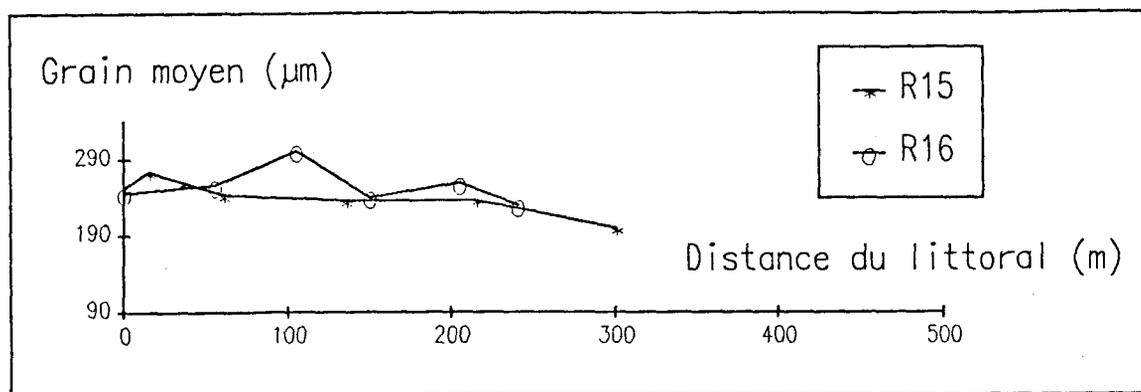


Fig. IV-19. - Distribution du grain moyen sur les profils R16 et R15.

## 2-2 Entre Calais et Gravelines

L'estran de ce secteur est d'extension particulièrement variable puisqu'il atteint près de 1800 m de large au niveau du phare de Walde (Radiale R14), et seulement 300 m environ au droit des Dunes d'Oye (Radiale R12). Il possède une largeur de 1000 m face aux Huttes d'Oye (Radiale R13). Aux deux largeurs extrêmes correspondent deux grands types de morphologie d'estran et de dépôts sédimentaires:

- Dans le cas du profil R14 (fig. IV-20), le pied de la dune bordière est composé de sables moyens à faible teneur en  $\text{CaCO}_3$  (4 %). L'estran débute par une zone de schorre colonisé par des graminées sur une largeur d'environ 50 m. Il se prolonge vers le large par un secteur en forme de cuvette contenant des sédiments vaseux surmontés d'une pellicule d'eau millimétrique. Le passage à des sédiments franchement sableux se fait progressivement. Dans la zone topographiquement en creux, le grain moyen croît sensiblement vers le large jusqu'à une distance de 400 m des dunes littorales, de 130 à 225  $\mu\text{m}$ , alors que les teneurs en fraction fine diminuent de 15 à 0 %. Entre 400 et 1200 m, les sédiments sont des sables moyens beiges de type 3 à grain moyen compris entre 208 et 227  $\mu\text{m}$ . Leur teneur en  $\text{CaCO}_3$  est comprise entre 6 et 8 % et leur classement est très bon (So de 1,13 à 1,15). Au delà de 1200 m, la morphologie de l'estran est caractérisée par une pente plus forte. Les sédiments passent progressivement à des sables fins gris de type 2. Leur teneur en  $\text{CaCO}_3$  reste faible (de 6 à 8 %) tandis que leur grain moyen diminue de 192 à 185  $\mu\text{m}$  à 1600 m du littoral.

- La morphologie de l'estran au niveau de la radiale R13 est sensiblement différente. Un système de barres sableuses apparaît à environ 400 m du littoral, au-delà d'une zone très plane et horizontale. Ces caractéristiques morphologiques semblent influencer le type de dépôt (fig. IV-20). La zone plane est constituée de sables moyens beiges de type 3 dont le grain moyen varie peu et est compris entre 210 et 230  $\mu\text{m}$ . La teneur en  $\text{CaCO}_3$  de ces sables varie entre 4 et 9 %. Les sables de type 3 constituent également le système des barres sableuses sur une largeur d'une centaine de

mètres, puis ils sont remplacés en direction du bas-estran par des sables fins gris de type 2. Certaines bâches sont localement envasées.

- Dans le cas du profil R12 (fig. IV-20), l'estran est d'extension très réduite et possède une morphologie en barres et bâches dès le pied de dune. La partie supérieure de l'estran, jusqu'à 150 m du littoral, est composée de sables moyens beiges de type 3. Les variations du grain moyen sont comprises entre 230 et 451  $\mu\text{m}$ , et reflètent la différenciation morphologique en barres et bâches. Les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  atteignent près de 40 % par des accumulations locales de coquilles brisées. La partie basse de l'estran est constituée de sables fins gris de type 2 à mode 160  $\mu\text{m}$ . Leur grain moyen diminue régulièrement vers le large de 200 à 175  $\mu\text{m}$  tandis que leur teneur en  $\text{CaCO}_3$  est comprise entre 10 et 14 %.

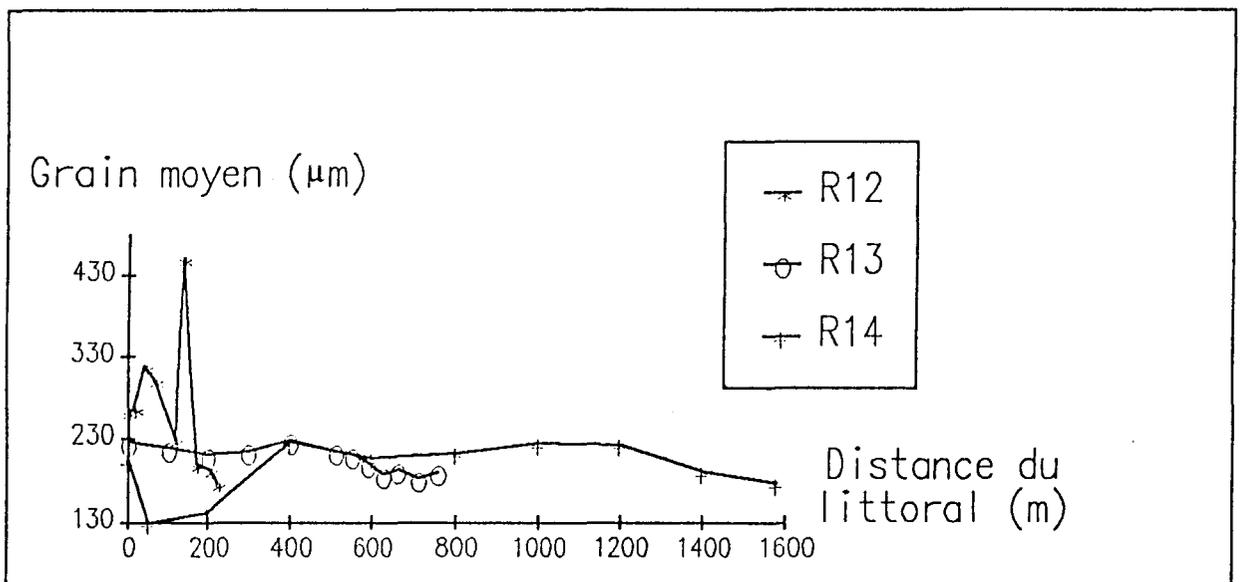


Fig. IV-20. - Variations du grain moyen sur les radiales R14, R13 et R12.

### 2-3 De Gravelines à Dunkerque Ouest

L'estran, dont la largeur diminue progressivement vers l'Est, possède une forme à peu près triangulaire. Il est bordé à l'Ouest par le chenal de l'Aa et au Sud par la centrale nucléaire de Gravelines. Sa morphologie est identique à celle observée au niveau de la radiale R13. Une zone plane festonnée de rides sableuses d'environ 10 à 15 cm de longueur d'onde fait place, à environ 600 m du littoral, à un système en bâches et barres sableuses.

La radiale R11, orientée du SE vers le NW, concerne un estran d'environ 1000 m de largeur (fig. IV-21). Les sédiments prélevés correspondent à des sables moyens de type 3 sur les 750 premiers mètres du profil. Leur grain moyen évolue entre 216 et 274  $\mu\text{m}$  et leur pourcentage en  $\text{CaCO}_3$  entre 8 et 27 %. En direction du large, ils sont remplacés par des sables fins dont le grain moyen varie en "dents de scie" de 173 à 219  $\mu\text{m}$ . Des placages sablo-vaseux discontinus ont été rencontrés sur le haut-estran. Ils possèdent des teneurs en fraction fine de l'ordre de 15 %, et proviennent probablement de l'estuaire de l'Aa.

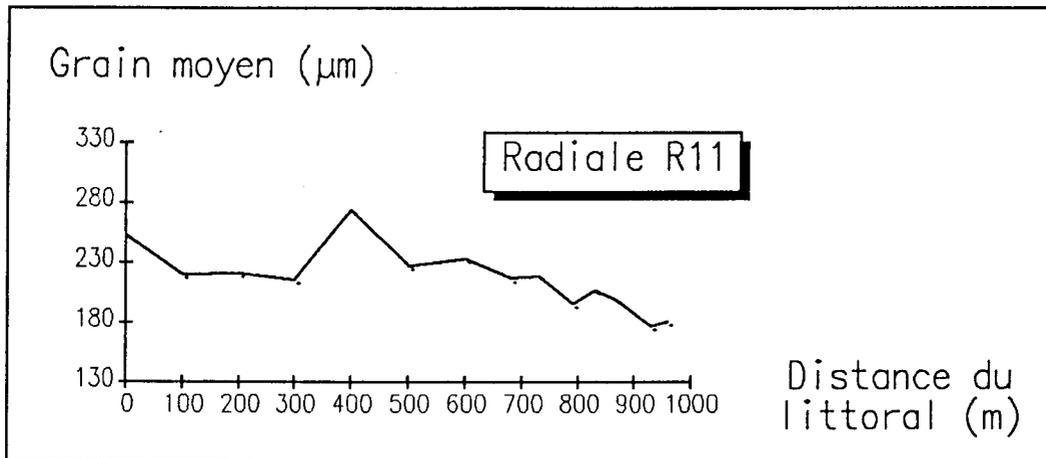


Fig. IV-21. - Variations du grain moyen sur la radiale R11.

### 3 - Résumé

D'Ouest en Est, les sédiments rencontrés sur les estrans varient sensiblement. A l'exception du secteur du phare de Walde, le grain moyen des sables diminue du haut-estran vers le bas-estran, avec parfois une évolution en "dents de scie" caractérisant des zones à dynamique plus intense.

Entre le Cap Blanc-Nez et Calais, la plage *s.l.* est uniquement composée de sables moyens beiges homogènes à mode 200 ou 250  $\mu\text{m}$  (type 3).

A l'Est de Dunkerque, l'estran est entièrement formé de sables fins gris à mode 125 ou 160  $\mu\text{m}$ , et temporairement envasés (type 2). Les variations granulométriques de direction N-S ou E-W sont relativement faibles, et indépendantes de la cyclicité saisonnière.

Entre Calais et Dunkerque, l'estran est en général plus large, morphologiquement plus complexe et composé de sédiments très variés. Nous avons pu en effet identifier du littoral vers le large une succession plus ou moins complète des types 1, 3, 2.

## D – CONCLUSIONS

La cartographie sédimentaire du secteur d'étude a été réalisée à partir d'une combinaison d'informations issues de l'interprétation des images de sonar à balayage latéral, de prélèvements de sédiments et d'observations par caméra vidéo. Les résultats concernent à la fois le domaine marin pour lequel une carte des sédiments superficiels a été éditée (Augris *et al.*, 1989), mais également le domaine des estrans.

### 1 – Le domaine marin

**Le sonar latéral** nous a permis de délimiter avec précision l'extension des deux principaux faciès sédimentaires :

- **les secteurs sableux** (bancs, talus littoral et champs de vagues de sable) caractérisés par un faciès acoustique clair ;
- **les secteurs caillouteux** (galets et graviers des interbancs) caractérisés par un faciès acoustique sombre.

**Des prélèvements de sédiments** à la benne ou par carottage ont été effectués dans le même domaine, avec un maillage relativement dense. Leur nombre, proche de 700, permet un calibrage des sonogrammes et une interprétation approfondie de la répartition des différents types de sable.

**La répartition générale des sédiments est notamment contrôlée par la diminution de l'intensité des courants de marée d'Ouest en Est.** Les sédiments grossiers caillouteux, déposés au cours de la période anté-flandrienne, sont progressivement recouverts par des sables en direction de l'Est. Ce gradient à l'échelle régionale est également sensible au niveau de l'extension des types sédimentaires sableux. Les sables grossiers graveleux et coquilliers sont remplacés vers l'Est par des sables moyens puis par des sables fins. Le stade ultime de cette évolution correspond à l'apparition de vase dans les chenaux.

**Les bancs sableux sont essentiellement composés de sables moyens beiges** (200–500  $\mu\text{m}$ ). Ce type de sédiment est caractéristique de la plupart des bancs de la Mer du Nord (Houbolt, 1968) et de la Manche orientale (Dewez, 1988 et Clabaut, 1988). Des variations granulométriques existent cependant :

- **les bancs du large (Ruytingen et Dyck)** paraissent résulter d'une histoire sédimentologique similaire. Les terminaisons occidentales de ces deux structures sédimentaires, ainsi

que les champs de vagues de sables prolongeant les bancs, sont composés d'un matériel hétérogène sablo-graveleux dont la teneur en  $\text{CaCO}_3$  peut atteindre plus de 80 % (types 4 et 5). Le reste du corps des bancs est formé d'un sable homogène beige à mode 200 à 315  $\mu\text{m}$  (type 3). Un faible gradient longitudinal dans les sables moyens apparaît sur le Dyck mais aucun gradient transversal n'a été mis en évidence ;

- **les bancs de Calais (Ridens de Calais et Ridens de la Rade)** sont essentiellement constitués de sables moyens beiges de type 3 et peu calcaires ;

- **les bancs de Dunkerque (In et Buiten Ratel, Breedt et Small, Snouw et Braek, Hills)** sont composés d'un assemblage de sables moyens beiges (type 3) et de sables fins gris (type 2). Les chenaux entre les bancs sont soit plus grossiers et constitués de sables coquilliers, soit envasés avec des teneurs maximales en particules fines ( $< 63 \mu\text{m}$ ) proches de 90 % dans la rade de Dunkerque.

**Le talus littoral** constitue la zone de transition entre l'estran et le domaine marin des bancs. Il est composé d'une frange de sables fins gris remplacée vers le large par des sables moyens beiges. Des sédiments envasés de type 1 sont rencontrés localement au débouché des ports et de l'Aa. Les plus fortes teneurs en vase sont enregistrées à proximité de la frontière belge.

## 2 – Le domaine littoral

Les plages ont été étudiées entre le Cap Blanc-Nez et la frontière belge grâce à 16 radiales d'échantillonnage. Le secteur situé à l'Est de Dunkerque a fait l'objet d'une attention particulière avec trois séries de prélèvements saisonniers répartis entre novembre 1986 et juillet 1987. Les résultats présentés s'appuient sur l'analyse d'environ 300 échantillons.

Les sédiments des différents estrans sont identiques à ceux rencontrés plus au large sur le talus littoral. On note une diminution du grain moyen d'Ouest en Est avec un passage des sables moyens beiges à l'Ouest de Calais aux sables fins gris à l'Est de Dunkerque. Le secteur intermédiaire est composé d'un mélange des deux types précédents répartis en gradient N-S et localement de sédiments vaseux de type 1.

A l'Ouest de Calais, l'estran est constitué de sable moyen beige à mode 200 ou 250  $\mu\text{m}$ . A l'Est de Dunkerque, les plages sont composées de sable fin gris-beige à mode 125 ou 160  $\mu\text{m}$ . Dans ces deux zones, les variations granulométriques sont faibles et le grain moyen diminue légèrement de la côte vers le large. De plus, les variations sont indépendantes des cycles saisonniers dans le cas de l'estran est-dunkerquois. Entre Calais et Dunkerque, la morphologie et la nature des estrans sont plus complexes et méritent d'être étudiées plus en détail. Le gradient granulométrique habituellement décroissant de la côte vers le large peut localement s'inverser.

# **DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE**

# **CHAPITRE V :**

## **– DYNAMIQUE HYDRO–SEDIMENTAIRE –**

### **A – INTRODUCTION**

L'étude de la dynamique sédimentaire du secteur compris entre le Cap Blanc-Nez et la frontière belge est fondée sur la comparaison d'informations courantologiques, morphologiques et sédimentologiques. Le sens du courant dominant et la polarité des structures sédimentaires constituent des indicateurs souvent utilisés pour établir les schémas des transits sableux résultants d'un point de vue qualitatif. La distribution générale des sédiments permet de distinguer les secteurs à faible ou forte énergie. Les aspects quantitatifs des phénomènes dynamiques sont abordés à la fois par l'étude des déplacements sédimentaires à l'échelle du grain grâce à des traçages radioactifs de sable, et par la mesure de la mobilité des structures sédimentaires à l'échelle du banc ou de la vague de sable. Le modèle proposé pour le secteur d'étude est confronté aux résultats antérieurs relatifs à la Mer du Nord et à la Manche orientale.

Les processus dynamiques actuels mis en évidence dans la zone d'étude intègrent, comme le souligne De Moor (1985 a), des effets à court, moyen et long termes. Ils sont également la manifestation de phénomènes locaux ou régionaux, instantanés ou résultants. L'hydrodynamisme intense et multidirectionnel est responsable d'un schéma dynamique particulièrement complexe. Pour une meilleure compréhension de la dynamique hydro-sédimentaire, nous avons tenté de restituer à chacun des phénomènes dynamiques observés leur échelle d'espace et de temps. Dans ce but, nous avons choisi de considérer séparément les différents indicateurs des transports sédimentaires pour chaque secteur d'étude, et de les comparer.

## B – DYNAMIQUE DE LA MASSE D'EAU

Nous avons effectué 8 cycles de mesures de courants d'une durée de 12 à 24 heures (Cf. II-C-1 et fig. II-10). Nos mesures sont complétées par 35 sites d'enregistrement du S.H.O.M., dont 17 inédits, et 13 points du L.N.H. (fig. V-1 et tab. 23 et 24).

Les données de courants se présentent sous deux formes distinctes :

- des mesures réelles d'une durée allant de 12 heures à plus de 23 jours (tab. 23) ;
- des tableaux ou des courbes horaires théoriques donnant les vitesses des courants pour des coefficients de marée de 45, 70 ou 95 (tab. 24). Ces tableaux ou courbes, déduits d'enregistrements d'une durée de 25 heures (SHOM, 1968) ou d'environ deux semaines (L.N.H., 1971), sont censés représenter des valeurs types.

Afin de faciliter les descriptions, nous avons séparé l'ensemble des mesures en trois domaines dont les limites sont reportées sur la figure V-1. Il s'agit :

- du **secteur Nord** englobant les bancs du Ruytingen et du Dyck ainsi qu'une partie du secteur caillouteux du large ;
- du **secteur Sud-Ouest** correspondant aux bancs de Calais et aux fonds environnants ;
- du **secteur Sud-Est** couvrant les bancs et les chenaux situés au droit de Dunkerque.

Les caractéristiques de l'ensemble des mesures de courants sont très différentes, tant sur le plan de la profondeur ou de la durée que sur celle des coefficients de marée ou des conditions météorologiques. Pour ces raisons, l'utilisation des enregistrements courantologiques a été limitée à la détermination du sens des transits des masses d'eaux.

La conservation de la direction et de l'intensité relative de chacune des phases de courant (flot ou jusant) sur l'ensemble de la tranche d'eau est généralement admise pour des fonds inférieurs à 40 m (S.H.O.M., 1968). La prédiction du sens du transport sédimentaire repose alors sur le calcul du rapport des vitesses maximales du flot et du jusant lors de chaque cycle de marée. Le débit sédimentaire sur le fond serait en effet davantage contrôlé par l'intensité maximale du courant que par la durée de la phase de courant (Stride, 1973). Une différence de vitesse d'environ 5 cm/s est, selon Johnson *et al.* (1982), suffisante pour définir une orientation privilégiée du transport des sédiments.

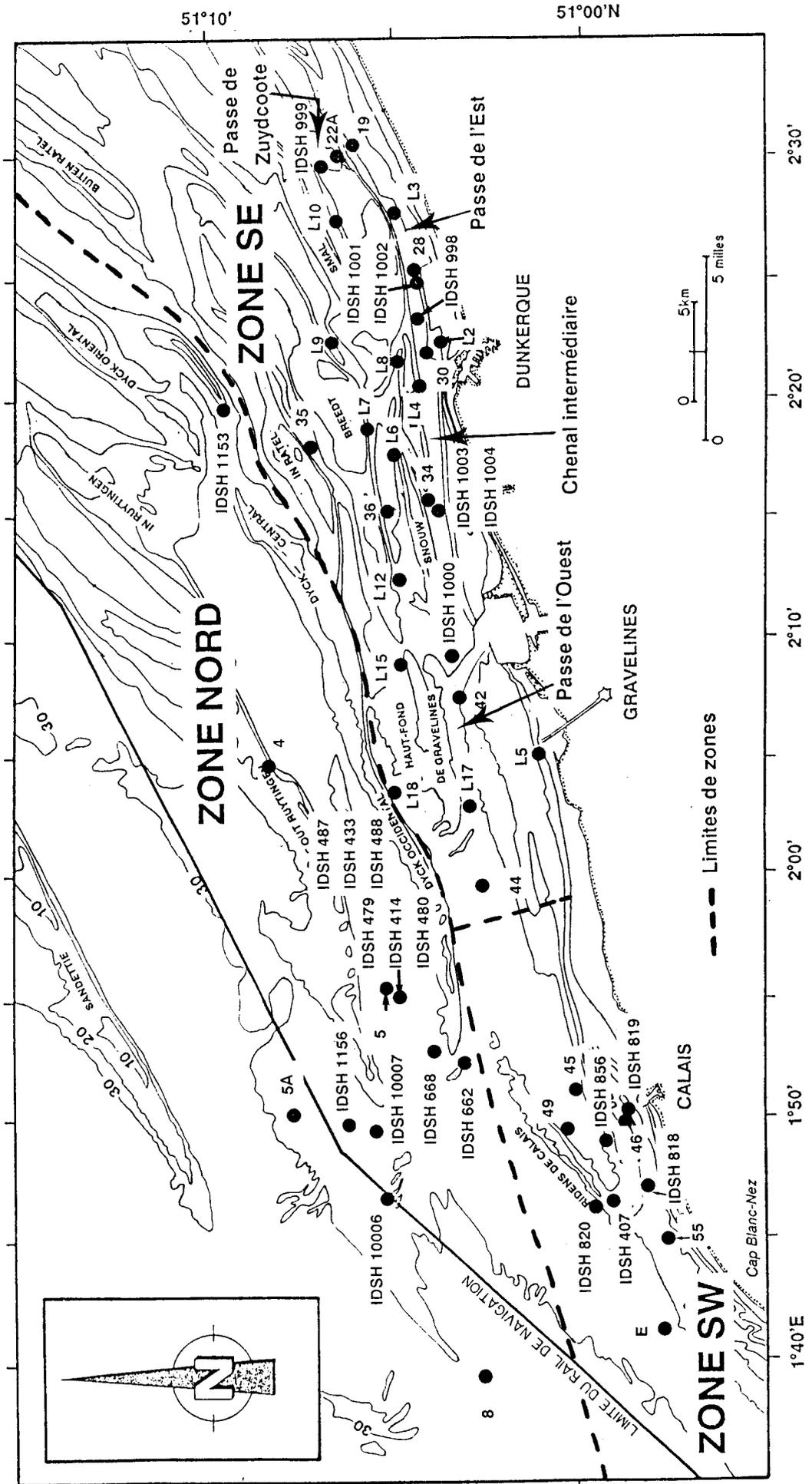


Fig. V-1. - Localisation des sites de mesures courantologiques de surface et de fond.

SECTEUR	NUMERO	POSITION	PROFONDEUR	CADENCE	DATE	DUREE	COEFFICIENT
Z O N E N O R D	IDSH 479	51°04'30"N - 1°55'00"E	surface	1 h	23-04-36	25 h	93 à 104
	IDSH 414	"	-10m	15'	23-04-36	25 h	"
	IDSH 480	"	-23m	1 h	23-04-36	25 h	"
	IDSH 487	"	surface	1 h	30-04-36	25 h	43 à 49
	IDSH 433	"	-10m	15'	30-04-36	25 h	"
	IDSH 488	"	-23m	1 h	30-04-36	25 h	"
	IDSH 662	51°03'05"N - 1°52'30"E	-5m	6'	04-05-74	4 j + 15 h	79 à 90
	IDSH 668	51°03'36"N - 1°52'38"E	-5m	6'	31-05-74	7 j + 3 h	63 à 78
	IDSH 1153	51°09'25"N - 2°19'30"E	-5m	6'	25-06-81	9 j + 12 h	58 à 96
	IDSH 1156	51°06'30"N - 1°50'10"E	5m du fond	6'	25-06-81	7 j + 9 h	"
S W	IDSH 10006	51°05'00"N - 1°46'48"E	-12m	30'	25-06-81	23 j + 8 h	56 à 100
	IDSH 10007	51°05'30"N - 1°49'56"E	-23m	10'	25-06-81	7 j + 11 h	58 à 96
	IDSH 407	50°59'00"N - 1°46'00"E	-10m	15'	16-08-35	25 h	109 à 113
	IDSH 818	50°58'20"N - 1°46'45"E	-5m	6'	25-04-75	17 j + 23 h	39 à 105
	IDSH 819	50°58'45"N - 1°49'57"E	-5m	6'	12-06-75	12 j + 5 h	62 à 88
	IDSH 820	50°59'24"N - 1°45'59"E	-5m	6'	10-07-75	7 j + 22 h	54 à 98
	IDSH 856	50°59'25"N - 1°48'59"E	-6m	6'	29-04-75	17 h	73 à 80
	AA3	51°00'26"N - 1°50'38"E	1m du fond	15'	11-05-88	24 h	58 à 75
	BR3	51°00'29"N - 1°50'39"E	-5m	15'	11-05-88	24 h	"
	AA4	51°01'34"N - 1°49'28"E	1m du fond	15'	12-05-88	12 h	75 à 80
Z O N E S E	BR4	51°01'41"N - 1°49'25"E	-5m	15'	12-05-88	12 h	"
	BR5	51°02'18"N - 1°52'31"E	-5m	15'	08-06-88	24 h	60 à 63
	IDSH 998	51°04'10"N - 2°23'08"E	-5m	6'	05-06-78	15 j	40 à 89
	IDSH 999	51°06'42"N - 2°29'30"E	-5m	6'	05-07-78	13 j + 17 h	52 à 88
	IDSH 1000	51°03'22"N - 2°08'52"E	-5m	6'	05-07-78	14 j + 3 h	"
	IDSH 1001	51°04'37"N - 2°24'36"E	-5m	6'	21-08-78	9 j + 7 h	37 à 106
	IDSH 1002	"	-5m	6'	13-09-78	8 j + 17 h	65 à 110
	IDSH 1003	51°03'50"N - 2°15'15"E	-5m	6'	21-08-78	9 j + 7 h	37 à 106
	IDSH 1004	"	-5m	6'	13-09-78	8 j + 19 h	65 à 110
	AA1	51°06'15"N - 2°14'16"E	1m du fond	15'	03-11-87	12 h	82 à 87
E	BR1	51°06'17"N - 2°14'36"E	-5m	15'	03-11-87	6 h	82
	AA2	51°07'43"N - 2°15'19"E	1m du fond	15'	05-11-87	12 h	96

Tab. 23. - Mesures courantologiques relatives au secteur d'étude, effectuées dans le cadre de ce travail (AA = courantomètre Aanderaa RCM 4, BR = courantomètre Braystoke BFM 008), ou inédites du S.H.O.M. (IDSH).

SECTEUR	NUMERO	POSITION	PROFONDEUR	COEFFICIENT
<b>ZONE NORD</b>	4	51°07'42"N - 2°04'00"E	sub-surface	45-95
	5	51°04'42"N - 1°55'18"E	"	"
	5A	51°07'30"N - 1°50'36"E	"	"
	8	51°03'00"N - 1°40'00"E	"	"
<b>ZONE SW</b>	45	50°59'48"N - 1°51'00"E	sub-surface	45-95
	46	50°58'42"N - 1°49'48"E	"	"
	49	51°00'18"N - 1°49'24"E	"	"
	55	50°57'36"N - 1°44'48"E	"	"
	E	50°57'54"N - 1°41'12"E	"	"
<b>ZONE SE</b>	19	51°05'48"N - 2°30'42"E	sub-surface	45-95
	22A	51°06'24"N - 2°29'48"E	"	"
	28	51°04'30"N - 2°25'18"E	"	"
	30	51°04'00"N - 2°21'48"E	"	"
	34	51°04'00"N - 2°16'00"E	"	"
	35	51°07'00"N - 2°18'00"E	"	"
	36	51°05'00"N - 2°15'00"E	"	"
	42	51°03'00"N - 2°08'00"E	"	"
	44	51°02'36"N - 1°59'24"E	"	"
	L2	51°03'54"N - 2°21'54"E	3 m du fond	45-70-85
	L3	51°04'21"N - 2°27'00"E	"	45-70-95
	L4	51°04'18"N - 2°19'43"E	"	45-70-86
	L5	51°01'15"N - 2°04'53"E	"	45-70
	L6	51°04'48"N - 2°17'46"E	"	"
	L7	51°05'45"N - 2°18'25"E	"	45-70-95
	L8	51°04'49"N - 2°21'14"E	"	45-70-86
	L9	51°06'29"N - 2°21'55"E	"	70
	L10	51°06'14"N - 2°26'36"E	"	"
	L12	51°04'55"N - 2°12'34"E	"	45-70-95
L15	51°04'40"N - 2°09'08"E	"	"	
L17	51°02'59"N - 2°04'02"E	"	45-70	
L18	51°04'22"N - 2°03'03"E	"	"	

Tab. 24. - Tableaux horaires des courants du secteur d'étude. Les données sont empruntées au S.H.O.M. (1968) pour les numéros compris entre 4 et 55, à la carte marine 6681 pour E et au L.N.H. (1971) pour les mesures L2 à L18.

## 1 – La zone Nord

### 1-1 Dans le rail de navigation

Deux mesures de subsurface et de courte durée ont été effectuées dans le rail de navigation par le S.H.O.M., en limite Nord de notre secteur d'étude.

Le point 8 (cf. fig. V-1), situé au large du Cap Blanc-Nez, montre un jusant qui porte au N215–225° et un flot dirigé vers le N40–45°. En marée de vive-eau moyenne (coeff. 95) les vitesses maximales sont sensiblement équivalentes pour les deux phases avec des valeurs proches de 140 cm/s. La durée du jusant excède cependant celle du flot de près d'une heure.

Le point 5A (cf. fig. V-1), localisé au droit de Calais, présente des caractéristiques similaires. Les vitesses maximales des deux phases de courant sont identiques, et de l'ordre de 150 cm/s. Leurs directions sont peu différentes de celles enregistrées au point 8. Le jusant porte au N225–230° et le flot au N45–55°.

### 1-2 La terminaison occidentale et le sommet du Ruytingen

Le S.H.O.M. a effectué en 1981 3 séries de mesures, commencées de façon simultanée et d'une durée comprise entre 7 et 24 jours. Elles ont été réalisées à proximité de la bordure Nord du champ de vagues de sable dénommé Ouest-Ruytingen dans notre étude (cf. III-D-2-1-1). Les enregistrements IDSH 1156 et 10007 (cf. fig. V-1) fournissent des mesures à des profondeurs respectives de 22 et 23 m, sur des fonds caillouteux d'environ 25 à 30 m. L'enregistrement IDSH 10006 (cf. fig. V-1) présente des mesures à mi-profondeur (– 12 m) au dessus d'un fond sableux modelé par des vagues de sable. Une mesure de subsurface de courte durée (point 4, cf. fig. V-1) a été effectuée au niveau du sommet du banc du Ruytingen, au large de Gravelines.

#### 1-2-1 Enregistrements IDSH 1156, 10007 et 10006

Globalement, les directions les plus fréquentes des courants maximum mesurés au cours de chaque cycle sont comprises entre N225° et N230° pour le jusant et entre N50° et N55° pour le flot. Des écarts de l'ordre de 10° par rapport à ces valeurs existent cependant.

Les variations des vitesses maximales au cours du temps et la durée de chaque phase de courant pour les trois séries de mesures paraissent, au premier abord, très aléatoires. Une étude détaillée de ces fluctuations, en relation avec les conditions météorologiques régnant au moment des mesures, a pu être réalisée pour le point IDSH 1156. Nous avons tenté d'étendre nos conclusions aux deux autres séries de mesures simultanées.

## a- IDSH 1156

Durant la période de mesure, les coefficients de marée sont croissants depuis 59 jusqu'à 96. Les vitesses maximales de jusant varient entre 77 et 113 cm/s. Celles de flot sont comprises entre 63 et 116 cm/s. Les périodes pour lesquelles la vitesse du courant est inférieure à 20 cm/s ont été considérées comme des périodes d'étales de pleine ou basse mer. Les durées de chaque phase de courant et des étales sont également très variables. La durée du jusant oscille entre 5 et 7 h, celle du flot entre 3 h 25 mn et 5 h 55 mn. Les étales de jusant (de 6 à 48 mn) sont généralement plus courtes que les étales de flot (de 18 mn à 1 h 35 mn). En d'autres termes, le flot se rétablit plus rapidement que le jusant.

Le diagramme des vitesses et des directions des courants en fonction du temps (fig. V-2A) permet d'observer de fortes inégalités. La vitesse maximale du jusant peut être supérieure ou inférieure à celle du flot. Les excédents des vitesses maximales et des durées d'une phase par rapport à l'autre, exprimés en pourcentages, permettent de distinguer deux périodes (fig. V-2B),:

- Pendant les 9 premiers cycles de mesures (coef. 58 à 81), le jusant est en général supérieur au flot en intensité et en durée. Les vitesses maximales du jusant oscillent entre 77 et 113 cm/s, et celles du flot entre 63 et 102 cm/s. L'asymétrie calculée est comprise entre 0 et 76 % en faveur du jusant. Seul le sixième cycle (le 28/6/81 au matin) présente une vitesse maximale de flot excédant de 8 % celle du jusant. Durant la même période le jusant est toujours plus long que le flot. Les différences en temps varient entre 36 mn et 3 h 30 mn, avec un maximum de valeurs compris entre 1 h 40 mn et 2 h 30 mn.

- A partir du dixième cycle de mesures (coef. 89 à 96), la tendance s'inverse. Le flot devient prédominant en intensité avec des vitesses maximales de 107 à 116 cm/s, qui excèdent celles du jusant de 6 à 13 %. Parallèlement, la durée du flot devient supérieure (jusqu'à 25 mn) ou égale à celle du jusant.

Les valeurs des vitesses maximales des phases de courants et leur durée semblent donc varier de la même façon, avec une relative indépendance vis à vis du coefficient de marée. L'étude des conditions météorologiques nous a permis d'établir des relations entre la direction du vent et les caractéristiques des phases de courant. On constate en effet que pendant les 6 premiers cycles de marée le vent provenait d'un secteur Nord compris entre N340 et N20°. Cette direction de vent favorise la prédominance du jusant sur le flot. Les vitesses de vent les plus élevées, de l'ordre de 10 à 13 m/s, coïncident d'ailleurs avec la période de plus grandes asymétrie des vitesses et de durée des courants (3ème cycle). Entre le 7ème et le 9ème cycle de mesures, la direction du vent change progressivement de N360° à N220°. Cette dernière direction reste constante jusqu'à la fin de l'enregistrement. Parallèlement, l'asymétrie jusant/flot se réduit puis le flot devient prédominant.

On observe donc, quel que soit le coefficient de marée, une influence directe et marquée du vent sur l'intensité et la durée des phases de courant, et ce malgré la profondeur de la mesure (22 m). Le S.H.O.M. (1968) signale du reste, pour des vents particulièrement forts soufflant en période de morte-eau, l'absence d'établissement du flot ou du jusant en subsurface. Le vent crée un courant de dérive qui favorise la phase de courant de même sens et contrarie celle qui lui est opposée.

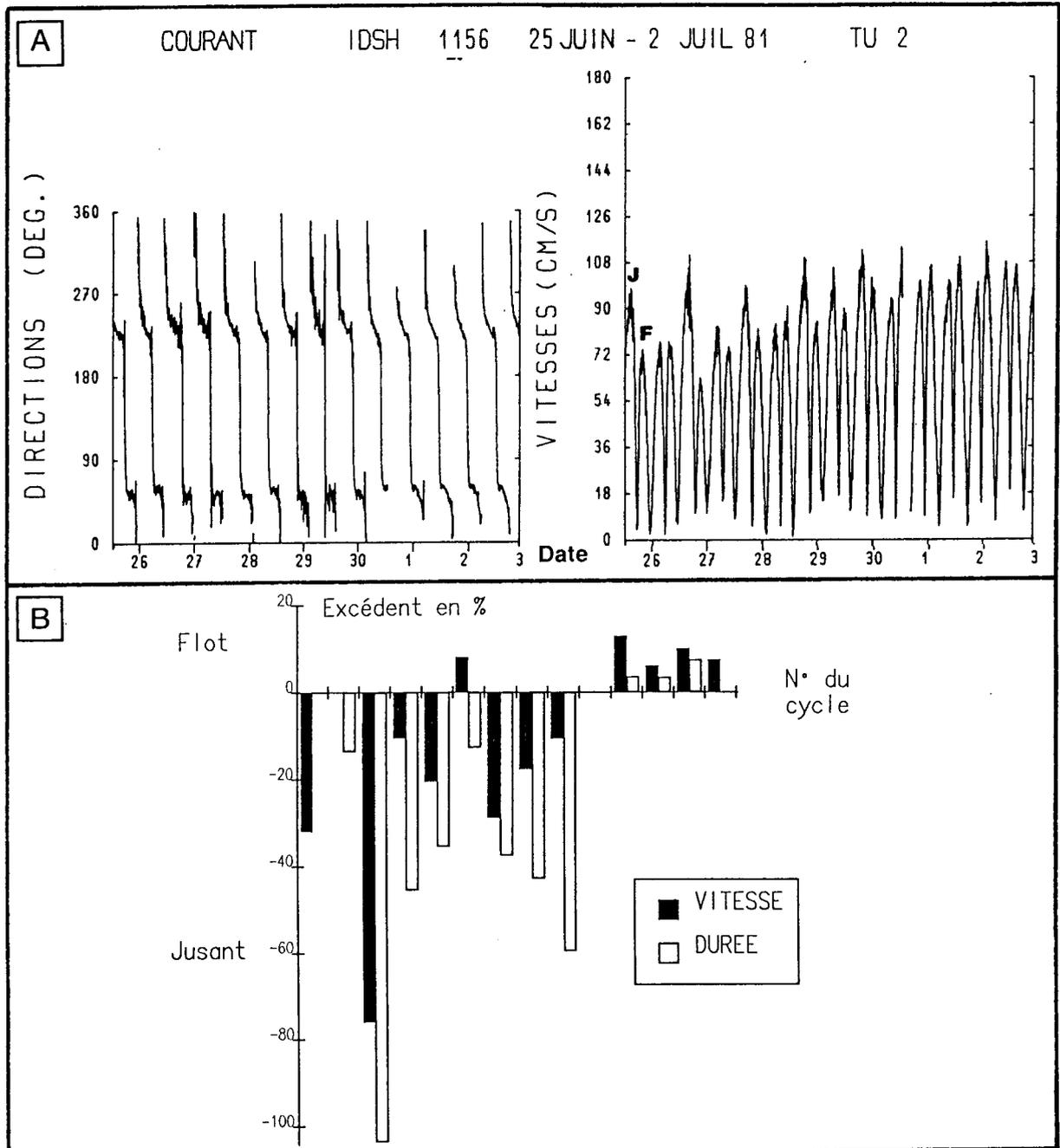


Fig. V-2. - (A) Variations de l'intensité et des directions des courants de marée au cours du temps au Nord du Ruytingen (en IDSH 1156). (B) Asymétrie des vitesses maximales et des durées du jusant et du flot au même point.

## b- IDSH 10007 et 10006

\* **Au point IDSH 10007** (cf. fig. V-1), les enregistrements ont été réalisés à - 23 m, sensiblement à la même profondeur qu'en IDSH 1156. Les variations de directions et de vitesse des courants sont présentées sur la figure V-3.

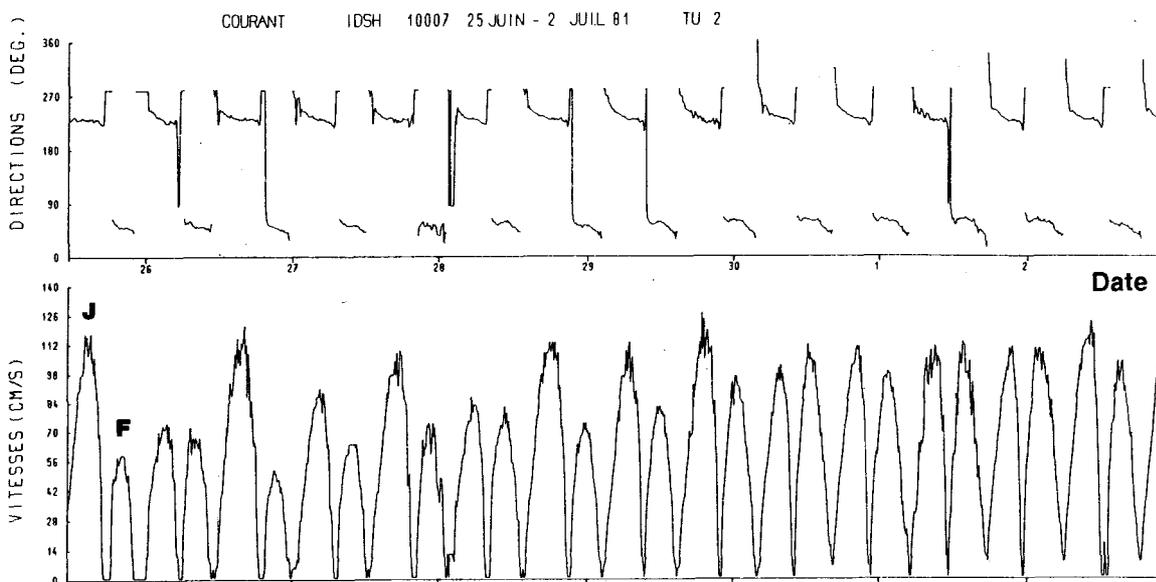


Fig. V-3. - Variations de la direction et de la vitesse des courants en fonction du temps au site IDSH 10007 (- 23 m).

Les vitesses maximales du jusant varient entre 75 et 128 cm/s, celles du flot entre 52 et 114 cm/s. Contrairement à l'enregistrement IDSH 1156, le jusant est pratiquement toujours dominant. L'asymétrie en faveur du jusant est comprise entre 5 et 135 %. Seul le 13<sup>ème</sup> cycle présente un flot supérieur d'environ 2 %.

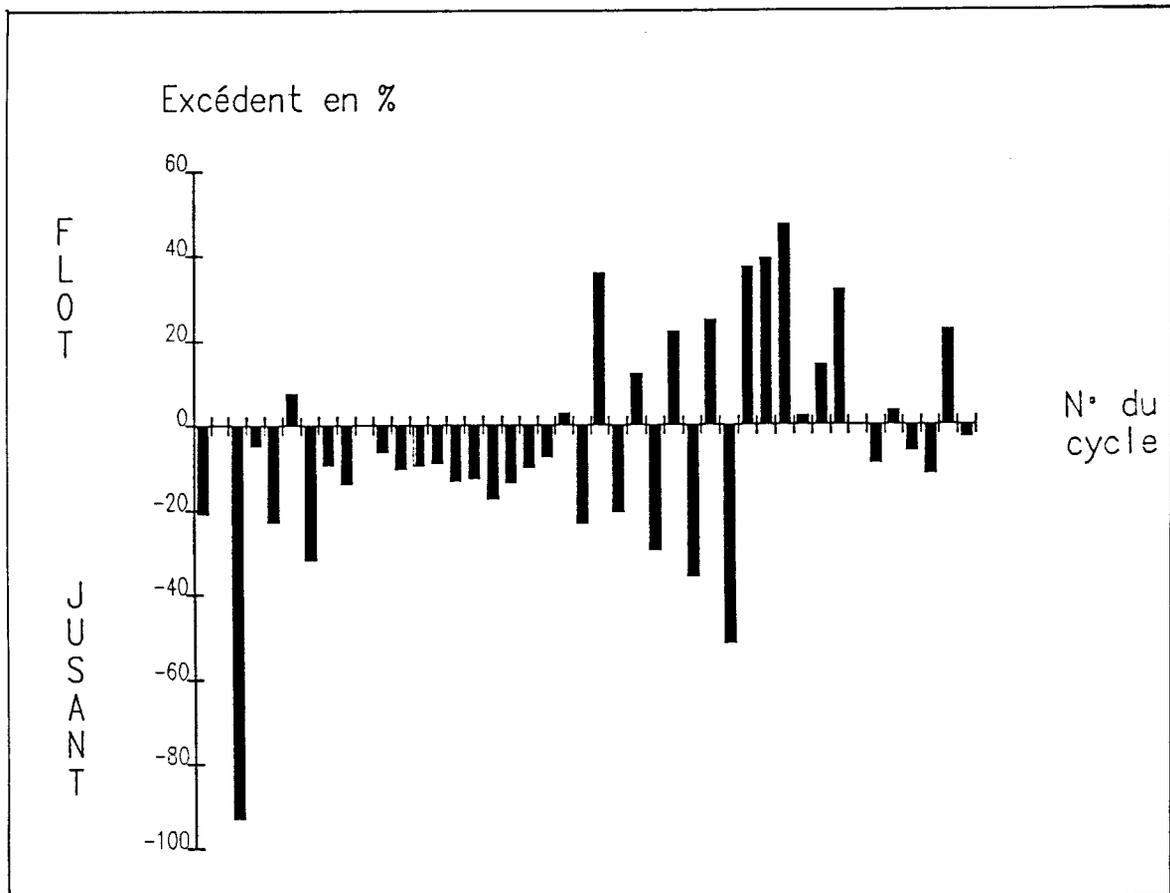
Nous constatons ainsi que les changements de direction des vents contrôlent moins les courants de marée en ce point qu'en IDSH 1156. Lorsqu'ils proviennent du SW, les vents entraînent une réduction de l'asymétrie jusant/flot, mais rarement une dominance du flot. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer les différences rencontrées aux points IDSH 1156 et 10007 :

- **les conditions d'enregistrement** : les mesures ont été effectuées toutes les 6 minutes en IDSH 1156 et seulement toutes les 10 minutes en IDSH 10007. Il se pourrait que les vitesses maximales des deux phases n'aient pas été enregistrées. Une telle explication semble cependant peu vraisemblable car elle suppose un manque systématique d'information sur une période relativement longue.

- **l'influence du banc du Ruytingen** : le point de mesure IDSH 10007, situé plus près de la bordure du champ Ouest-Ruytingen et du banc, serait relativement protégé de l'action du flot. Cette seconde explication paraît la plus plausible.

\* **Le point IDSH 10006** (cf. fig. V-1) fournit des mesures à une profondeur de -12 m pendant plus de 23 jours, avec une cadence de 30 minutes. Les enregistrements relatifs aux 7 premiers jours sont sensiblement équivalents à ceux du point IDSH 10007 : les vitesses maximales du jusant et du flot varient respectivement 84 à 122 cm/s et de 60 à 108 cm/s. Pour cette période et à coefficient de marée identique, la vitesse du jusant excède celle du flot de 0 à 93 %. A partir du dixième cycle de mesures, le jusant reste dominant malgré des vents de direction N220° susceptibles de renforcer l'action du flot.

La poursuite des mesures sur le point IDSH 10006, après l'arrêt en IDSH 1156 et 10007 au bout de 7 jours, confirme la variabilité de la dominance relative des phases de courant au cours du temps (fig. V-4). Ces fluctuations sont, comme au point IDSH 1156, à relier aux changements de conditions météorologiques (vents) tant en direction qu'en intensité.



Les transits des masses d'eaux aux points IDSH 10006 et 10007 ont été représentés en termes de vecteurs cumulés (fig. V-5). On observe pour ces deux cas un déplacement net vers le SW de 9 à 11 km/j pendant les 5 premiers jours de mesures, en relation avec un jusant fortement dominant. Après cette période, les deux phases de courant s'équilibrent ou le flot devient dominant. Le déplacement résultant de la masse d'eau est alors orienté soit vers le SE pour IDSH 10007, soit vers le NW pour IDSH 10006. Ces différences de résultantes sont probablement liées à des effets de déviation locale des courants, en raison de la proximité des reliefs sableux formés par le banc du Ruytingen et le champ de vagues de sable qui le prolonge à l'Ouest. Seul un léger transit vers le NE d'environ 5 km/j est constaté en IDSH 10006. Il correspond à une partie de l'enregistrement pour laquelle les vitesses maximales du flot excèdent de 30 à 50 % celles du jusant.

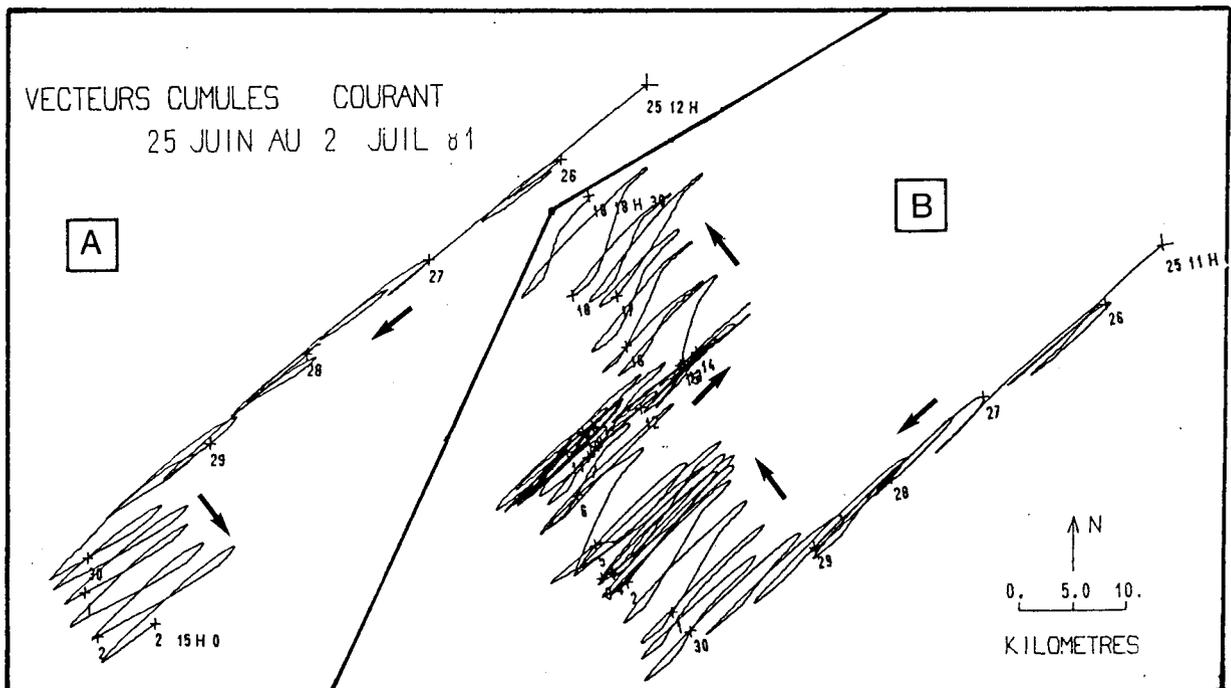


Fig. V-5. - Résultantes des transits de la masse d'eau en IDSH 10007 (A) et IDSH 10006 (B).

Les trois séries de mesures de courants effectuées sur la bordure Nord du Ruytingen montrent en général une **dominance du jusant et une résultante de la masse d'eau dirigé vers le SW**. Des vents soufflant vers le NE, c'est à dire dans la direction du flot, peuvent cependant favoriser soit un équilibre des deux phases de courant, soit une légère dominance du flot. Dans ces deux derniers cas, la masse d'eau ne se déplace pas vers le SW ou vers le NE : la résultante est dirigée dans une direction à peu près perpendiculaire à celle des courants de marée. Des conditions extrêmes de vents de SW peuvent néanmoins temporairement modifier le schéma général des transits résultants de la masse d'eau, et entraîner un faible déplacement vers le NE.

### 1-2-1 Sommet du Ruytingen

Un enregistrement de 25 heures en subsurface (vers - 5 m) a été réalisé par le S.H.O.M. au dessus du sommet du banc du Ruytingen (point 4, cf. fig. V-1)). Le flot est dirigé vers le N50-55° et le jusant, plus long d'environ une heure, vers le N225-235°. En marée de moyenne vive-eau, la vitesse maximale du flot atteint 93 cm/s et celle du jusant 82 cm/s. On peut donc s'attendre, en sommet de banc et pour la période de mesure, à un transit résultant de la masse d'eau en direction du NE. Il faut cependant demeurer prudent en ce qui concerne le sens des transits à plus long terme.

### 1-3 L'interbanc Dyck-Ruytingen

Trois séries de mesures d'une durée maximale de 25 heures ont été effectuées par le S.H.O.M. entre les bancs du Dyck et du Ruytingen, au dessus de fonds caillouteux. Le point 5 (cf. fig. V-1) donne des valeurs synthétiques en surface, pour des coefficients 95 et 45. Les cycles IDSH 479, 414 et 480 (cf. fig. V-1) ont été réalisés simultanément au même point pour des coefficients 93 à 104, et respectivement en surface, à -10 m et à - 23 m, soit environ à 5 m au dessus du fond. Des mesures au même point que les cycles précédents et dans des conditions de profondeur identiques ont été répétées pour des coefficients de marée de 43 à 49 (cycles IDSH 487, 433 et 488, cf. fig. V-1).

\* **Au point 5**, le flot et du jusant portent respectivement au N55° et au N240°. Le jusant, de durée plus longue que le flot, est aussi plus intense. Les vitesses maximales relevées en marée de moyenne vive-eau (coef. 95) sont de 140 cm/s pour le jusant et de 130 cm/s pour le flot. Elles diminuent jusqu'à 82 cm/s et 72 cm/s pour un coefficient de marée de 45.

\* Les roses de courants relatives aux **enregistrements IDSH** sont données sur la figure V-6. Elles montrent un caractère alternatif marqué des courants avec un flot portant en général au N55-60° et un jusant au N240-250°. Seules les mesures réalisées en morte eau, sur lesquelles le vent possède probablement une influence accrue, présentent un éventail plus vaste de directions. Le flot est dirigé entre N46° en surface (IDSH 487) et N73° à 5 m du fond (IDSH 488).

Pour des coefficients de marée de 95, les intensités maximales mesurées en surface et à - 10 m sont sensiblement identiques, de l'ordre de 130 cm/s pour le flot et 114 cm/s pour le jusant. Les vitesses mesurées à proximité du fond sont plus faibles avec des valeurs de 117 cm/s pour le flot et 102 cm/s pour le jusant.

Pour des coefficients de marée de 45, les vitesses maximales du flot passent de 98 cm/s à 78 cm/s de la surface à 5 m au dessus du fond. Pour le jusant, elles diminuent de 59 à 47 cm/s.

Quelle que soit la profondeur de la mesure, on note une différence de vitesse maximale en faveur du flot de 10 à 15 % en vive-eau moyenne (coef. 95), et de 45 à 70 % en morte-eau moyenne (coef. 45). Par ailleurs, la réduction de vitesse depuis la surface jusqu'à 5 m du fond est d'environ 10 % en vive-eau et de 25 % en morte-eau.

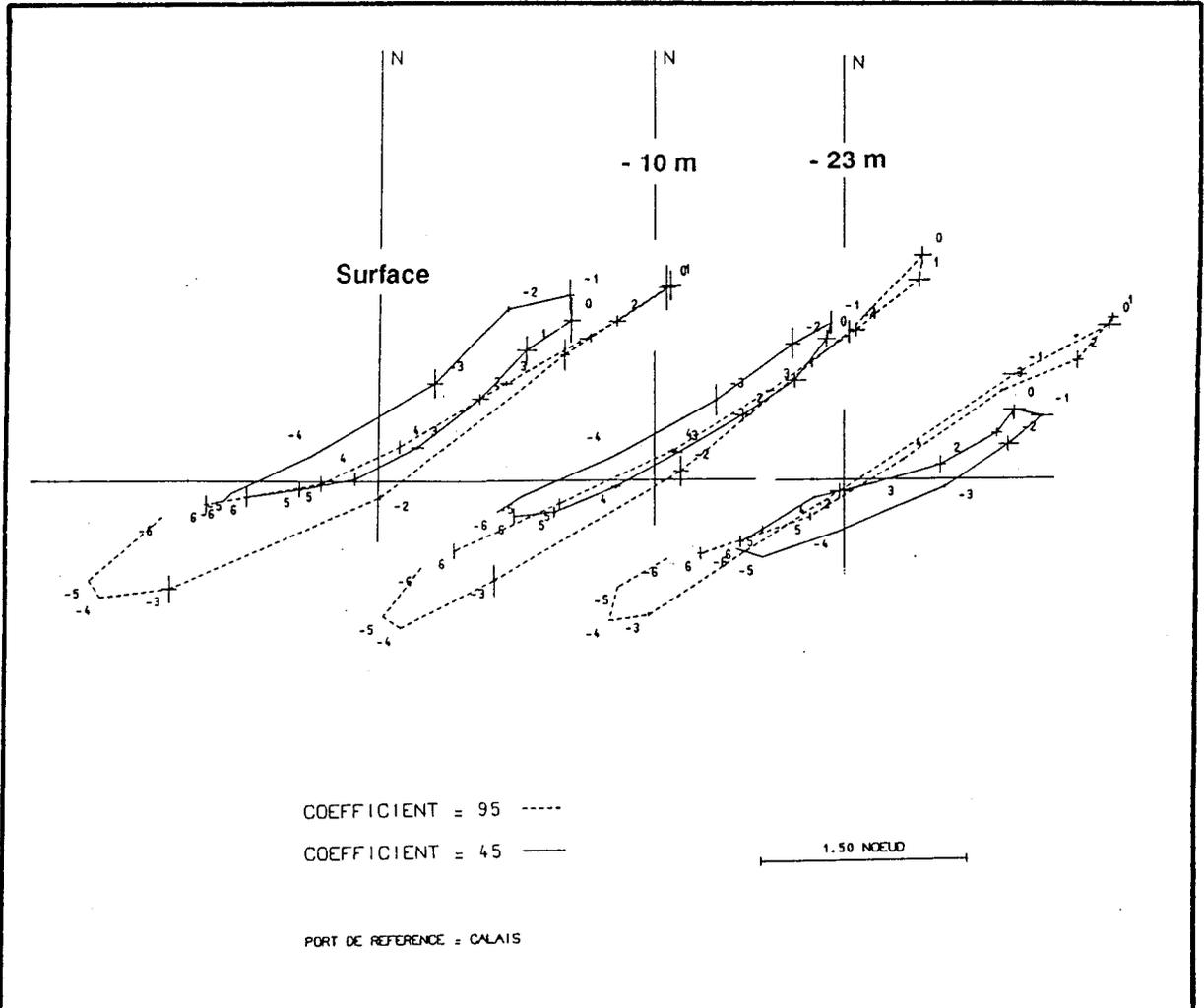


Fig. V-6. – Roses de courants en IDSH 479 (surface), 414 (- 10 m) et 480 (- 23 m) en moyenne vive-eau et en IDSH 487 (surface), 433 (- 10 m) et 488 (- 23 m) en moyenne morte-eau.

Les résultantes des mouvements de la masse d'eau déduites au point de mesure 5 et sur l'ensemble des enregistrements IDSH sont en apparence contradiction, malgré la faible distance entre les sites de mesure (environ 600 m). En l'absence de mesures de plus longue durée et sans météorologie associée, il nous est donc difficile de déterminer, de manière formelle, le sens du transit résultant de la masse d'eau à moyen et long terme, au niveau de l'interbanc Dyck-Ruytingen. Nous pouvons cependant noter que l'axe du chenal et donc les bordures des deux bancs forment en moyenne un angle de 5 à 10 ° avec la direction des courants de marée. Cet écart angulaire peut atteindre près de 20° à 25° si l'on considère l'orientation moyenne N80° de la terminaison occidentale du Dyck, située entre 1°52' et 1°58'E.

### 1-4 La terminaison occidentale et le sommet du Dyck

Le S.H.O.M. a effectué 3 séries de mesures de surface et de moyenne durée (4 à 9 jours) aux abords du banc de sable du Dyck. Les enregistrements IDSH 668 et 662 concernent respectivement la partie Nord et la partie Sud de la terminaison occidentale du banc (cf. fig. V-1). Les mesures en IDSH 1153 concernent la transition entre les branches centrale et orientale du Dyck (cf. fig. V-1), et ont été effectuées en même temps que les enregistrements IDSH 1156, 10006 et 10007 localisés au NW du banc du Ruytingen (cf. V-B-1-2).

#### 1-4-1 Enregistrement IDSH 668

Cette mesure a été réalisée, pour des coefficients compris entre 63 et 78, à proximité de deux vagues de sable d'une amplitude proche de 10 m et de polarité SW. Sur l'ensemble de la période d'enregistrement allant du 31 mai au 7 juin 1974 (fig. V-7), le jusant porte au N240-250° et le flot au N60-70°. Les vitesses maximales de jusant varient de 105 à 144 cm/s, et excèdent de 0 à 25 % les vitesses de flot qui sont comprises entre 90 et 132 cm/s. Malgré la présence de vents dominants provenant de l'Ouest ou du Sud-Ouest et d'intensité dépassant 10 m/s, **le jusant est la phase dominante du courant**. Les seuls effets du vent détectés en ce point correspondent à des allongements temporaires de la durée du flot par rapport à celle du jusant. L'écart angulaire entre la direction du banc et celle des courants est de l'ordre de 10 à 20°, selon le moment de l'enregistrement.

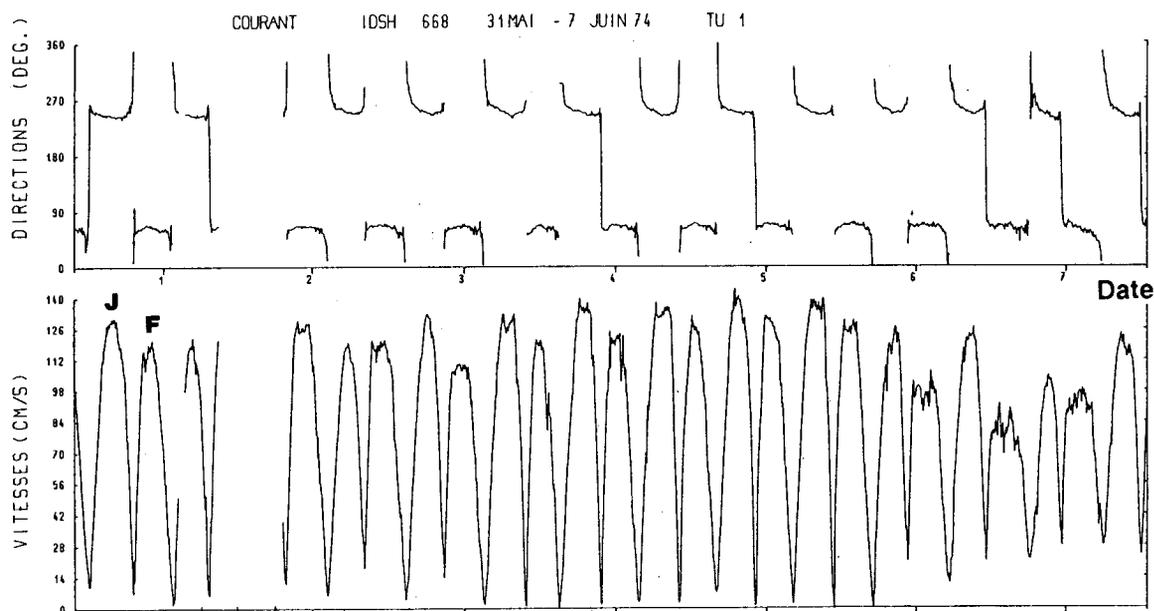


Fig. V-7. - Variations de vitesse et direction des courants de subsurface en fonction du temps, au point IDSH 668.

## 1-4-2 Enregistrement IDSH 662

Le point de mesure se situe à proximité du bord SE d'une grande vague de sable isolée du banc du Dyck. Les courants portent au N40-60° pour le flot et N220-235° pour le jusant (fig. V-8). Sur les 8 cycles complets enregistrés et à coefficient de marée égal (de 79 à 90), **le flot est toujours la phase de courant prépondérante**. Les vitesses les plus élevées sont mesurées lors du flot, avec un excès par rapport au jusant compris entre 4 à 38 %. Elles varient de 134 à 154 cm/s pour le flot et de 108 à 136 cm/s pour le jusant. L'augmentation de l'asymétrie flot/jusant au cours de l'enregistrement est à mettre en rapport avec le changement de direction du vent depuis le secteur N340-N70° favorable au jusant, vers le secteur N210-270°, renforçant le flot. La durée du jusant est légèrement supérieure, de 6 à 50 minutes, à celle du flot.

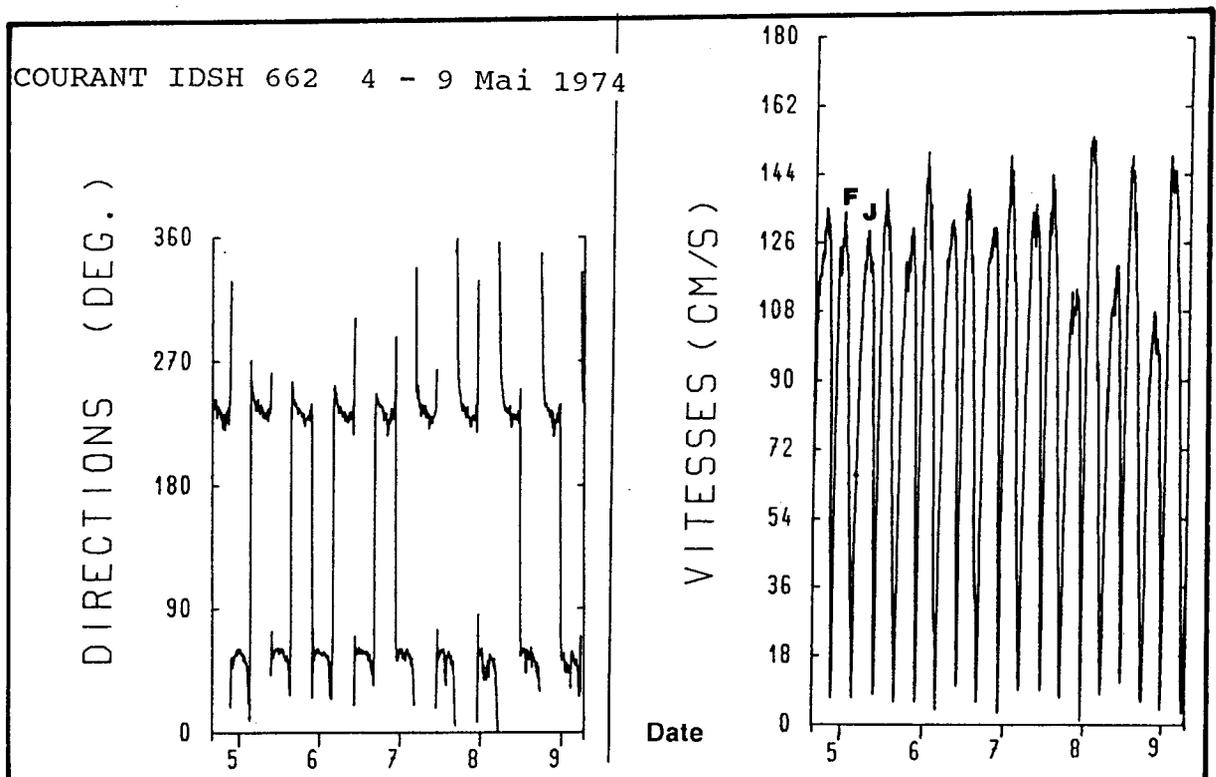


Fig. V-8. - Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coef. 79 à 90) au point IDSH 662.

## 1-4-3 Enregistrement IDSH 1153

L'orientation préférentielle des courants de marée est de N50-60° pour le flot, et de N235-250° pour le jusant. La courbe des vitesses en fonction du temps (fig. V-9A) présente, comme pour les mesures au point IDSH 1156, de fortes variations d'un cycle de marée à l'autre. Seules les conditions changeantes de vitesse et de direction du vent sont susceptibles d'expliquer ces variations. Globalement, pour des coefficients de marée compris entre 58 et 96, la vitesse maximale du jusant varie de 88 à 124 cm/s, celle du flot de 73 à 152 cm/s. Le jusant est plutôt dominant pendant les 8

premiers cycles de mesures, avec un excès par rapport au flot compris entre 0 et 66 %. A partir du 9<sup>ème</sup> cycle, la vitesse maximale du flot excède de 7 à 47 % celle du jusant. En termes de vecteurs cumulés (fig. V-9B), le transit de la masse d'eau est d'abord dirigé vers l'Ouest puis vers le NNE.

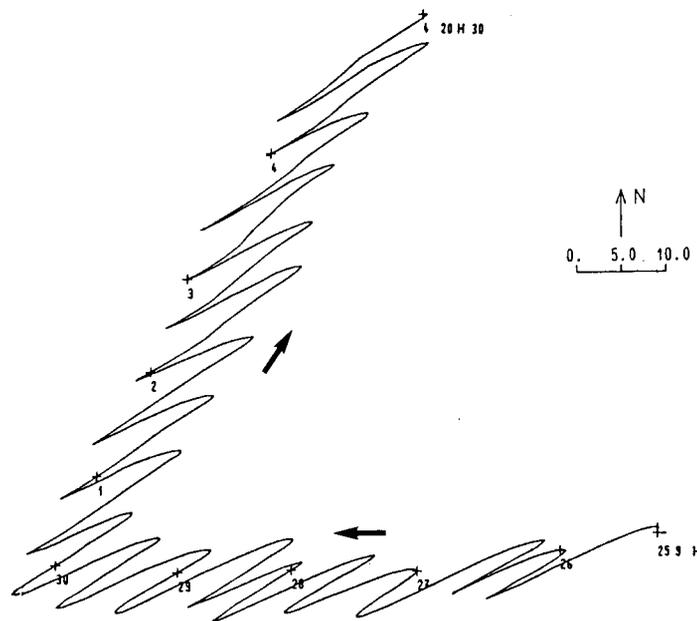
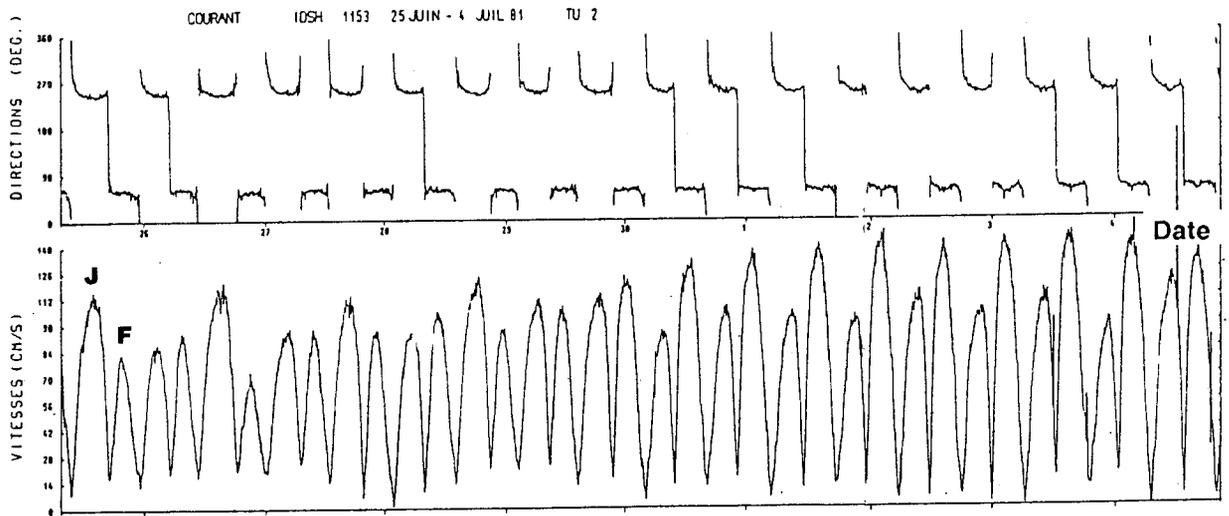


Fig. V-9. - Variations de la vitesse et de la direction des courants de marée en fonction du temps (A) et résultante des transits de la masse d'eau (B) au point IDSH 1153 (coef. 58 à 96).

## 2 – La zone Sud-Ouest

### 2-1 La bordure nord du talus littoral et des Ridens de Calais

Cinq séries de mesures de courant ont été réalisées depuis les affleurements rocheux du large, au droit du Cap Blanc-Nez, jusqu'à l'extrémité orientale du banc des Ridens de Calais. Trois de ces enregistrements (AA4, BR4, BR5, cf. Tab. 23) ont été effectués au cours de l'étude pendant les mois de mai et juin 1988, sur des périodes de 12 à 24 h.

\* **Au point E** (cf. fig. V-1) et en surface, le flot est dirigé vers le N50° et le jusant vers le N265°. Le jusant semble la phase dominante du courant avec un excès de 6 % en vitesse et d'une heure en durée. Les vitesses maximales pour un coefficient de 95 sont de 165 cm/s pour le jusant et de 155 cm/s pour le flot.

\* **L'enregistrement IDSH 820** fournit des mesures de subsurface (~ 5 m) pendant près de 8 jours pour des coefficients compris entre 54 et 98. Le diagramme de vitesse en fonction du temps (fig. V-10) montre que pour la totalité des cycles, les vitesses maximales du flot sont supérieures de 3 à 57 % à celles du jusant. Elles varient de 144 à 189 cm/s pour le flot et de 99 à 167 cm/s pour le jusant. Les écarts de vitesse les plus importants sont enregistrés en présence de vents de SW, qui atteignent jusqu'à 15 m/s et augmentent ainsi l'inégalité des deux phases du courant. Les directions des courants de surface paraissent assez variables. Le flot porte entre N30 et N50° alors que le jusant est dirigé entre N220 et N240°.

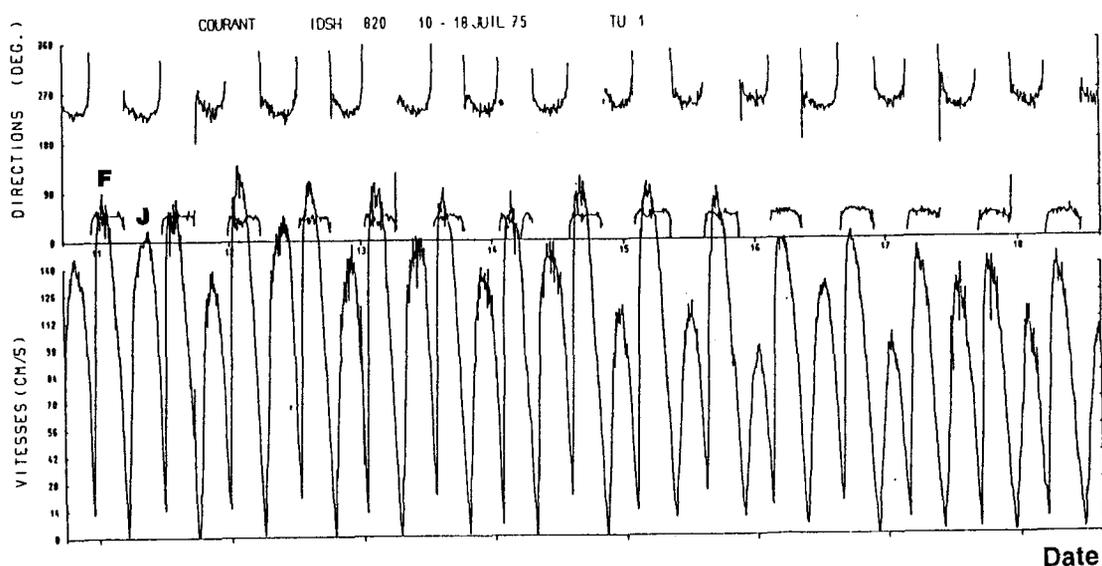


Fig. V-10. – Variations de vitesse et direction des courants en fonction du temps en IDSH 820 (subsurface).

\* Les mesures en AA4 et BR4 (cf. fig. II-10) ont été effectuées le 12 mai 1988 de façon simultanée pendant 12 h, pour des coefficients 75 à 80, respectivement à 1 m du fond et à 5 m de la surface. Les deux points d'enregistrement, très proches géographiquement (environ 300 m), sont situés sur des fonds caillouteux, à proximité de vagues de sable à polarité ENE qui bordent le banc des Ridens de Calais (cf. III-D-2-1-2). Le flot, phase de courant la plus longue en durée, porte en surface au N60-70° et le jusant au N260-270°. Les vitesses maximales du flot, en surface et près du fond, atteignent respectivement 165 cm/s et 88 cm/s, celles du jusant 120 cm/s et 20 cm/s (fig. V-11). En supposant que les vitesses en surface soient identiques en AA4 et BR4, ce qui est probable pour des points seulement éloignés d'environ 300 m, la réduction de vitesse avec la profondeur est de 87 % pour le flot et de 600 % pour le jusant.

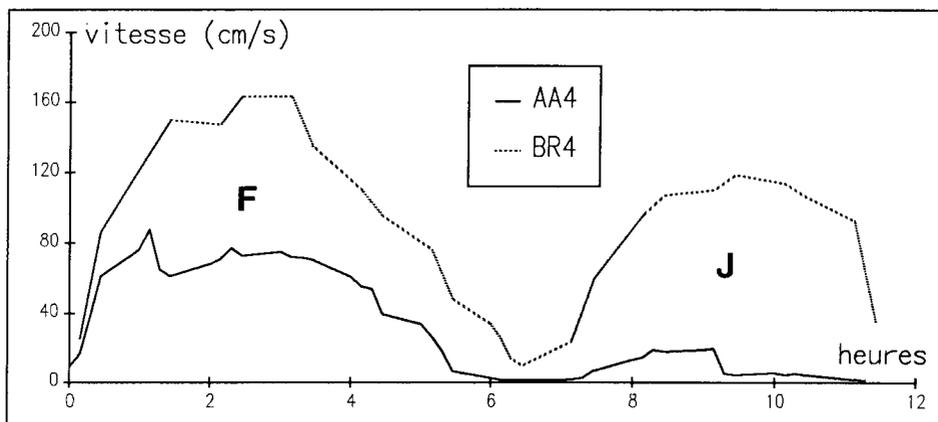


Fig. V-11. - Variations de la vitesse des courants en AA4 (1 m du fond) et BR4 (subsurface), pour des coefficients de marée de 75-80.

Les lois de décroissance de vitesse avec la profondeur proposées par Van Veen (1938), Cartwright (1961) et Dyer (1970) (*in* Howarth, 1982) sont de la forme  $U = U_s \times (z/h)^p$  où  $U$  est la vitesse à la hauteur  $z$ ,  $h$  la profondeur d'eau,  $U_s$  la vitesse en surface et  $p$  un coefficient compris entre 0,14 et 0,30. Si l'on applique cette formule aux vitesses maximales de surface enregistrées en BR4, en prenant  $Z = 1$  m et  $h = 25$  m et pour les valeurs extrêmes de  $p$ , on trouve des réductions théoriques de vitesse de 40 à 60 % environ. Les valeurs des vitesses maximales trouvées à 1 m du fond en AA4 sont bien inférieures. L'écart entre les prédictions et les mesures peut s'expliquer soit par des problèmes d'ordre technique au cours des enregistrements, soit par des modifications importantes des vitesses des courants de fond en relation avec l'influence morphologique du banc des Ridens de Calais.

\* L'enregistrement des courants au niveau de la terminaison orientale des Ridens de Calais a été réalisé en surface au point BR5 le 8 juin 1988 (cf. fig. II-10), pour des coefficients de marée compris entre 60 et 63 (fig. V-12). Les directions des phases de courants sont comparables à celles mesurées en BR4. L'intensité maximale du jusant varie de 92 à 125 cm/s, celle du flot de 108 à 121 cm/s.

En résumé, les mesures IDSH 820, AA4 et BR4, réalisées sur le flanc Nord du banc des Ridens de Calais, traduisent l'existence d'un **flot dominant**, malgré des directions de vent relativement variables. Le point de mesure E, situé à proximité d'affleurements rocheux indique à l'opposé une prépondérance du jusant. Ce dernier enregistrement reflète soit un transit à court terme, soit une inversion locale de la résultante de la masse d'eau.

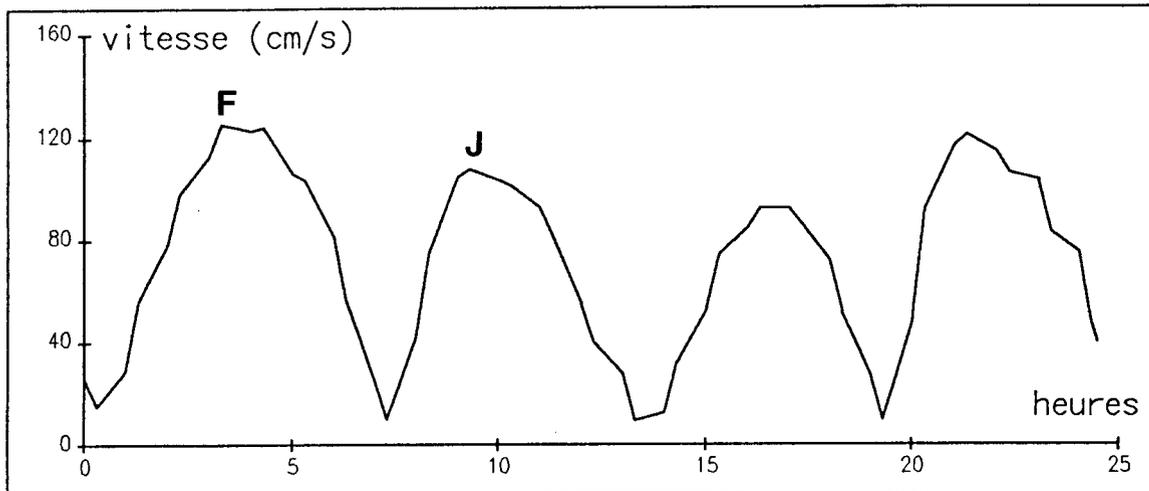


Fig. V-12. - Variations de la vitesse des courants de marée en BR5 (subsurface) pour des coefficients de 60 à 63.

## 2-2 L'interbanc Ridens de Calais-Ridens de la Rade

La zone relativement profonde (supérieure à 20 m) localisée entre les deux bancs de Calais possède une forme générale en coin, dont la pointe est dirigée vers le SW. En d'autres termes, le relèvement des fonds au niveau de la jonction des deux bancs conduit à la fermeture du chenal d'interbanc. Six mesures de durée inférieure à 25 heures ont été effectuées dans cette partie du secteur d'étude, dont deux par nos soins (AA3 et BR3).

\* **Les points de mesure 49, 45 et IDSH 856** (cf. fig. V-1) fournissent des informations sur les courants de la bordure Sud des Ridens de Calais et du flanc Nord des Ridens de la Rade. Pour des coefficients de 73 à 95, les vitesses maximales des deux phases sont voisines de 150 cm/s. Seul l'enregistrement IDSH 856 permet d'observer une vitesse de jusant excédant celle du flot d'environ 7 % malgré des vents de secteur SW. Le flot, portant au N55-65°, est plus court d'environ 1 h que le jusant dont la direction est N235-250°. Le transit résultant de la masse d'eau est donc probablement dirigé vers le SW. Notons encore que l'angle entre la direction moyenne des Ridens de Calais et celle des courants au point 49 est de l'ordre de 10 à 20°. Il est par contre pratiquement nul entre la direction des courants aux points IDSH 856 et 45 et celle de la bordure des Ridens de la Rade.

\* **Les enregistrements en AA3 et BR3** (cf. fig II-10) ont été effectués simultanément pendant 24 heures au centre de l'interbanc, pour des coefficients de marée croissants de 58 à 75. Les deux mesures ont respectivement été réalisées à 1 m du fond et à 5 m de la surface, en deux points géographiques très proches (130 m environ). D'un cycle à l'autre, les vitesses maximales sont très inégales (fig. V-13). Malgré une augmentation de la valeur du coefficient de marée, on note une diminution des vitesses maximales, particulièrement sensible près du fond. L'évolution de la vitesse au cours du temps paraît également beaucoup plus régulière en surface qu'au fond. Deux pics de vitesse très nets se dégagent en effet pour l'enregistrement AA3 au cours du premier cycle de marée. En surface, les intensités maximales varient de 108 à 143 cm/s en jusant et de 118 à 120 cm/s en flot. A proximité du fond, elles sont comprises entre 32 et 102 cm/s pour le jusant et entre 52 et 103 cm/s pour le flot. Le jusant subit une baisse environ deux fois supérieure à celle du flot avec la profondeur. Le **flot semble donc être, au moins au niveau du fond, légèrement dominant**. Les directions des courants de surface sont N265-270° en jusant et N65° en flot.

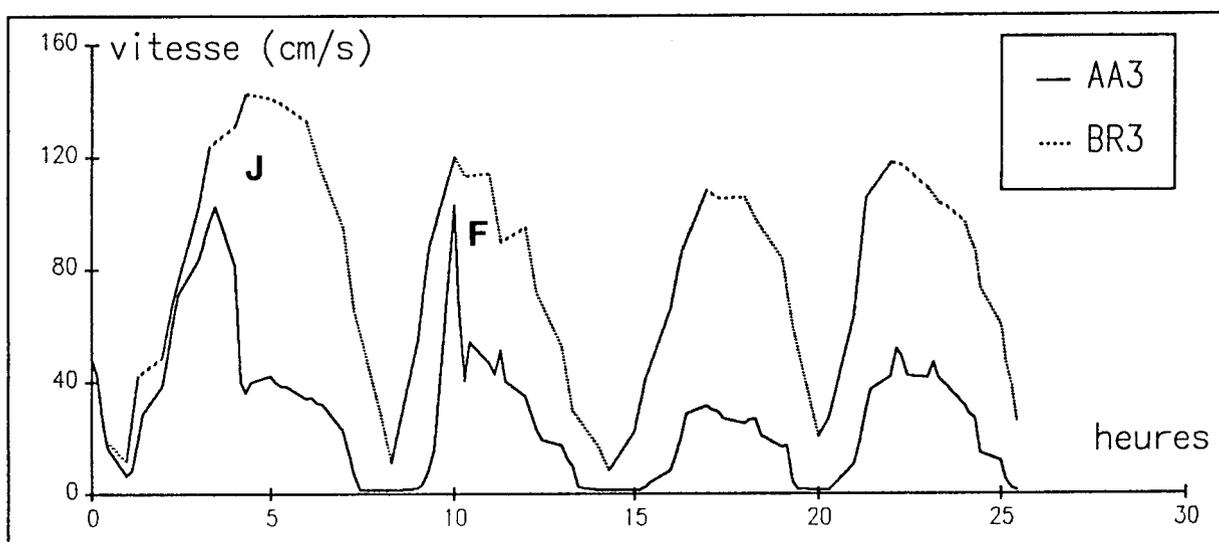


Fig. V-13. - Variations de la vitesses des courants en fonction du temps en AA3 (1 m du fond) et en BR3 (subsurface), pour des coefficients compris entre 58 et 75.

\* **La mesure IDSH 407**, réalisée à 10 m de profondeur pour des coefficients de vive-eau (109 à 113), a été effectuée à la jonction des deux bancs de Calais (cf. fig. V-1). Contrairement aux autres enregistrements de cette zone, elle montre une nette prépondérance du flot sur le jusant. Les vitesses maximales du flot, comprises entre 174 et 190 cm/s, excèdent de 30 à 50 % celles du jusant qui varient entre 118 et 144 cm/s. Le flot porte au N55-60° et le jusant au N240-245°.

### 2-3 Le chenal d'accès au port de Calais

Le S.H.O.M. a effectué deux mesures de courte durée (points 55 et 46) et deux enregistrements de moyenne durée de 12 à 18 jours (IDSH 818 et 819) dans le chenal de navigation conduisant au port de Calais (cf. fig. V-1). A l'inverse de l'interbanc Ridens de Calais – Ridens de la Rade, la fermeture du chenal du port de Calais se situe vers le NE, au niveau de la jonction entre le banc des Ridens de la Rade et le talus littoral.

\* **Le point 55** est localisé à l'Est des rochers des Rouge-Ridens. Les directions respectives du flot et du jusant en surface sont N60-65° et N245-250°. Les vitesses les plus élevées en vive-eau moyenne sont mesurées au cours du jusant, avec un excès de l'ordre de 4 % sur le flot. Les vitesses maximales atteignent 140 cm/s en jusant et 134 cm/s en flot. Comme la durée du jusant est supérieure de 2 h à celle du flot, **la résultante du transit de la masse d'eau apparaît orientée vers le SW.**

\* **L'enregistrement IDSH 818** fournit des mesures de subsurface pour une durée de près de 18 jours et pour des coefficients de marée variant de 39 à 103. Pendant toute la durée de la mesure, les courants sont nettement alternatifs avec un flot de sens N60-70° et un jusant portant au N230-240°. Le décalage de l'axe du banc à la latitude de la mesure par rapport à la direction des courants est approximativement de 10° dans le sens horaire (cf. fig. III-6). Les fluctuations des vitesses en fonction du temps, reportées sur la figure V-14, permettent de différencier trois périodes :

- Pour des coefficients de marée compris entre 105 et 41, et quelles que soient les conditions météorologiques, les vitesses les plus élevées sont mesurées en flot. Les vitesses maximales du flot varient de 106 à 159 cm/s, excédant de 20 à 85 % celles du jusant qui sont comprises entre 73 et 127 cm/s. La durée du jusant est cependant supérieure à celle du flot d'une heure en moyenne.

- Pour des coefficients de 39 à 54 et à la faveur de vents de secteur Est à Nord, le jusant devient la phase prépondérante du courant. Les vitesses maximales du jusant varient de 83 à 117 cm/s et excèdent de 3 à 82 % les vitesses du flot variant de 63 à 100 cm/s. Les durées respectives des deux phases sont également profondément modifiées : celle du jusant peut atteindre près de 8 heures, soit en moyenne 3 h à 3 h 30 de plus que celle du flot.

- Pendant la période de revif du coefficient de marée (de 58 à 86), le flot redevient dominant. Les vitesses maximales en flot oscillent entre 118 et 150 cm/s, excédant de 5 à 50 % celles du jusant qui varient de 97 à 127 cm/s. L'écart entre la durée des deux phases de courants est limité à une heure en faveur du jusant.

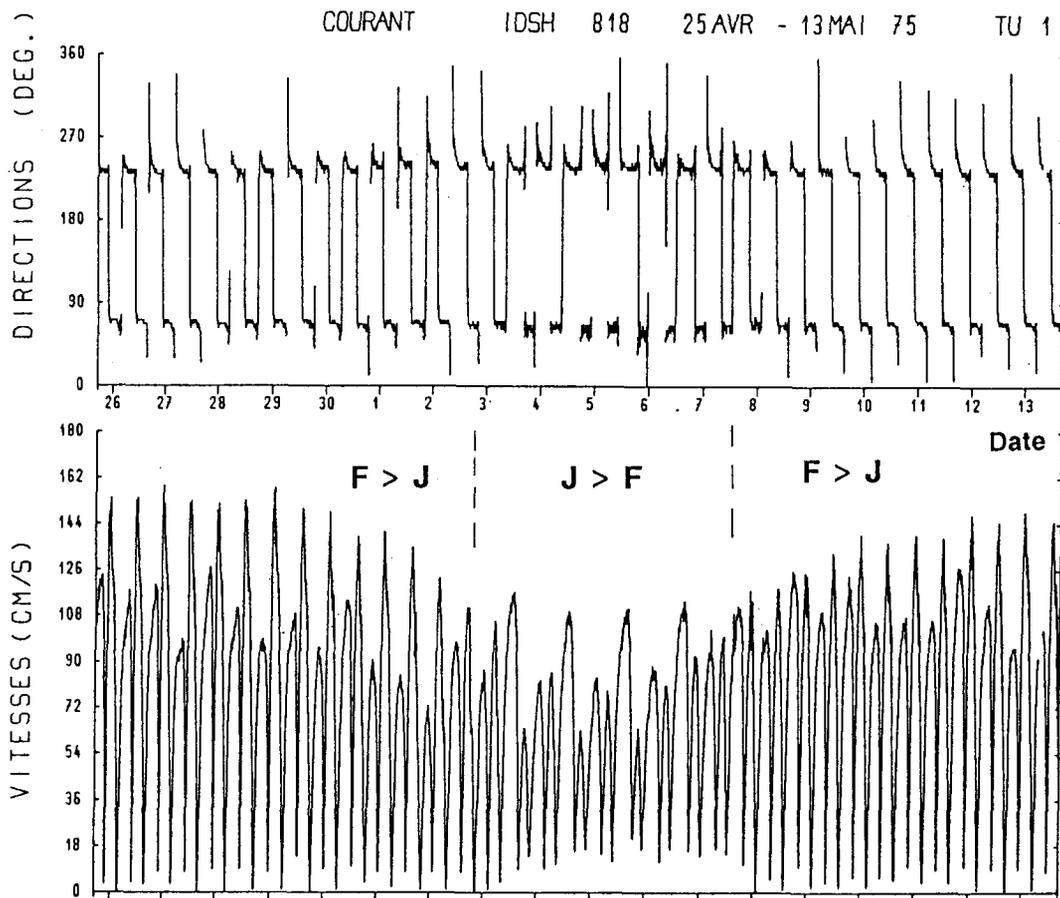


Fig. V-14. - Variation des vitesses et directions des courants en fonction du temps au point IDSH 818, pour des coefficients de marée compris entre 39 et 105.

Globalement, au point IDSH 818, le flot paraît être la phase dominante du courant. Le jusant peut cependant devenir plus intense que le flot dans des conditions particulières de marée et de vent, probablement temporaires. La résultante du transit des masses d'eau semble donc dirigée vers l'ENE.

\* Les enregistrements IDSH 819 et 46 (cf. fig. V-1) ont été effectués à approximativement un kilomètre au NW de l'entrée du port de Calais. Le premier concerne des mesures en subsurface d'une durée de 12 jours réalisées dans le chenal en juin 1975, pour des coefficients compris entre 62 et 88. Le second est un enregistrement de courte durée réalisé au niveau du sommet du banc des Ridens de la Rade. Les deux mesures sont distantes d'environ 200 m.

Sur le sommet du banc (point 46), les directions respectives des courants sont N60-70° pour le flot et N235-245° pour le jusant. La vitesse maximale pour un coefficient de 95 est mesurée au cours du flot, avec une valeur de l'ordre de 135 cm/s. Elle excède d'environ 55 % la vitesse la plus élevée en jusant.

Dans le chenal (IDSH 819), tous les cycles enregistrés montrent une nette prédominance du flot sur le jusant (fig. V-15). Les vitesses maximales du flot varient entre 103 et 135 cm/s, et excèdent de 60 à 152 % celles du jusant qui varient entre 44 et 76 cm/s. Les plus fortes variations de vitesse entre les deux phases sont atteintes en période de vents de tempête de SW (> 10 m/s), les plus faibles en période de vents de tempête de NE. Les directions des deux phases sont sensiblement différentes de celles enregistrées au sommet du banc. Le flot porte au N45-60° et le jusant plus rotationnel débute au N270° pour terminer au N210° (fig. V-15). Les vitesses maximales en jusant sont orientées au N230-240°. L'angle entre la direction du courant et l'orientation du banc varie dans le sens horaire entre 0 et 15° suivant les cycles.

Par rapport au point IDSH 818, situé près de 4 km plus à l'Ouest, le jusant en IDSH 819 subit une très forte diminution d'intensité. Cela s'explique probablement par l'existence d'une zone relativement abritée des courants qui portent au SW, liée au seuil constitué par la jonction du banc des Ridens de la Rade au talus littoral.

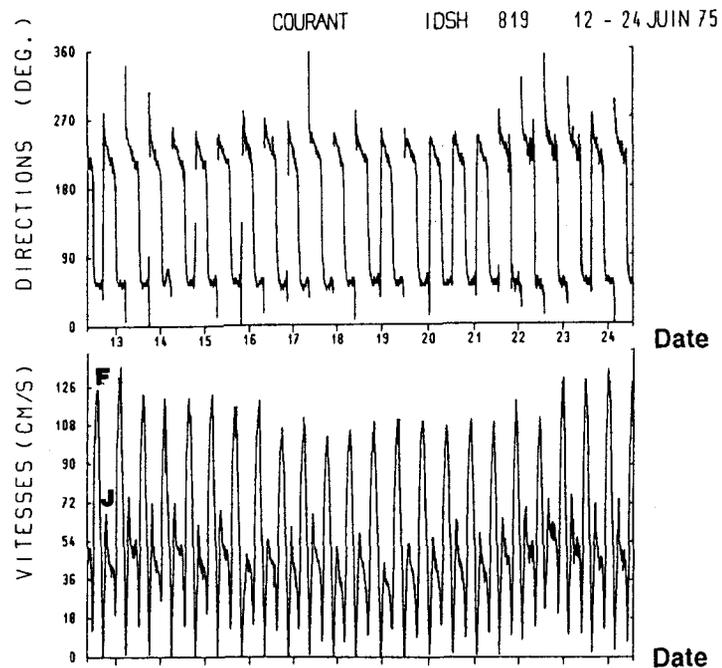


Fig. V-15. - Variations des vitesses et direction des courants de marée au point IDSH 819 (subsurface), pour des coefficients de 62 à 88.

En résumé, dans la partie du chenal comprise entre 1°45'E et l'entrée du port de Calais, la résultante de la masse d'eau est dirigée vers l'ENE, dans la direction du flot. A l'Ouest, la présence des affleurements rocheux des Quénocs et Rouge-Ridens peut favoriser l'existence d'une zone abritée du courant de flot et produire un transit résultant local dans le sens du jusant.

### 3 - La zone Sud-Est

Cette zone englobe l'ensemble des bancs de Dunkerque, qui sont séparés par des chenaux étroits sensiblement parallèles au trait de côte (cf. III-C-2-3-4). Les informations courantologiques disponibles pour ce secteur correspondent le plus souvent à des mesures de courte durée, effectuées dans les chenaux de navigation (cf. tab. 23 et 24). Nous examinerons successivement, du Nord vers le Sud et d'Ouest en Est, les caractéristiques des courants dans les différents chenaux.

#### 3-1 L'Interbanc Dyck - In Ratel

Nous avons réalisé un enregistrement de 12 heures (AA2) à proximité de la fermeture occidentale du chenal situé entre les bancs du Dyck au Nord et de l'In Ratel au Sud (cf. fig. II-10). La mesure AA2 (fig. V-16) a été effectuée à 1 m du fond, pour un coefficient de marée voisin de 95. Les courants sont relativement alternatifs avec des phases équilibrées en durée. Le jusant qui porte au N220-230° est, pour le cycle mesuré, le courant le plus intense avec une vitesse maximale proche de 100 cm/s. Le flot dirigé vers le N45-55° atteint 85 cm/s.

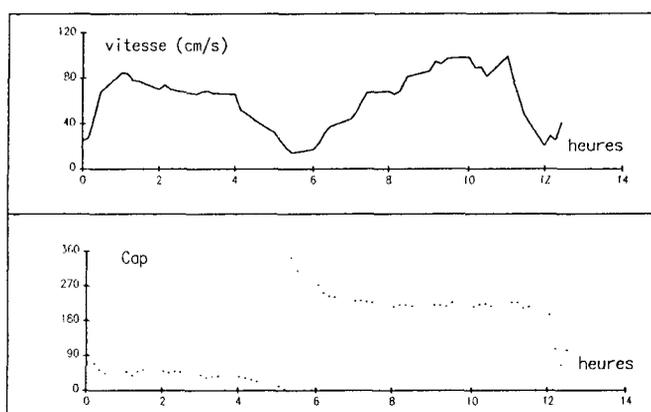


Fig. V-16. - Variations de la vitesse et de la direction des courants en AA2 (1 m du fond), pour un coefficient de marée de 96.

#### 3-2 Les Interbancs Dyck - Breedt et In Ratel - Breedt

Quatre sites de mesures de courte durée ont été implantés d'une part entre le Dyck et le Breedt (points L18, L15 et AA1) et d'autre part entre l'In Ratel et le Breedt (point 35). Les deux interbancs communiquent par un seuil morphologique situé au NNW de Dunkerque et de profondeur comprise entre 10 et 15 m. Pour l'ensemble des enregistrements, les courants sont nettement alternatifs et en règle générale parallèles à l'axe des chenaux. Au point L18 cependant, le courant de flot qui porte au N45° fait un angle d'environ 15° avec l'orientation moyenne du banc du Dyck. Pour les autres points, la direction du flot varie entre N65 et N80°, celle du jusant entre N220° (point 35) et N270°.

L'enregistrement **AA1**, effectué dans le cadre de notre étude, donne les vitesses existant à 1 m du fond pour des coefficients de 82 à 87 (fig. V-17). Le flot est le plus intense avec une vitesse maximale de 100 cm/s, contre 75 cm/s pour le jusant. L'enregistrement **35**, réalisé en subsurface par le S.H.O.M., montre également un flot dominant avec une vitesse maximale en vive-eau moyenne de l'ordre de 140 cm/s, alors que le jusant atteint 130 cm/s.

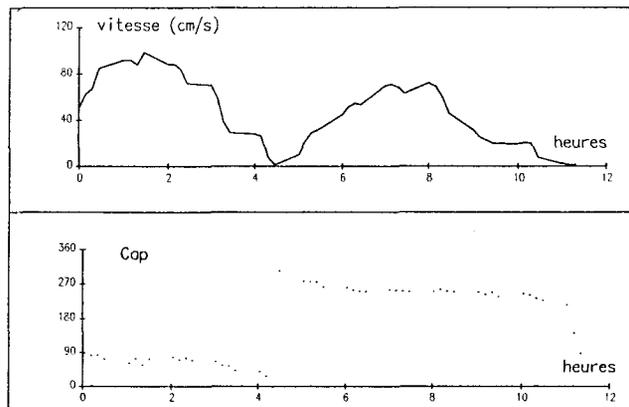


Fig. V-17. – Variations de la vitesse et de la direction des courants en AA1 (1 m du fond), pour un coefficient de marée de 82 à 87.

### 3-3 Les Interbancs Breedt – Snouw/Braek et Breedt – Smal

Les mesures réalisées entre les bancs du Breedt au Nord et les banc du Snouw et du Braek au Sud (cf. fig. V-1) correspondent à des enregistrements à 3 m du fond (points L6, L7, L8, L12) ou en subsurface (point 36). Une seule mesure (L9) a été effectuée dans le chenal situé entre les bancs du Breedt et du Smal, également à 3 m du fond. Comme dans le cas précédent, les deux interbancs communiquent par un seuil situé à moins de 2 m de profondeur.

Pour des coefficients de marée supérieurs à 70 le flot est, pour l'ensemble des points, la phase du courant la plus intense. Les vitesses maximales du flot atteignent 150 cm/s en surface pour une marée de vive-eau moyenne, celles du jusant 135 cm/s. A 3 m du fond et pour un coefficient de 95, les vitesses les plus élevées sont de l'ordre de 80 à 100 cm/s pour le flot et de 70 à 85 cm/s pour le jusant. Les directions des courants varient suivant les points de mesures entre N65 et N90° en période de flot, et entre N225 et N270° en période de jusant.

### 3-4 L'Interbanc Smal – Hills et la passe de Zuydcoote

\* Dans le chenal localisé entre les bancs du Smal et du Hills, un enregistrement (L10) a été effectué à 3 m du fond par le L.N.H. (cf. fig. V-1), pour des coefficients voisins de 70. Les vitesses les plus élevées sont mesurées en flot, avec un excès de 30 % par rapport au jusant. Les vitesses maximales du flot et du jusant sont respectivement voisines de 80 cm/s et de 60 cm/s.

\* La passe de Zuydcoote correspond à un chenal d'orientation moyenne SW-NE qui relie la rade de Dunkerque au Sud et l'interbanc Smal - Hills au Nord (cf. fig. V-1). Une mesure de subsurface de plus de 13 jours (IDSH 999) et un enregistrement de 25 h (point 22A) ont été réalisés dans cette passe par le S.H.O.M. (cf. fig. V-1).

L'enregistrement IDSH 999 fournit des mesures pour des coefficients variant de 52 à 88. Les courants présentent un caractère rotationnel plus marqué que sur l'ensemble du secteur d'étude. Les directions du jusant évoluent en sens anti-horaire depuis N280° jusqu'à N210°, avec des vitesses maximales portant entre N220 et N260° selon les cycles. Le flot est dirigé entre N60 et N80°. Les vitesses les plus élevées sont le plus souvent mesurées en flot, excédant en général de 10 à 30 % celles du jusant. Les vitesses maximales au cours du flot varient de 43 à 75 cm/s et au cours du jusant de 38 à 56 cm/s. Durant la période considérée, la durée du jusant est cependant supérieure de 1 à 2 heures à celle du flot. Bien que la résultante de la masse d'eau, présentée sous la forme de vecteurs cumulés (fig. V-18), soit orientée vers le SW en faveur du jusant, les différences de vitesse entre les deux phases laissent prévoir un transit sédimentaire en sens contraire. Les caractéristiques de la mesure 22A sont conformes à celles de l'enregistrement IDSH 999.

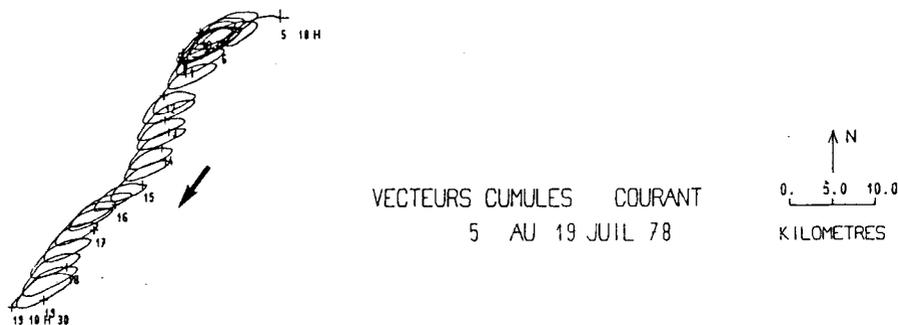


Fig. V-18. - Résultante de la masse d'eau dans la passe de Zuydcoote (IDSH 999).

### 3-5 La rade de Dunkerque

La rade de Dunkerque correspond au chenal de navigation le plus côtier qui permet l'accès aux deux ports de Dunkerque. Sur les cartes marines du S.H.O.M., elle est décomposée en trois parties qui sont d'Ouest en Est (cf. fig. V-1) :

- la passe de l'Ouest ;
- le chenal intermédiaire, situé entre les deux ports ;
- la passe de l'Est.

### 3-5-1 La passe de l'Ouest

Nous avons recensé trois points de mesures de courants réalisés par le S.H.O.M. et par le L.N.H. dans cette partie de la rade de Dunkerque. **Les enregistrements 42, 44 et L17** (cf. fig. V-1) montrent la prédominance du flot sur le jusant avec un excès de 10 à 20 %. La direction des courants est comprise entre N65 et N75° pour le flot et entre N250 et N255° pour le jusant. Les vitesses maximales de surface, en période de vive-eau moyenne, atteignent 95 à 125 cm/s au cours du flot et 85 à 105 cm/s pendant le jusant.

### 3-5-2 Le chenal intermédiaire

Le S.H.O.M. a effectué 3 séries de mesures en subsurface et de moyenne durée (8 à 14 jours), à l'extrémité occidentale du banc du Snouw (IDSH 1000) et à mi-distance entre les deux ports de Dunkerque (IDSH 1003 et 1004). Deux autres enregistrements de courte durée ont été répertoriés (points 34 et L4) (cf. fig. V-1).

\* **L'enregistrement IDSH 1000** fournit des mesures pendant 14 jours pour des coefficients de marée compris entre 52 et 88. Le flot porte au N55-65° et le jusant au N255-265°. Le flot est la phase du courant la plus intense durant toute la période considérée. Les vitesses maximales du flot qui varient de 75 à 110 cm/s, excèdent de 25 à 135 % celles du jusant variant de 37 à 72 cm/s.

\* **Les mesures IDSH 1003 et 1004** ont été réalisées au même point (cf. position dans le tableau 23), respectivement pour des coefficients de 37 à 106 et de 65 à 110 (fig. V-19). Le flot porte au N80-90° et le jusant au N250-265°. Les vitesses les plus élevées sont, à une exception près, mesurées en flot avec un excès par rapport au jusant oscillant entre 2 et 65 %. Pour l'ensemble des coefficients, les vitesses maximales du flot varient de 47 à 121 cm/s, celles du jusant de 43 à 92 cm/s.

\* Les mesures de courte durée réalisées par le S.H.O.M. et le L.N.H. (**points 34 et L4**) donnent des renseignements compatibles avec les enregistrements de moyenne durée.

### 3-5-3 La passe de l'Est

Trois enregistrements de moyenne durée (IDSH 998, 1001 et 1002) et quatre mesures de courte durée (points 30, 28, 19 et L3) ont été effectuées dans la passe de l'Est par le S.H.O.M. et le L.N.H. (cf. fig. V-1).

\* **L'enregistrement IDSH 998** fournit des mesures de subsurface pendant 15 jours pour des coefficients compris entre 40 et 89. Les diagrammes respectifs de directions et de vitesses en fonction du temps sont présentés sur la figure V-20. Le flot porte au N75-85° et le jusant au N255-

270°. Les vitesses maximales sont généralement observées au cours du flot, avec un excès de 5 à 35 % sur le jusant. Elles atteignent de 53 à 104 cm/s pour le flot et de 57 à 96 % pour le jusant. La phase de jusant peut cependant être temporairement prépondérante, grâce à des vents de NE de vitesse comprise entre 10 et 16 m/s.

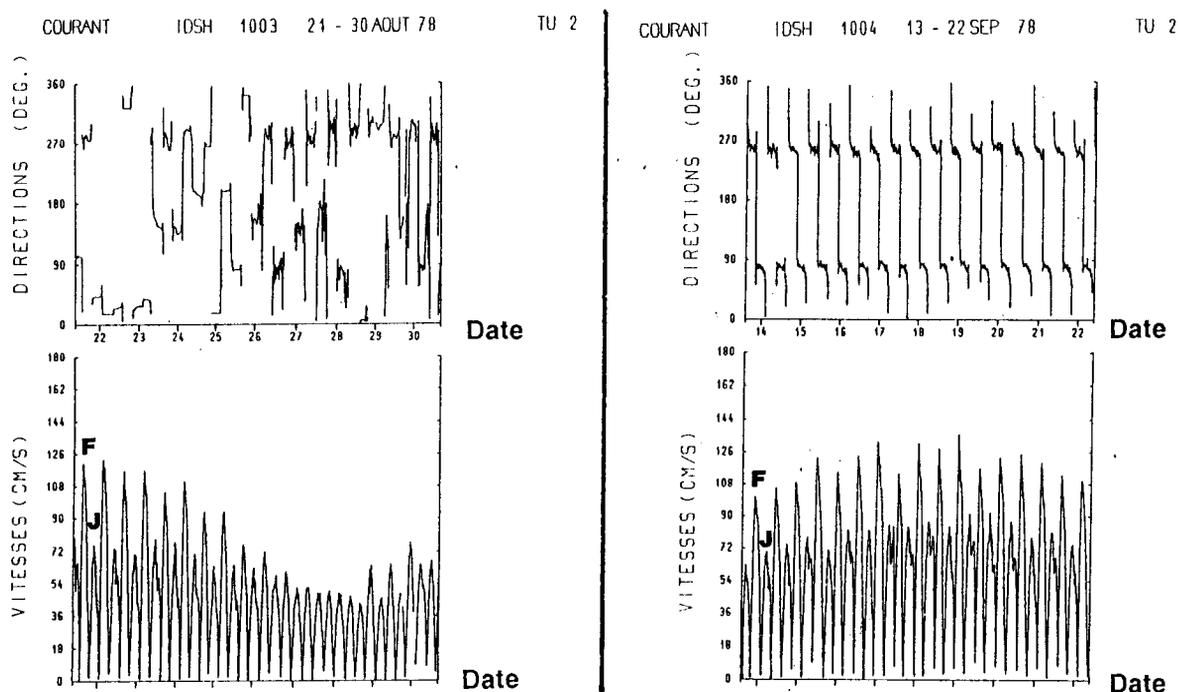


Fig. V-19. - Variations des vitesses et des directions en IDSH 1003 et 1004, pour des coefficients compris entre 37 et 110.

\* Les mesures IDSH 1001 et 1002 ont été réalisées par le S.H.O.M. en subsurface et au même point pour des coefficients respectifs de 37 à 106 et de 65 à 110 (fig. V-21). Ces enregistrements ont été effectués parallèlement aux mesures en IDSH 1003 et 1004, localisées 10 km plus à l'Ouest dans le chenal intermédiaire.

Pour toute la durée des deux mesures, le flot qui porte au N55-70° est nettement supérieur au jusant dirigé vers le N225-250°. On peut noter que la direction du courant est légèrement oblique (0 à 20° suivant les cycles) par rapport à l'axe du chenal et à la bordure du banc Hills. Les vitesses maximales en flot, comprises entre 54 et 126 cm/s, excèdent de 10 à 140 % celles du jusant variant de 33 à 63 cm/s. Les intensités des deux phases du courant subissent une atténuation sensible par rapport aux mesures IDSH 1003 et 1004. Les vitesses les plus élevées en flot diminuent de 5 à 20 %, alors que celles du jusant accusent une baisse de 30 à 60 %.

\* Les mesures de courte durée (points 30, 28, 19 et L3) indiquent des directions et des intensités de courant compatibles avec les enregistrements de moyenne durée.

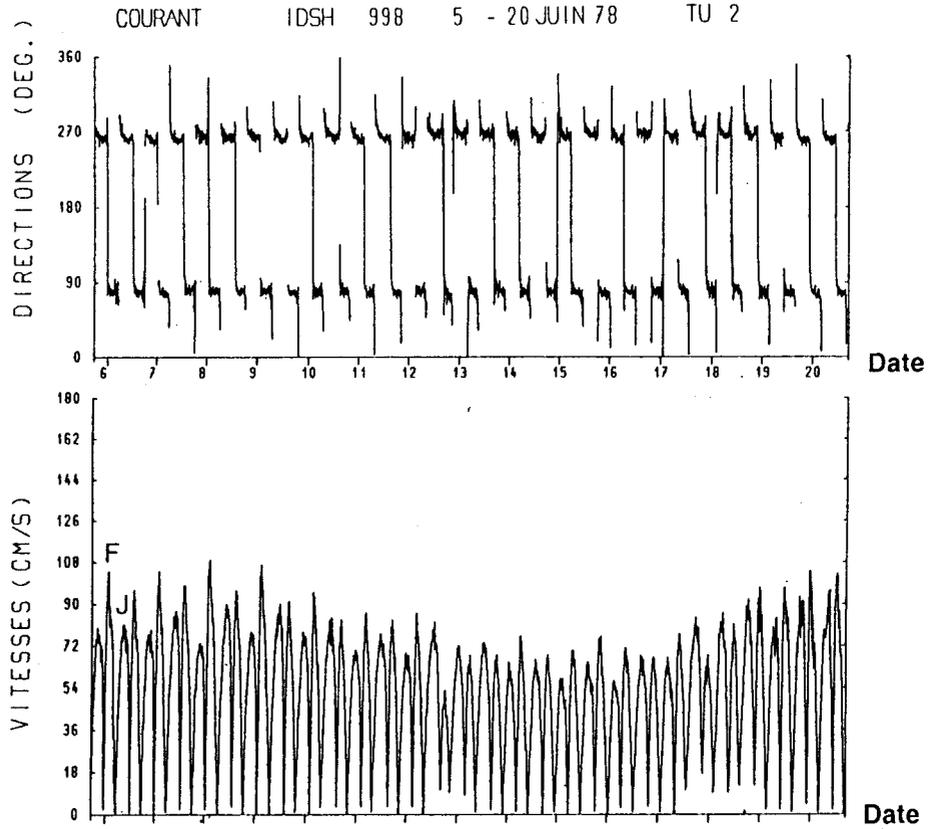


Fig. V-20. - Variations de direction et de vitesse en IDSH 998 (subsurface), pour des coefficients compris entre 40 et 89.

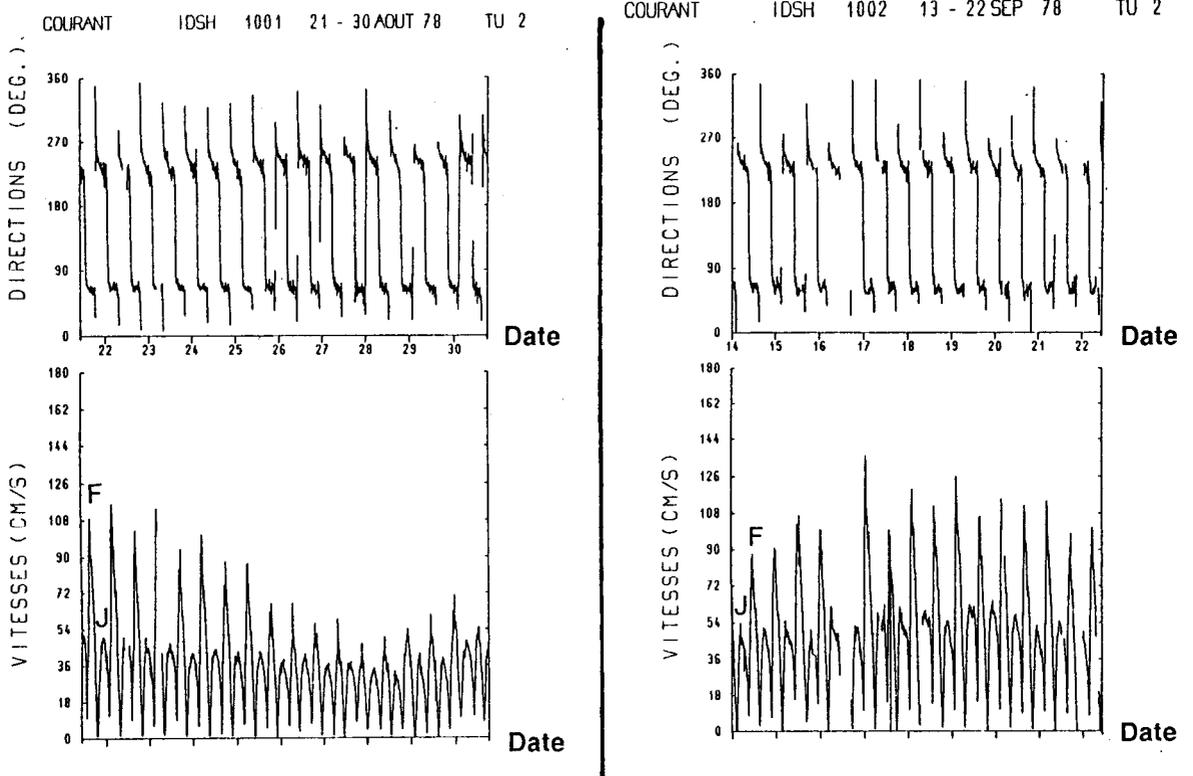


Fig. V-21. - Directions et vitesses des courants de subsurface aux points IDSH 1001 et 1002, pour des coefficients compris entre 37 et 110.

### 3-6 Le talus littoral

La quantité d'informations courantologiques concernant le talus littoral est faible. Seules deux mesures réalisées par le L.N.H. à 3 m du fond ont pu être répertoriées. Elles sont situées au droit de Gravelines (L5) et à proximité du port-Est de Dunkerque (L2) (Cf. fig. V-1).

\* **L'enregistrement L5** montre un flot prépondérant. Pour des coefficients de 45 à 70, les vitesses maximales en flot varient de 60 à 65 cm/s, excédant de 30 à 50 % celles du jusant comprises entre 40 et 50 cm/s.

\* **La mesure L2** montre également une forte prédominance du flot sur le jusant. Pour des coefficients de 45 à 95, les vitesses maximales du flot atteignent 70 à 105 cm/s, et excèdent de 55 à 100 % celles du jusant variant de 45 à 55 cm/s.

**En résumé, l'ensemble des enregistrements de surface réalisés dans le secteur des bancs de Dunkerque permet d'observer un flot dominant. Les transits sédimentaires sont donc probablement orientés préférentiellement dans le sens de cette phase du courant. A proximité du fond, l'influence des reliefs sableux semble pouvoir conduire à des inversions locales du transit, comme le montre la mesure AA2 réalisée dans l'Interbanc Dyck - In Ratel (Cf. V-B-3-1).**

## 4 - Conclusion

Les directions des courants de marée déduites des différentes mesures relatives au secteur d'étude s'accordent avec les données générales présentées dans le chapitre I (Cf. I-D-2). A l'image des branches d'un éventail, **les directions d'écoulement du flot divergent vers l'Est**, à partir du détroit du Pas-de-Calais. A l'opposé, **les directions du jusant convergent vers le détroit**. Au niveau du secteur d'étude, l'orientation du **flot** passe du Nord vers le Sud de **N40° à N80°**, celle du **jusant de N210° à N270°**. Les courants ont donc une tendance à devenir parallèles au trait de côte en s'en rapprochant (Cf. fig. V-22). On peut noter que les directions moyennes des bancs sableux subissent globalement la même variation. **Des écarts angulaires de 0 à 20° entre la direction des courants maximum et celles des grandes structures sableuses ont été observées**. La valeur de ces écarts est variable au cours du temps en fonction de la direction des vents.

D'une manière générale, les vitesses maximales des courants de flot ou de jusant, pour l'ensemble du secteur d'étude, sont comprises dans la tranche d'eau de 0 à 5 m entre **35 et 190 cm/s** pour des coefficients de marée de 37 à 110. **Les vitesses les plus élevées concernent la zone au large de Calais ; les plus faibles sont enregistrées à l'Est de Dunkerque** et particulièrement au niveau de la terminaison orientale de la rade de Dunkerque et dans la passe de Zuydcoote. On peut donc noter un gradient des vitesses de courant décroissant de l'Ouest vers l'Est.

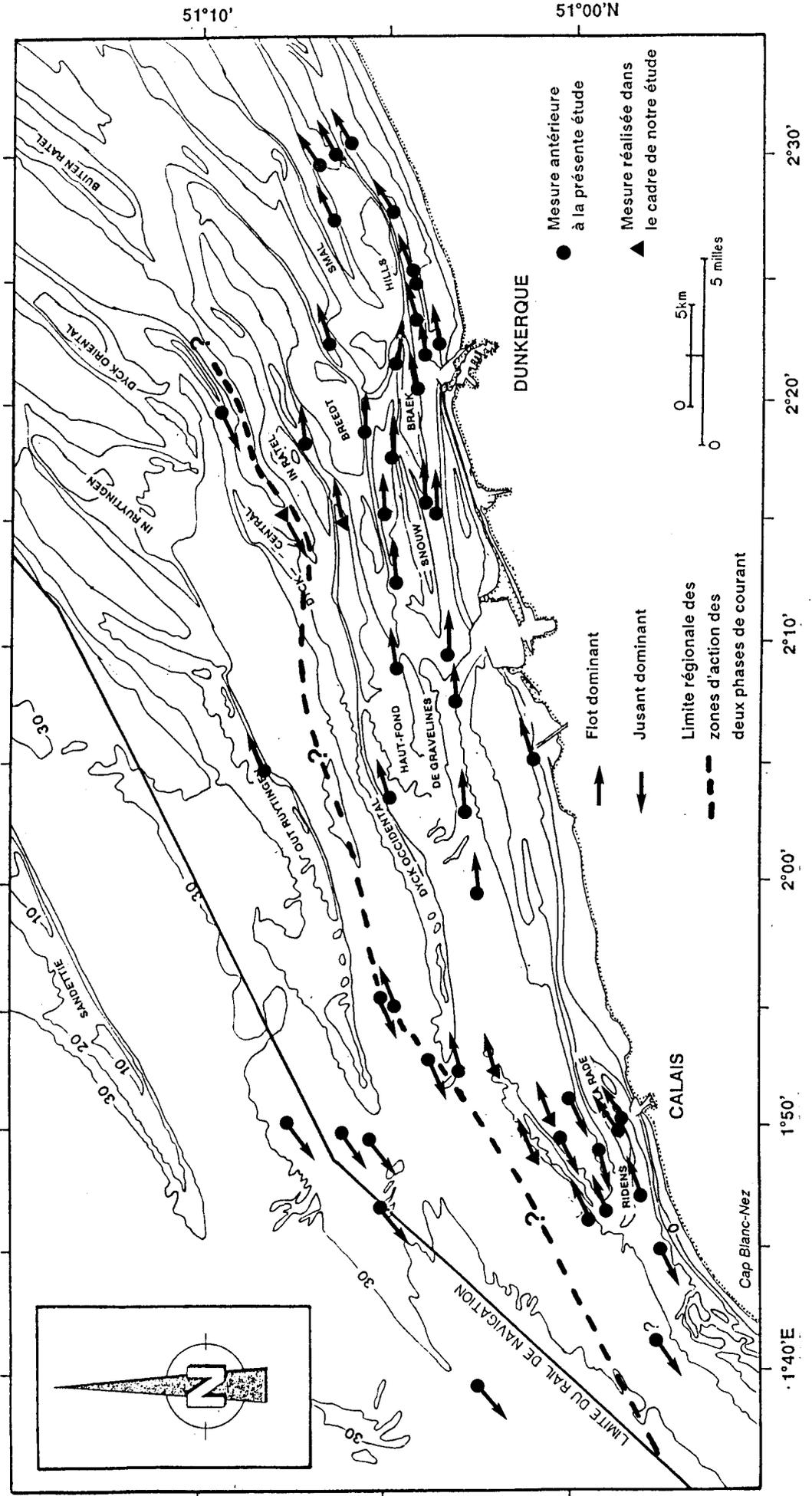


Fig. V-22. - Résultats des courants de marée aux différents points de mesures et zones d'action dominante du flot et du jusant à l'échelle régionale.

Les enregistrements courantologiques de moyenne durée (de 4 à 23 jours) nous ont montré que **la prédominance d'une phase de courant sur l'autre**, en termes de vitesse maximale, **n'est pas constante au cours du temps**. Les vents peuvent fortement influencer les transits des masses d'eau en surface et favoriser la phase de courant de même orientation. Une modélisation mathématique des circulations résiduelles des masses d'eau dans le détroit du Pas-de-Calais a été réalisée par De Bonviller et Kerleguer (1988). Les résultats obtenus confirment les inversions possibles de flux en fonction de conditions variables de vent. L'utilisation des mesures de courte durée pour définir un transit résultant de la masse d'eau et des sédiments est donc à priori délicate. Ces mesures de faible durée n'indiquent qu'un état temporaire, voire instantané, ou local de la circulation et ne peuvent être considérée comme représentative à une échelle de temps plus longue.

Les effets du vent sur les transits sédimentaires au niveau du fond sont plus difficiles à apprécier. Nous avons cependant pu remarquer des variations d'intensité des courants en fonction des conditions météorologiques, pour des mesures effectuées à environ 5 m du fond par une profondeur d'environ 28 m (IDSH 1156 et 10007). Les travaux de Draper (1967) en Manche et en Mer du Nord ont montré que les houles sont susceptibles d'exercer une action sur la mobilité des sédiments jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 50 m. Ces observations laissent présager d'une grande influence des conditions météorologiques sur les mouvements des sédiments au niveau des structures sableuses telles que les bancs, dont les sommets sont situés à moins de 10 m de profondeur dans le secteur d'étude.

L'interprétation des mesures de courants en termes de phase de courant dominante permet de déterminer le schéma régional suivant (fig. V-22):

- Les enregistrements réalisés dans le rail de navigation et au Nord du banc du Ruytingen montrent **l'influence prépondérante du jusant**. Cette prédominance du jusant sur le flot est également observée sur le flanc Nord du banc du Dyck (IDSH 668). A l'opposé, le sommet du Ruytingen et le flanc Sud du Dyck semblent être soumis à l'action dominante du flot.

- Dans le secteur des bancs de Calais et des bancs de Dunkerque, les enregistrements de moyenne durée indiquent en général **une prépondérance du flot**. Seuls quelques points de mesures de courte durée montrent un jusant dominant.

On peut donc à priori délimiter **une zone Nord plutôt soumise à l'action prépondérante du jusant et une zone Sud plutôt sous l'influence principale du flot**.

## C – MOBILITE DES SEDIMENTS

### 1- Suivis de traceurs radioactifs

Deux opérations de quantification des transits sédimentaires ont été effectuées dans le domaine d'étude, grâce au suivi de sédiments activés à l'Iridium 192 (fig. V-23). Le principe général de la méthode, identique dans les deux expériences, a été rappelé dans le chapitre I (cf. I-C-2). La première étude a été réalisée en 1967 par le L.N.H., à l'emplacement de l'actuel avant-port Ouest de Dunkerque. La seconde a été menée en 1988 dans le cadre de ce travail, à une dizaine de kilomètres au NNW de l'avant-port (cf. II-C-2 et fig. II-13).

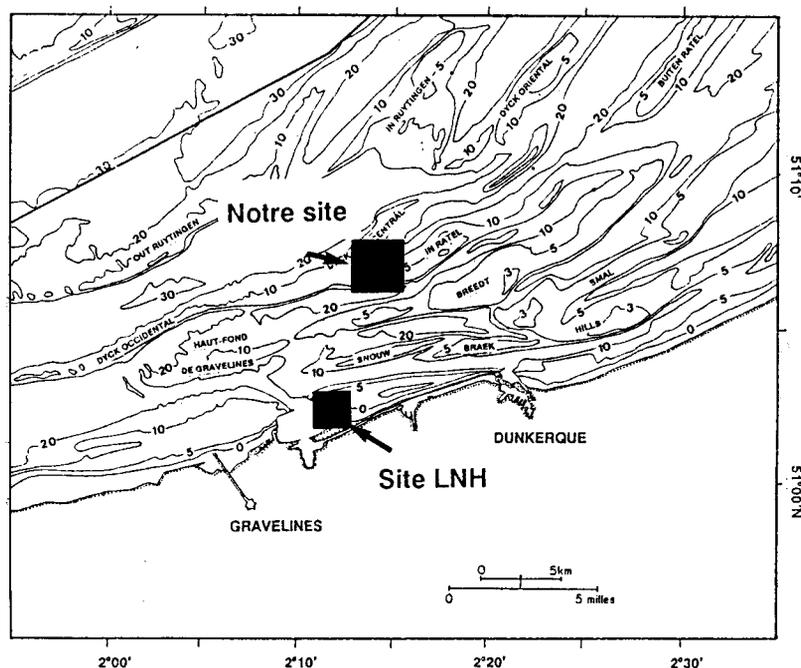


Fig. V-23. – Localisation des sites expérimentaux de traçage radioactif.

#### 1-1 Détermination des volumes déplacés

##### 1-1-1 Présentation des résultats

Les rayonnements gamma produits par la désintégration des particules radioactives immergées sur le fond sont mesurés au cours de chaque détection et représentés sous deux formes :

- des réseaux de courbes isochocs qui permettent une exploitation qualitative des mouvements observés ;
- des diagrammes de répartition du traceur selon l'axe du transport qui fournissent des résultats quantitatifs, avec en particulier la localisation du centre de gravité du nuage radioactif.

## 1-1-2 Mode de calcul du débit de charriage (Hoslin, 1987)

La quantification des volumes sédimentaires déplacés au cours du temps et par unité de section repose sur le calcul du débit de charriage  $Q$  (en  $m^3/m.j$ ) donné par la relation :

$$Q = \rho L V E$$

avec  $\rho$  : masse volumique du sédiment en place  
 $L$  : largeur du transport (en m)  
 $E$  : épaisseur supposée constante de la couche en mouvement (en m)  
 $V$  : vitesse moyenne dans cette couche (en m/j).

Les valeurs de  $\rho$  et  $L$  sont connues et respectivement d'environ 2,7 et de 1 m. Il reste à déterminer  $V$  et  $E$ .

La vitesse moyenne de propagation  $V$  dans une direction donnée est trouvée d'après le déplacement du centre de gravité du nuage entre deux détections successives. L'épaisseur  $E$  de la couche mobile est calculée par la méthode du bilan de taux de comptage développée par Courtois et Sauzay (1966) et Sauzay (1968). Cette méthode repose sur l'existence d'une relation entre le nombre  $N$  de rayons gamma mesuré au cours des détections, l'activité  $A$  initiale introduite dans le milieu, et l'épaisseur d'enfouissement  $E$  du traceur.

### 1-2 Expérience du L.N.H.

Les caractéristiques des mesures réalisées sont décrites dans le rapport du L.N.H. (1971). Les traceurs d'un diamètre moyen proche de 0,16 mm ont été immergés en 5 points, à des profondeurs comprises entre 3 et 10 m. Les détections se sont déroulées sur une période de 6 mois. La configuration des fonds et du littoral au niveau du site expérimental a profondément été modifiée depuis l'époque des mesures (cf. V-C-3). Les conclusions de l'étude ne sont donc pas directement transposables au secteur tel que nous le connaissons aujourd'hui.

Les résultats montrent que, pour les cinq points, la dispersion du traceur s'effectue préférentiellement vers l'Est, dans la direction du courant de flot. Malgré des vents de secteur NNE à W régnant au moment des mesures, aucun étalement latéral N-S des taches radioactives n'est observé.

Les estimations quantitatives effectuées au cours de cette expérience ne concernent que le point 3 situé sur "l'ancien banc de Mardyck" (cf. V-C-3). L'épaisseur d'enfouissement  $E$  déterminée par la méthode du bilan des taux de comptage fluctue de 10 à 28 cm. Des prélèvements de sédiments réalisés parallèlement aux détections ont cependant révélé des valeurs de  $E$  n'excédant jamais 2 cm. Ces écarts entre la théorie et la réalité de terrain montrent que l'épaisseur de la couche

mobile est généralement surestimée puisque toute dilution du traceur hors de la tache, notamment par transport en suspension, est attribuée abusivement à un enfouissement. La vitesse de déplacement du centre de gravité du nuage radioactif en direction de l'Est a été évaluée de 4 à 10 m/j en marée de vive-eau et de 1 à 1,5 m/j en moyenne. **En terme de volumes déplacés par charriage, les débits solides Q sont de l'ordre de 0,2 à 1,4 m<sup>3</sup>/m.j suivant la valeur des coefficients de marée.**

### 1-3 Expérience réalisée dans le cadre de notre étude (Hoslin, 1989)

#### 1-3-1 Localisation des points d'immersion

Les trois points d'immersion du traceur sont situés dans un secteur à morphologie complexe au large de Dunkerque (cf. fig. II-13). :

- le point 1 se trouve dans le chenal séparant les bancs de l'In Ratel et du Breedt, à une profondeur voisine de 17 m (51°06'19"N - 2°15'18"E). Ce chenal présente la particularité de "se fermer" vers l'Est par suite d'un relèvement général des fonds ;

- le point 2 est localisé dans le chenal situé entre le banc du Dyck au Nord et le banc de l'In Ratel au Sud, à une profondeur de 14 m (51°08'02"N - 2°15'08"E). Un seuil morphologique constitué par la jonction des deux bancs provoque la fermeture de cet interbanc à l'Ouest du point d'immersion ;

- le point 3 se trouve au sommet du banc du Dyck central, sur un large plateau au niveau duquel les fonds n'excèdent pas 5 m (51°07'33"N - 2°13'30"E).

Les traceurs, dont la granularité était voisine de celle des sables naturels décalcifiés (médiane de 200 à 220  $\mu\text{m}$ ), ont été mis en place le 15 juin 1988. Ils ont pu être suivis jusqu'au 22 novembre 1988 au cours de 7 détections successives.

#### 1-3-2 Conditions météorologiques au moment de l'expérience

Les informations concernant les directions et vitesses du vent ainsi que les hauteurs des houles, relevées aux abords du banc du Sandettié (cf. localisation sur la fig. III-7), proviennent de la station météorologique de Dunkerque. Les caractéristiques des mesures ont été regroupées dans le tableau 25.

Les immersions se sont déroulées par vent de secteur NE de 7 m/s en moyenne. Au cours du mois de juin 1988 (détectons 1 et 2), les vents dominants étaient de secteur NE avec des vitesses maximales de 14 m/s. Pendant les mois de juillet et août 1988 (détectons 3, 4 et 5), les vents les plus violents (17 m/s) provenaient du secteur SW. Les mois de septembre (détecton 6) et octobre correspondaient aux périodes les plus perturbées avec des directions très variables des vents. Les vitesses maximales atteignaient de 18 à 22 m/s au cours de ces deux mois. Le mois de novembre (détecton 7) montrait une prédominance des vents de N à NW.

Pendant toute la durée de l'expérience, les hauteurs moyennes des houles n'ont pas dépassé pas 1,6 m. Des hauteurs maximales supérieures à 4 m ont été notées au cours des mois de septembre et octobre.

Mois	Direction dominante	Vitesse du vent max. (m/s)	Vitesse du vent moy. (m/s)	H. houle max (m)	H.houle moy. (m)
Juin	N.E.	14	6,7	2,5	1
Juillet	S.W.	17	10,7	2,5	1,5
Août	W.S.W.	17	8,7	3	1,1
Septembre	W.S.W.	22	9,4	4,5	1,6
Octobre	E.S.E. - W.S.W.	18	7,7	4	1,2
Novembre	N.N.W.	17	8,3	3	1,2

Tab. 25. – Caractéristiques des vents et des houles de juin à novembre 1988 (*in* Hoslin, 1989).

### 1-3-3 Evolution des nuages radioactifs et quantification des débits solides

#### *a - Mouvements sédimentaires dans les chenaux interbanacs (points 1 et 2).*

Les comportements des traceurs radioactifs immergés dans les deux chenaux entre 14 et 17 m de profondeur sont sensiblement équivalents. Dès les premiers jours suivant l'immersion l'étalement du traceur est particulièrement important. La répartition des particules radioactives se fait préférentiellement dans le sens du flot au point 1, c'est-à-dire vers l'Est (tab. 26 et fig. V-24). Elle est plus alternée au point 2 avec un mouvement en forme de rubans vers l'Est et un glissement vers le SSW sous l'effet du jusant. Le centre de gravité du nuage se déplace cependant vers l'Est aux deux

points. Au cours de la troisième détection, c'est-à-dire 20 jours après la mise en place des traceurs, l'activité retrouvée ne dépasse pas 15 % de l'activité immergée. Les observations réalisées pendant cette première partie de l'expérience montrent que, pour des grains de taille comprise entre 160 et 315  $\mu\text{m}$ , le transport sédimentaire dans les chenaux s'effectue principalement en suspension. De plus, les directions de transport sont obliques par rapport aux isobathes et donc à l'axe des structures sableuses (cf. fig. V-24).

Dates des mesures		16/6	21/6	5/7	26-27/7	23-24/8	6/9	22/11
Nombre de jours après immersion		1	6	20	41/42	69/70	83	160
Point 1	Activité immergée en Ci	2,03	1,94	1,7	1,39	1,07	0,94	0,46
	Activité retrouvée (Ci-%)	2,04 - 100	0,91 - 47	0,22 - 13	0,15 - 11	0,09 - 8,2	0,07 - 7,5	0,05 - 12
	Centre de gravité (+ vers l'Est)	+215	+284	+277	+251	+140	+100	+100
	Centre de gravité origine le 16/6	0	+69	+62	+36	-75	-115	-115
	Vitesse (m/j)	0	11,5	3,1	0,9	1,1	1,4	0,7
Point 2	Activité immergée en Ci	1,94	1,85	1,62	1,32	1,02	0,9	0,44
	Activité retrouvée (Ci-%)	0,58 - 26	0,18 - 10	0,09 - 5,5	0,06 - 4,5	0,06 - 6,2	0,04 - 4	0,016 - 3,6
	Centre de gravité (+ vers l'Est)	+105	+52	-21	-32	-31	-39	-48
	Centre de gravité origine le 16/6	0	-53	-126	-137	-136	-144	-153
	Vitesse (m/j)	0	8,8	6,3	3,3	1,9	1,7	1

Tab. 26. - Synthèse des résultats de traçage radioactif dans les chenaux interbanco au large de Dunkerque. *In* Hoslin (1989).

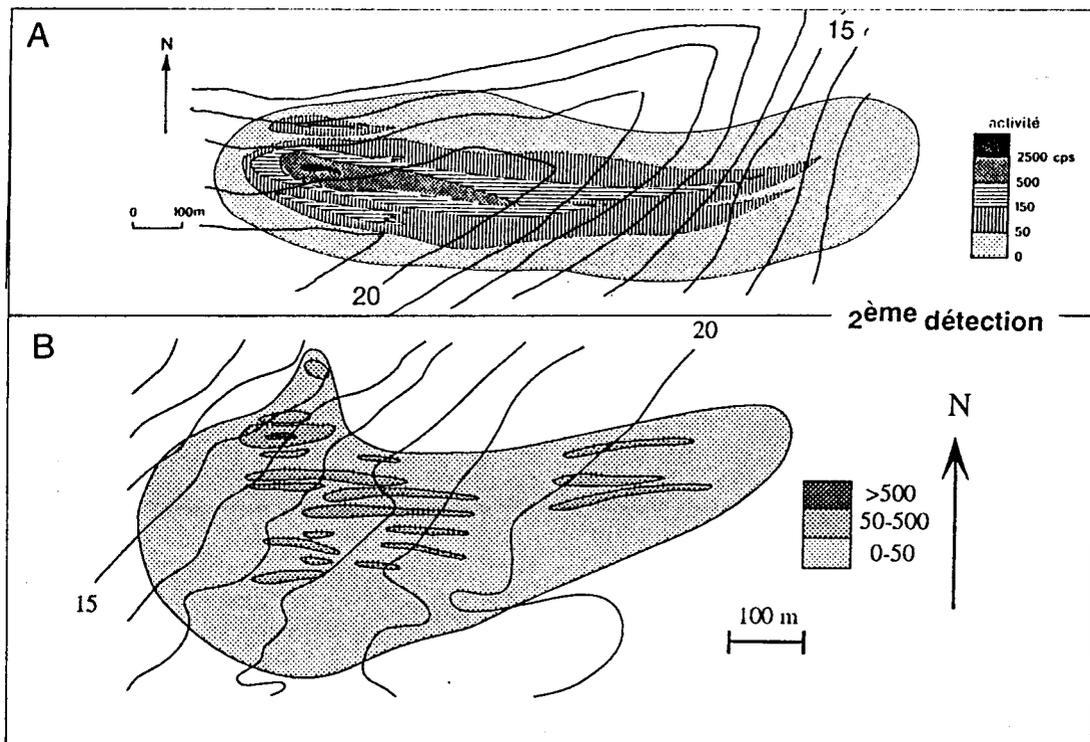


Fig. V-24. - Répartition des traceurs radioactifs au point 1 (A) et au point 2 (B). *In* Hoslin (1989).

Les particules qui n'ont pas été remises en suspension, probablement les plus grossières, semblent mieux s'intégrer au milieu à partir de la quatrième détection (40 jours après l'immersion). La radioactivité résiduelle demeure faible et constante jusqu'à la fin de l'expérience (160 jours après l'immersion). Cela implique un **mode de transport par charriage**. La vitesse du centre de gravité des taches aux points 1 et 2 n'excède pas 1,5 m/j et l'épaisseur d'enfouissement est de l'ordre de 1 à 2 cm. Le **débit de charriage Q dans les chenaux est donc au maximum de 0,03 m<sup>3</sup>/m.j**. Les transports se font en direction de l'Est sous l'influence dominante du flot au point 1 et vers l'Ouest sous l'action prépondérante du jusant au point 2.

*b – Mouvements sédimentaires au sommet du Dyck central (point 3)*

Le traceur radioactif mis en place au sommet du Dyck central (point 3) présente une évolution comparable à ceux des interbancs. Après les premières 24 heures, seuls 25 % de l'activité initiale sont mesurés. On assiste à une **forte remise en suspension** avec cependant un **étalement symétrique** de la tache par rapport au point d'immersion (fig. V-25). Le transport s'effectue donc sous la double influence des courants de flot et de jusant.

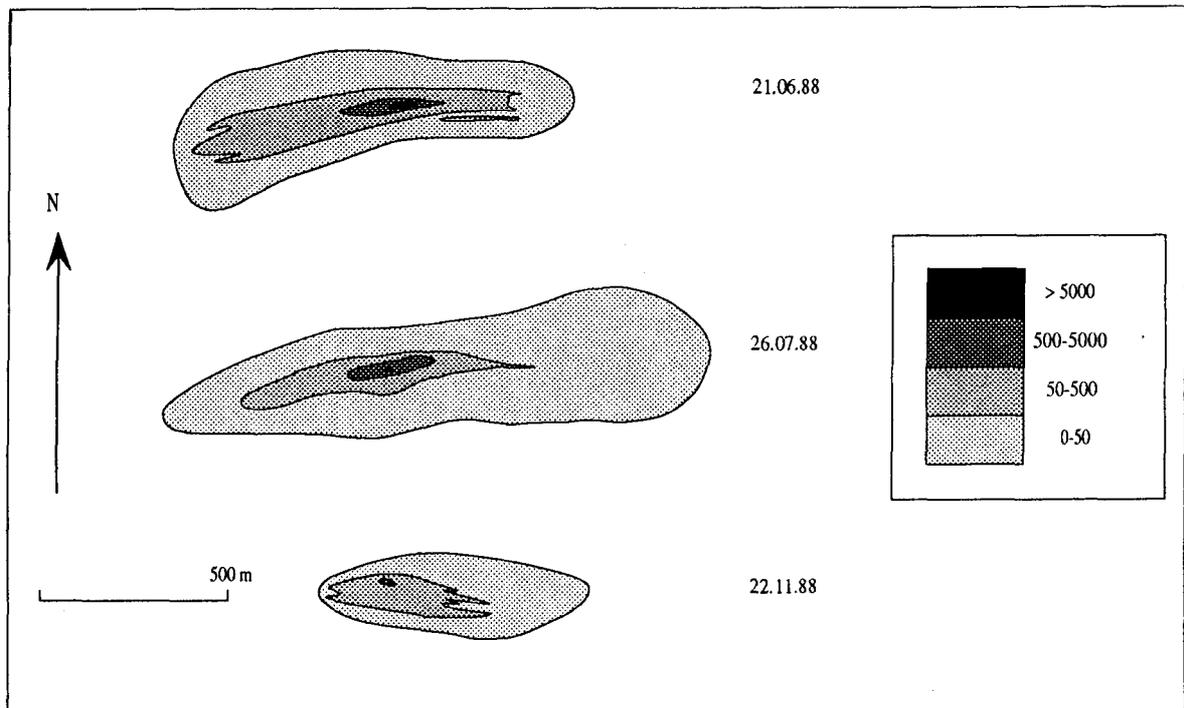


Fig. V-25. – Evolution de la tache radioactive au sommet du Dyck central (point 3).

Après l'intégration des particules restantes au milieu, soit environ 40 jours après l'immersion, la vitesse moyenne de déplacement du centre de gravité de la tache radioactive est de l'ordre de 1,5 m/j et l'épaisseur maximale d'enfouissement varie entre 1 et 20 cm (tab. 27). Entre les 5<sup>ème</sup> et 6<sup>ème</sup> détections, réalisées respectivement avant et après une période de coefficients de marée de vive-

eau atteignant 114, la vitesse du centre de gravité augmente jusqu'à une valeur d'environ 2,3 m/j. La valeur du **débit moyen par charriage** sur le sommet du banc, calculée entre le 40<sup>ème</sup> et le 160<sup>ème</sup> jour de l'expérience, **est estimée entre 0,1 et 0,3 m<sup>3</sup>m<sup>-1</sup>j<sup>-1</sup> dans le sens du flot** (Hoslin, 1989). Il est intéressant de noter que, malgré la faible profondeur de ce site d'expérience (4,5 m), nous n'avons rencontré aucun étalement du traceur perpendiculairement à l'axe des courants de marée, sous l'effet des vents et des houles de secteur Nord observées au cours des mois de septembre à novembre 1988. **La houle n'engendre pas de transport dans une direction autre que celle des courants de marée mais a probablement un rôle non négligeable dans la remobilisation des sédiments.**

Dates des mesures	5/7	26/7	24/8	6/9	22/11
Nombre de jours écoulés	0	21	49	63	140
Activité immergée (Ci)	0,48	0,39	0,3	0,27	0,13
Activité retrouvée (Ci)	0,5	0,27	0,15	0,1	0,05
%	100	69	50	37	38
Centre de gravité moy. (+ vers l'Est)	0	+32	+73	+105	+164
Centre de gravité (entre 2 mesures)	0	32	41	32	59
Vitesse moy. (m/j)	0	1,52	1,49	1,67	1,17
Vitesse (entre 2 mesures) (m/j)	0	1,52	1,46	2,29	0,77
Epaisseur (cm)	0 - 1	7,3	12,9	19,1	18,2
Q (entre 2 mesures) (m <sup>3</sup> /m.j)	0	0,11	0,19	0,44	0,14
Q moyen (m <sup>3</sup> /m.j)	0	0,11	0,19	0,32	0,21

Tab. 27. - Synthèse des résultats de traçage radioactif au sommet du Dyck (point 3). *In* Hoslin (1989).

En résumé, les sables de taille 160–315  $\mu\text{m}$  sont, au niveau de notre site expérimental, soumis à un mode de transport dominant par suspension. La valeur de débit de charriage mesurée sur le banc du Dyck au cours de ce travail est, compte-tenu des incertitudes de la méthode, du même ordre de grandeur que celles déterminées dans la même région par le L.N.H. (1971) et sur le banc de la Bassure de Baas au large de Boulogne sur Mer par Hoslin (1987) et Clabaut (1988). Un transport par charriage d'environ 0,2 m<sup>3</sup>/m.jour sur les structures sableuses paraît représenter une valeur moyenne à l'échelle de la façade maritime du Nord - Pas de Calais. Dans les chenaux interbancaux, le débit de charriage est dix fois moins élevé.

## 2 – Utilisation des figures sédimentaires dans la détermination des directions et sens des transports résultants

### 2-1 Généralités

Les différentes figures sédimentaires détectées par sonar latéral ou par échosondeur sont couramment utilisées pour la détermination des directions et sens des transports sableux. Elles fournissent selon leur taille et leur forme générale des indications variées et complémentaires :

- l'allongement des structures tels que les rubans ou les traînées sableuses matérialisent les directions du transit sédimentaire ;

- l'asymétrie des vagues de sable reflète l'action prépondérante d'une phase de courant sur l'autre et donc le sens du transit résultant (Stride, 1963 b ; Houbolt, 1968 ; Caston , 1972 ...) ;

- la polarité des mégarides qui peut s'inverser au cours d'un cycle de marée (Twichell, 1983 ; Dewez, 1988) permet d'identifier les transports instantanés, c'est-à-dire à l'échelle d'un cycle de marée. L'orientation des crêtes de mégarides est, du fait de leur taille réduite et contrairement à l'orientation des vagues de sable parfois très sinueuses, toujours perpendiculaire à celle des courants de marée.

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes exclusivement intéressé aux transports à moyen et long terme à l'échelle d'un banc et de la région. Les changements d'orientation et de polarité des mégarides au niveau d'une vague de sable ou au cours d'un cycle de marée relèvent de phénomènes ponctuels à la fois dans le temps et dans l'espace, et n'ont pas été étudiés en détail. Nous avons cependant pu fréquemment constater une différence angulaire entre les crêtes des vagues de sable et de mégarides superposées, atteignant jusqu'à 90° (fig. V-26). Ces phénomènes sont liés à des perturbations des champs de courants à l'approche des crêtes des vagues de sables. Ils ont été décrits par Aliotta et Perillo (1987) sous le terme de "megaripple-fan", par analogie avec les "ripple-fan" d'Allen (1968, 1984) concernant l'obliquité entre les rides et les mégarides du domaine intertidal.

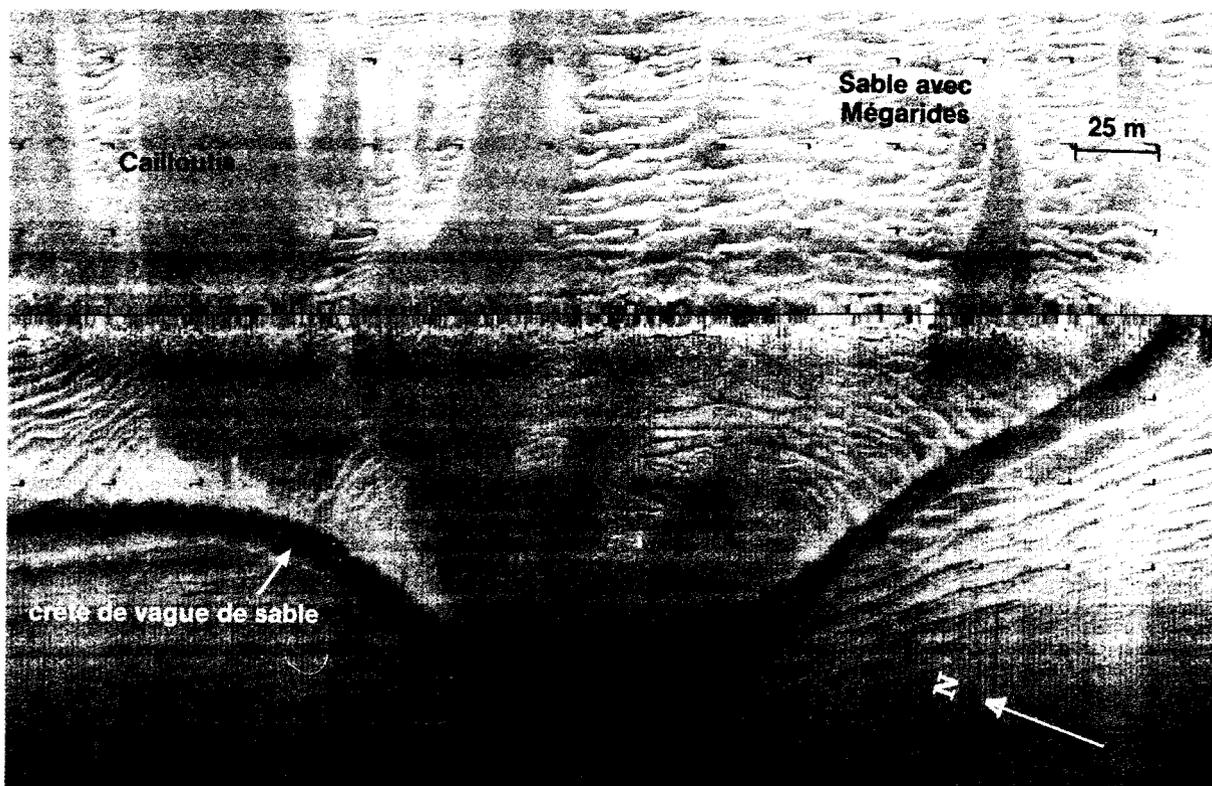


Fig. V-26. – Exemple de perturbation des directions des mégarides aux abords d'une crête de vague de sable de la terminaison Ouest du banc du Ruytingen.

## 2-2 Directions et polarité des figures sédimentaires du secteur d'étude

Les orientations et les polarités des figures transverses ainsi que les directions des rubans et des trainées sableuses du secteur d'étude sont reportées sur la figure V-27.

### 2-2-1 Orientation des structures

L'orientation des mégarides est, à l'exception des particularités locales (cf. V-C-2-1), globalement perpendiculaire à celle des courants de marée. D'orientation NW-SE à l'Ouest de la zone, ces structures prennent progressivement une direction NNW-SSE à mesure que l'on se rapproche de la frontière franco-belge.

Les vagues de sable rencontrées sur l'ensemble des secteurs sableux (cf. III-D-2-1) présentent en général une orientation cohérente avec celle des courants de marée. Les crêtes de ces structures possèdent une direction comprise entre N 290° et N 020°. L'orientation des vagues de sable à la surface du Ruytingen demeure globalement perpendiculaire à l'allongement du banc. Sur les flancs des bancs du Dyck et des Ridens de Calais, l'angle entre l'axe du banc et la direction des ces structures peut localement atteindre 45°.

Pour l'ensemble du secteur d'étude, les rubans et les traînées sableuses possèdent des orientations comprises entre SW-NE et WSW-ENE, compatibles avec les directions connues des courants de marée les plus intenses (cf. V-B). Leur présence à la bordure des bancs et du talus littoral témoigne de l'obliquité entre la direction des courants et celle de la limite sable-cailloutis et donc des bancs de sable.

Dans le secteur caillouteux du large (cf. III-B-2-1), l'orientation de ces structures longitudinales est proche de N 60° au large du Cap Blanc-Nez, et de N 52° au Nord du banc du Ruytingen ; elle varie de N 56° à N 61° dans l'interbanc Dyck-Ruytingen. Dans le secteur caillouteux côtier (cf. III-B-2-2), les rubans subissent un changement d'orientation progressif d'Ouest en Est de N 63° à N 72°. L'écart angulaire entre les rubans présents à la bordure Sud des Ridens de Calais et l'axe de ce banc est proche de 10 à 15°. La direction des rubans dans le chenal de Calais (cf. III-B-2-3) est voisine de N 75°.

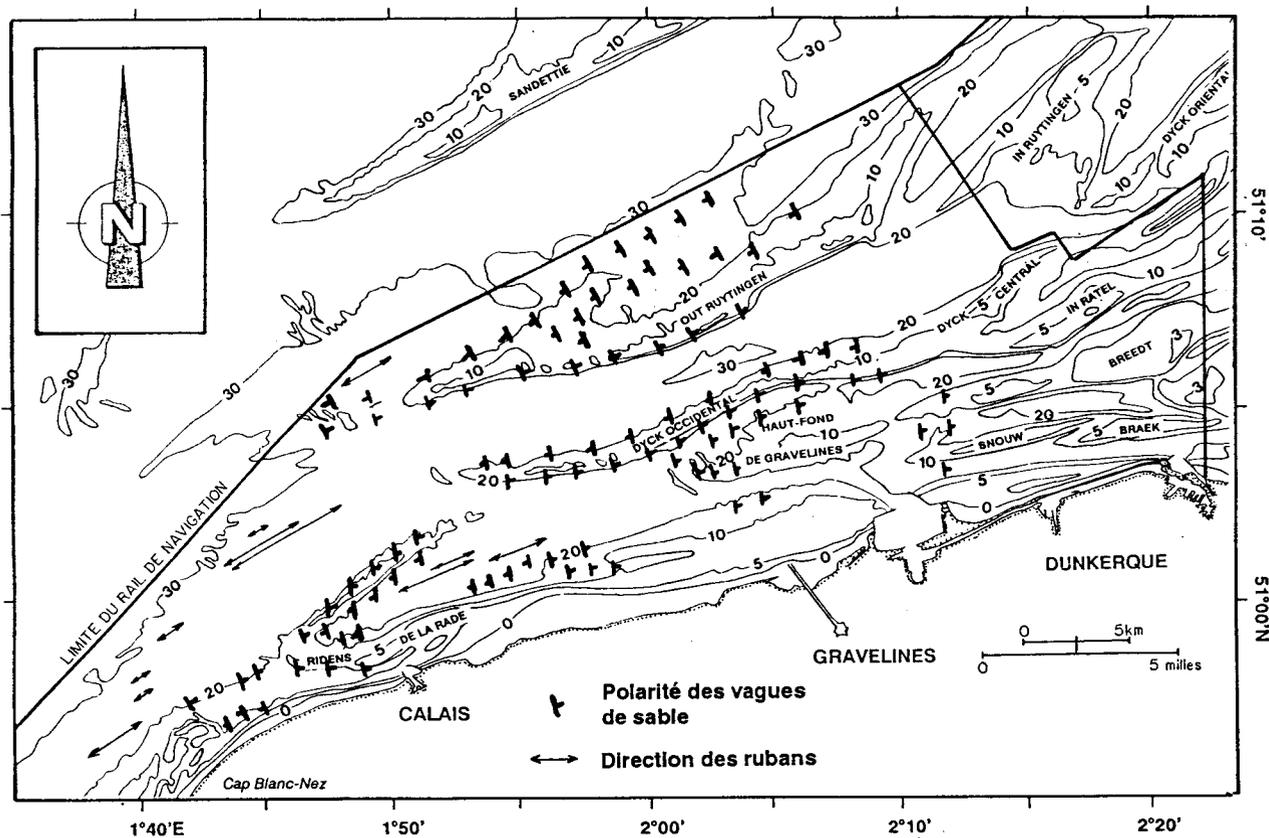


Fig. V-27. – Informations de dynamique sédimentaire déduites de la morphologie des structures longitudinales et transversales.

## 2-2-2 Polarité des vagues de sable

Les vagues de sables étudiées au cours de ce travail sont le plus souvent asymétriques. L'orientation de leur flanc abrupt détermine le sens du transport résultant (cf. fig. V-27).

Dans le cas des bancs du large (Dyck et Ruytingen) et de Calais (Ridens de la Rade et Ridens de Calais), nous avons observé des vagues de sable à polarité opposée de part et d'autre de la crête des sommets de banc :

- dans les deux champs de vagues de sable accolés au banc du Ruytingen (champs Ouest et Nord), sur le flanc Nord et sur une grande partie du sommet de ce même banc, les vagues de sable présentent un flanc abrupt orienté vers le SW, dans le sens du jusant. Sur le rebord Sud du champ Ouest et sur le flanc Sud du Ruytingen, ces structures possèdent une polarité NE montrant une prédominance du flot ;

- le flanc Nord du banc du Dyck est festonné de vagues de sable à polarité SW tandis que son flanc Sud présente des polarités NE ;

- sur le flanc Nord des Ridens de Calais, les vagues de sable sont dirigées vers l'ENE, sur le flanc Sud vers l'WSW ;

- le rebord Nord des Ridens de la Rade montre des vagues de sable à polarité SW et son rebord Sud des structures à polarité ENE.

Dans le cas des bancs de Dunkerque, l'absence ou la faible abondance de structures transverses identifiées ne nous permet pas d'établir un schéma précis des polarités des vagues de sable. Il semble cependant que **les terminaisons des bancs du Breedt (Haut-fond de Gravelines) et du Snouw présentent sur leurs deux flancs des vagues de sable à polarité NE ou ENE, c'est-à-dire contrôlées par le flot .**

**Les vagues de sable observées sur le talus littoral montrent le plus souvent une polarité NE.** Seuls quelques structures à polarité SW ont été détectées entre le massif rocheux des Rouge-Ridens et la longitude de Sangatte, ainsi que sur la bordure du talus littoral à la longitude de 1°55'E.

## D – EVOLUTION SEDIMENTAIRE DE LA FACADE MARITIME

### 1 – Mobilité des structures sableuses

#### 1-1 Mobilité des bancs de sable

Les données disponibles sur les mouvements des bancs de sable dans le domaine d'étude sont peu nombreuses et concernent essentiellement les structures les plus côtières. D'un point de vue général, la comparaison de documents cartographiques issus des archives du SHOM, établis entre 1836 et la période actuelle, montre que la plupart des bancs de la zone Calais-Dunkerque n'ont subi que peu ou pas d'évolution spatiale. Les variations constatées d'une carte à l'autre ne sont pas significatives en regard de l'incertitude liée à la précision du positionnement. Certains auteurs ont déjà abouti à des conclusions similaires. Houbolt (1968) a noté, en se référant au livre de bord d'un pilote hollandais du 17<sup>ème</sup> siècle, la stabilité positionnelle des bancs des Flandres depuis 300 ans, bien que des modifications de la hauteur des bancs aient été enregistrées. De Rouville (1946), De Moor (1985 a) et Clique (1986) confirment ces faits, en montrant l'existence de variations alternatives ou d'oscillations autour d'une position d'équilibre pour les bancs situés au large de Dunkerque et de la Belgique. Des variations dans la position de quelques bancs ont cependant été mises en évidence par Clique (1986), Garlan (1990) et Corbau (1991). Des reproductions de cartes anciennes publiées par Tilly (1979) nous ont également permis d'observer, d'une manière très schématique, l'évolution des fonds depuis le XVII<sup>ème</sup> siècle aux abords des deux ports de Dunkerque.

##### 1-1-1 Les bancs de Calais

Si dans le cas du banc des Ridens de Calais, les mouvements se limitent à une extension de la structure sableuse vers le NE et à une érosion à l'Ouest (Clique, 1986), l'évolution des Ridens de la Rade semble beaucoup plus forte (fig. V-28). Des comparaisons de la morphologie des Ridens de la Rade basées sur des minutes bathymétriques de 1879 à 1988 ont été réalisées par Clique (1986) et Garlan (1990). Les résultats montrent que ce banc était faiblement individualisé du talus littoral à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle. Depuis cette période, les Ridens de la Rade se sont étendus à la fois vers l'Ouest et vers l'Est, tout en se rapprochant du littoral. Garlan (1990) a estimé que la vitesse moyenne de migration vers le Sud de la crête de la structure sableuse, pendant la période 1911-1988, est comprise entre 3 et 33 m/an suivant les époques et la partie considérée du banc. En réalité, on assiste non pas à un déplacement global du banc mais à une accumulation de sédiments sableux au niveau de son flanc Sud abrupt alors que le flanc Nord est moins mobile ; cette accumulation est particulièrement sensible à la longitude de 1°50'E. Il en résulte un engraissement des Ridens de la Rade d'environ  $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  en 77 ans (soit près de  $400000 \text{ m}^3/\text{an}$ ) et un retrécissement progressif du chenal d'accès au port de Calais (Garlan, 1990).

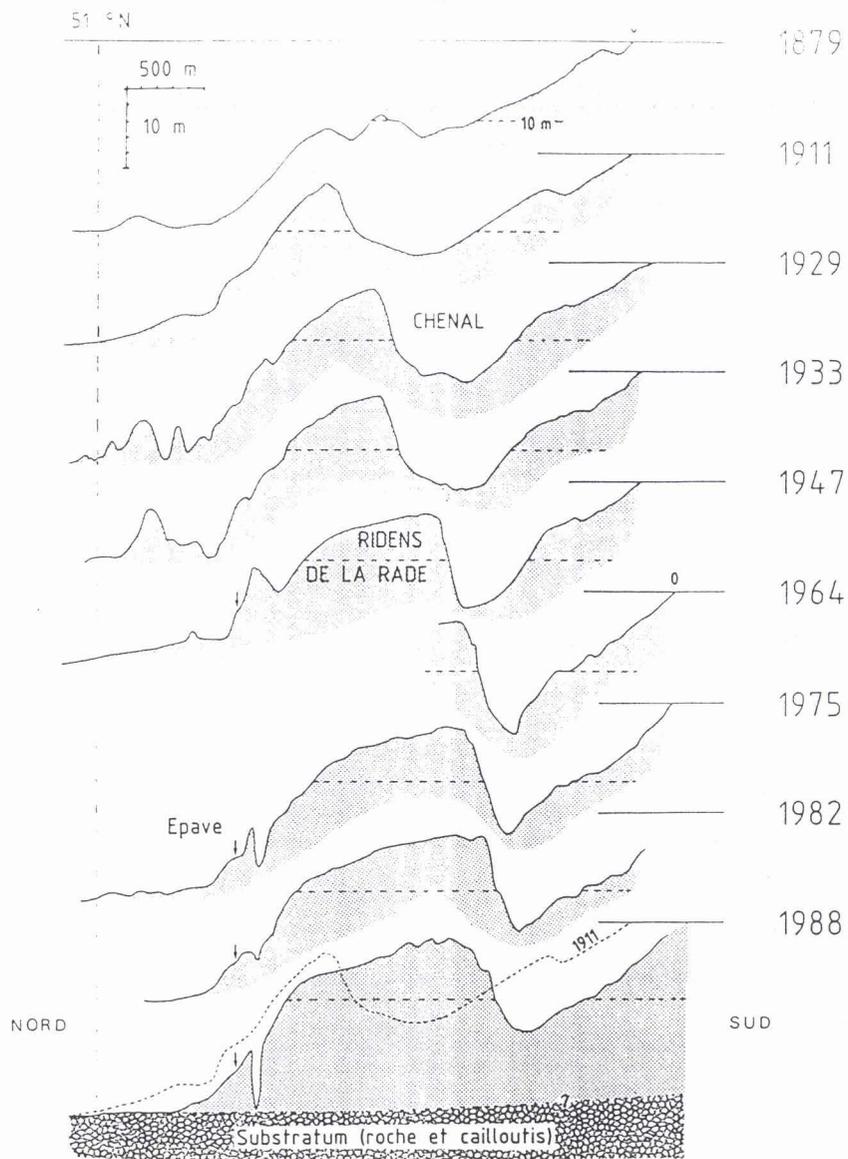


Fig V-28. - Evolution du banc des Ridens de la Rade entre 1879 et 1988, selon une coupe méridienne à 1°50'E. D'après Garlan, 1990.

### 1-1-2 Les bancs de Dunkerque

L'évolution récente des bancs sableux devant Dunkerque a fait l'objet d'une analyse de la part de Clique (1986) et de Corbau (1991). La comparaison des cartes bathymétriques couvrant la période 1879-1962 témoigne d'une assez bonne stabilité d'ensemble de la zone considérée (Clique, 1986). Les volumes d'érosion et de sédimentation, sensiblement identiques et de l'ordre de 60 millions de m<sup>3</sup> durant ce laps de temps, déterminent un bilan global approximativement nul.

L'étude de Corbau (1991) sur les bancs du Snow, du Braek et du Hills montre que les zones de sédimentation et d'érosion se répartissent en bandes parallèles à l'allongement des structures sableuses (cf. fig. V-29). Les zones en engraissement correspondent généralement au flanc Sud des bancs et les zones en érosion au flanc Nord. Cette organisation détermine une avancée globale des



Au XVIème siècle et jusque vers la seconde moitié du XVIIème, le littoral de Dunkerque était bordé par un chenal possédant deux entrées et dénommé Fosse de Mardyck. Ce chenal était lui-même limité au Nord par le banc de sable "Shurken", probablement largement découvrant (fig. V-30 A). De Rouville (1946) signale par ailleurs qu'à cette époque les estrans situés à l'Est et à l'Ouest de Dunkerque étaient sensiblement de même largeur, alors qu'une nette différence existe aujourd'hui. L'estran situé à l'Ouest de Dunkerque peut atteindre plus de 1000 m de largeur alors qu'il est limité à environ 600 m à l'Est de Dunkerque (cf. I-B-1).

Il semble que la prolongation vers le Nord des jetées du port de Dunkerque pendant la seconde moitié du XVIIème siècle soit à l'origine de la fermeture de la fosse de Mardyck, ainsi que de l'annexion partielle du banc "Shurken" à la plage qui s'est en conséquence élargie (De Rouville, 1946). Un extrait de la carte de Cassini parue en 1760 (fig. V-30 B) montre en effet la disparition des deux éléments morphologiques cités ci-dessus.

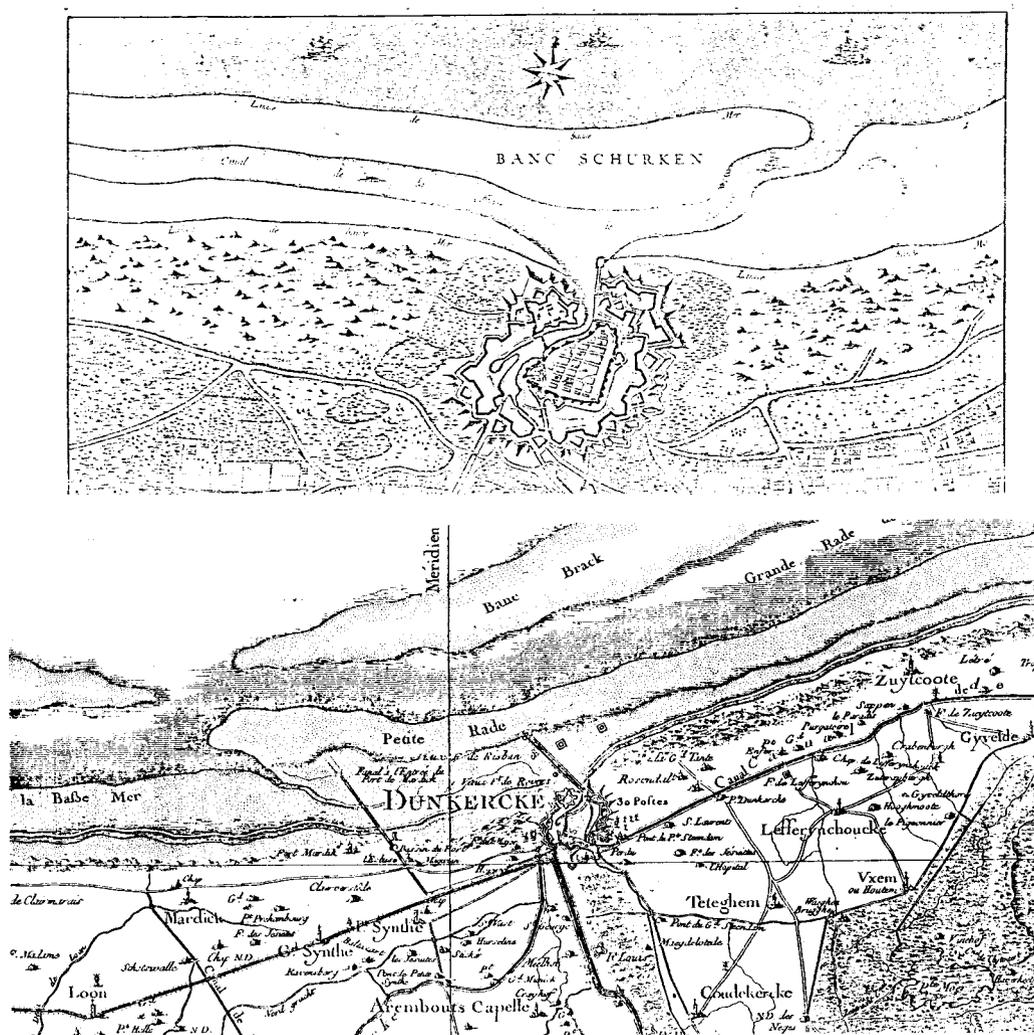


Fig. V-30. - Evolution schématique du littoral de Dunkerque depuis le XVIIème siècle. (A) Extrait de la carte de Carpeau et Ogier vers 1660 (*In Tilly, 1979*). (B) Extrait de la carte de Cassini publiée en 1760 (*In Tilly, 1979*).

La carte marine 5094 du S.H.O.M. publiée en 1902 témoigne d'un état sensiblement différent des fonds et du littoral (fig. V-31 A). On voit en particulier apparaître les noms de bancs de Mardyck et de Saint Pol, empruntés aux noms des communes les plus proches. On peut penser que ces deux bancs sont soit issus des restes de l'ancien banc "Shurken", soit apparus depuis le XVIIIème siècle sous l'action des courants de marée. La fosse de Mardyck est à cette époque réduite à une profondeur moyenne de 5 à 6 m.

La construction de l'avant port-Ouest de Dunkerque en 1975 apporte un énorme bouleversement à la morphologie du littoral (fig. V-31 B). La partie Ouest du banc de Mardyck est à l'heure actuelle rattachée à la jetée Est du nouvel avant-port et se trouve en érosion, alors que la fosse de Mardyck est en voie de comblement (Corbau, 1991). Pour ces raisons, nous avons considéré les bancs de Mardyck et de Saint Pol comme faisant partie du talus littoral et non comme des structures indépendantes (cf. III-C-1).

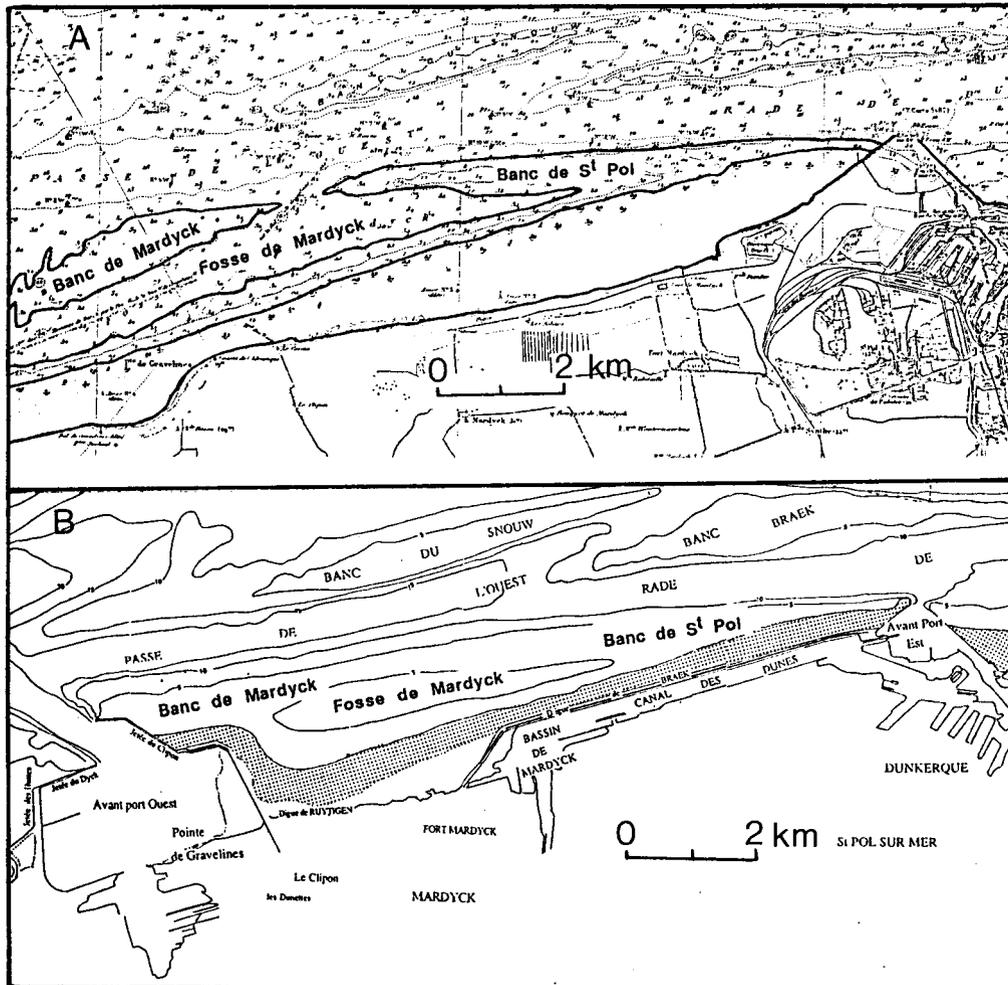


Fig. V-31. - Evolution schématique du littoral de Dunkerque depuis le début du XXème siècle. (A) Extrait de la carte marine 5094 du S.H.O.M. (1902). (B) Situation actuelle du littoral.

## 1-2 Mobilité des vagues de sable

La migration des vagues de sable est un sujet débattu depuis plusieurs dizaines d'années. S'il existe un accord général pour admettre que la crête de ces structures est mobile au gré des oscillations tidales, le mouvement à long terme de ces corps sableux est toujours controversé (Berné *et al.*, 1989 a). Il semble cependant que les études les plus récentes (Berné *et al.*, 1989 a et b et Berné, 1991) confirment la relation entre la dissymétrie des vagues de sable et leur sens de migration. On peut aisément concevoir que la vitesse de déplacement de ces structures dépend du rapport des vitesses des deux phases de courant (flot et jusant) et de l'intensité des courants de marée (Salsman *et al.*, 1966 ; Shepherd et Hails, 1984). Pour Berné *et al.* (1989 a), ce sont les mécanismes d'avalanche qui contrôlent la migration des vagues de sable, dont la pente abrupte peut atteindre plus de 30° d'inclinaison. De façon générale, la vitesse de migration des structures varie selon les auteurs et les lieux d'observations entre 2 m (Shepherd et Hails, 1984) et plus de 150 m par an (Stride, 1973).

Dans le cas de notre secteur d'étude, seule la migration d'une structure en forme de barchane a été suivie par Berné *et al.* (1989 a) au cours de trois levés bathymétriques successifs (fig. V-32). Les observations ont montré une avancée annuelle moyenne de 70 m. Cependant cette valeur n'est sans doute pas représentative de l'ensemble du domaine d'étude car d'une part la forme en barchane, peu fréquente localement, indique une grande mobilité et d'autre part cette structure est située dans la zone où les courants de marée sont les plus intenses.

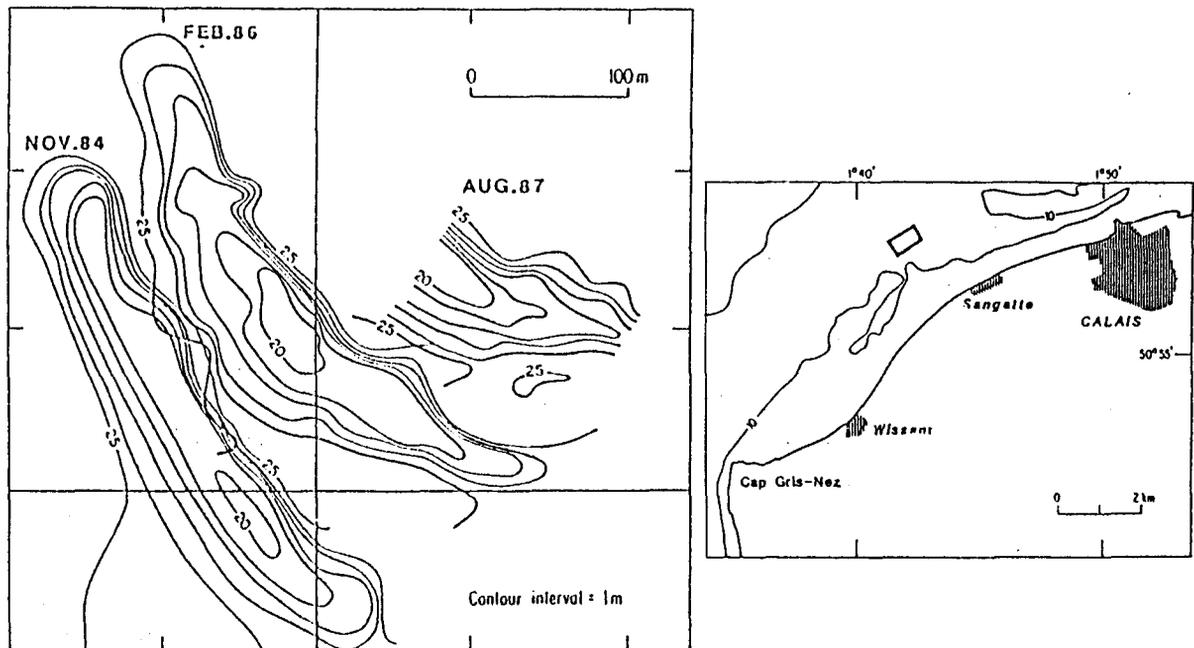


Fig. V-32. - Migration d'une vague de sable au NW de Sangatte. D'après Berné *et al.* (1989 a).

## 2 – Synthèse

Nos travaux sur la dynamique hydro-sédimentaire de la zone d'étude nous conduisent à proposer un schéma général des circulations sédimentaires, auquel nous avons intégré des données issues des analyses granulométriques. Rappelons au préalable les différents modèles existants, qui ont été conçus dans des environnements hydrodynamiquement proches de celui du secteur Calais-Dunkerque.

### 2-1 Modèles de dynamique sédimentaire

Les études relatives aux bancs de sable de la Mer du Nord et de la Manche orientale ont permis l'élaboration de plusieurs modèles concernant les transports sédimentaires à échelles locale (celle d'un banc de sable) et régionale (celle de la partie méridionale de la Mer du Nord).

#### 2-1-1 Modèles de circulation locale

##### a – Exemple des bancs de la Mer du Nord

Houbolt (1968), Caston et Stride (1970) et Caston (1972) ont été les premiers à observer des vagues de sable à polarité opposée de part et d'autre de la crête des bancs sableux linéaires du groupe de Norfolk (cf. position sur la fig. III-5). Ces auteurs ont également constaté une tendance à une variation progressive de l'orientation des structures transverses à l'approche du sommet des bancs : les vagues de sable, qui sont perpendiculaires à l'axe du banc au niveau de sa base, peuvent prendre une orientation oblique jusqu'à devenir parallèles à l'axe du banc vers sa crête. Les transits sédimentaires qui s'effectuent par dessus la crête du banc seraient responsables de l'asymétrie et donc du déplacement latéral des bancs. Une représentation schématique de ces observations est donnée sur la figure V-33.

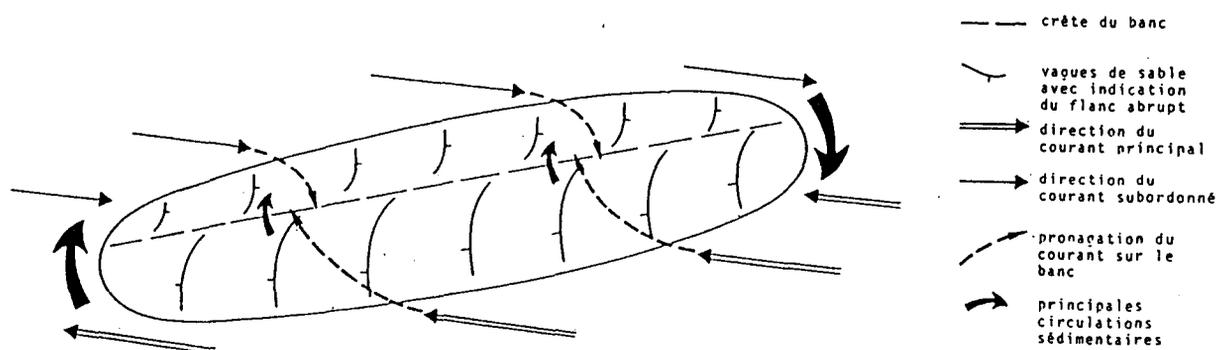


Fig. V-33. – Modèle de la dynamique des bancs de la Mer du Nord. D'après Houbolt (1968), Caston (1972) et Kenyon *et al.* (1981).

Les mécanismes invoqués pour expliquer la présence de vagues de sable à polarité opposée sur chaque flanc des bancs ont sensiblement évolué au cours du temps. **Les bancs sableux ont d'abord longtemps été considérés comme parallèles à la direction des courants de marée les plus intenses.** En partant de cette hypothèse, divers auteurs ont tenté d'interpréter les observations effectuées :

- Houbolt (1968) a introduit le **concept de spirales hélicoïdales**. Selon cet auteur, les parties hautes des bancs sont soumises à l'action des houles de tempêtes, conduisant à un transport sableux depuis le sommet vers la base des édifices. De ce fait, la stabilité positionnelle des bancs implique l'existence d'un processus par lequel le sable est transporté depuis les bordures vers le sommet des banc, ce qui annulerait les effets des houles. L'eau s'écoulerait ainsi de façon secondaire sur les flancs des bancs en deux spirales d'inégales compétences ;

- pour Huthnance (1973), les pentes des bancs engendrent des courants obliques à l'axe de l'édifice, en raison des **forces de friction sur le fond et de l'effet de la force de Coriolis** ;

- Stride (1974) attribue l'asymétrie des bancs à un effet de **décalage du transport en suspension** ("suspension-transport lag effect") par rapport au courant maximum et au sens de rotation des courants de marée. La quantité de matériel sédimentaire transporté en suspension serait plus importante pendant la phase de décélération que pendant la phase d'accélération du courant.

Plus récemment, Mc Cave (1979), Kenyon *et al.* (1981) et Caston (1981), en s'appuyant sur des mesures de terrain, ont avancé l'idée que **les bancs ne sont pas alignés dans la direction des courants mais font un angle de 0 à 20° par rapport à ceux-ci**. 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 de la Mer du Nord (Cf. fig. III-6). Du fait de cette obliquité, chacun des deux flancs du banc est soumis préférentiellement à l'une des composantes des courants de marée. Le flanc exposé à la composante principale du courant est le moins déclive, l'inégalité entre le flot et le jusant détermine l'asymétrie du banc. Les directions opposées des transports sur chaque flanc des bancs sont dans ce cas liées à un **phénomène d'abri** d'un flanc vis-à-vis du courant dominant. C'est sur ce principe d'obliquité des bancs par rapport au courant le plus intense qu'a été défini le modèle de circulation régionale de Kenyon *et al.* (1981) (Cf. V-D-1-2).

#### *b – Exemple des bancs de la Manche orientale*

Dewez (1988) et Clabaut (1988) ont montré que le modèle de circulation locale défini en Mer du Nord ne pouvait s'appliquer aux bancs de la Bassure de Baas et du Battur situés en Manche orientale. **Les polarités des vagues de sable reconnues sont en effet identiques de part et d'autre de la crête des édifices.** La stabilité de ces bancs sableux implique que le départ de sédiment vers le Nord est compensé par un apport sensiblement équivalent provenant du Sud (fig. V-34). Il faut cependant noter que le banc du Vergoyer, situé plus au large que les deux bancs

précédents, semble fonctionner davantage conformément au schéma des bancs de la Mer du Nord (Dewez, 1988).

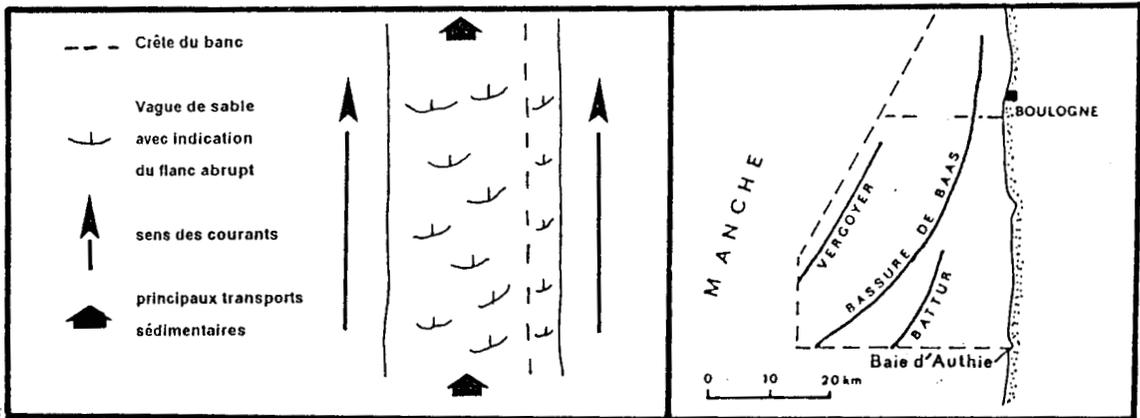


Fig. V-34. – Modèle de dynamique des bancs de la Bassure de Baas et du Battur, en Manche orientale. D'après Dewez (1988) et Clabaut (1988).

### 2-1-2 Modèle de circulation régionale de la Mer du Nord méridionale

Le modèle des transits sableux régionaux de Kenyon *et al.* (1981) conduit à situer les domaines d'influence respective du flot et du jusant en Mer du Nord méridionale, séparés par une limite de divergence (fig. V-35). Bien que la limite présente des contours digités, la partie Ouest du modèle, avec en particulier les bancs de Calais, le Ruytingen et une partie du Dyck, semble soumise à un jusant dominant. La partie Est du modèle comprenant les bancs de Dunkerque subit l'influence prépondérante du flot.

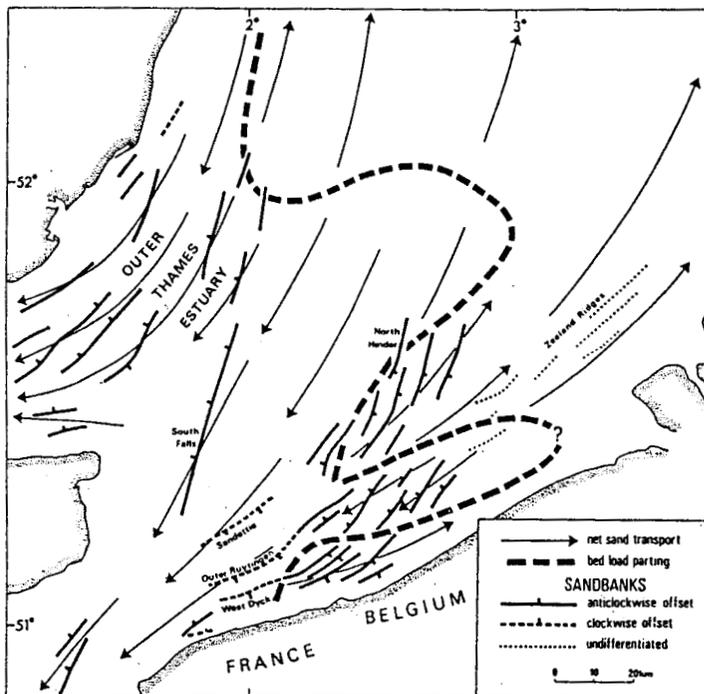


Fig. V-35. – Transits sableux en Mer du Nord selon Kenyon *et al.* (1981).

## 2-2 Modèle dynamique du secteur d'étude (fig. V-36)

A l'échelle locale des bancs, les circulations déduites des polarités des vagues de sable s'accordent, dans le cas du Dyck, du Ruytingen, des Ridens de la Rade et de Calais, avec le modèle proposé pour les bancs de la Mer du Nord, en particulier par Kenyon *et al.* (1981) (cf. V-D-1-1). L'angle entre la direction des courants et l'axe des édifices sableux, déterminé à partir des enregistrements courantologiques (cf. V-B), semble être le mécanisme responsable de la présence de vagues de sable d'asymétrie opposée de part et d'autre du sommet des bancs. Une **circulation dite locale** s'établit ainsi sur le flanc abrité du courant dominant. Seul le banc des Ridens de Calais s'étend selon une **position anti-horaire** par rapport au courant (cf. fig. III-5) : les transits sédimentaires sur les flancs Nord et Sud s'y effectuent respectivement du SW vers le NE et du NE vers le SW. En revanche le Dyck, le Ruytingen et les Ridens de la Rade présentent un **décalage horaire** : leur flanc Nord est soumis à un transit vers le SW sous l'action du jusant et leur flanc Sud à un transport vers le NE sous l'action du flot. La convergence des transits sableux vers le sommet des bancs, évoquée notamment par Houbolt (1968), Caston et Stride (1970), et matérialisée par le changement d'orientation des vagues de sable depuis le pied du banc vers son sommet, n'a pas été observée dans le secteur d'étude. Le caractère alternatif très marqué des courants de marée en est probablement la raison.

Les parties occidentales du Breedt et du Snow, qui font partie des bancs de Dunkerque, semblent fonctionner sur le schéma de circulation décrit pour les édifices sableux les plus côtiers de la Manche orientale (cf. V-D-1-2) : les deux flancs des bancs sont soumis à l'action du flot, et donc à des transports sédimentaires en direction du NNE. Le manque de données ne nous permet pas d'extrapoler ce schéma à l'ensemble des bancs de Dunkerque. On peut cependant remarquer que la plupart des mesures courantologiques de surface confirment la prédominance du flot sur la totalité de la zone des bancs de Dunkerque. L'expérience de traçage radioactif réalisée au cours de l'étude (point 2, cf. V-C-1) a néanmoins montré l'existence d'un transit local dans le sens du jusant, probablement lié à un effet de protection de l'action du flot par un seuil morphologique, dans une partie du chenal interbanc.

Au niveau du talus littoral, la présence de sables fins et de vase reflète une zone d'énergie minimale. Elle marque également la transition entre un domaine du large à courants de marée dominants et un domaine littoral, incluant l'estran, dans lequel les houles représentent le facteur dynamique majeur. Les transports sur le talus littoral, déduits des polarités des structures sédimentaires, s'effectuent le plus souvent vers le NNE, dans le sens du courant de flot. Les reliefs rocheux des Quenocs et Rouge-Riden provoquent cependant un effet de seuil engendrant des transports locaux dans le sens du jusant. Un secteur local influencé par le courant de jusant a également été identifié au niveau de la base du talus littoral, à l'extrémité Est du banc des Ridens de la Rade.

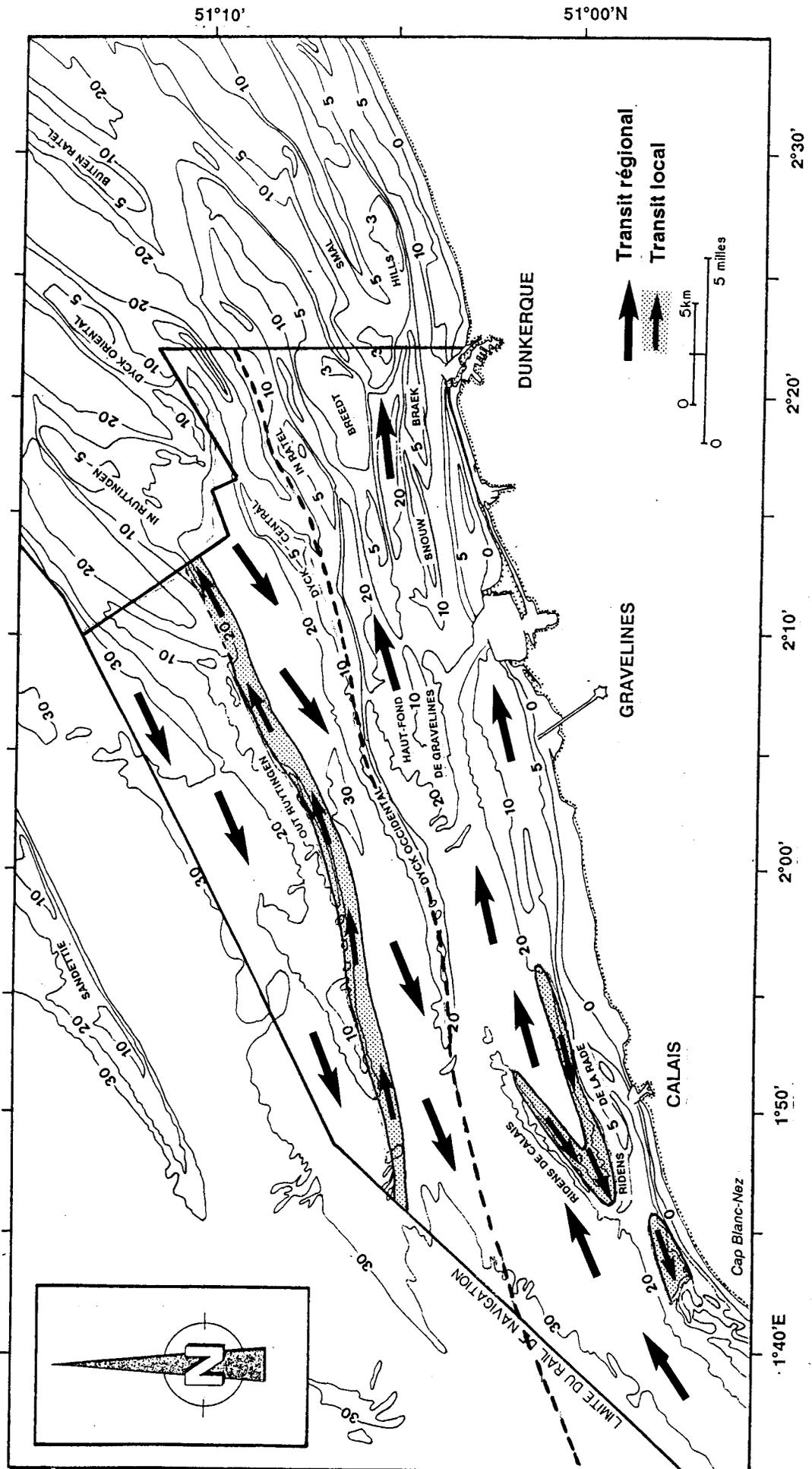


Fig. V-36. - Direction et sens des transports sédimentaires dans le secteur d'étude.

D'un point de vue régional, l'ensemble des informations courantologiques et morphologiques du secteur d'étude nous permet de délimiter **deux grands domaines hydrodynamiques** correspondant aux zones d'influence dominante du jusant et du flot en surface (fig. V-36). L'interprétation de Kenyon *et al.* (1981) consistant à prolonger la limite entre ces deux domaines jusqu'à la côte entre Calais et Dunkerque (cf. fig. V-35) paraît contestable car elle suppose, à l'Ouest de cette limite, un transit sédimentaire régional dirigé dans le sens du jusant, soit vers le SW. Or, nos résultats ont montré la prédominance du courant de flot au droit du Cap Blanc-Nez et sur le flanc Nord des Ridens de la Rade. Ces observations conduisent à prolonger la limite de divergence des transits des masses d'eau entre les bancs du Dyck et du Ruytingen, puis jusqu'au droit du Cap Blanc-Nez. Ce schéma régional est compatible avec les domaines d'influence respective du flot et du jusant proposés plus au Sud par Dewez *et al.* (1989).

## E – CONCLUSION

La zone d'étude est soumise à l'action dominante des courants de marée dont l'intensité décroît globalement de l'Ouest vers l'Est. L'ensemble des mesures courantologiques réalisées par le S.H.O.M., le L.N.H. ou au cours de ce travail montre des **courants essentiellement alternatifs**. Le flot porte au NE au large et à l'ENE près du littoral, et le jusant dans les sens opposés. L'action du vent sur les directions et l'intensité relative des deux phases de courants est très sensible. **Le vent amplifie la phase de courant dans le sens de laquelle il souffle**, et peut modifier son orientation en surface comme en profondeur. **La prépondérance du flot sur le jusant ou vice-versa n'est pas constante au cours du temps**, elle semble liée aux conditions météorologiques existantes. Il est donc difficile de déterminer la phase du courant dominante à long terme, susceptible de définir le sens des transits sédimentaires résultants, à partir d'enregistrements courantologiques de faible durée. Nous avons également mis en évidence l'existence d'un **écart angulaire entre la direction des courants de surface les plus intenses et l'axe des bancs sableux du large et de Calais**. La valeur de cet écart angulaire, compris entre 0 et 20°, s'accorde avec les travaux de Kenyon *et al.* (1981) mais semble variable au cours du temps.

**L'influence des houles sur le transport sédimentaire n'à pas été mise en évidence** mais ne peut être totalement écartée compte-tenu de la faible profondeur du secteur étudié. Il est probable que la houle **participe à une remobilisation des sédiments et augmente ainsi le taux de transport**. Nous n'avons toutefois pas observé de figure sédimentaire de type mégaride ou de transport créés par les houles de secteur Nord, perpendiculaires à la direction des courants de marée.

Les expériences de traçage radioactif ont mis en évidence la **prédominance du transport en suspension**, pour les sables de diamètre compris entre 160 et 315  $\mu\text{m}$ . Le taux de transport par charriage déterminé est voisin de 0,2  $\text{m}^3/\text{m linéaire.j}$ .

Les directions des structures sédimentaires longitudinales (rubans et traînées sableuses) et l'orientation des structures transverses (vagues de sable et mégarides) sont conformes à celles des courants de marée. La polarité des vagues de sable du secteur d'étude nous a permis de préciser les limites des zones d'influences respectives du flot et du jusant. **Ainsi, sur trois des bancs du secteur d'étude (Dyck, Ruytingen et Ridens de la Rade), les transits sédimentaires résultants s'effectuent dans le sens du jusant sur le flanc Nord et dans le sens du flot sur le flanc Sud. Le banc des Ridens de Calais présente une circulation inverse.** Pour les bancs de Dunkerque, le manque d'information ne permet d'établir un schéma précis mais les transports résultants sont le plus souvent dirigés vers le NE. La partie du talus littoral couverte de sables fins correspond à une zone d'énergie minimale, les transports résultants s'y effectuent en général sous l'action dominante du flot.

**La migration des structures sableuses** est encore imparfaitement connue. **Dans le cas des bancs sableux**, l'asymétrie observée paraît conforme au sens de déplacement à long terme (à l'échelle du siècle). Le mécanisme habituellement invoqué pour rendre compte de ces mouvements est le transport par dessus la crête du banc, depuis le flanc doux vers le flanc abrupt. Pour les Ridens de la Rade, l'accumulation de sédiment sur le flanc abrupt sous l'action des courants de flot est responsable de l'apparente migration de la structure vers le Sud. L'évolution de ce banc est à surveiller particulièrement durant les prochaines décennies, puisqu'il menace directement l'accès au port de Calais actuellement en extension.

## **CONCLUSIONS GENERALES**

## 1 – Contexte et objectif de l'étude

Les travaux effectués concernent une partie du plateau de la Mer du Nord méridionale comprise entre le Cap Blanc-Nez à l'Ouest et la frontière franco-belge à l'Est. Ils prolongent vers le NE les investigations réalisées en Manche orientale et en Baie de Wissant par S. Dewez (1988) et P. Clabaut (1988). Nos objectifs étaient les suivants :

- Réaliser une cartographie morpho-sédimentaire des fonds
- Déterminer les modalités des transits sédimentaires
- Caractériser l'évolution sédimentologique des estrans

Cette étude nous a dans un premier temps conduit à la publication de la "Carte des sédiments superficiels au large de Calais – Dunkerque" (Augris *et al.*, 1989) coéditée par l'IFREMER et la Région Nord/Pas-de-Calais. Ce document couvre le secteur s'étendant du Cap Blanc-Nez au Port-Est de Dunkerque. Puis l'ensemble des résultats obtenus sur la façade maritime de la Région Nord/Pas-de-Calais par Dewez (1988), Clabaut (1988) et au cours du présent travail a fait l'objet d'une synthèse intitulée "Le domaine marin du Nord/Pas-de-Calais – Nature, morphologie et mobilité des fonds" (Augris *et al.*, 1990).

Les données de base nécessaires à l'étude nous ont été fournies par les missions programmées de 1983 à 1985 par l'IFREMER. Des missions ultérieures ont été mises en oeuvre afin de compléter les informations. Au total, notre travail repose sur :

- 1200 km de profils de sonar à balayage latéral, associés à des enregistrements bathymétriques ;
- 600 échantillons de sédiments superficiels prélevés à la benne ;
- 300 échantillons de sédiments prélevés sur les estrans ;
- 110 échantillons provenant de 15 carottes ;
- 6 heures d'enregistrements par caméra vidéo ;
- 8 stations de mesures de courants, auxquelles s'ajoutent près de 50 mesures du S.H.O.M. et du L.N.H. (dont 17 inédites) ;
- une expérience de traçage radioactif réalisée en collaboration avec le Commissariat à l'Energie Atomique et le Port Autonome de Dunkerque.

Le secteur d'étude appartient géologiquement à la bordure méridionale de la Mer du Nord. Son substratum est essentiellement composé de terrains tertiaires formant le bassin sédimentaire belge. Il est limité à l'Ouest par les séries secondaires de l'Anticlinal Weald – Artois qui affleurent en

particulier les falaises crayeuses du Cap Blanc-Nez. Le toit du substratum, très aplani, témoigne de l'action érosive des alternances glaciaires et interglaciaires du Pléistocène. La remontée du niveau marin au cours de l'Holocène a conduit au comblement de la plaine maritime flamande et à la mise en place des principaux corps sableux.

Le régime hydrodynamique est caractérisé par l'action dominante des courants de marée, dont l'intensité décroît du détroit du Pas-de-Calais vers la frontière belge. Ces courants sont essentiellement alternatifs, avec un flot dirigé vers le NE et un jusant portant au SW. Les houles et les vents dominants, provenant d'un axe SW-NE, participent à l'intense hydrodynamisme régional.

## 2 – Morphologie

D'un point de vue général, la profondeur du secteur d'étude ne dépasse que très rarement 30 m. La morphologie de la partie française de la Mer du Nord se caractérise par la présence de corps sableux de grande extension regroupés sous le terme d'unité morphologique supérieure, et constitués par des **bancs de sable** et le **talus littoral**. Cette unité surmonte géologiquement le **substratum méso-cénozoïque**, qui affleure sous la forme de deux massifs immergés au large du Cap Blanc-Nez, ainsi que d'**étendues caillouteuses** en trois secteurs dans les dépressions séparant les bancs. L'ensemble substratum et cailloutis, appelé unité morphologique inférieure, occupe approximativement le tiers de la surface cartographiée.

Le **talus littoral** est considéré comme un corps sableux adossé à la côte. Il est incliné vers le large avec une pente de 0,2 à 1,5° et prolonge la plage jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 15 à 20 m. Il est plus ou moins bien individualisé des autres corps sédimentaires majeurs que sont les bancs de sable. Sa largeur maximale dépasse de 3,5 km.

Les **bancs de sable**, au nombre de treize, appartiennent à un groupe de structures appelé régionalement "Bancs des Flandres". Ces édifices, qui possèdent une allure incurvée à concavité tournée vers le Nord, ont une longueur de 8 à 60 km et une largeur de 1 à 6 km. Nous les avons subdivisés en trois sous-groupes : les **bancs du large** (Out et In Ruytingen, Dyck), les **bancs de Calais** (Ridens de Calais et Ridens de la Rade) et les **bancs de Dunkerque** (In et Buiten Ratel, Haut-fond de Gravelines et Breedt, Smal, Braek, Snouw, Hills). L'épaisseur des bancs varie entre une dizaine de m et près de 30 m, les bancs du large étant les plus épais. Ils présentent généralement un profil transverse asymétrique avec une pente forte (5 ° maximum) dirigée vers la côte (flanc interne du banc) et une pente douce de 0,2 à 1 ° dirigée vers le large (flanc externe du banc). Des secteurs des bancs du Dyck et du Snouw, longs de quelques kilomètres, présentent un profil inverse.

Diverses figures sableuses ont été reconnues. Elles peuvent soit modeler les grands corps sédimentaires, soit reposer directement sur la couverture caillouteuse. Elles comprennent des **figures transverses** par rapport aux courants de marée (vagues de sable, mégarides et rides, par ordre de taille décroissante) et des **figures longitudinales** (rubans et traînées sableuses).

Les flancs des principaux bancs sont couverts de **vagues de sable**. Elles sont très fréquentes sur les bancs de l'Out Ruytingen et des Ridens de Calais avec des amplitudes de 2 à 6 m. A la périphérie de ces deux bancs, les vagues de sable atteignent des hauteurs maximales de 15 m. Les vagues de sable sont moins fréquentes sur les autres bancs (en particulier sur ceux de Dunkerque), et sur le talus littoral. Ces structures peuvent s'associer en de vastes étendues sableuses nommées **champs de vagues de sable** reconnus au cours de notre étude. Les deux champs principaux sont accolés au banc du Ruytingen, ils occupent une superficie totale d'une soixantaine de km<sup>2</sup>. Un autre champ d'une dizaine de km<sup>2</sup> prolonge la terminaison occidentale du banc du Dyck. L'orientation moyenne des vagues de sable est globalement perpendiculaire à la direction des courants de marée. Leur profil transversal est le plus souvent asymétrique. La pente abrupte est dirigée soit vers le NE dans le sens du flot, soit vers le SW dans le sens du jusant.

Les **mégarides de courant** sont communes à l'ensemble des substrats sableux. Leur longueur d'onde varie de 2 à 20 m, leur hauteur est souvent inférieure à 50 cm. Elles sont parfois festonnées de rides centimétriques.

Sur les domaines caillouteux existent assez fréquemment des **rubans et des traînées sableuses**, particulièrement en bordure des différents bancs, ainsi que des **taches de sable** de quelques dizaines à centaines de m<sup>2</sup>. Les rubans atteignent des longueurs maximales de plus de 4 km. L'association de taches et rubans au large du Cap Blanc-Nez est en désaccord avec le modèle de formation des figures sédimentaires proposé par Belderson *et al.* (1982).

### 3 – Nature des sédiments

La cartographie sédimentaire du secteur d'étude est fondée sur l'utilisation de trois types d'informations :

- les **enregistrements de sonar à balayage latéral** sont indispensables pour limiter de façon précise les grands ensembles sableux (bancs, talus et champs de vagues de sable) au faciès clair et les étendues de cailloutis au faciès sombre. Ils permettent également la reconnaissance de structures de petites tailles (rubans, taches) qui seraient probablement passées inaperçues dans une prospection effectuée uniquement par prélèvements.

- les **prélèvements à la benne** permettent de calibrer les sonogrammes et d'observer des variations géographiques plus détaillées de la distribution des sédiments.

- la **caméra vidéo** est utile dans la compréhension de l'agencement des sédiments à l'échelle d'une structure sableuse.

Les résultats sur la nature des sédiments superficiels concernent le domaine marin pour lequel une carte des sédiments superficiels a été éditée (Augris *et al.*, 1989), ainsi que le domaine des estrans.

**La répartition générale des sédiments marins est largement contrôlée par la diminution de l'intensité des courants de marée d'Ouest en Est.** En direction de l'Est les sédiments grossiers caillouteux, déposés au cours de la période anté-flandrienne, sont progressivement recouverts par des sables. Ce gradient d'ensemble à l'échelle régionale se reflète dans la répartition géographique des faciès sédimentaires sableux. Les sables grossiers graveleux et coquilliers sont progressivement remplacés vers l'Est par des sables moyens puis par des sables fins. Le stade ultime de cette variation est l'apparition de sables envasés sur le talus littoral et à proximité de la frontière belge.

**Les bancs sableux sont essentiellement composés de sables moyens belges** (diamètre 200–500  $\mu\text{m}$ ). Ce type de sédiment est caractéristique de la plupart des bancs de la Mer du Nord (Houbolt, 1968) et de la Manche orientale (Dewez 1988, Clabaut, 1988). Dans le détail, quelques variations granulométriques sont identifiées :

- **les bancs du large (Ruytingen et Dyck)** paraissent avoir la même histoire sédimentaire. Les terminaisons occidentales de ces deux structures sableuses, ainsi que les champs de vagues de sables qui les prolongent sont composés d'un matériel hétérogène sablo-graveleux dont la teneur en  $\text{CaCO}_3$  peut dépasser 80 %. Les autres parties de ces bancs sont formées de sable homogène beige à mode 0,2 à 0,315 mm. Un faible gradient longitudinal décroissant d'Ouest en Est dans les sables moyens existe sur le Dyck mais aucun gradient transversal n'a été mis en évidence ;

- **les bancs de Calais (Ridens de Calais et Ridens de la Rade)** sont essentiellement constitués de sable moyen beige et peu calcaire à mode 0,2 à 0,315 mm ;

- **les bancs de Dunkerque (In et Buiten Ratel, Breedt et Smal, Snouw et Braek, Hills)** sont composés d'un assemblage de sables moyens beiges et de sables fins gris. Les chenaux entre les bancs sont soit plus grossiers et constitués de sables coquilliers, soit envasés avec des teneurs en particules fines ( $< 0,063$  mm) approchant 90 % dans la rade de Dunkerque. La mise en place des sables fins gris présents actuellement sur les sommets de bancs est probablement antérieure à celle des sables beiges.

**Le talus littoral** constitue la zone de transition entre l'estran et le domaine des bancs immergés. Il est composé d'une frange de sables fins gris à mode 0,125 ou 0,16 mm relayée vers le large par des sables moyens beiges à mode 0,2 à 0,315 mm. Des sédiments envasés existent localement au débouché des ports et du fleuve côtier Aa. Les plus fortes teneurs en fraction silto-argileuse se trouvent à proximité de la frontière belge.

**Les sédiments des différents estrans** sont identiques à ceux rencontrés plus au large sur le talus littoral. On note une diminution du grain moyen d'Ouest en Est : les sables moyens beiges à mode 0,25 mm, présents à l'Ouest de Calais, passent à l'Est de Dunkerque à des sables fins gris à mode 0,125 ou 0,16 mm. Le secteur entre Calais et Dunkerque étudié avec moins de détail, est composé d'un mélange des deux types précédents et de sédiments silto-argileux. Un gradient granulométrique décroissant de faible intensité s'observe depuis la côte vers le large sur la majorité

des radiales de prélèvements. Dans le cas du secteur situé à l'Est de Dunkerque, la répétition de l'échantillonnage au cours du temps n'a pas permis d'identifier des variations saisonnières cycliques. Les changements granulométriques observés paraissent plutôt liés aux particularités temporaires des conditions météorologiques.

#### 4 – Dynamique hydro-sédimentaire

L'action du vent sur les directions et l'intensité relative des deux phases de courants a été mise en évidence. **Le vent amplifie l'action de la phase de courant en conjonction avec laquelle il souffle** ; il peut modifier sensiblement l'orientation du courant résultant en surface comme en profondeur. **La prépondérance d'une phase de courant sur l'autre n'est pas constante au cours du temps** et semble liée aux conditions météorologiques existantes. Il est alors difficile de déterminer la phase du courant dominante à long terme à partir de l'enregistrement des vitesses de quelques cycles de marée. Nous avons également mis en évidence l'existence **d'un écart angulaire entre la direction des courants tidaux de surface les plus intenses et l'axe des bancs sableux du large et de Calais**. La valeur de cet angle, compris entre 0 et 20°, s'accorde avec les travaux de Kenyon *et al.* (1981) mais semble variable au cours du temps.

**L'action des houles sur les transports sédimentaires n'a pas été directement mise en évidence**. Elle ne peut être cependant écartée compte-tenu de la faible profondeur du secteur étudié. Dans le domaine marin, les houles ne provoquent pas de transport perpendiculaire aux courants de marée mais facilitent **la remobilisation des sédiments et augmentent les taux de transport**. En domaine intertidal, elles contribuent aux échanges entre les dunes, la plage et la partie supérieure du talus littoral.

Les expériences de traçage radioactif ont conduit à mettre en évidence la **prédominance du transport en suspension** pour les sables de diamètre compris entre 160 et 315  $\mu\text{m}$ . Le taux de transport par charriage déterminé sur le banc du Dyck est voisin de **0,2 m<sup>3</sup>/m.j.** Cette valeur paraît représentative à l'échelle du domaine marin adjacent à la Région Nord/Pas-de-Calais.

Les directions des structures longitudinales (rubans et traînées sableuses) et l'orientation des structures transverses (vagues de sable et mégarides) sont conformes à celles des courants de marée. La polarité des vagues de sable du secteur d'étude nous a permis de préciser les limites des zones d'influences respectives du flot et du jusant. **Sur trois des bancs du secteur d'étude (Dyck, Ruytingen et Ridens de la Rade), les transits sédimentaires résultants s'effectuent dans le sens du jusant sur le flanc Nord et dans le sens du flot sur le flanc Sud. Le banc des Ridens de Calais présente une circulation inverse**. Il est difficile d'établir un schéma précis pour les bancs de Dunkerque mais les terminaisons des bancs du Breedt et du Snouw présentent des vagues de sable de même polarité sur chacun des flancs. Ceci laisse supposer que les transports résultants y sont le plus souvent dirigés vers le NE. Cela conduit à proposer un schéma général de circulation tidale dans la région étudiée (fig. V-36), et qui permet d'affiner les modèles précédemment présentés (Kenyon *et al.*, 1981)

Sur le talus littoral, la partie constituée superficiellement de sables fins correspond à une zone d'énergie minimale. Les transports résultants s'y effectuent sous l'action dominante du flot.

**La migration des structures sableuses** n'a été que partiellement abordée. Les Ridens de la Rade sont en extension permanente. L'augmentation de volume de ce banc menace directement l'accès au port de Calais dans les décennies à venir. Les bancs du Snouw, du Braek et du Hills semblent également progresser lentement vers la côte. Les directions des mouvements des bancs sont conformes à leur asymétrie morphologique.

## 5 – Perspectives

Cette étude apporte diverses réponses aux questions posées au début du travail. Des questions subsistent cependant, auxquelles s'ajoutent de nouvelles interrogations surgies au cours de l'étude. Il s'agit notamment :

- des relations existant entre les développements de la plaine maritime flamande, des cordons littoraux et de la zone côtière franchement marine. Elles pourraient être abordées par un travail de compilation d'archives et de carottages sur le talus littoral et les estrans ;
- de l'extension des cailloutis sous les bancs sableux et sous le talus littoral ;
- de l'origine, la formation et l'évolution quaternaire des bancs sableux, prospectés par carottage et géophysique à haute résolution ;
- de l'action des houles sur les transports sédimentaires.

## **BIBLIOGRAPHIE**

- ACTON J.R. et DYER C.M.** (1975). – Mapping of tidal currents near the Skerries Bank. *J. Geol. Soc.*, 131 : 63–67.
- A.G.U.R.** (1983). – Note sur les problèmes d'érosion marine des Dunes Marchand. *Rapp. int.*, 12 p.
- ALDUC D.** (1979). – La Manche orientale. Etude géomorphologique du réseau de paléovallées. *Thèse 3ème cycle*, Caen, 146 p.
- ALIOTTA S. et PERILLO G.M.E.** (1987). – A sandwave field in the entrance to Bahia Blanca estuary, Argentina. *Mar. Geol.*, 76 : 1–14.
- ALLEN J.R.L.** (1968). – *Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion.* North Holland Publish. Comp., Amsterdam, 433 p.
- ALLEN J.R.L.** (1980 a). – Sand waves : a model of origin and internal structure. *Sediment. Geol.*, 26 : 281–328.
- ALLEN J.R.L.** (1980 b). – Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, 27 : 317–323.
- ALLEN J.R.L.** (1984). – *Sedimentary structures. Their character and physical basis.* Develop. Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 30A, 30B : 663 p.
- AMOS C.L. et KING E.L.** (1984). – Bedforms on the Canadian eastern seaboard : A comparison with global occurrences. *Mar. Geol.*, 57 : 167–208.
- ASHLEY G.M.** (1989). – Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem. 1987 bedforms and bedding structures research symposium. *J. Sed. Pet.*, 60 (1) : 160–172.
- AUFFRET G.A., BERTHOIS L. et DOUVILLE J.L.** (1975). – Observations sur les rides sous-marine du plateau continental. *La houille blanche*, 7/8 : 467–478.
- AUFFRET J.P. et ALDUC D.** (1977). – Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. *Bull. Ass. Franç. Etude Quat.*, 53, 4 : 71–75.
- AUFFRET J.P., ALDUC D., LARSONNEUR C. et SMITH A.J.** (1980). – Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Ann. Inst. Océanogr., Paris*, 56 : 21–35.
- AUFFRET J.P., AUGRIS C., CLABAUT P. et LABET F.** (1988). – Etude des transits sédimentaires en Baie de Wissant (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, CVII : 239–246.
- AUFFRET J.P., BIGNOT G. et BLONDEAU A.** (1975 a). – Géologie du bassin tertiaire de la Manche orientale au large du Pays de Caux. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 279 : 169–176.
- AUFFRET J.P. et COLBEAUX J.P.** (1977). – Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 5 : 1047–1055.
- AUFFRET J.P. et D'OZOUVILLE L.** (1985). – Apports de l'imagerie fournie par le sonar à balayage latéral à la connaissance de la dynamique sédimentaire en Baie de Seine. *Colloque Baie de Seine*, Ifremer, 4 : 201–210.
- AUFFRET J.P., HOMMERIL P. et LARSONNEUR C.** (1975 b). – La mer de la Manche, modèle de bassin sédimentaire épicontinental sous climat tempéré. *IXème Cong. int. Séd. Nice*, 5 : 25–32.

- AUFFRET J.P. et LARSONNEUR C.** (1975). – Le modèle sédimentaire Manche-Orientale. *IXème Cong. int. Séd. Nice*, 5 : 33–38.
- AUFFRET J.P., WALKER P. et D'OZOUVILLE L.** (1984). – Le sonar à balayage latéral et ses applications à l'étude des transports sédimentaires en Manche. *Soc. Hydrotech. France, XVIIIème journée de l'hydraulique*, Marseille, 1, 14 : 1–7.
- AUGRIS C.** (1984). – Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Nord-Pas-de-Calais. Etude bibliographique. *Rapp. CNEXO-COB-GGGM*, 41 p. + ann.
- AUGRIS C.** (1986). – Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Nord-Pas-de-Calais. *Rapp. IFREMER, DERO*, 86-01, 50 p. + ann.
- AUGRIS C., CLABAUT P., DEWEZ S. et AUFFRET J.P.** (1987). – *Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer*. (1/43 500, 5 couleurs). IFREMER/Région Nord-Pas-de-Calais édit.
- AUGRIS C., CLABAUT P. et VICAIRE O.** (1990). – Le domaine marin du Nord – Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. *Publ. IFREMER*, 96 p. + 6 cartes h.t.
- AUGRIS C., VICAIRE O. et CLABAUT P.** (1989). – *Carte des sédiments superficiels au large de Calais-Dunkerque*. (1/43 500, 5 couleurs). IFREMER/Région Nord-Pas-de-Calais édit.
- BALESCU S. et HAESAERTS P.** (1984). – The Sangatte raised beach and the age of the opening of the Strait of Dover. *Geol. Mijnbouw*, 63 : 355–362.
- BELDERSON R.H.** (1986). – Offshore tidal and non-tidal sand ridges and sheets : differences in morphology and hydrodynamic setting. In R.J. Knight and J.R. McLean (editors), *Shelfsands and sandstones*. Can. Soc. Pet. Geol., II : 293–301.
- BELDERSON R.H., JOHNSON M.A. et KENYON N.H.** (1982). – Bedforms. In A.H. Stride (editor), *Offshore tidal sands. Processes and deposits*. Chapman and Hall, London : 27–57.
- BELDERSON R.H. et KENYON N.H.** (1969). – Direct illustration of one way sand transport by tidal currents. *J. Sed. Petr.*, 39 : 1249–1250.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H., STRIDE A.H. et STUBBS A.R.** (1972). – *Sonographs of the Sea floor*. Elsevier, Amsterdam, 185 p.
- BELDERSON R.H., PINGREE R.D. et GRIFFITHS D.K.** (1986). – Low sea-level tidal origin of Celtic Sea sand banks. Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Mar. Geol.*, 73 : 99–108.
- BELDERSON R.H. et STRIDE A.H.** (1966). – Tidal current fashioning of a basal bed. *Mar. Geol.*, 4 : 237–257.
- BERENDSEN H.J.A. et ZAGWIJN W.H.** (1984). – Some conclusion reached at the symposium on geological changes in the western Netherlands during the period 1000–1300 AD. *Geol. Mijnbouw*, 63 : 225–229.
- \* **BERNE S.** (1991). – Architecture et dynamique de dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française. *Thèse Université, Lille*, 292 p.
- BERNE S., ALLEN G., AUFFRET J.P., CHAMLEY H., DURAND J. et WEBER O.** (1989 a). – Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. géol. France*, 6 : 1145–1160.

- BERNE S., AUFFRET J.P. et WALKER P.** (1988). – Internal structure of sub-tidal sand waves revealed by high resolution seismic reflection. *Sedimentology*, 35 : 5–20.
- BERNE S., AUGUSTIN J.M., BRAUD F., CHENE G. et WALKER P.** (1986). – Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates formes continentales : améliorations de la technique d'observation par sonar latéral. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II : 437–446.
- BERNE S., BOURILLET J.F., DURAND J. et LERICOLAIS G.** (1989 b). – Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 13, 2 : 395–415.
- BONNEFILLE R.** (1980). – *Cours d'hydraulique maritime*. Masson, Paris, 171 p.
- BOOTHROYD J.C. et HUBBARD D.K.** (1975). – Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. *In Estuarine research*, 2, Cronin Ed., New York, Academic Press : 217–234.
- \* **BOULY DE LESDAIN** (1912 a). – Les dunes internes de Ghyvelde. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLI : 161–170.
- \* **BOULY DE LESDAIN** (1912 b). – Sur l'age des dunes de Ghyvelde (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLI : 101–109.
- BOURGOIN J.** (1974). – Marée. *In Grande Encyclopédie Alpha de la Mer (1972–1974)*. Ed. Atlas, t. 7 : 1922–1932.
- BOUTELOUP J.** (1979). – *Vagues, marées, courants marins*. Coll. Que sais-je ?, Edit. P.U.F., 128 p.
- BOUYASSE P., HORN R., LAPIERRE F. et LE LANN F.** (1976). – Etude des grands bancs de sable du sud-est de la mer Celtique. *Mar. Geol.*, 20 : 251–275.
- BRAUD F.** (1984). – Exploration acoustique et photographique de la couverture meuble du plateau continental Atlantique. *D.E.A.*, Bordeaux, 99 p. ronéot. + ann.
- BRAUD F.** (1986). – La dynamique sédimentaire à l'embouchure d'un estuaire. Intérêt du sonar latéral à l'étude de la passe sud-Gironde. *Thèse 3ème cycle*, Bordeaux, 278 p.
- BRIQUET A.** (1905). – Extension de la plage soulevée de sangatte. *Ann. Soc. géol. Nord*, 34 : 109–111.
- BRIQUET A.** (1930). – Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. *Thèse Sci. Nat.*, Orléans : 439 p.
- BUCHER W.H.** (1919). – On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographical interpretations. *Am. J. Sci.*, 47 : 149–210, 241–269.
- CALATAYUD P.** (1981). – Alluvionnement argileux dans deux bassins versants du Nord de la France. *D.E.A.*, Lille, 51 p. ronéot.
- CARTER D.J. et DESTOMBES J.P.** (1972). – Stratigraphie du Cénomaniens du détroit du Pas-de-Calais. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 79 : 117–121.
- CARTWRIGHT D.E.** (1961). – A study of currents in the strait of Dover. *Journ. Inst. Navigation*, 19 : 130–151.
- \* **CASTAING P. et FROIDEFOND J.M.** (1978). – Etude morphologique et dynamique des dunes hydrauliques à l'embouchure de la Gironde. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 24 : 131–145.

- CASTON G.F.** (1979). – Wreck marks : indicators of net sand transport. *Mar. Geol.*, 33 : 193–204.
- CASTON G.F.** (1981). – Potential gain or loss of sand by some sand banks in the Southern Bight of the North Sea. *Mar. Geol.*, 41 : 239–250.
- CASTON V.N.D.** (1972). – Linear sand banks in the Southern North Sea. *Sedimentology*, 18 : 63–78.
- CASTON V.N.D.** (1979). – A new isopachyte map of the Quaternary of the North Sea. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 23–28.
- CASTON V.N.D. et STRIDE A.H.** (1970). – Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Mar. Geol.*, 9 : M38–M42.
- CEULENEER G. et LAUWAERT B.** (1987). – Les sédiments superficiels de la zone des "Vlaamse Banken". *Rapport UGMM*, 34 p. + 8 cartes h.t.
- CHAKHOTIN P.S., MEDVEDEV V.S. et LONGINOV V.V.** (1972). – Sand ridges and waves on the shelf of tidal seas. *Oceanology*, 12, (3) : 386–394.
- CHAUSSEPIED M., ARNAL O., GROSSEL H., DELATTRE J.M. et WARTEL M.** (1989). – Le littoral de la région Nord – Pas de Calais. Apports à la mer. *Rapp. Sci. et Tech. IFREMER n° 15*, 151 p.
- CHESTERMAN W.D., CLYNICK P.R. et STRIDE A.H.** (1958). – An acoustic aid to sea bed survey. *Acustica*, 8 : 285–290.
- CLABAUT P.** (1984). – Dynamique sédimentaire du littoral de Wissant et de ses abords. *D.E.A.*, Lille, 51 p. ronéot.
- CLABAUT P.** (1988). – Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais (large des côtes françaises). *Thèse Université*, Lille, 251 p.
- CLIQUE P.M.** (1986). – Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche. A. De la frontière belge à la baie de Somme. *Coll. Dir. Etudes et Recherches d'Electricité de France. L.N.H.–L.C.H.F.*, 133 p.
- C.N.E.X.O.** (1971). – *Etude des sédiments carottés en Manche Orientale et Pas de Calais par le navire Térébel*. Rapport 71/330, 62 p. + ann.
- COLBEAUX J.P.** (1974). – Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord–artois. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 278 : 1159–1161.
- COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F. et SOMME J.** (1977). – Tectonique des blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 97 : 191–222.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P. et SOMME J.** (1980). – Le détroit du Pas de Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord occidentale. *Bull. Info. géol. Bassin de Paris*, 17, 4 : 41–54.
- CORBAU C.** (1991). – Bilan sédimentaire pluri–décennal du littoral dunkerquois. *D.E.A.*, Lille, 54 p. + ann.
- CORNISH V.** (1914). – Waves of sand and snow, and the eddies which make them. T. Fisher Unwin, London, 120 p.

- COURTOIS G. et SAUZAY G.** (1966). – Les méthodes de bilan des taux de comptage de traceurs radioactifs appliquées à la mesure des débits massiques de charriage. *La Houille Blanche*, 3 : 279–290.
- 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. et LAMBIASE J.J.** (1978). – Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275 : 100–104.
- DAVOULT D, DEWARUMEZ J.M., PRYGIEL J. et RICHARD A.** (1988). – *Carte des peuplements benthiques de la partie française de la Mer du Nord*. IFREMER/Région Nord-Pas-de-Calais édit.
- DE BONVILLER A. et KERLEGUER L.** (1988). – Trajectoires et flux d'eau dans le détroit du Pas de Calais : Effet combiné du vent et de la marée. *Rapport IFREMER*, 26 p.
- \* **DE CEUNYNCK R.** (1985). – The evolution of the coastal dunes in the western belgian coastal plain. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 35 : 33–41.
- DE JONG J.D.** (1971). – The scenery of the Netherlands against the background of holocene geology; a review of the recent literature. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XIII, 2 : 143–162.
- DE MOOR G.** (1985 a). – Present day morphodynamics on the Kwintebank and their meaning for the evolution of the Flemish Banks. In Van Grieken and Wollast (editors), *Progress in Belgian oceanographic Research, Belgian Academy of Sciences*, 102–113.
- DE MOOR G.** (1985 b). – Shelf bank morphology off the belgian coast : recent methodological and scientific developments. In M. Van Molle (ed.), *Recent trends in physical geography in Belgium*. Brussel, study series of the V.U.B., n.s. 20 : 47–90.
- DE MOOR G.** (1986). – Geomorfologisch onderzoek op het belgisch kontinentaal plat. *Bull. Soc. Belge. Etudes Geogr.* – SOBEC, 55 : 133–174.
- DE MOOR G. et LANCKNEUS J.** (1988). – Acoustic teledetection of sea-bottom structures in the southern Bight. *Bull. Soc. Belge. Géol.*, 97 : 199–210.
- DE MOOR G. et LANCKNEUS J.** (1990). – Stabilité et apports sédimentaires sur les bancs de Flandre. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIX : 129–139.
- DELANOE Y. et PINOT J.P.** (1980). – Aperçus de la dynamique sédimentaire du précontinent Atlantique breton : 2. la mobilité des sables, son influence sur la morphologie actuelle et les structures sédimentaires. *Ann. Inst. Océanogr., Paris*, 56 : 61–72.
- DELATTRE C., MERIAUX E. et WATERLOT M.** (1973). – *Région du Nord. Flandres, Artois, Boulonnais, Picardie, Bassin de Mons*. Guides géologiques régionaux, Masson & cie, éditeurs, 175 p.
- DE ROUVILLE** (194). – *Le régime des côtes*. 644 p.
- DESPEYROUX Y.** (1985). – Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de la Canche. *Thèse 3ème cycle*, Lille, 188 p., 99 fig.
- DESPEYROUX Y.** (1989). – Hydrodynamique sédimentaire dans la baie de Canche. *Thèse Université*, Lille, 80 p + ann.
- DESTOMBES J.P. et P.** (1963). – L'anticlinal des Quénocs au Cap Blanc-Nez, (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 83 : 47–56.

- DESTOMBES J.P. et SHEPHARD-THORN E.** (1972). – Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche, (1964–1995). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 79 : 101–115.
- DESTOMBES J.P., SHEPHARD-THORN E. et REDDING J.H.** (1975). – A buried valley system in the Strait of Dover. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 279 : 243–256.
- DEVOY R.J.N.** (1979). – Flandrian sea level changes and vegetational history of the lower Thames estuary. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B 285 : 355–410.
- DEWARUMEZ J.M.** (1979). – Etude biologique d'*Abra alba* (Wood). Mollusque lamellibranche du littoral de la Mer du Nord. *Thèse 3ème cycle*, Lille, 139 p.
- DEWEZ S.** (1988). – Sédimentation et dynamique en Manche orientale (de la Baie d'Authie au Cap d'Alprech). *Thèse Université*, Lille, 276 p. + ann.
- D'OLIER B.** (1981). – Sedimentary events during Flandrian sea level rise in the southwest corner of the North sea. In S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm et T.C.E. Van Weering (editors), *Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Spec. Publs int Ass. Sediment.* : 221–228.
- DRAPER L.** (1967). – Wave activity at the sea bed around northwestern Europe. *Mar. Geol.*, 5 : 133–140.
- DUBOIS G.** (1924) – Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mem. Soc. Géol. Nord*, VIII, 357 p.
- DUJON S.C.** (1969). – Sur la genèse des bancs de la Mer du Nord méridionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XI, 5 : 503–510.
- DYER K.R.** (1970). – Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22 : 153–161.
- EDELMAN C.H.** (1954). – La géologie et la sédimentologie de la plaine du Rhin et de la Meuse. *R.G.D.*, VI, 3 : 97–116.
- EISMA D.** (1981). – Supply and deposition of suspended matter in the North Sea. In S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm et T.C.E. Van Weering (editors), *Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Spec. Publs int Ass. Sediment.* : 415–428.
- EISMA D., JANSEN J.H.F. et VAN WEERING T.C.E.** (1979). – Sea-floor morphology and recent sediment movement in the North Sea. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 217–231.
- ELLIOTT T.** (1986). – Siliciclastic shorelines. In H.G. Reading (editor), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sc. Publ., 2nd édition, 155–188.
- EMERY K.O.** (1968). – Relict sediments on the continental shelves of the world. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 52 : 445–464.
- EMERY K.O.** (1980). – Continental margins – classification and petroleum prospects. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 64 : 297–315.
- FEUGUEUR L.** (1963). – L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique. Thèse, 1958. *Mém. Expl. Carte géol. France*.

- FIELD M.E.** (1980). – Sand bodies on coastal plain shelves : Holocene record of the U.S. Atlantic inner shelf off Maryland. *J. Sed. Petr.*, 50 : 505–528.
- FIGUEIREDO A.G., SWIFT D.J.P., STUBBLEFIELD W.L. et CLARKE T.L.** (1981). – Sand ridges on the inner shelf of North America : morphometric comparisons with Huthnance stability model. *Geo-Marine Letters*, 1 : 187–191.
- FLEMMING B.W.** (1976). – Guide pratique du sonar latéral. *Rev. Hydrograph. Int.*, Monaco, LIII, 1 : 73–92.
- FLEMMING B.W.** (1978). – Underwater sand dunes along the southeast African continental margin. Observations and implications. *Mar. Geol.*, 26 : 177–198.
- FLEMMING B.W.** (1980). – Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban et Port Elizabeth (south-east African continental margin). *Sediment. Geol.*, 26 : 179–205.
- FLEMMING N.C. et STRIDE A.H.** (1967). – Basal sand and gravel patches with separate indications of tidal current and storm-wave paths, near Plymouth. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.*, 47 : 433–444.
- GARLAN T.** (1990). – L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des "Ridens de la Rade" aux abords de Calais. *1<sup>er</sup> Symp. int. Ass. Eurocoast*, Marseille, 71–75.
- GORSLINE D.S. et SWIFT D.J.P.** (1977). – Continental shelf sediment dynamics : a national overview. Report of a Workshop held in Vail, Colorado. Ed. by Swift et Gorsline. Vail, Col., USA. 134 p.
- GUILCHER A.** (1951). – La formation de la Mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes. *Rev. Géogr. Lyon*, XXVI : 471–489.
- GUILCHER A.** (1979). – *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Masson, Paris, 344 p.
- HAGEMAN B.P.** (1969). – Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. *Geol. Mijnbouw*, 48 : 373–388.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. et WALKER R.G.** (1975). – Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course N°2*, Tulsa, 161 p.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. et WALKER R.G.** (1982). – Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course N°9*, Tulsa, 239 p.
- HARRIS P.T. et COLLINS M.B.** (1985). – Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, U. K. *Mar. Geol.*, 62 : 153–166.
- HOLTZAPFEL T.** (1985). – Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. géol. Nord*, 12, 135 p.
- HOSLIN R.** (1987). – Mesure, par traceurs radioactifs, des déplacements sédimentaires aux abords du Cap Gris-Nez. *Rapport C.E.A.*, 50 p. + ann.
- HOSLIN R.** (1989). – Etude, au moyen de traceurs radioactifs, du transit sédimentaire au large de Dumkerque. *Rapport CEA/ORIS/SAR*, 46 p + ann.
- HOUBOLT J.J.H.C.** (1968). – Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea. *Geol. Mijnbouw*, 47 : 245–273.

**HOUTHUYS R.** (1989). – Small-scale depositional structures of surface sediments of the Flemish Banks. In G. Pichot (Ed.), *Progress in Belgian oceanographic Research 1989*.

**HOWARTH M.J.** (1982). – Tidal currents of the continental shelf. In A.H. Stride (editor), *Offshore tidal sands. Processes and deposits*. Chapman and Hall, London : 10–26.

**HUTHNANCE J.M.** (1973). – Tidal current asymmetries over the Norfolk sandbanks. *Estuar. Coastal Mar. Sci.*, 1 : 89–99.

**JANSEN J.H.F., VAN WEERING T.C.E. et EISMA D.** (1979). – Late Quaternary sedimentation in the North Sea. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 175–187.

**JELGERSMA S.** (1961). – Holocene sea level changes in the Netherlands. *Meded. Geol. Sticht. C*, VI, 7, 100 p.

**JELGERSMA S.** (1979). – Sea level changes in the North Sea basin. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 233–248.

**JELGERSMA S., DE JONG J., ZAGWIJN W.H. et VAN REGTEREN ALTENA J.F.** (1970). – The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, n.s. 21 : 93–167.

**JELGERSMA S., OELE E. et WIGGERS A.J.** (1979). – Depositional history and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 115–142.

**JELGERSMA S. et PANNEKOEK A.J.** (1960). – Postglacial rise of sea level in Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 39 : 201–207.

**JOHNSON H.D. et BALDWIN C.T.** (1986). – Shallow siliclastic sea. In H.G. Reading (editor), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Publ., London : 229–282.

**JOHNSON M.A., KENYON N.H., BELDERSON R.H. et STRIDE A.H.** (1982). – Sand transport. In A.H. Stride (editor), *Offshore tidal sands. Processes and deposits*. Chapman and Hall, London : 58–94.

**JONES N.S., KAIN J.M. et STRIDE A.H.** (1965). – The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. *Mar. Geol.*, 3, 5 : 329–336.

**KELLAWAY G.A., REDDING J.H., SHEPHARD-THORN E. et DESTOMBES J.P.** (1975). – The Quaternary history of the English Channel. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 279 : 189–218.

**KENT P.E.** (1975 a). – Review of North Sea basin development. *J. Geol. Soc. Lond.*, 131 : 435–468.

**KENT P.E.** (1975 b). – The tectonic development of Great Britain and the surrounding seas. In A.W. Wooland (editor), *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*, 1 : 3–28.

**KENYON N.H.** (1970 a). – Sand ribbons of european tidal seas. *Mar. Geol.*, 9 : 25–39.

**KENYON N.H.** (1970 b). – The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea. *Geol. Mag.*, 107 : 389–394.

- KENYON N.H. et BELDERSON R.H.** (1973). – Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sediment. Geol.*, 9 : 77–99.
- KENYON N.H., BELDERSON R.H., STRIDE A.H. et JOHNSON M.A.** (1981). – Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. In S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm et T.C.E. Van Weering (editors), *Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Spec. Publs int Ass. Sediment.* : 257–268.
- KENYON N.H. et STRIDE A.H.** (1970). – The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14 : 159–173.
- KIRBY R. et OELE E.** (1975). – The geological history of Sandettie–Fairy Bank area, southern North Sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 279 : 257–267.
- KLEIN G. de V., PARK Y.A., CHANG Y.A. et KIM C.S.** (1982). – Sedimentology of a subtidal, tide-dominated sand body in the Yellow Sea, southwest Korea. *Mar. Geol.*, 50 : 221–240.
- KOLP O.** (1974). – Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise erfolgten holozänen Meeresanstiegs. *Baltica*, 5 : 11–40.
- LABAN C. et SCHÜTTENHELM R.T.E.** (1981). – Some new evidence of the origin of the Zeeland ridges. In Nio S.D., R.T.E. Schüttenhelm et T.C.E. Van Weering. (editors) : *Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Spec. Publs int Ass. Sediment.* : 239–245.
- \* **LABET F.** (1985). – Etude de la couverture sédimentaire flandrienne entre le Cap Gris-Nez et la frontière franco-belge. *D.E.A, Caen*, 74 p.
- LAPIERRE F.** (1975). – Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Manche orientale. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 279 : 177–187.
- LAPIERRE F., ROBERT J.P. et VILLE P.** (1970). – Esquisse géologique de la Manche orientale. *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, 271 : 381–383.
- LARSONNEUR C.** (1971). – Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. *Thèse Etat, Caen*, 394 p.
- LARSONNEUR C.** (1977). – La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français : méthode mise au point et utilisée en Manche. *J. Rech. Océanogr.*, II, 2 : 33–39.
- LARSONNEUR C., BOUYASSE P. et AUFFRET J.P.** (1982). – The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29 : 851–864.
- L.C.H.F.** (1984). – Etude de l'exhaussement des fonds de l'avant-port Ouest de Dunkerque. *Rapport L.C.H.F.*, 44 p. + ann.
- LECKIE G.G.** (1982). – Lithology and subsidence in the North Sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 305 : 85–89.
- LEENHART O.** (1974). – Side scan sonar : a theoretical study. *Int Hydrograph. Rev.*, 51: 61–80.
- LE FOURNIER J.** (1974). – La sédimentation holocène en bordure du littoral picard et sa signification dynamique. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, 8, 1 : 327–349.
- LE FOURNIER J.** (1980). – Modern analogue of transgressive sand bodies off eastern English Channel. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 4, 1 : 99–118.
- LN.H.** (1971). – Nouvel Avant-Port de Dunkerque. Mesures en nature. Rapport n°3 HC 042/05.

- MARIETTE H.** (1971). – Archéologie des dépôts flandriens du Boulonnais. *Quaternaria*, XIV : 137–150.
- MAUPAS A.** (1977). – *Courants de marée (13 cartes heure par heure)*. Edit. cartographiques maritimes, 14 p.
- Mc CAVE I.N.** (1979). – Tidal currents at the North Hinder Lightship, southern North Sea : flow directions and turbulence in relation to maintenance of sand banks. *Mar. Geol.*, 31 : 101–114.
- Mc CAVE I.N. et LANGHORNE D.N.** (1982). – Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, 29 : 95–110.
- Mc LEAN S.R.** (1981). – The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Mar. Geol.*, 42 : 49–74.
- MIDDLETON G.V. et SOUTHARD J.B.** (1977). – Mechanics of sediment movement. *SEPM Short Course* N°3, 1ère Edition.
- MIDDLETON G.V. et SOUTHARD J.B.** (1984). – Mechanics of sediment movement. *SEPM Short Course* N°3, 2nd Edition, Providence, USA, 401 p.
- MOORKENS T.** (1984). – Stratigraphy and transgressive-regressive cycles of the belgian Paleocene–Early Eocene, compared to the central and northern North Sea. *Coll. Int. The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, Gand, abstracts : 4–10.
- MORZADEC-KERFOURN M.T.** (1974). – Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 208 p.
- MOULIN P.** (1988). – Etude quantitative de la morphologie des vagues sableuses en domaine subtidal. *Rapport IFREMER*, 128 p.
- MUNAUT A.V. et GILOT E.** (1977). – Recherches palynologiques et datations  $^{14}\text{C}$  dans les régions côtières du Nord de la France. I. Phases transgressives et stabilisations dunaires flandriennes dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). *Bull. Ass. Franç. Etude Quat.*, 3 : 17–25.
- NIO S.D.** (1976). – Marine transgressions as a factor in the formation of sand-wave complexes. *Geol. Mijnbouw*, 55 : 18–40.
- NIO S.D. et NELSON C.H.** (1982). – The North Sea and northeastern Bering Sea : a comparative study of the occurrence and geometry of sand bodies of two shallow epicontinental shelves. *Geol. Mijnbouw*, 61 : 105–114.
- OELE E.** (1969). – The Quaternary geology of the Dutch part of the North Sea, north of the Frisian Isles. *Geol. Mijnbouw*, 48, 5 : 467–480.
- OELE E.** (1971). – The Quaternary geology of the southern area of the Dutch part of the North Sea. *Geol. Mijnbouw*, 50 : 461–474.
- OELE E. et SCHUTTENHELM R.T.E.** (1979). – Development of the North Sea after the Saalian glaciation. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 191–215.
- OFF T.** (1963). – Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 47 : 324–341.

- PAEPE R. et BAETEMAN C.** (1979). – The belgian coastal plain during the Quaternary. *In* E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annun Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 143–146.
- PAEPE R., BAETEMAN C., MORTIER R., VANHOORNE R. et CENTRE FOR QUATERNARY STRATIGRAPHY** (1981). – The marine Pleistocene sediments in the Flandrian area. *Geol. Mijnbouw*, 60 : 321–330.
- PAEPE R. et SOMME J.** (1975). – Marine pleistocene transgressions along the flemish coast (Belgium and france). Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. I. G.C.P. prog 73 /1/24, report n 2, 1974 prague., 108–116 p. 3 fig.
- PAEPE R., SOMME J., CUNAT N. et BAETEMAN C.** (1976). – Flandrian, a formation or just a name ?. *Stratigr. Newsl.*, 5 : 18–30.
- PASKOFF R.** (1985). – *Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution*. Ed. Masson, 184 p.
- PASKOFF R.** (1987). – Les variations du niveau de la mer. *La Recherche*, 191, 18 : 1010–1019.
- POMEROL C.** (1973). – *Ere Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire)*. Coll. Stratigraphie et Paléogéographie, vol. 1. Ed. Doin, 269 p.
- POMEROL C.** (1977). – Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux : Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris. *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf Aquitaine*, 1 : 233–256.
- POMEROL C.** (1978), – Evolution paleogéographique et structurale du Bassin de Paris, du précambrien à l' actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *In* A.J. van loon (ed) : *keynotes of the Megs-II (Amsterdams, 1978)* *Geol. Mijnbouw*, 57 : 533–543.
- PRENTICE J.E.** (1972). – Sedimentology of the North Sea and the English Channel. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 79 : 229–232.
- REINECK H.E. et SINGH I.B.** (1980). – *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin, 549 p.
- ROBASZYNSKI F. et AMEDRO F., coordinateurs et FOUCHER J.C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. et SORNAY J.** (1980). – Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinnoflagellés et macrofaunes. Zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal nord-européen. *Rev. Micropaléontologie*, 22, 4 : 195–321.
- ROBERT J.P.** (1969). – Géologie du plateau continental français. *Rev. I.F.P.*, XXIV, 4 : 383–440.
- ROBERT J.P.** (1972). – Point des connaissances géologiques sur la Manche centrale et orientale à la suite des travaux effectués sous l'égide du C.N.E.X.O. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 79 : 17–30.
- ROBINSON A.H.W.** (1966). – Residual currents in relation to shoreline evolution of the East Anglian coast. *Mar. Geol.*, 4 : 57–84.
- ROEP T.B.** (1984). – Progradation, erosion and changing coastal gradient in the coastal barrier deposits of the western Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 63 : 249–258.
- RONNEVIK H., BERGSAGER E.I., MOE A., OVREBO O., NAVRESTAD T. et STANGENES J.** (1975). – The geology of the norwegian continental shelf. *In* A.W. Wooland (editor), *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*, 1 : 117–130.

- SALSMAN G.G., TOLBERT W.H. et VILLARS R.G.** (1966). – Sand-ridge migration in St Andrew Bay, Florida. *Mar. Geol.*, 4 : 11–19.
- SAUZAY G.** (1968). – Méthode de bilan des taux de comptage d'indicateurs radioactifs pour la détermination du débit de charriage des lits sableux. *Thèse Doct. Ing.*, Toulouse, 162 p.
- SHEPHERD S.A. et HAILS J.R.** (1984). – The dynamics of a megaripple field in Northern Spencer Gulf, South Australia. *Mar. Geol.*, 61 : 249–263.
- S.H.O.M.** (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) (1968). – Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. *S.H. 550*, Imprimerie Nationale, Paris, 287 p.
- SMITH D.B.** (1985 a). – Morphological development of the Sandettie – South Falls gap : a degeneration ebb dominant tidal passage in the southern North Sea. In P.L. De Boer, A. Van Gelder et S.D. Nio (editors), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel Publ. Comp., 51–64.
- SMITH D.B.** (1985 b). – Stability of an offset kink in the North Hinder Bank. In P.L. De Boer, A. Van Gelder et S.D. Nio (editors), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel Publ. Comp., 65–78.
- SMITH J.D.** (1969). – Geomorphology of a sand ridge. *J. Geol.*, 77 : 39–55.
- SOMME J.** (1975). – Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. *Thèse Sci. Nat.*, Paris I, 2 tomes, 801 p.
- SOMME J.** (1979). – Quaternary coastlines in northern France. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 147–158.
- STRIDE A.H.** (1959). – A linear pattern on the sea floor and its interpretation. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.*, 38 : 313–318.
- STRIDE A.H.** (1963 a). – North-east trending ridges of Celtic Sea. *Proc. Ussher Soc.*, 1 : 62–63.
- STRIDE A.H.** (1963 b). – Current-swept floors near the southern half of Great Britain. *Q. J. geol. Lond.* 119 : 175–199.
- STRIDE A.H.** (1973). – Sediment transport by the North Sea. In *North Sea Science*, M.I.T. Press, Cambridge, U.S.A., 101–130.
- STRIDE A.H.** (1974). – Indications of long term, tidal control of net sand loss or gain by european coasts. *Estuar. Coastal Mar. Sci.*, 2 : 27–36.
- STRIDE A.H.** (1988). – Indications of long term episodic suspension transport of sand across the Norfolk Banks, North sea. *Mar. Geol.*, 79 : 55–64.
- STRIDE A.H., BELDERSON R.H. et KENYON N.H.** (1972). – Longitudinal furrows and depositional sand bodies of the English Channel. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 79 : 233–240.
- STRIDE A.H., BELDERSON R.H., KENYON N.H. et JOHNSON M.A.** (1982). – Offshore tidal deposits : sand sheet and sand bank facies. In A.H. Stride (editor), *Offshore tidal sands. Processes and deposits*. Chapman and Hall, London : 95–125.
- STUBBLEFIELD W.L. et SWIFT D.J.P.** (1976). – Ridge development as revealed by sub-bottom profiles on the central New Jersey shelf. *Mar. Geol.*, 20 : 315–334.

- SWIFT D.J.P.** (1974). – Continental shelf sedimentation. In C.A. Burk et C.L. Drake (Editors), *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, Berlin : 117–135.
- SWIFT D.J.P.** (1975). – Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. *Mar. Geol.*, 18 : 105–134.
- SWIFT D.J.P. et FIELD M.E.** (1981). – Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, 28 : 461–482.
- SWIFT D.J.P., FREELAND G.L. et YOUNG R.A.** (1979). – Time and space distribution of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic shelf. *Sedimentology*, 26 : 389–406.
- SWIFT D.J.P., PARKER G., LANFREDI N.W., PERILLO G. et FIGGE G.** (1978). – Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves : a comparison. *Estuar. Coastal Mar. Sci.*, 7 : 257–273.
- SWIFT D.J.P., STANLEY D.J. et CURRAY J.R.** (1971). – Relict sediments on continental shelves : a reconsideration. *J. Geol.*, 79 : 322–346.
- 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 10 000 ans le long du littoral atlantique français. 9ème Congr. Int. I.N.Q.U.A., *Suppl. Bull. Ass. Franç. Etude Quat.*, 36 : 114–136.
- TILLY J.** (1979). – *Dunkerque en Flandre*. Ed. Kim, t I.
- TORRES A.** (1986) – Géométrie, dynamique et structure interne du banc de Serk. *D.E.A.*, Brest, 106 p.
- TWICHELL D.C.** (1983). – Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States, Atlantic Continental shelf. *Sedimentology*, 30 : 695–710.
- VALENTIN H.** (1955). – Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. *Verhande Dtsch. Geogr. Hambourg*, 30 : 359–366.
- VAN ALPHEN J.S.L.J. et DAMOISEAUX M.A.** (1987). – A morphological map of the Dutch shoreface and adjacent part of the continental shelf (1 : 250 000).
- VAN DER HAMMEN T., WIJMSTRA T.A. et ZAGWIJN W.H.** (1971). – The floral record of the late Cenozoic of Europe. In *The late Cenozoic glacial ages* : 391–424.
- VAN EERDE A.E.** (1964). – Geological investigations on the Brown ridge. *Hydrograph. Newsletter*, 1 : 81–83.
- VANHOORNE R. et DENYS L.** (1987). – Further paleobotanical data on the Herzelee formation (Northern France). *Bull. Ass. Franç. Etude Quat.*, 1 : 7–18.
- VAN MONTFRANS H.M.** (1971). – Paleomagnetic dating in the North-sea basin. Rotterdam, 113 p.
- VAN VEEN J.** (1935). – Sandwaves in the Southern North Sea. *Int. Hydrograph. Rev.*, 12 : 21–29.
- VAN VEEN J.** (1936). – *Onderzoekingen in de hoofden in verband met de gestelheid der Nederlandsche kust*. Algemene Landsdrukkerij, The Hague, 252 p.
- VAN VEEN J.** (1938). – Water movements in the straits of Dover. *Journ. Conseil Int. Explor. Mer*, 13 : 7–36.

- VAN WEERING T.C.E.** (1975). – Late Quaternary history of the Skagerrak; an interpretation of acoustical profiles. *Geol. Mijnbouw*, 54 : 130–145.
- VASLET D., LARSONNEUR C. et AUFFRET J.P.** (1978). – *Carte des dépôts superficiels de la Manche*. (1/500 000). B.R.G.M. édit, Orléans, France.
- VATAN A.** (1967). – *Manuel de sédimentologie*. Ed. Technip., 397 p.
- VEENSTRA H.J.** (1964). – Geology of the Hinder banks, southern North Sea. *Hydrograph. Newsletter*, 1 : 72–80.
- VEENSTRA H.J.** (1969). – Gravels of the southern North Sea. *Mar. Geol.*, 7 : 449–464.
- VLAEMINCK I., GULLENTOPS F. et HOUTHUYS R.** (1985). – A morphological study of the Buiten Ratel sandbank. In Van Grieken and Wollast (editors), *Progress in Belgian oceanographic Research, Belgian Academy of Sciences*, 114–124.
- VLAEMINCK I., HOUTHUYS R. et GULLENTOPS F.** (1989). – A morphological study of sandbanks off the Belgian coast. In G. Picot (Ed). *Progress in Belgian oceanographic Research 1989*.
- WADSWORTH A.** (1983). – Visualisation des fonds marins par radar porté par avion ou satellite. *Rapp. I.F.P.*, 66 p. + ann.
- WADSWORTH A. et PIAU P.** (1983). – "Radar Bathymetry", a review. *Proceedings of a EARSeL/ESA Symposium of Remote sensing applications for Environmental studies*. Brussels, Belgium. p. 229–238.
- WADSWORTH A. et PIAU P.** (1984). – Morphologie radar des fonds Marins. *Rev. Institut. Franc. du Pétrole*, 39, 2 : 161–174.
- WALKER P. et ORBI A.** (1985). – Sediment transport on a tidal sand bank from side scan sonar surveys and numerical model. In *Symposium on modern and ancient clastic tidal deposits*, Utrecht, abstracts : 160–163.
- WERNER F. et NEWTON R.S.** (1975). – The pattern of large scale bedforms in the Langeland Belt (Baltic Sea). *Mar. Geol.*, 19 : 29–39.
- WERNER F., UNSOLD G., KOOPMANN B. et STEFANON A.** (1980). – Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. *Sediment. Geol.*, 26 : 233–265.
- WOOLAND A.W.** (Edit.) (1975). – *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*, 1, 501 p.
- YALIN M.S.** (1972). – *Mechanics of sediment transport*. Pergamon, London.
- YANG C.S. et SUN J.S.** (1988). – Tidal sand ridges on the East China Sea shelf. In P.L. De Boer, A. Van Gelder et S.D. Nio (editors), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel Publ. Comp., 23–38.
- ZAGWIJN W.H.** (1974). – The paleogeographic evolution in the Netherlands during the Quaternary. *Geol. Mijnbouw*, 53 : 369–385.
- ZAGWIJN W.H.** (1979). – Early and Middle Pleistocene coastlines in the North Sea Basin. In E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 31–42.
- ZAGWIJN W.H.** (1984). – The formation of the Younger Dunes on the west coast of the Netherlands (AD 1000–1600). *Geol. Mijnbouw*, 63 : 259–268.

- ZIEGLER P.A.** (1975). – North Sea basin history in the tectonic framework of North Western Europe. *In* A.W. Wooland (editor), *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*, 1 : 131–148.
- ZIEGLER P.A.** (1982). – *Geological atlas of western and central Europe shelf*. Inter. Petrol. Maatsch. B.U., Elsevier Publ., Amsterdam, 130 p. + pl. h.t.
- ZIEGLER P.A. et LOUWERENS C.J.** (1979). – Tectonics of the North Sea. *In* E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm et A.J. Wiggers (editors), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, Uppsala : 7–22.
- ZIEGLER W.H.** (1975). – Outline of the geological history of the North Sea. *In* A.W. Wooland (editor), *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*, 1 : 165–187.

# LISTES

## LISTE DES FIGURES

- Fig. I-1.** – Localisation du domaine d'étude.
- Fig. I-2.** – Morphologie du trait de côte. D'après les cartes I.G.N. 1/100 000ème.
- Fig. I-3.** – Morphologie générale des fonds du Cap Blanc-Nez à la frontière franco-belge. D'après les cartes S.H.O.M. 6681, 6651 et 6652.
- Fig. I-4.** – Principaux traits structuraux de la Mer du Nord. D'après Ronnevik *et al.* (1975), modifié.
- Fig. I-5.** – Substratum de la partie Ouest de la zone d'étude. D'après Robert (1969).
- Fig. I-6.** – Morphologie de la Mer du Nord. *In Eisma et al.* (1979).
- Fig. I-7.** – Littoraux pléistocènes de la Mer du Nord. D'après Colbeaux *et al.* (1980).
- Fig. I-8.** – Lignes de rivage en Mer du Nord depuis 18000 ans. D'après Jelgersma (1979).
- Fig. I-9.** – Courbes de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène. D'après Ters (1973) et Jelgersma (1979).
- Fig. I-10.** – Extension des formations de la plaine côtière du Nord de la France. D'après Sommé (1979).
- Fig. I-11.** – Marnage et déphasage de la marée dans le Sud de la Mer du Nord. *In Clique* (1986).
- Fig. I-12.** – Courbes de marée à Calais et à Dunkerque.
- Fig. I-13.** – Définitions du flot et du jusant en fonction des différents types d'onde de marée.
- Fig. I-14.** – Courants de marée en Mer du Nord, aux abords du détroit du Pas-de-Calais. D'après Maupas (1977).
- Fig. I-15.** – Rose des vents au sémaphore de Dunkerque. *In L.N.H.* (1971).
- Fig. I-16.** – Rose des houles à Dunkerque. *In L.N.H.* (1971).
- Fig. I-17.** – Caractéristiques des Houles à Dunkerque. a- Fréquence des hauteurs. b- Fréquence des périodes maximales. c- Corrélogramme. d- Valeurs des houles décennale et centennale.
- Fig. II-1.** – Lobes d'émission du sonar latéral. *In Braud* (1986).
- Fig. II-2.** – Mode de formation des images sonar. D'après Augris (1986).
- Fig. II-3.** – Localisation des profils bathymétriques non couplés avec le sonar latéral.
- Fig. II-4.** – Localisation des routes réalisées avec le sonar latéral.
- Fig. II-5.** – Localisation des informations complémentaires de sonar.
- Fig. II-6.** – Localisation des profils sismiques. *In Augris* (1986).
- Fig. II-7.** – Position des radiales d'échantillonnage dans le secteur oriental.

- Fig. II-8.** – Position des radiales d'échantillonnage dans les secteurs occidental et central.
- Fig. II-9.** – Localisation des points de prélèvements à la benne.
- Fig. II-10.** – Localisation des traits de caméra vidéo et des mesures de courant.
- Fig. II-11.** – Sites d'implantation des carottages.
- Fig. II-12.** – Courantomètre Aanderaa.
- Fig. II-13.** – Situations générale et de détail des points d'immersion des traceurs radioactifs.
- Fig. III-1.** – Localisation des principaux affleurements rocheux (extrait de Augris *et al.*, 1989).
- Fig. III-2.** – Aspect de la dépression dans l'ensemble rocheux du large.
- Fig. III-3.** – Affleurements rocheux de l'interbanc Ridens de Calais–Ridens de la Rade.
- Fig. III-4.** – Exemples de surcreusement entre les bancs de sable du Ruytingen et du Dyck.
- Fig. III-5.** – Localisation des différents groupes de bancs de sable dans la partie SW de la Mer du Nord (d'après Kenyon *et al.*, 1981, modifié).
- Fig. III-6.** – Orientations des bancs tidaux par rapport au courant principal (d'après Kenyon *et al.*, 1981, modifié).
- Fig. III-7.** – Relations et forme générale des bancs au large des côtes franco-belge (d'après la carte 6735 D du SHOM).
- Fig. III-8.** – Fig. III-8. – Coupes transversales de l'Out Ruytingen montrant les variations morphologiques du banc.
- Fig. III-9.** – Coupes transversales du Dyck montrant les variations morphologiques du banc.
- Fig. III-10.** – Coupes transversales des bancs de Calais.
- Fig. III-11.** – Mode de formation des bancs de sable (d'après Field, 1980, modifié).
- Fig. III-12.** – Caractéristiques géométriques externes des figures transverses. a- paramètres longitudinaux. b- paramètres transversaux.
- Fig. III-13.** – Distribution géographique des vagues de sable en Mer du Nord (d'après Johnson *et al.*, 1982, modifié).
- Fig. III-14.** – Diagramme montrant les quatre principaux types de rubans sableux. D'après Kenyon, 1970 a.
- Fig. III-15.** – Extension du champ de vagues de sable Nord–Ruytingen (A) et coupes schématiques montrant ses relations morphologiques avec le banc de l'Out Ruytingen (B).
- Fig. III-16.** – Sonogramme montrant un exemple des crêtes courtes et légèrement sinueuses des vagues de sable de la terminaison SW du banc du Ruytingen.
- Fig. III-17.** – Sonogramme montrant des vagues de sable très anastomosées situées sur le rebord Nord du banc du Ruytingen.

- Fig. III-18.** – Sonogramme montrant une vague de sable bifurquée et des crêtes sinueuses de plus petites dimensions.
- Fig. III-19.** – Sonogramme montrant une vague de sable à allure courbe dans la partie Est du champ Nord.
- Fig. III-20.** – Histogrammes des hauteurs et distances intercrêtes des vagues de sable sur l'Out Ruytingen et dans le champ Nord. A– Ensemble banc et champ. B– Banc. C– Champ.
- Fig. III-21.** – Profils longitudinaux du champ Nord–Ruytingen (A) et du banc de l'Out Ruytingen (B).
- Fig. III-22.** – Carte morpho-sédimentaire du champ Ouest–Ruytingen.
- Fig. III-23.** – Pourcentages relatifs des amplitudes des vagues de sable du champ Ouest–Ruytingen.
- Fig. III-24.** – Profil bathymétrique oblique au banc des Ridens de Calais.
- Fig. III-25.** – Sonogramme montrant une variation progressive de la longueur d'onde des mégarides de la bordure Sud du Ruytingen.
- Fig. III-26.** – Sonogramme montrant des mégarides en croissant au NW de Calais.
- Fig. III-27.** – Exemple de rubans sableux en bordure du banc des Ridens de Calais.
- Fig. III-28.** – Sonogramme montrant des taches sableuses modelées par des mégarides de longueur d'onde inférieure à 5 m qui se relaient par l'intermédiaire de fines trainées sableuses.
- Fig. IV-1.** – Localisation des zones de prélèvements et des carottages effectués au cours d'études antérieures.
- Fig. IV-2.** – Relation entre la proportion en sable grossier et la teneur en  $\text{CaCO}_3$  dans les échantillons bruts du domaine marin. Analyse basée sur 553 échantillons.
- Fig. IV-3.** – Profil sismique du banc sableux du Dyck.
- Fig. IV-4.** – Nomenclature des sédiments superficiels de la Manche. D'après Larsonneur (1977) et Vaslet *et al.* (1978).
- Fig. IV-5.** – (A) Courbes et histogrammes représentatifs des sédiments du secteur du Ruytingen. (B) Granularité des sables superficiels du banc du Ruytingen et du champ Nord.
- Fig. IV-6.** – Granularité des sables composant les vagues de sable de la terminaison occidentale du Ruytingen.
- Fig. IV-7.** – Courbes granulométriques des types sédimentaires superficiels (A) et granularité des sables (B) du banc du Dyck.
- Fig. IV-8.** – Granularité des sables composant les structures de la terminaison occidentale du Dyck.
- Fig. IV-9.** – Courbes et histogrammes représentatifs (A) et granularité (B) des sables superficiels des bancs de Calais.
- Fig. IV-10.** – Granularité des sables superficiels du secteur des bancs de Dunkerque.
- Fig. IV-12.** – Sonogramme illustrant la transition sable moyen (3) – sable fin (2) sur le talus littoral.

- Fig. IV-13.** – Histogramme et courbe cumulative d'un échantillon prélevé dans une tache de sable du secteur caillouteux du large.
- Fig. IV-14.** – Levés topographiques réalisés entre Dunkerque et la frontière franco-belge en mars 1987 (Service topographique du Port Autonome de Dunkerque).
- Fig. IV-15.** – Variations des fractions granulométriques (A) et du grain moyen (B) du haut-estran entre Dunkerque et la frontière belge.
- Fig. IV-16.** – Evolution du grain moyen sur les radiales R6 et R5.
- Fig. IV-17.** – Evolution du grain moyen sur les radiales R4 et R3.
- Fig. IV-18.** – Evolution du grain moyen sur les radiales R2 et R1.
- Fig. IV-19.** – Distribution du grain moyen sur les profils R16 et R15.
- Fig. IV-20.** – Variations du grain moyen sur les radiales R14, R13 et R12.
- Fig. IV-21.** – Variations du grain moyen sur la radiale R11.
- Fig. V-1.** – Localisation des sites de mesures courantologiques de surface et de fond.
- Fig. V-2.** – (A) Variations de l'intensité et des directions des courants de marée au cours du temps au Nord du Ruytingen (en IDSH 1156). (B) Asymétrie des vitesses maximales et des durées du jusant et du flot au même point.
- Fig. V-3.** – Variations de la direction et de la vitesse des courants en fonction du temps au site IDSH 10007 (– 23 m).
- Fig. V-4.** – Variations en pourcentages de la prépondérance des vitesses du flot ou du jusant au cours du temps au point 10006.
- Fig. V-5.** – Résultantes des transits de la masse d'eau en IDSH 10007 (A) et IDSH 10006 (B).
- Fig. V-6.** – Roses de courants en IDSH 479 (surface), 414 (– 10 m) et 480 (– 23 m) en moyenne vive-eau et en IDSH 487 (surface), 433 (–10 m) et 488 (– 23 m) en moyenne morte-eau.
- Fig. V-7.** – Variations de vitesse et direction des courants de subsurface en fonction du temps, au point IDSH 668.
- Fig. V-8.** – Variations de la vitesse et de la direction des courants en fonction du temps (coef. 79 à 90) au point IDSH 662.
- Fig. V-9.** – Variations de la vitesse et de la direction des courants de marée en fonction du temps (A) et résultante des transits de la masse d'eau (B) au point IDSH 1153 (coef. 58 à 96).
- Fig. V-10.** – Variations de vitesse et direction des courants en fonction du temps en IDSH 820 (subsurface).
- Fig. V-11.** – Variations de la vitesse des courants en AA4 (1 m du fond) et BR4 (subsurface), pour des coefficients de marée de 75–80.
- Fig. V-12.** – Variations de la vitesse des courants de marée en BR5 (subsurface) pour des coefficients de 60 à 63.

- Fig. V-13.** – Variations de la vitesses des courants en fonction du temps en AA3 (1 m du fond) et en BR3 (subsurface), pour des coefficients compris entre 58 et 75.
- Fig. V-14.** – Variation des vitesses et directions des courants en fonction du temps au point IDSH 818, pour des coefficients de marée compris entre 39 et 105.
- Fig. V-15.** – Variations des vitesses et direction des courants de marée au point IDSH 819 (subsurface), pour des coefficients de 62 à 88.
- Fig. V-16.** – Variations de la vitesse et de la direction des courants en AA2 (1 m du fond), pour un coefficient de marée de 96.
- Fig. V-17.** – Variations de la vitesse et de la direction des courants en AA1 (1 m du fond), pour un coefficient de marée de 82 à 87.
- Fig. V-18.** – Résultante de la masse d'eau dans la passe de Zuydcoote (IDSH 999).
- Fig. V-19.** – Variations des vitesses et des directions en IDSH 1003 et 1004, pour des coefficients compris entre 37 et 110.
- Fig. V-20.** – Variations de direction et de vitesse en IDSH 998 (subsurface), pour des coefficients compris entre 40 et 89.
- Fig. V-21.** – Directions et vitesses des courants de subsurface aux points IDSH 1001 et 1002, pour des coefficients compris entre 37 et 110.
- Fig. V-22.** – Résultantes des courants de marée aux différents points de mesures et zones d'action dominante du flot et du jusant à l'échelle régionale.
- Fig. V-23.** – Localisation des sites expérimentaux de traçage radioactif.
- Fig. V-24.** – Répartition des traceurs radioactifs au point 1 (A) et au point 2 (B). *In* Hoslin (1989).
- Fig. V-25.** – Evolution de la tache radioactive au sommet du Dyck central (point 3).
- Fig. V-26.** – Exemple de perturbation des directions des mégarides aux abords d'une crête de vague de sable de la terminaison Ouest du banc du Ruytingen.
- Fig. V-27.** – Informations de dynamique sédimentaire déduites de la morphologie des structures longitudinales et transversales.
- Fig V-28.** – Evolution du banc des Ridens de la Rade entre 1879 et 1988, selon une coupe méridienne à 1°50'E. D'après Garlan, 1990.
- Fig. V-29.** – Evolution des bancs sableux devant Dunkerque pendant la période 1932–1962. D'après Corbau (1991).
- Fig. V-30.** – Evolution schématique du littoral de Dunkerque depuis le XVIIème siècle. (A) Extrait de la carte de Carpeau et Ogier vers 1660 (*In* Tilly, 1979). (B) Extrait de la carte de Cassini publiée en 1760 (*In* Tilly, 1979).
- Fig. V-31.** – Evolution schématique du littoral de Dunkerque depuis le début du XXème siècle. (A) Extrait de la carte marine 5094 du S.H.O.M. (1902). (B) Situation actuelle du littoral.
- Fig. V-32.** – Migration d'une vague de sable au NW de Sangatte. D'après Berné *et al.* (1989 a).
- Fig. V-33.** – Modèle de la dynamique des bancs de la Mer du Nord. D'après Houbolt (1968), Caston (1972) et Kenyon *et al.* (1981).

**Fig. V-34.** - Modèle de dynamique des bancs de la Bassure de Baas et du Batur, en Manche orientale. D'après Dewez (1988) et Clabaut (1988).

**Fig. V-35.** - Transits sableux en Mer du Nord selon Kenyon *et al.* (1981).

**Fig. V-36.** - Direction et sens des transports sédimentaires dans le secteur d'étude.

## LISTE DES TABLEAUX

- Tab. 1.** – Chronostratigraphie du Pléistocène dans le NW de l'Europe. D'après Van Montfrans (1971) et Van der Hammen *et al.* (1971), *in* Sommé (1975).
- Tab. 2.** – Subdivisions chronostratigraphiques et climatiques de l'époque flandrienne. D'après Larsonneur (1971), Ters (1973) et *in* Despeyroux (1985).
- Tab. 3.** – Composantes principales de la marée. D'après Guilcher (1979).
- Tab. 4.** – Coefficients significatifs de la marée.
- Tab. 5.** – Marnages caractéristiques de la zone d'étude.
- Tab. 6.** – Pourcentages des différentes directions de vent, par année et par saison.
- Tab. 7.** – Cartes sonar publiées en France jusqu'en 1989.
- Tab. 8.** – Récapitulatif des techniques employées au cours de l'étude et du volume d'informations recueillies.
- Tab. 9.** – Dimensions maximales des différents types de "tidal sand banks". D'après Belderson *et al.* (1982) et Belderson (1986).
- Tab. 10.** – Morphologie comparée des "storm-generated sand ridges" et des "tidal sand banks". D'après Belderson (1986).
- Tab. 11.** – Caractéristiques morphologiques des bancs de Dunkerque.
- Tab. 12.** – Paramètres et indices morphologiques caractérisant les figures sédimentaires transverses au courant.
- Tab. 13.** – Principales classifications des figures transverses au courant. D'après les synthèses de Dewez (1988) et de Berné *et al.* (1989 a).
- Tab. 14.** – Caractéristiques générales des bancs du secteur d'étude.
- Tab. 15.** – Importance des formes sableuses dans la région Nord-Pas de Calais.
- Tab. 16.** – Correspondances supposées entre les sédiments marins de la plaine maritime et ceux du domaine marin actuel (d'après Oele, 1969, 1971 ; Jansen *et al.*, 1979).
- Tab. 17.** – Caractéristiques des sédiments superficiels du secteur du Ruytingen.
- Tab. 18.** – Caractéristiques des sédiments des carottes de la terminaison occidentale du Ruytingen.
- Tab. 19.** – Caractéristiques des prélèvements superficiels du Dyck.
- Tab. 20.** – Caractéristiques des prélèvements superficiels des bancs de Calais.
- Tab. 21.** – Caractéristiques des principaux types de sédiments des bancs de Dunkerque.
- Tab. 22.** – Paramètres caractéristiques des sédiments du talus littoral.

- Tab. 23.** – Mesures courantologiques relatives au secteur d'étude, effectuées dans le cadre de ce travail (AA = courantomètre Aanderaa RCM 4, BR = courantomètre Braystoke BFM 008), ou inédites du S.H.O.M. (IDSH).
- Tab. 24.** – Tableaux horaires des courants du secteur d'étude. Les données sont empruntées au S.H.O.M. (1968) pour les numéros compris entre 4 et 55, à la carte marine 6681 pour E et au L.N.H. (1971) pour les mesures L2 à L18.
- Tab. 25.** – Caractéristiques des vents et des houles de juin à novembre 1988 (*in* Hoslin, 1989).
- Tab. 26.** – Synthèse des résultats de traçage radioactif dans les chenaux interbanes au large de Dunkerque. *In* Hoslin (1989).
- Tab. 27.** – Synthèse des résultats de traçage radioactif au sommet du Dyck (point 3). *In* Hoslin (1989).

# **ANNEXES**

N° PROFIL	LARGEUR BANC (m)	EPAISSEUR (m)	HAUTEUR MINIMALE D'EAU (m)	PROFONDEUR PIED DU BANC (m)	PENTES fl. = FLANC n.s. = NON SIGNIFICATIF
1	1125	12.2	10.5	23	n.s.
2	1250	19.5	7	26	n.s.
3	1620	20	6	26 fl.Sud 5.8°	fl.Nord 0.26°-1°
4	1900	22.7	5.5	28	fl.Nord 1° fl.Sud 1.3°-5.9°
5	2250	23	5	28.8	fl.Sud 2.7°
6	2520	23.8	6.6	28.8 (Nord) 31 (Sud)	fl.Nord 1.44° fl.Sud 1.91°
7	3320	20.5	10	28.9 (Nord) 32.2 (Sud)	n.s.
8	4600	19.4	12.8 11.6	35 (Nord) 30 (Sud)	n.s.
9	4050	20	10	35.3 (Nord) 29.7 (Sud)	fl.Sud 3.46°
10	1750 (N) 2650 (S)	14.7 19.4	16.6 8.6	30.3 (Nord) 31.4 (Sud)	fl.Nord 0.5° fl.Sud 3.2°
11	2545 (N) 2650 (S)	15.5 24.1	19.1 9.7	34	fl.Nord 0.58° fl.Sud 3.63°
12	2525 (N) 3085 (S)	12.7 25	20.3 8	32.2 (Nord) 32.7 (Sud)	fl.Sud 4.42°-10.7°
13	2700	25	6.4	21.7 (Nord) 31 (Sud)	fl.Nord 0.46°-1.1° fl.Sud 3.75°
14	2435	24.7	5.5	30.5	fl.Nord 0.5°-1.2° fl.Sud 4.82°
15	2545	25.5	4.7	30.8 (Nord) 29.7 (Sud)	fl.Nord 0.28°-3.7° fl.Sud 4.18°
16	2630	24.7	5.8	31.6 (Nord) 30 (Sud)	fl.Nord 0.3°-1.56° fl.Sud 3.5°
17	3410	26.1	7.2	32.2	fl.Nord 0.48° fl.Sud 1.5°
18	3602	23.6	9.4	31.7 (Nord) 32.8 (Sud)	fl.Nord 0.23°-2.4° fl.Sud 0.8°-8.9°
19	3450	24.7	8.9	32.8 (Nord) 32.2 (Sud)	fl.Nord 0.3°-0.67° fl.Sud 3.62°
20	4035	27.2	7.2	34.4 (Nord) 32.5 (Sud)	fl.Sud 4.73°
21	5823	28.3	6.6	35.5 (Nord) 33.3 (Sud)	n.s.
22	2025	20	9.4	28.3 (Nord) 29.4 (Sud)	fl.Nord 0.67° fl.Sud 2.27°
23	1770	18.3	12.5	25.5 (Nord) 30 (Sud)	fl.Nord 0.56° fl.Sud 2.16°
24	2460	22.8	7.2	29.6 (Nord) 29.4 (Sud)	fl.Nord 0.65° fl.Sud 3.27°

**Annexe 1** – Paramètres morphologiques caractéristiques du banc du Ruytingen. Pour les numéros de profils, se reporter à la fig. III-8 p. 93.

N° PROFIL	LARGEUR BANC (m)	EPAISSEUR (m)	HAUTEUR MINIMALE D'EAU (m)	PROFONDEUR PIED DU BANC (m)	PENTES fl. = FLANC n.s. = NON SIGNIFICATIF
1	1000	14.4	-	-	n.s.
2	1400	7.2	-	-	n.s.
3	1340	13	-	-	n.s.
4	1000	17.2	-	-	fl.Sud 3.55°
5	1120	17.5	7.5	-	n.s.
6	1550	15.5	13.6	30 (Nord) 28.5 (Sud)	fl.Sud 1.58°
7	1380	16.6	12	30.3 (Nord) 29.6 (Sud)	n.s.
8	1770	20.5	9.2	28.9 (Nord) 30.8 (Sud)	fl.Nord 1.1° fl.Sud 1.55°
9	1680	21	8.2	29	fl.Sud 2.95°
10	1510	20.8	8.5	29.4	fl.Nord 0.84°-4.2° fl.Sud 4.52°
11	1290	21.7	7.8	28.9	fl.Nord 0.76°-4.6° fl.Sud 4.71°
12	1370	22.2	8.3	30.6 (Nord) 28.9 (Sud)	fl.Nord 0.4°-5.5° fl.Sud 4.9°
13	1120	18.3	9.7	25 (Nord) 28.6 (Sud)	fl.Nord 0.65° fl.Sud 3.76°
14	1130	19.5	10.6	30 (Nord) 29 (Sud)	n.s.
15	1500	15.3	11.4	30 (Nord) 25 (Sud)	fl.Sud 7.3°
16	1940	17.2	8.3	28.9 (Nord) 24.8 (Sud)	-
17	2600	16.4	9.2	26 (Nord) 25 (Sud)	-
18	2600	20.8	8	30 (Nord) 29 (Sud)	fl.Sud 4°
19	2500	23.6	6.1	27 (Nord) 32 (Sud)	fl.Nord 0.3°-0.9° fl.Sud 3.3°
20	2600	22	7.1	27 (Nord) 29 (Sud)	fl.Nord 0.3°-1° fl.Sud 3.3°
21	2930	22	6.7	28	fl.Nord 0.4°-0.75° fl.Sud 2.2°
22	3540	22	6.7	28	fl.Sud 0.8°
23	2580	-	3.6	28 (Nord) 12.2 (Sud)	fl.Nord 0.8°
24	2800	-	6.7	31 (Nord) 17.2 (Sud)	fl.Nord 3° fl.Sud 0.6°

**Annexe 2** - Paramètres morphologiques caractéristiques du banc du Dyck. Pour les numéros de profils, se reporter à la fig. III-9 p. 95.

### **Légende des annexes 3 et 4**

**L (m)** : Longueur des radiales en mètres

**D50 ( $\mu\text{m}$ )** : médiane des échantillons

**GM ( $\mu\text{m}$ )** : Grain moyen des échantillons

**So** : Sorting index de Trask

**% CaCO<sub>3</sub>** : teneur en carbonates du sédiment total

**% Gr** : % de graviers (2 – 20 mm)

**% SG** : % de sable grossier (0,5 – 2 mm)

**% SM** : % de sable moyen (0,2 – 0,5 mm)

**% SF** : % de sable fin (0,063 – 0,2 mm)

Radiale	Période	L (m)	D50 ( $\mu\text{m}$ )	GM ( $\mu\text{m}$ )	So	% CaCO <sub>3</sub>	% Gr	% Fines	% SG	% SM	% SF
R1	Novembre	400	142-185	142-221	1.06-1.27	7-18	0-5	0	0-7	2-30	75-98
	Mars	400	146-209	149-239	1.08-1.26	8-19	0-8	0-0.1	0-5	4-47	45-95
	Juillet	450	141-176	137-177	1.06-1.23	10-17	0-3	0-2	0-5	1-27	65-96
R2	Novembre	490	146-177	148-192	1.08-1.23	9-14	0-5	0-0.1	0-3	3-29	65-96
	Mars	490	142-182	143-289	1.06-1.29	8-22	0-12	0-0.1	0-6	2-32	62-97
	Juillet	490	138-209	90-298	1.06-1.62	8-43	0-7	0-15	0-15	1-32	46-98
R3	Novembre	350	144-190	146-201	1.07-1.23	9-11	0-4	0-0.1	0-3	3-39	56-97
	Mars	350	144-207	145-220	1.07-1.27	9-12	0-4	0-0.1	0-4	2-47	46-97
	Juillet	370	142-218	142-327	1.06-1.43	10-24	0-11	0-0.8	0-9	2-56	39-94
R4	Novembre	340	146-203	150-201	1.08-1.18	6-11	0-3	0-0.1	0-3	6-47	48-93
	Mars	320	147-205	150-206	1.08-1.16	6-11	0-1	0	0-1	5-54	46-94
	Juillet	320	142-201	143-204	1.07-1.18	6-12	0-1	0-3	0-1	4-50	49-94
R5	Novembre	270	151-182	157-188	1.12-1.17	5-10	0-1	0-0.1	0-1	11-32	76-88
	Mars	170	172-195	175-199	1.14-1.17	7-9	0-1	0	0-1	22-45	53-76
	Juillet	320	155-195	159-200	1.12-1.17	5-12	0-1	0-0.1	0-1	11-46	53-88
R6	Novembre	240	158-182	163-182	1.13-1.14	7-8	0-1	0-0.1	0-1	14-32	68-85
	Mars	320	161-186	165-187	1.12-1.14	6-8	0-1	0	0-1	15-37	63-84
	Juillet	320	152-187	155-191	1.1-1.14	7-9	0-1	0-0.1	0-1	6-37	62-94
C7	Mars	440	142-205	142-334	1.06-1.83	9-33	0-13	0-0.1	0-14	2-36	48-97
C8	Mars	300	161-186	162-197	1.12-1.14	6-8	0-1	0-0.1	0-1	11-45	55-88
C9	Mars	340	148-169	150-170	1.09-1.13	4-10	0-1	0-0.1	0-1	3-19	86-97
C10	Mars	320	153-169	156-173	1.11-1.13	7-10	0-1	0-0.1	0-1	8-21	79-92

**Annexe 3** - Caractéristiques des échantillons de la zone Dunkerque - frontière belge. Les radiales sont situées sur la fig. II-7 p. 63.

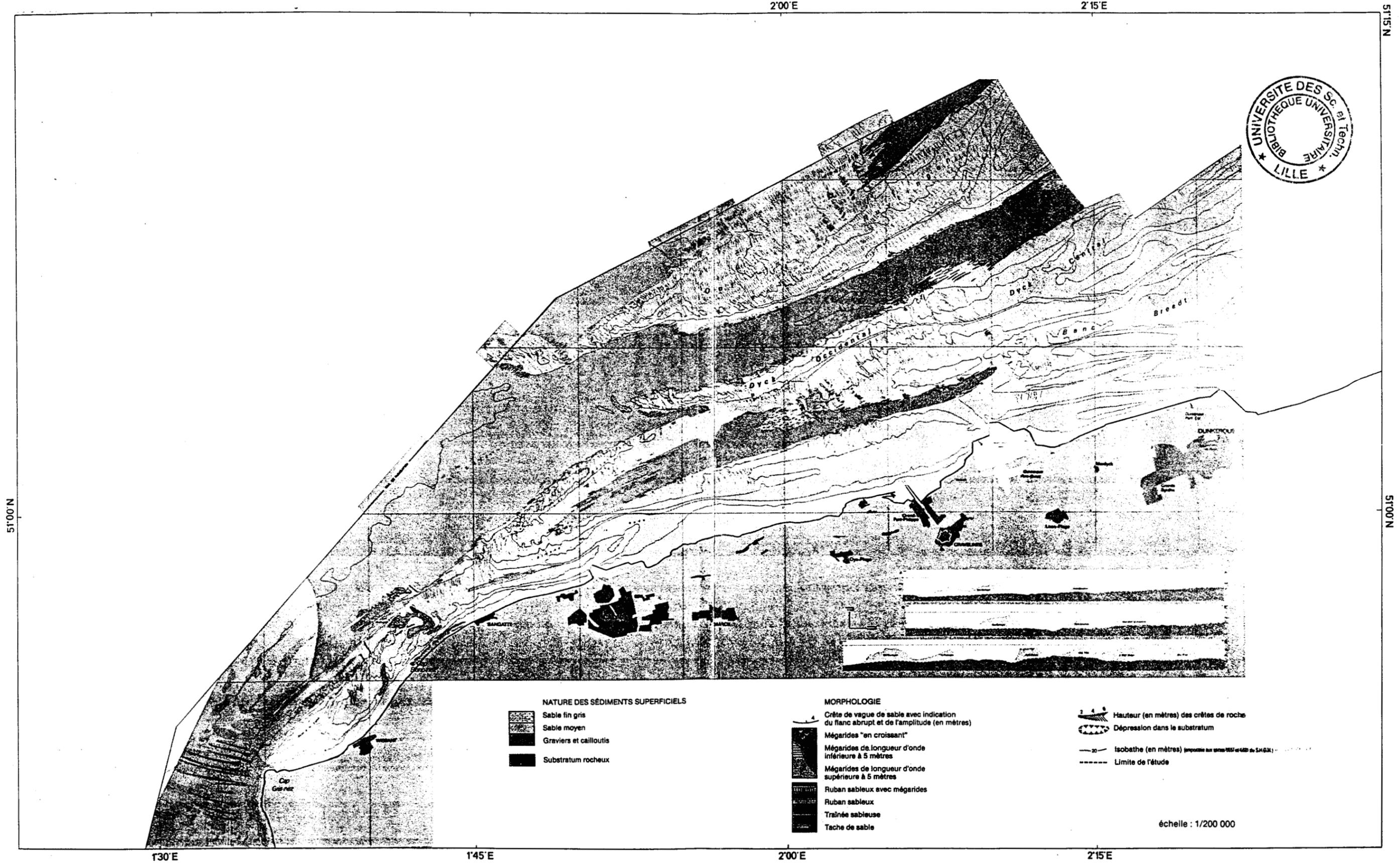
Radiale	Période	L (m)	D50 ( $\mu\text{m}$ )	GM ( $\mu\text{m}$ )	So	% CaCO <sub>3</sub>	% Gr	% Fines	% SG	% SM	% SF
R11	Septembre	960	173-234	177-274	1.14-1.17	7-27	0-4	0-1	1-12	26-64	29-71
R12	Septembre	225	176-430	177-451	1.1-1.17	7-38	0-3	0-0.3	1-39	21-89	8-78
R13	Septembre	1580	178-223	178-227	1.1-1.19	4-11	0-1	0-15	0-1	23-72	22-77
R14	Septembre	760	183-225	184-229	1.11-1.15	4-9	0-2	0-6	0-2	30-71	27-69
R15	Septembre	300	202-274	199-274	1.1-1.12	5-9	0	0-0.1	0-1	53-99	1-47
R16	Septembre	240	226-289	229-301	1.1-1.17	6-15	0-1	0-0.1	0-6	79-97	2-20

**Annexe 4** – Caractéristiques des échantillons de la zone Cap Blanc-Nez – Dunkerque. Les radiales sont positionnées sur la fig. II-8 p. 64.



Pl. 1 H.T. : Carte des sédiments superficiels au large de Calais - Dunkerque. Réduction d'après AUGRIS *et al.* (1989).

50376  
1991  
325



**NATURE DES SÉDIMENTS SUPERFICIELS**

- Sable fin gris
- Sable moyen
- Gravier et cailloutis
- Substratum rocheux

**MORPHOLOGIE**

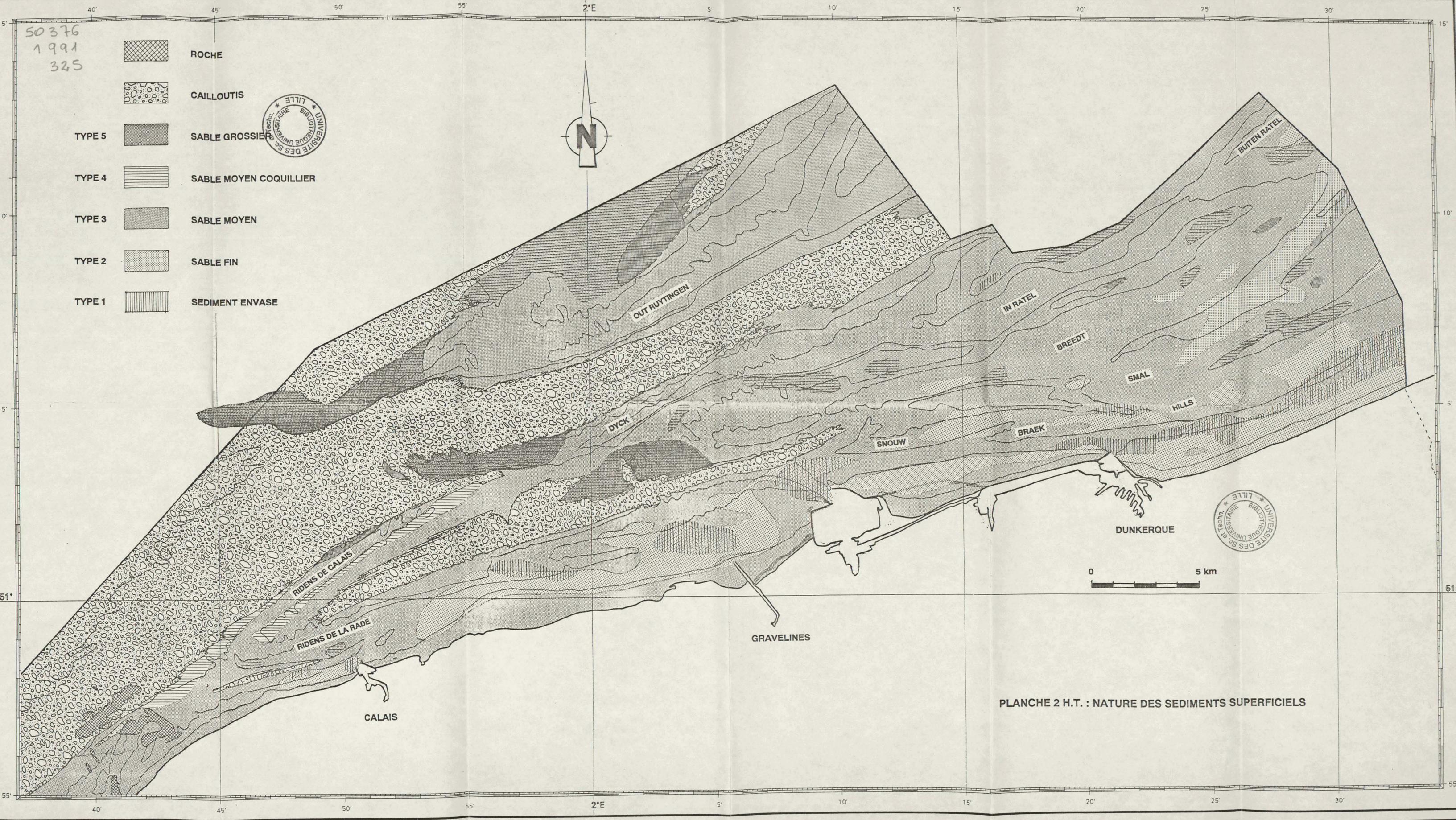
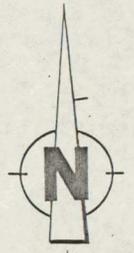
- Crête de vague de sable avec indication du flanc abrupt et de l'amplitude (en mètres)
- Mégarides "en croissant"
- Mégarides de longueur d'onde inférieure à 5 mètres
- Mégarides de longueur d'onde supérieure à 5 mètres
- Ruban sableux avec mégarides
- Ruban sableux
- Trainée sableuse
- Tache de sable

- Hauteur (en mètres) des crêtes de roche
- Dépression dans le substratum
- Isobathe (en mètres) (reportée aux cotes 1957 et 1982 de S.A.G.M.)
- Limite de l'étude

échelle : 1/200 000

50376  
1991  
325

-  ROCHE
-  CAILLOUTIS
-  TYPE 5 SABLE GROSSIER
-  TYPE 4 SABLE MOYEN COQUILLIER
-  TYPE 3 SABLE MOYEN
-  TYPE 2 SABLE FIN
-  TYPE 1 SEDIMENT ENVASE



0 5 km

PLANCHE 2 H.T. : NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS