



HAL
open science

Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale

Jean-Yves Reynaud

► **To cite this version:**

Jean-Yves Reynaud. Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale. Planète et Univers [physics]. Université de Lille 1 - Sciences et Technologies, 1996. Français. <NNT : 1996LIL10199>. <tel-04274686>

HAL Id: tel-04274686

<https://hal.science/tel-04274686v1>

Submitted on 8 Nov 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire HAL, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons CC BY 4.0 - Attribution - International License

50376
1996
434

n° d'ordre : 1836

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

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ

en

GÉOLOGIE, GÉOCHIMIE ET GÉOPHYSIQUE SÉDIMENTAIRES

par

Jean-Yves REYNAUD

ARCHITECTURE ET ÉVOLUTION D'UN BANC SABLEUX DE MER CELTIQUE MÉRIDIIONALE



Soutenu le 13 Décembre 1996 devant la commission d'examen :

Président : H. CHAMLEY
Rapporteurs : G.-A. AUFFRET
R. DALRYMPLE
Examineurs : S. BERNÉ
M. DE BATIST
J-L. RUBINO
B. TESSIER

*Au Professeur Jean TRICHET, qui m'amena à la Géologie dans la pénombre de sa petite maison
assise sur les sables du Loiret et scellée de masques incantateurs d'antipodes*

À mon père, historien et bâtisseur, "ojos adentros"

À Béatrice, ma passerelle

AVANT-PROPOS

REMERCIEMENTS

LES PROMOTEURS : Je remercie le professeur Hervé Chamley (USTL) qui sut me passionner pour un sujet bien éloigné de mon travail de DEA, qui traitait de paléoclimatologie. Il est l'adroit promoteur de cette thèse, bien que j'eusse eu d'autres motifs, inavouables ici (regardez à la fin), d'immigrer dans le Nord. Je remercie également Serge Berné (IFREMER), instigateur du programme Sédimanche et de la problématique sur les bancs sableux érosifs : il a tracé les grands axes de la thématique abordée dans ce travail, puisqu'il s'intéresse également aux appareils deltaïques de la marge du Golfe du Lion. C'est grâce à lui que j'ai pu bénéficier des outils, des données et des compétences de l'IFREMER. J'ai une pensée particulière pour Marc de Batist (RCMG) : je n'ai pas assez profité de sa douceur, de sa patience et surtout de ses compétences en sismostratigraphie de bassin ; mais sa porte m'était ouverte et c'est grâce à lui que j'ai pu goûter aux joies de la confrérie ERASMUS.

LES JUGES : Je remercie Gérard Auffret (IFREMER) et le professeur Robert Dalrymple (Université de Kingston, Canada) d'avoir accepté de rapporter mon travail. Je connais le premier depuis mon passage à l'IFREMER en 1992. Sa modestie naturelle n'a d'égalé que sa connaissance de la marge celtique, et il fait partie des chercheurs dont on se dit *a posteriori* que si on les avait lus plus tôt, ça nous aurait évité quelques moments d'orgueil créateur. Le professeur Dalrymple n'a nul besoin d'être présenté : sa compétence sur les systèmes tidaux, tant du point de vue dynamique que stratigraphique a fait le tour de la planète, et je suis très heureux qu'il juge aujourd'hui mon travail. Je remercie également Jean-Loup Rubino (société TOTAL) d'avoir accepté de porter un oeil critique extérieur sur ce travail : il fait partie des géologues irremplaçables du point de vue de leur longue expérience de terrain.

LES ARCHITECTES : J'aurais du mal à exprimer sobrement ma gratitude envers Bernadette Tessier (CNRS), car dès le départ tout nous portait d'accord, depuis son goût pour les instruments de musique ou les archives familiales jusqu'à une certaine idée sur le réconfort culturel qu'apporte la géologie. Sans le savoir, vous verrez dans ce manuscrit l'ombre de sa main faire de la lumière un peu partout. J'aurais aimé partager davantage de réflexions avec Jean-Noël Proust (CNRS), dont les travaux m'ont beaucoup inspiré, et avec qui je souhaiterais approfondir mes connaissances en stratigraphie génétique, avec le passage obligé par l'école des faciès. Jean-Noël fait de la nécessité de tendre vers de nouveaux concepts un vrai plaisir intellectuel, et c'est ce qui nous réunit.

LES MAÎTRES D'OEUVRE : A l'IFREMER, il est impossible d'oublier l'espièglerie et la fantaisie ressourçante de Tania Marsset dès qu'on a travaillé plus d'une heure avec elle. Championne des bricolages 3D en plastique, elle a su prendre au mieux le relais de mon travail quand j'ai été engagé pendant dix mois comme Gentil Organisateur au Club (méditerranéennes). Sa chaumière, ensoleillée par ses blondinets et protégée par sa toiture de mari, m'était toujours ouverte, et je m'y serais fait tonton sans scrupules. Passé le seuil, j'ai retrouvé la même chaleur et la même sympathie chez Gilles Lericolais, soit sticky rice, soit rick@ifremer.fr, supersurfer d'internet et génie en farces et attrapes informatiques. Son humour et son imagination faisant le pendant de sa compétence dans le domaine de la géophysique, il illustre généralement ses cours de sismique en tapant sur des casseroles. Jean-François Bourillet, grand manitou des isobathes à l'IFREMER, m'est apparu encore plus bathe en mer, comme chef de mission à l'emblématique et méticuleuse clarté. Je veux également citer parmi les maîtres Martine Clet (CNRS), à la patience toute climatique, à la précision d'abeille, qui m'a initié le jour à l'extraction palynologique, tandis que le soir nous parlions musique avec son passionnant mari. Je comparerais plus volontiers Agnès Lauriat-Rage (MNHN) avec un maelström, contaminés que nous fûmes Bernadette et moi par son allant dans une passionnante et complète visite des collections du Muséum d'Histoire Naturelle. Je veux remercier ici tous ses collaborateurs, en particulier ceux avec qui j'ai directement correspondu, Didier Néraudeau et le professeur Carriol. Parmi les traqueurs de mollusques, je voudrais également remercier Eric Braccini (ELF-P), qui a immédiatement répondu à mon appel ostracodique, ainsi que Michel Moulade (Université de Nice), qui m'a fait le grand plaisir de trouver des indices de Pliocène dans les foraminifères des sables celtiques...

LES CRITIQUES : Sans l'avis de maîtres de passage, peut-être d'autant plus pertinents que désintéressés, plusieurs pans de la discussion n'auraient pas vu le jour. Merci à Jean-Paul Auffret (Université de Caen), l'homme de la Manche, formidable connaisseur de chansons paillardes et danseur de gigue. Merci à Pol Guennoc (BRGM), carrure et moustaches à la Magnum, à la passion communicative. Merci à François Guillocheau (Université de Rennes), peut-être le plus enthousiaste et le meilleur vivant de ces hommes qui font du plaisir intellectuel un exercice pieux, une envolée aux retombées sensibles dans l'assiette. Merci à mes correspondants d'un jour, Nicole Lenôtre (BRGM), Carl Amos (Geol. Survey canadien) ou David Keen (Univ. de Coventry), qui furent diligents et précis. Merci également à ceux qui étaient prêts à donner, mais qui ont simplement croisé la thèse : Jacky Ferrière (USTL), aussi sûr à la relecture que dans son amitié quotidienne, Michel Lopez (USTL), Hughes Féliès (ESSO), Pierre Watremez (BRGM) et tous ceux qui fuient des listes par le bas.

LES OUVRIERS ET LES PASSANTS : Merci à ceux qui seraient au détail ce que les fondations sont à la pyramide. Je pense à Nelly Pernot, si chaleureuse, à Philippe Recourt, homme-orchestre, à Françoise Dujardin, indéprimable sourire. Je pense à Jean Carpentier, comique impassible, à Robert Ballanghien, relieur de patience, à Frank Duthoit, homme de prêt, et aux copains qui à l'occasion m'ont transformé en rédacteur de plus de dix doigts : Geoffroy Mahieux, l'as des réflecteurs sismiques et Anthony Le Ruyet, au rire de démarreur. Je pense aussi à ceux qui m'ont aidé techniquement à l'IFREMER : Alain Lombard, qui a réalisé les cartes bathymétriques, et Eliane Le Drezen, qui concocta les mosaïques d'images sonar, ainsi que René Kerbrat et Gilbert Floch au labo de sédimentologie. Merci aussi aux hommes de GENAVIR, en particulier Christian Prud'homme et Jean-Michel Raillard. Mais la science n'est pas tout, et en tout cas on n'en fait pas sans soutien moral. Merci aux amis brestois, brumiseurs de sympathie : Bruno et Babette Savoye (je n'oublierai jamais leur chaude et ronde hospitalité, ils furent les premiers à m'accueillir à l'IFREMER), Florence Thauront et Agnès Baltzer (et leur homme), Frédéric Rigaud (et son portable) et tous ceux que j'oublie. Merci également aux amis gantois, qui eux savent servir la mousse, et plus particulièrement à Pieter Vanhauwaert, avec qui j'ai partagé mes premières découvertes océanographiques, ainsi qu'à Erwin Van Heuverswyn, sismicien de choc, qui m'aida à nourrir les poissons en Manche orientale. Que tous les autres, ainsi que les étudiants ERASMUS (car Gand est très cosmopolite) soient associés à la farandole. Je veux citer également pêle-mêle les Lillois qui, de près ou de loin, donnèrent quotidiennement un visage à cette tranche de vie que fut ma thèse : Danièle Bartier, qui apprécie les estaminets flamands au même titre que la géochimie (: ça fait rêver) ; Viviane Bout (et Manu), spécialiste des kickers, des paléoclimats et des enfants à croquer ; Martine Buatier, qui allait courir avec Béatrice de sorte que Jo, son mari dut souvent s'occuper des jumeaux ; Christophe Buret, pas si « tapette » que ça puisque s'il accoucha de sa thèse en même temps que moi, ce fut après que sa femme l'eut fait de Léa et Hugo ; Martial Caridroit, braconnier de son état ; Franck Chanier, au regard plus perçant que celui des maoris ; Corinne Corbau et Christos Lazarou, l'une sur la plage l'autre sur les artefacts ; Jean-Marie Dégardin, collectionneur de cartes téléphoniques ; Michel Dubois (et Véronique), ma compagnie de certaines nuits au labo ; Abderrazack El Albani, l'homme du Sud, le concepteur de tagines à vous torturer dans le sommeil ; Christian Gorini, africanisant à en noctambuler ; Anne Lefrançois (et Salah), spécialiste d'un camembert qui ferait pâlir les inconditionnels des normes européennes ; Pascal Miconnet, observateur d'un humour potache qui relèguerait celui des Deschiens au rang du parisianisme ; Jean-Luc Potdevin, qui malheureusement sort de la tranche 0-100 m ; Jean-Luc Schneider, à l'enthousiasme doctoral ; Monique Seiler, à l'âme africano-américaine ; Alain Trentesaux, camarade au-delà des voyages géologiques ; Patricia Vanderaverhoet, amatrice de bowling ; Emmanuelle Venin (et Javier), blonde mais hispanisante à souhait...

On dira que je flagorne, que j'en fais trop. Mais je ne peux m'arrêter avant d'avoir cité mes proches, ceux qui ont su les eczéma et les champignons nés du stress pendant ces quatre années : mon frère persan Khadim Durrani, sa femme Majhabeen et ses enfants ; Elsa Cortijo, climatologue, amie de la première heure, ainsi que son mari Didier. Mes parents et mes frères, à qui je dois d'avoir cru en moi. Je les embrasse tous chaleureusement. Mais comme une thèse, c'est aussi de la peine, j'hésite à en faire autant avec Béatrice, car s'est surtout à cause d'elle que je suis passé par là... J'aviserai quand vous aurez refermé comme une tenture la couverture de ce volume.

HISTORIQUE DE L'ETUDE

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme MAST 2 - STARFISH, financé par la Communauté Européenne et réunissant divers organismes européens de recherche, dont en particulier, sur l'atelier de la Mer Celtique, l'Université des Sciences et Technologies de Lille, l'IFREMER - Brest et le Renard Centre of Marine Geology de l'Université de Gand (Belgique).

La richesse de ce partenariat a permis de travailler dans un esprit pluridisciplinaire sur un thème scientifique cher aux océanographes bretons et nordistes : les stocks sableux de plateforme continentale. Du côté français, le projet s'inscrivait dans la suite logique des recherches menées sur le plateau breton par plusieurs générations de scientifiques "bretonnants" (L. Dangeard, L. Berthois, G. Boillot, J-R. Vanney, G. Auffret, S. Berné), qui se prolongent aujourd'hui dans le programme Sédimanche, piloté à l'IFREMER par Serge Berné, Jean-François Bourillet, et intégrant entre autres des chercheurs de l'Université de Caen (Jean-Paul Auffret), de l'Université de Rennes (François Guillocheau) et du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Pol Guennoc).

Dès les premiers stades du projet, la perspective du travail en Mer Celtique s'est focalisée sur une analyse relativement séparée de la dynamique superficielle et de la structure interne d'un banc de sable, le Kaiser-I-Hind, ou plus simplement Kaiser*, situé 300 km des côtes à la latitude de Brest à une profondeur comprise entre 110 et 170 m. L'attention ayant été focalisée sur la reconnaissance sismique de ce banc, il a été difficile de consacrer autant de prélèvements et d'études sédimentologiques à la couverture superficielle qu'il aurait été nécessaire. D'un autre côté, des données de forage auraient été nécessaires pour valider de façon réellement convaincante l'étude sismique. Mais ces données n'existent pas, les systèmes de forage dans les sédiments sableux de la plateforme profonde n'ayant pas encore fait l'objet des développements qu'ils mériteraient.

ORGANISATION DU MEMOIRE

Première partie : dynamique superficielle du banc du Kaiser. - Le Chapitre 1 présente la bibliographie concernant la lithologie et la dynamique des sédiments superficiels de la Mer Celtique méridionale, dans la perspective d'une comparaison avec le système des sédiments de la Manche. Dans le Chapitre 2, une cartographie des corps sédimentaires décimétriques présents à la surface du banc du Kaiser-I-Hind est établie, fondée sur la comparaison des cartes bathymétriques et mosaïques d'images acquises par les sondeurs multifaisceaux SIMRAD EM12 et EM1000 pendant les missions Sédimanche 1 (NO Atalante, 11/92) et Sédimanche 2 (NO Suroit, 3/93). Précisant cette cartographie, des *faciès acoustiques* particuliers et des corps sédimentaires d'échelle métrique sont mis en évidence sur les données de sonar à balayage latéral acquises pendant la mission Belgica 94/17 (06/94). Les caractéristiques sédimentaires des fonds marins révélés par ces explorations acoustiques ont été déterminées sur la base d'échantillonnages à la benne (Belgica 94) et au carottier Küllenberg (Sédimanche 2). A la lumière des données bibliographiques sur les courants de marée et de houle près du fond, le Chapitre 3 présente une interprétation de la dynamique superficielle du banc, intégrant l'échelle de la particule et celle des corps sédimentaires.

Seconde partie : dynamique ancienne du banc du Kaiser. - Le Chapitre 4 comprend une revue bibliographique des facteurs contrôlant la sédimentation à long terme dans le bassin de la Mer Celtique, à savoir la tectonique et les variations eustatiques, et présente les formations néogènes sous les sédiments superficiels de la Mer celtique telles qu'elles étaient reconnues au début des années 1990. Le Chapitre 5 fait état des données de deux campagnes de sismique très haute résolution sur le banc du Kaiser (missions Sédimanche 2 et Belgica 94 ; Chapitre 5). Les principales formations constituant le banc du Kaiser et son assise sont identifiées par recoupement [1] avec les données de sismique haute résolution existantes au Bureau des Recherches Géologiques et Minières (partie française) et au British Geological Survey (partie anglaise) ; [2] avec des données de puits pétroliers. Les nouvelles données permettent de préciser : [1] la géométrie de l'incision principale d'une des vallées incisées de Mer Celtique, la vallée du Kaiser, ainsi que l'architecture de son comblement ; [2] la structure interne du banc du Kaiser ; et [3] les relations géométriques entre la structure du banc, celle du comblement de la vallée et le fond sous-marin. Dans le Chapitre 6, sur la base d'arguments purement géométriques, [1] les milieux de dépôt sont reconstitués ; [2] les assemblages de milieux de dépôt sont interprétés dans le cadre d'un système sédimentaire ; [3] une analyse séquentielle des discontinuités est faite à l'échelle de la succession étudiée et de la série néogène du bassin des approches de la Manche. Cette étude permet : [1] une révision de l'interprétation sédimentologique et chrono-stratigraphique de la série plio-quadernaire de Mer Celtique méridionale ; [2] une réinterprétation des causes et des constantes de temps des fonctions forçantes de la sédimentation sur la marge ; [3] une discussion sur la « préservabilité » des bancs celtiques à l'échelle des formations sédimentaires de la marge.

Le mémoire tente de rendre compte, pas à pas et le plus précisément possible, de la démarche suivie. Afin de faciliter l'accès aux résultats, un résumé en anglais figure en page de tête de chaque chapitre. Les détails, arguments ou remarques annexes, figurent en note de bas de page. Les références bibliographiques sont transcrites de manière à ce que le lecteur puisse faire la part entre les travaux lus (référéncés en fin de volume) des travaux cités mais non lus (mentionnés entre crochets).

* Dont le nom saurait provenir d'un navire allemand dédié à Hindenburg?

INTRODUCTION : PROBLEME SCIENTIFIQUE, SITE ET METHODOLOGIE DE L'ETUDE

For fifty years, offshore banks in tidal settings had been thought to be depositional bodies whose size, shape, spacing, and orientation are exclusively related to an equilibrium between a sediment trap and the hydrodynamical forces acting on it. However, high-resolution seismic studies have pointed out recently that such banks could also be erosional or mixed erosional/depositional forms (Berné et al., 1994). From a stratigraphic point of view, this implies that transgressive bodies might require reinterpretation as lowstand features, just as was proposed tens of years ago for drowned barriers along wave-dominated coasts (incised lowstand deposits as opposed to transgressive barrier systems; see Rine et al., 1991). In most cases, there seems to be a good geographic correlation between incised valleys and offshore banks. The aim of this study is to contribute to the knowledge of the genesis of these offshore sand bodies, from a dynamical and stratigraphical point of view.

The thesis was financially supported by the EEC funded MAST2-Starfish European program, through the partnership of RCMG-Gent and IFREMER-Brest. The Celtic Banks were also a study area for the SEDIMANCHE IFREMER program, dealing with [1] the stratigraphy of the Celtic margin and [2] the Quaternary deposits of the English Channel and its Western Approaches. The problem of the Celtic Banks needed a renewed investigation using high- and very high-resolution seismic sources. As a consequence, the purpose was to investigate only one bank, but in the maximum detail possible. The choice of the Kaiser Bank area was practical (medium size and close to the shelfbreak, but not far from Brest).

1. PROBLEMATIQUE ET ETAT DES CONNAISSANCES

A. INTRODUCTION AU SUJET

1. DIVERSITE ET INTERET DES BANCS

D'amplitude décamétrique et d'extension plurikilométrique, les bancs sont parmi les plus grandes structures géomorphologiques formant relief sur les plateformes continentales actuelles, et dont la dénomination dans la terminologie anglosaxonne traduit la profondeur (*shoal*), la morphologie (*ridge, bank*) ou la signification géologique (*barrier*). Parmi ces structures, les bancs ont une forme pouvant être soit ramassée (*shoals*), soit allongée - rectilinéaire (*linear bank/ridge*) ou courbe (*S or V crested sand bank*). Ils sont constitués soit par des formations meubles, soit par des ressauts du substratum rocheux des plateformes (Vanney, 1977). Les bancs constitués de sédiments meubles peuvent représenter des formes d'accumulation ou d'érosion (Off, 1963 ; Stubblefield *et al.*, 1983). Les formes en accumulation sont dites « actives » quand elles sont en équilibre avec les agents qui les ont construites, principalement la houle et les courants de marée. Dans le cas contraire, elles sont héritées (*moribund*), et ne sont préservées que si les agents qui contribuent à leur enfouissement prédominent sur ceux qui contribuent à leur érosion. La plupart des formes en érosion correspondent à des structures sculptées dans le substratum rocheux (ce sont les « chaussées » des géomorphologues : voir Vanney, 1977).

Depuis la mise en évidence de sables grossiers sur les plateformes distales (Shepard, 1932 ; Bourcart, 1945), les concepts de stratigraphie séquentielle ont amené certains auteurs à réinterpréter récemment certains bancs comme des formes d'érosion de prismes littoraux mis en place à la faveur de chutes rapides du niveau marin relatif (*régressions forcées* : Posamentier *et al.*, 1988). A l'opposé, mis à part l'héritage de certains dépôts glaciaires ou périglaciaires (Smith, 1969 ; Vanney, 1977), la plupart des formes en accumulation auraient pour origine le remaniement *transgressif* de prismes littoraux sous forme de *shoreface connected ridges* (Duane *et al.*, 1972) ou de *shoals retreat massifs* accumulés par une convergence de la dérive littorale (Swift, 1975). On sépare actuellement en deux familles les *shoal retreat massifs* : les systèmes à prédominance de la houle (l'exemple le plus cité est celui des bancs de la côte est des USA¹), et les systèmes de *bancs tidaux* (Houbolt, 1968 ; Caston, 1970).

Alors que les formes en érosion héritées de bas niveaux marins seraient essentiellement monogéniques, les formes en accumulation héritées peuvent être de nature *composite*, comme cela a été montré pour les bancs de la Manche Orientale (Lapierre, 1975 ; Dewez, 1988 ; De Batist *et al.*, 1995), ou pour certains bancs de la côte belge (Trentesaux, 1993). Par exemple, le Middelkerke bank, au large d'Ostende, est constitué de 7 unités de dépôt, avec à la base des chenaux estuariens et au sommet des sables d'*offshore*, l'essentiel du relief étant constitué de dépôts de plage et de lagune (Fig. 1). Ces systèmes composites sont particulièrement intéressants parce qu'ils enregistrent les changements environnementaux, et les variations d'équilibre entre hydrodynamisme et sédimentation au cours des transgressions.

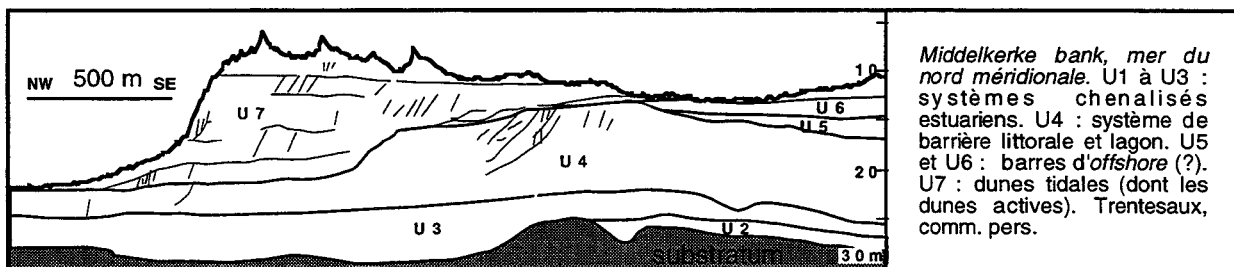


Fig. 1 : Structure interne d'un banc sableux composite.

2. LE PROBLEME DES BANCS CELTIQUES

Les bancs tidaux de Manche occidentale ont été interprétés comme des systèmes marins

¹ Les bancs présenteraient selon Stubblefield *et al.* (1983) un "coeur" relique d'anciennes barrières littorales submergées, caractérisant des phases d'accélération de la transgression flandrienne. En revanche selon Swift (1975) et Rine *et al.* (1991), la plupart de ces systèmes représenteraient des formes d'accumulation en équilibre avec l'hydrodynamisme actuelle, seuls les bancs les plus profonds correspondant à des reliefs résiduels du *shoreface* inférieur (anciens *shoreface connected ridges* ; Rine *et al.*, 1991).

transgressifs mis en place au cours de la dernière déglaciation*, actuellement abandonnés, et dont la seule partie dynamique serait les dunes présentes à leur surface ([Guilcher, 1951 ; Berthois, 1959 ; Boillot, 1964] in Quesney, 1983). Cette hypothèse est confirmée par les datations C14 de Hommeril ([1971] in Quesney, 1983), qui donnent aux bancs du golfe normand-breton des âges compris entre 4950 BP à la base et 1300 BP au sommet. Des âges encore plus anciens (8420+/-60 BP) ont été mesurés sur des coquilles prélevées à la base du banc de Sercq (M'Hammdi, 1994). Cependant, d'après Larsonneur *et al.* (1982), le régime dynamique de la Manche occidentale se stabilise dans les conditions actuelles dès 7000 BP. La dynamique au droit de ces bancs serait donc la même que celle ayant présidé à leur genèse. Les bancs celtiques, situés sur la plateforme distale par 160 m de fond (Fig. 10), ne seraient pas, en revanche, en équilibre avec les conditions de leur genèse. Selon certaines hypothèses, ces bancs correspondraient à des reliques de barrières littorales ([Berthois et le Calvez, 1959 ; Vanney, 1977] in Auffret, 1983 ; Fig. 2).

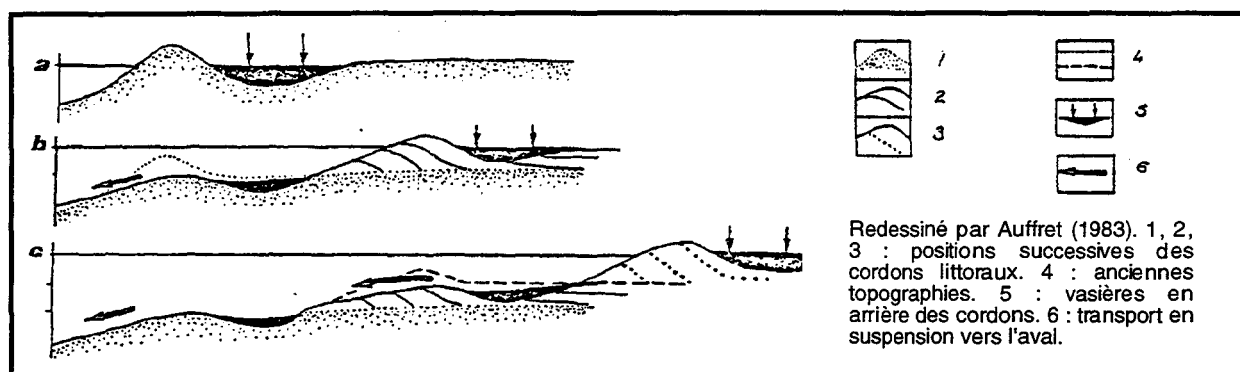


Fig. 2 : Modèle d'évolution des bancs celtiques, d'après Vanney (1977).

Cependant, l'hypothèse qui prévaut dans la plupart des interprétations actuelles est celle de bancs tidaux mis en place lors du dernier bas niveau marin (Stride, 1963 ; [McKinney *et al.*, 1974] in Bouysse *et al.*, 1976 ; Pantin et Evans, 1984). Actuellement "moribonds", ils ne seraient plus en équilibre avec les courants tidaux. L'idée est argumentée par Belderson *et al.* (1986), qui montrent grâce à un modèle numérique que seule une chute du niveau marin à -100 m peut augmenter suffisamment la vitesse des courants tidaux nécessaires à la construction et au maintien des bancs (Fig. 3). Mais paradoxalement, les bancs situés au NW du secteur sont les moins profonds (70 m), alors qu'ils présentent les formes les plus dégradées (Pantin et Evans, 1984). Inversement, les bancs situés au SE, plus profonds (120 m), présentent des formes plus fraîches et des dunes sur leurs flancs (Stride, 1963). Le but de cette étude est [1] de préciser la dynamique actuelle de ces bancs profonds de plateforme, [2] d'apporter des arguments sur leur mode de formation à partir de leur architecture.

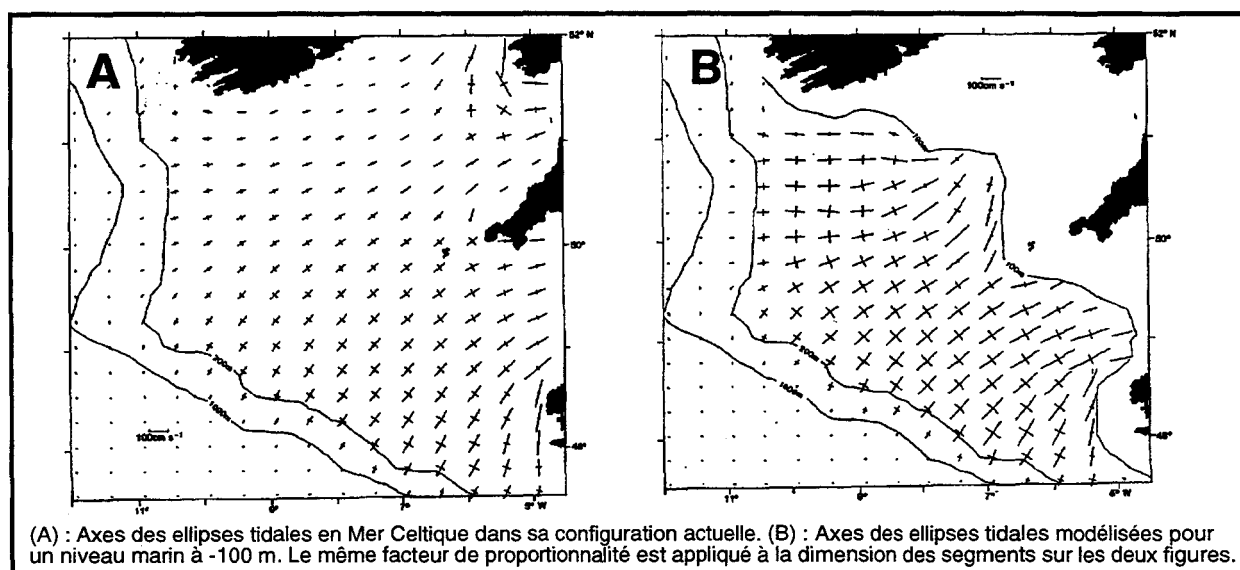


Fig. 3 : Influence de la morphologie côtière sur les courants de marée semi-diurnes (Belderson *et al.*, 1986).

* Transgression « flandrienne » : de la fin du Weichsélien (18 KA) au début de l'Holocène (7 KA).

B. BANCS TIDAUX : ETAT DES CONNAISSANCES

1. DYNAMIQUE

Les bancs tidaux sont des accumulations sableuses d'amplitude 15 à 50 m, de longueur atteignant 100 km et de largeur kilométrique caractérisés par : [1] un angle nul ([Dingle, 1962] in Stride *et al.*, 1982 ; Houbolt, 1968) ou faible entre la direction du pic de courant dominant et celle de leur crête (Caston, 1972, Kenyon *et al.*, 1981), et [2] une convergence vers leur crête des dunes qui les couvrent, et une parallélisation des crêtes dunaires par rapport à la crête du banc au voisinage de celle-ci (Caston, 1972 ; Fig. 4A). La forme et la structure des bancs tidaux traduisent l'asymétrie entre le courant de flot et le courant de jusant, caractérisée par : [3] un profil transversal asymétrique, avec une pente de 5-6° sur le flanc raide et de 1° sur le flanc doux ([Jordan, 1962] in Stride *et al.*, 1982 ; Houbolt, 1968) ; [4] une terminaison large et arrondie vers l'amont du courant dominant, et une terminaison étroite vers l'aval (Caston, 1981 ; Fig. 4A) ; [5] une structure interne avec litage principal marqué par des surfaces parallèles au flanc raide, traduisant la migration de la structure (Houbolt, 1968 [Fig. 4B] ; [Prentice *et al.*, 1968] in Stride *et al.*, 1982 ; Lapierre, 1975). A l'intérieur des sets obliques, marqués par un granoclassement négatif vers la crête du banc, un litage de mégaride est observé (Chakhotin *et al.*, 1972 ; Davis *et al.*, 1993).

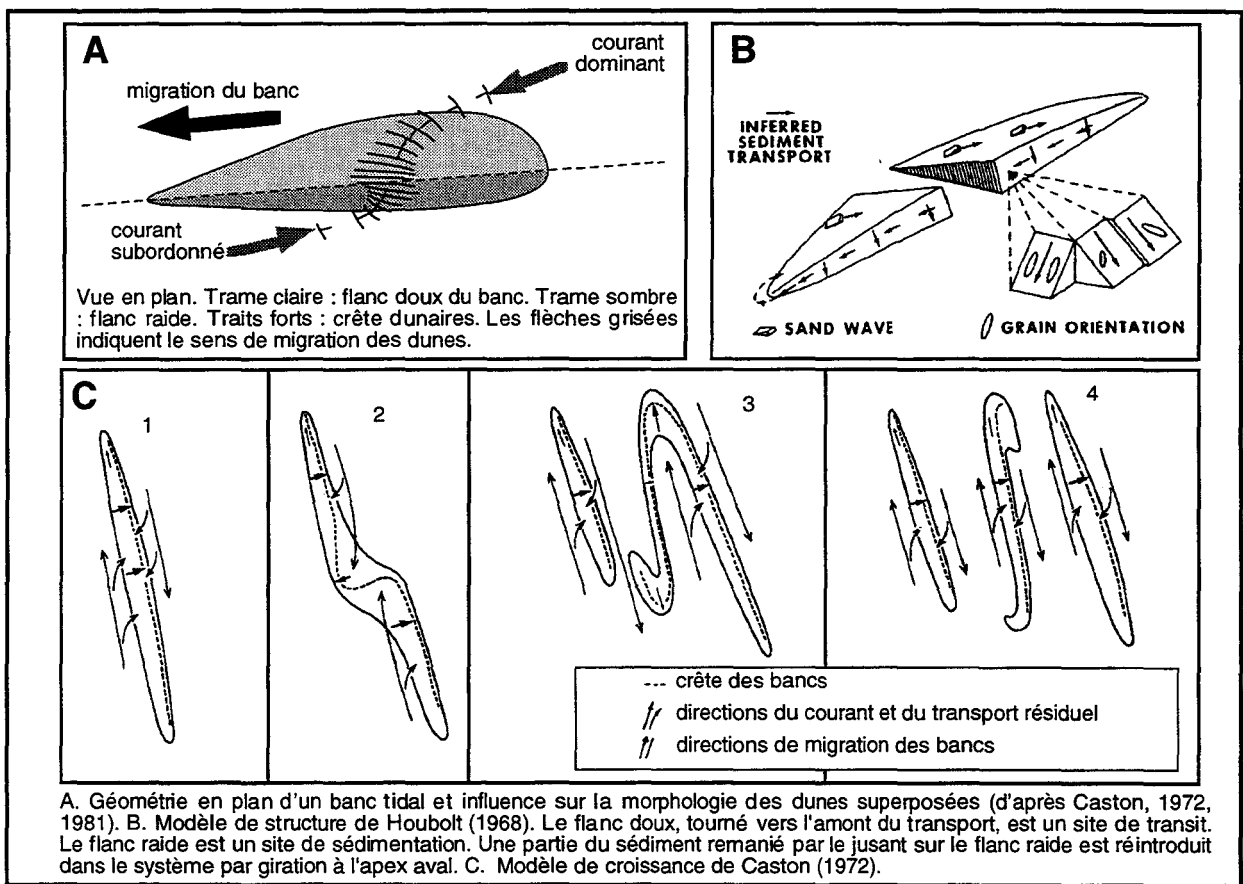


Fig. 4 : Structure et migration des bancs tidaux.

La dynamique tidale est à l'origine de nombreuses accumulations sableuses de grande taille [1] dans les zones amphidromiques des plateformes tidales (Swift, 1975), et [2] dans des pièges hydrodynamiques à l'aval d'îles (M'hammdi, 1994), de pointements rocheux submergés (Quesney, 1983), de caps (Pingree et Maddock, 1979) ou de baies (Ferentinos et Collins, 1979). Selon Smith (1970), la dynamique des bancs traduirait l'évolution continue d'une contrainte frictionnelle maximum en amont de la crête (Fig. 5B). Off (1963) et Houbolt (1968) invoquent le rôle prépondérant des circulations hélicoïdales secondaires (cellules de Langmuir) parallèles au courant principal (Fig. 5A).

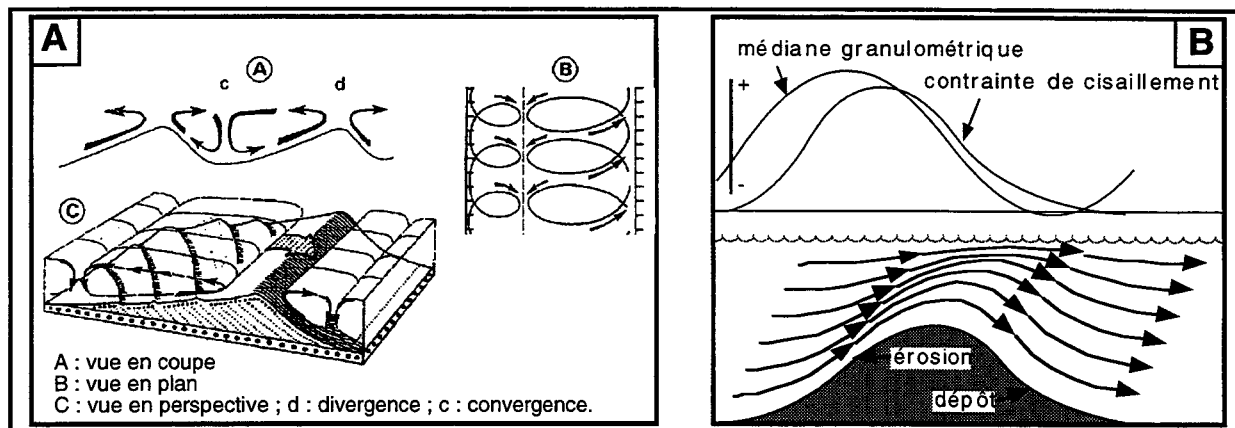


Fig. 5 : Dynamique des bancs sableux (A : Vanney, 1977 ; B : Smith, 1970).

Ce mécanisme est précisé et argumenté par Allen (1968) et Caston et Stride (1970), ainsi que par les études en laboratoire ([Greenspan, 1968] in Stride *et al.*, 1982) et théoriques ([Gammelsrod, 1975] in Stride *et al.*, 1982), qui justifieraient l'obliquité observée entre les pics de courant et les bancs. Néanmoins, dans cette interprétation, les bancs seraient essentiellement des structures parallèles au transport sédimentaire principal. D'autres hypothèses sont invoquées pour expliquer l'accumulation des bancs dans une direction oblique à celle des courants tidaux. Selon Postma (1967), cela serait expliqué par la combinaison entre [1] la rotation des courants tidaux, et [2] la différence entre la vitesse d'érosion et la vitesse de transport des particules (Fig. 6A). Cependant, le fait que l'axe des bancs soit positionné par rapport au courant dans le sens d'une rotation antihoraire pour plupart des bancs de l'hémisphère nord, et horaire pour ceux de l'hémisphère sud, suggère la participation de la force de Coriolis à la dynamique tidale (Kenyon *et al.*, 1981). L'idée, formulée par Zimmerman (1981), est que l'accélération des courants vers la crête du banc génère des vortex favorisant la rotation antihoraire des bancs dans l'hémisphère nord (voir aussi Pattiarachi et Collins, 1987 ; Fig. 6B).

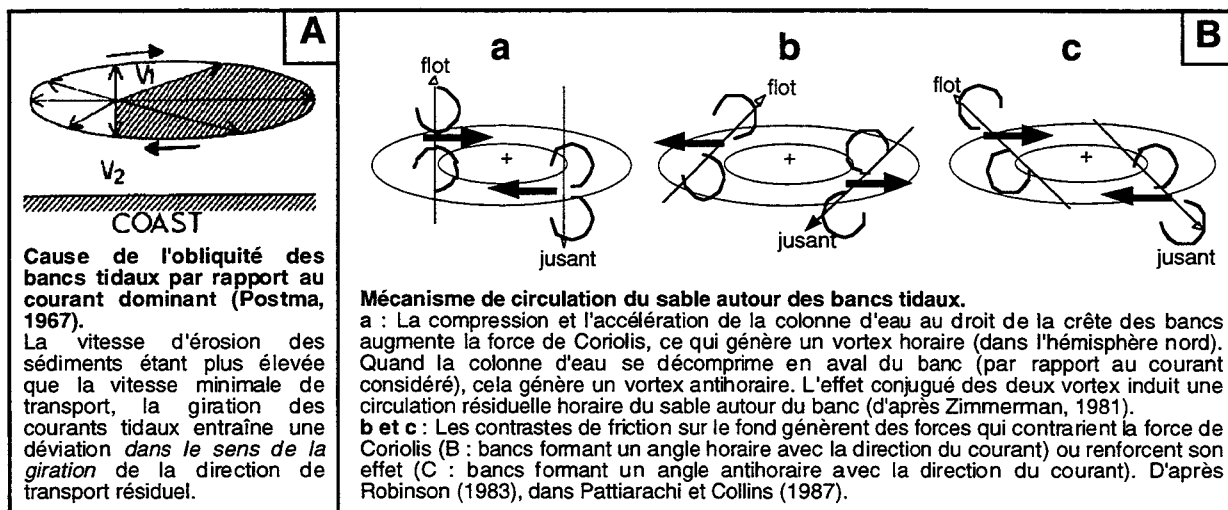


Fig. 6 : Transport à la surface des bancs tidaux.

En définitive, il semble aujourd'hui démontré que la géométrie des bancs et des dunes présentes à leur surface traduisent une circulation résiduelle des masses d'eau *répondant* au relief des bancs (Huthnance, 1973). Cette circulation définit les bancs comme des pièges sédimentaires, ce qui est argumenté par la diminution vers leur crête de la granularité des sédiments superficiels¹ (Pattiarachi et Collins, 1987). Mais dans la plupart des cas ces mécanismes n'expliquent que la maintenance *in situ* des bancs par l'interaction entre les forces tidales et leur relief, et non leur origine.

¹ Ce piégeage du sédiment dans le système est argumenté par [1] un mode granulométrique trop bas pour être à l'équilibre avec les courants tidaux et [2] le volume relativement stable des bancs au cours de leur migration (Houbolt, 1968). Cependant, contrairement au modèle de Houbolt (1968, Fig. 4B), le sédiment n'effectuerait pas de "rotations" autour de la structure : les mégarides et les dunes présentes aux extrémités sont globalement symétriques, et ne montrent pas de virgation (Kirby et Oele, 1975 ; McCave et Langhorne, 1982).

2. MODELES D'EVOLUTION

Selon Swift (1975), l'origine des bancs se situerait au niveau des levées de chenaux tidaux en domaine estuarien interne (Swift, 1975 ; Fig. 7B). Sous l'effet d'une transgression et d'une forte décharge sédimentaire liée à la présence d'un coin salé, ces levées se développeraient en barres d'embouchures présentant le plus souvent une crête sigmoïdale ou en V (Fig. 7A). Du fait de la migration latérale des tronçons rectilignes et de la chenalisation des sinus, ces structures évolueraient en domaine de plateforme jusqu'à des systèmes de bancs en échelon (Caston, 1972 ; Fig. 4C). La croissance de ces systèmes parallèles en domaine de plateforme est modélisée par Huthnance (1982), qui met en évidence des « bandes de dépôt » dont l'espacement serait 250 fois la profondeur d'eau, et qui seraient initiées par des vortex au droit d'irrégularités topographiques originelles. Ce modèle, modifié par Hulscher *et al.* (1993), semble conforté par les observations de terrain qui montrent la relation $L=29d^2$ entre L la distance crête à crête et d l'amplitude des bancs ou la profondeur d'eau (in Allen, 1984, d'après Off, 1963).

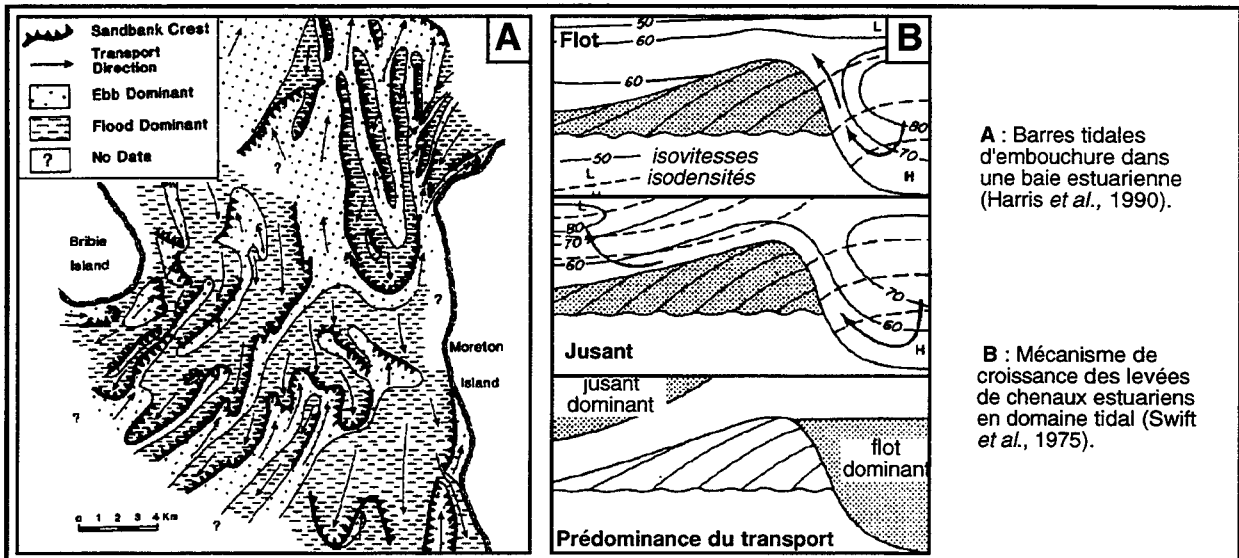


Fig. 7 : Origine estuarienne des bancs tidaux.

L'évolution des bancs tidaux de plateforme passerait par les stades actif, moribond et d'enfouissement (Fig. 8A), comme pour les dunes dans le modèle de Nio (1976). Off (1963) avance l'idée de bancs moribonds pour certaines structures du delta de l'Amazone, aux formes arrondies et ennoyées dans des argiles. Les bancs moribonds seraient caractérisés par une surface sommitale d'érosion par la houle (Fig. 8B). Le matériel érodé au sommet se déposerait sur les flancs d'un banc et au-delà, ce qui contribuerait à la diminution de la pente et de l'asymétrie de la structure primitive. L'évolution des bancs tidaux en domaine estuarien non transgressif serait plus complexe. On observerait, avec le comblement de l'estuaire, [1] un chevauchement des bancs, qui seraient séparés par des surfaces de migration des chenaux interbancs (Fig. 8C), et [2], au sommet de la structure, des incisions de chenaux de l'estran tidal, migrés et comblés par accrétion latérale (Fig. 8 C).

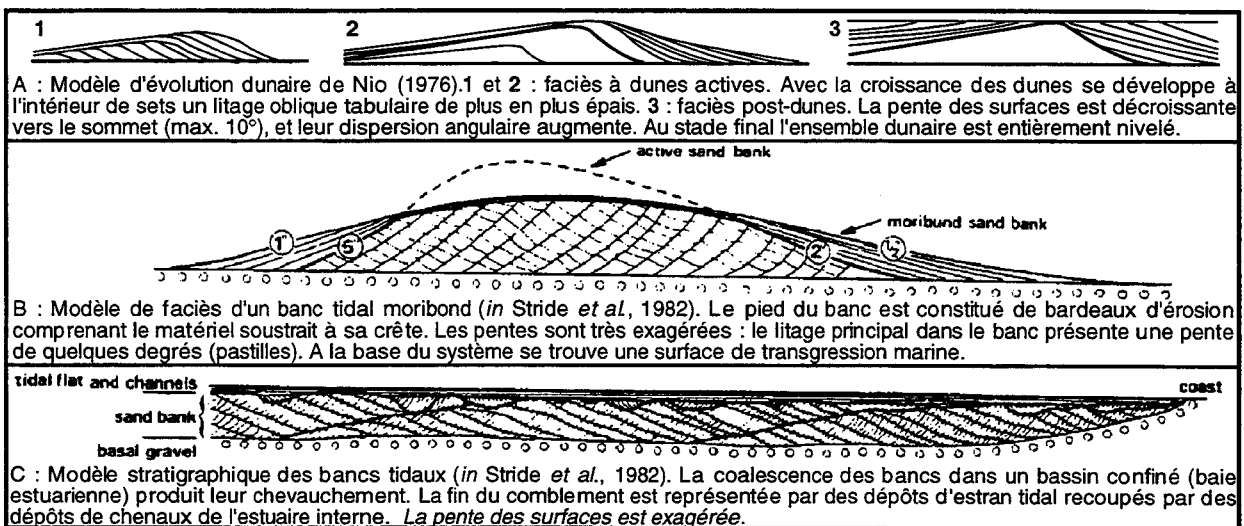


Fig. 8 : Modèles de préservation des bancs tidaux.

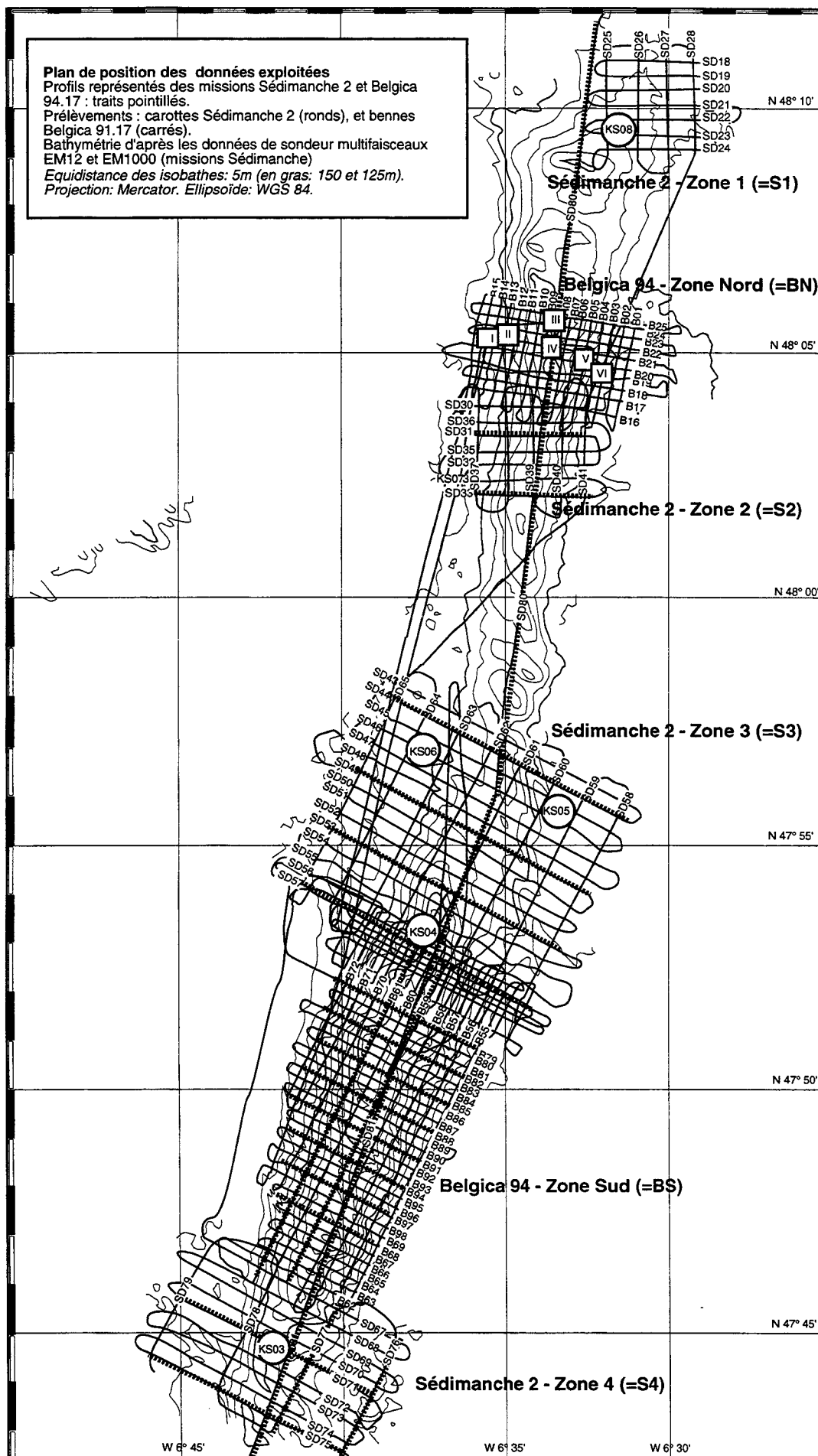


Fig. 9 : Plan des données géophysiques et sédimentologiques exploitées.

2. SITE ET MATERIELS D'ETUDE

A la suite des premiers résultats acquis en Mer Celtique dans le cadre du programme international de recherche MAST 2 - STARFISH, l'étude des bancs a été focalisée sur le banc du Kaiser, en raison de sa position à la fois distale sur la plateforme et relativement proche du port de Brest. Le présent travail exploite les résultats de deux des missions en mer réalisées sur ce banc (Fig. 10).

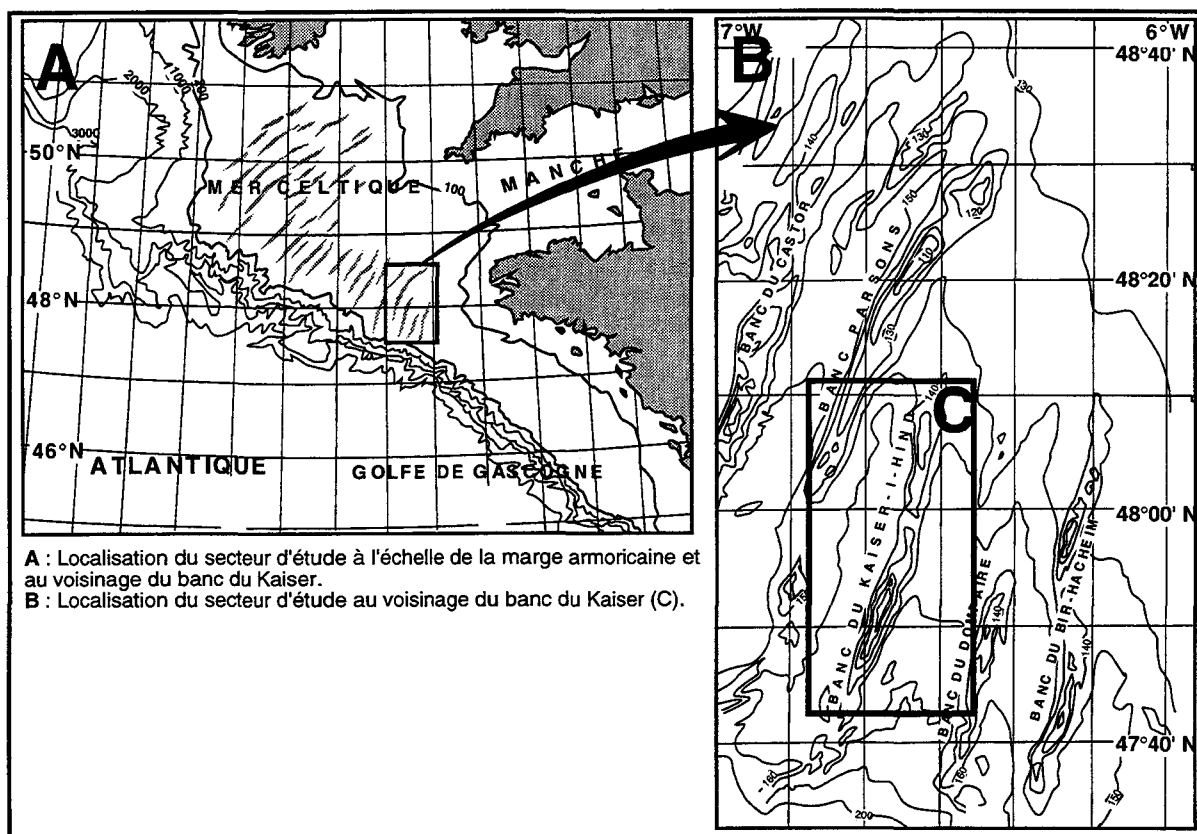


Fig. 10 : Localisation des bancs de la Mer Celtique.

Au cours de la mission Sédimanche 2 (février 1992), nous avons réalisé avec des moyens IFREMER sur quatre zones du banc appelées ici S1 à S4 : [1] 64 profils sismiques très haute résolution ; [2] une couverture morphobathymétrique au sondeur multifaisceaux ; [3] 6 carottages de la surface du banc (KS03 à KS08). Durant la mission Belgica 94 (juin 1994), deux autres zones du banc (BN et BS) ont été étudiées avec des moyens de l'Université de Gand et de l'IFREMER, à partir [4] d'une centaine de profils sonar et sismique très haute résolution et [5] de 6 échantillons de sédiment prélevés à la benne sur une radiale du banc (Fig. 9).

A. IMAGERIE ACOUSTIQUE

1. RAPPELS

Le principe des outils utilisés en imagerie acoustique est celui d'un émetteur récepteur en céramique fonctionnant dans une bande de fréquence voisine de 100 KHz. La céramique présente un lobe d'émission très directif, de sorte que le signal enregistré traduit la rétrodiffusivité acoustique du fond (*backscattering*) à un endroit précis (*in* Berné, 1991).

a. Rétrodiffusivité et lithologie des fonds

En premier lieu, la rétrodiffusivité donne des informations sur la lithologie des fonds. Dans le cas de fonds sableux homogènes, ce paramètre décrit principalement les variations de granularité : les surfaces apparaissant claires sur les mosaïques (*i. e.* de faible rétrodiffusivité) correspondent à des fonds constitués de sédiments fins, tandis que des fonds constitués de sédiments plus grossiers apparaîtront plus sombres. Cette relation n'est cependant pas toujours vérifiée, dans la mesure où la cohésion des sédiments influence également leur rétrodiffusivité. Par exemple, une surface très rétrodiffusante peut être constituée soit de sédiments fins indurés, soit de sable grossier très mobile. Les facteurs biologiques peuvent également intervenir : des sables colonisés par des organismes

constructeurs ou cimentés par des carbonates présenteront une rétrodiffusivité accrue. Il n'existe donc pas de relation bi-univoque entre la lithologie et la rétrodiffusivité, ce qui rend indispensable la calibration des *faciès acoustiques* par des prélèvements de sédiment. L'expérience cartographique acquise sur les sables du plateau continental montre que les surfaces de plus grande mobilité sédimentaire (les dunes hydrauliques, les rubans sableux et les taches sableuses) sont généralement peu rétrodiffusantes, et que les zones les plus rétrodiffusantes correspondent soit à des sédiments indurés soit à des surfaces de « déflation » par les courants (*gravel lag deposit* des auteurs anglo-saxons).

b. Rétrodiffusivité et relief des corps sédimentaires

En second lieu la rétrodiffusivité renseigne sur la nature du relief sous-marin à l'échelle de la figure sédimentaire (Fig. 11). En effet, la rétrodiffusivité est minimale quand l'angle d'incidence sur la surface est voisin de 0° (la surface apparaît blanche), et maximale lorsqu'il est voisin de 90° (la surface apparaît noire). L'angle d'insonification des surfaces sédimentaires dépend donc de la pente de celles-ci. Quand elle est forte, cela produit des zones d'ombre sur les flancs des corps sédimentaires qui ne sont pas dans le champ insonifié. La signature des échos produits par le relief des corps sédimentaires sur les sonogrammes permet également de déterminer leur éventuelle asymétrie (Fig. 11). La reconnaissance des reliefs par l'imagerie acoustique est essentiellement qualitative, et doit être confirmée par l'analyse de profils bathymétriques.

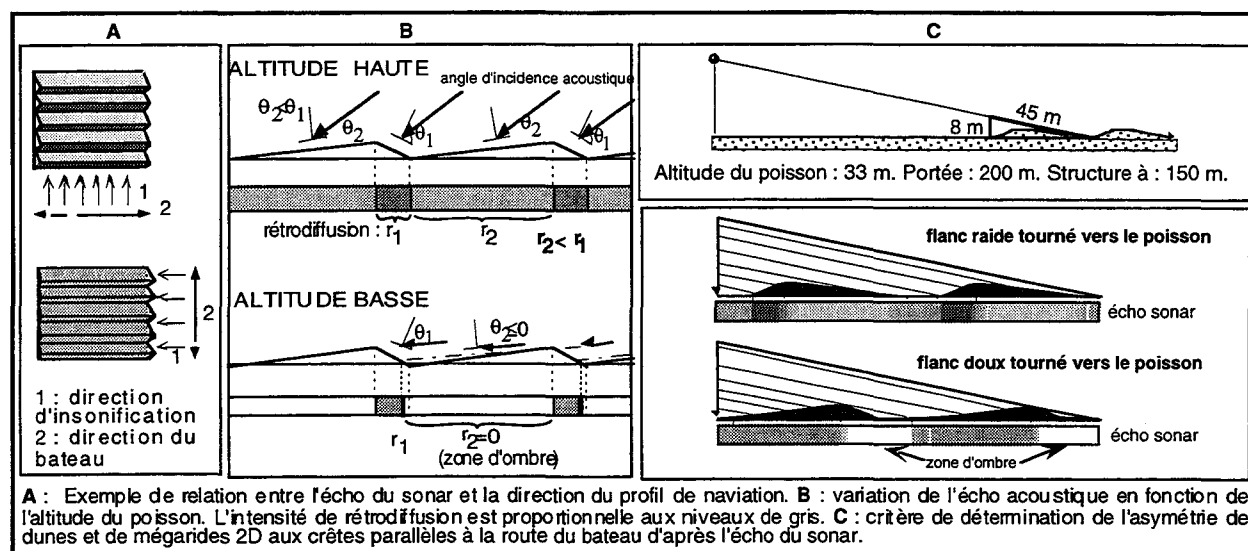


Fig. 11 : Reconnaissance des dunes au sonar à balayage latéral.

2. OUTILS UTILISES

a. Le sonar à balayage latéral

Les mosaïques d'images et les cartes morphosédimentaires de la mission Belgica 94 ont été réalisées à partir de données de sonar latéral DOWTY enregistrées durant la campagne Belgica 94 (Fig. 9). Le sonar latéral est constitué de deux céramiques (ou "voies") dont le lobe d'émission dans le plan vertical est très large. Ces céramiques sont montées sur un transducteur (ou "poisson") tracté quelques centaines de mètres derrière le bateau. Cette technique permet de modifier l'altitude de l'outil par rapport au fond. La résolution spatiale du sonar à balayage latéral varie en fonction de la vitesse du bateau et de la distance du poisson à la surface insonifiée (Berné *et al.*, 1986). Dans les conditions idéales, on peut distinguer des mégarides de longueur d'onde semi-métrique. De par la possibilité de moduler l'altitude du poisson (de 15 à 30 m au-dessus du fond), le sonar latéral peut être utilisé dans des conditions de *rasance* telles que l'angle d'insonification est plus faible que la pente des corps sédimentaires (Fig. 11). Il permet donc de déterminer le relief et l'asymétrie des dunes.

Cependant, la résolution du sonar à balayage latéral n'est pas isotrope : la résolution longitudinale est croissante du bord vers le centre de l'image, tandis que décroît la résolution transversale. Les paramètres de détection d'un objet dépendent donc de l'orientation du profil de navigation par rapport à cet objet. De même pour la perception des reliefs : l'image sonar ne traduit les reliefs que dans la mesure où l'angle d'incidence de l'insonification varie à leur surface. Il est par exemple théoriquement impossible de détecter des mégarides 2D dont la crête serait perpendiculaire au trajet du bateau (Fig. 11). C'est pourquoi il est nécessaire de réaliser la carte des corps sédimentaires à partir de l'examen de profils réalisés selon une maille carrée (Fig. 9).

Par ailleurs, la réponse acoustique étant très sensible aux variations de géométrie du système, il est nécessaire de maintenir constante l'altitude du poisson, en faisant varier la ligne filée.

Les variations de ligne filée doivent être enregistrées afin de pouvoir recalculer à tout instant la position du sonar par rapport à l'antenne GPS du bateau. Malgré ces précautions, le signal subit des déformations liées (1) à la houle qui fait tanguer et rouler le poisson, produisant une ondulation des traces originellement rectilignes ; (2) à de forts courants latéraux, qui peuvent désaxer le poisson, de sorte que les objets détectés sont restitués avec une rotation de quelques degrés.

b. Le sondeur multifaisceaux

Les mosaïques d'images de la mission Sédimanche 2 et la carte bathymétrique du banc ont été réalisées à partir des données de sondeur multifaisceaux SIMRAD EM12 et EM1000. Le sondeur multifaisceaux fonctionne sur le même principe que le sonar à balayage latéral, mais au lieu de deux voies avec chacune un lobe d'émission très large, c'est un éventail de céramiques aux lobes d'émission très directifs qui est utilisé. Le sondeur n'est pas tracté, mais fixé sous la coque du bateau.

L'intérêt du sondeur multifaisceaux est double : (1) à partir d'un seul transducteur il fournit des données bathymétriques et d'imagerie acoustique ; (2) alors que la portée utile des sonar est de l'ordre de 100-200 m, le sondeur multifaisceaux permet la couverture d'une bande de terrain dont la largeur est égale à 7 fois la tranche d'eau. Les cartes bathymétriques et les mosaïques d'images de la mission Sédimanche 2 ont été réalisées à partir d'une même navigation, les profils étant espacés de 400 à 600 m (Fig. 9).

En contrepartie, l'imagerie multifaisceaux présente deux inconvénients par rapport à l'imagerie du sonar latéral : (1) Sa résolution spatiale vers 100 m de fond est de l'ordre de 1m². Seuls les objets de taille au moins décamétrique peuvent donc être correctement identifiés avec le sondeur multifaisceaux. (2) Par rapport à la profondeur d'eau, le relief des corps sédimentaires sont peu importants. Le sondeur ne traduit pas les variations de rétrodiffusivité liées à ce relief.

3. EXPLOITATION DES DONNEES ACQUISES SUR LE BANC DU KAISER

Les données sonar et multifaisceaux ont été enregistrées sous forme numérique, permettant un traitement et une mise en forme à l'IFREMER à partir des logiciels TRISMUS et TRIAS. La carte bathymétrique principale du banc est une compilation manuelle [1] des cartes bathymétriques des zones Sédimanche 2 réalisées à partir du logiciel TRISMUS ; [2] des données sismiques de la mission Belgica 94. Les images sonar et multifaisceaux ont fait l'objet de corrections (anamorphose) et ont été assemblées sur la navigation avec le logiciel TRIAS. En ce qui concerne les données multifaisceaux, les documents de travail ont été tirés à l'échelle 1:20 000, assurant une pleine exploitation de la résolution des données. Pour les données de sonar, à l'échelle des deux zones de la mission Belgica 94, les mosaïques étant de mauvaise qualité à cause de problèmes d'enregistrement de la navigation et de la ligne filée, les cartes morphosédimentaires réalisées à partir de ces données ont été réalisées à partir du report manuel sur un plan de navigation du poisson au 1:20 000 des observations effectuées sur les enregistrements originaux au 1:2500, ce qui a permis de mentionner sur ces cartes des informations qui ne seraient pas visibles sur les mosaïques. Toutes les images et mosaïques présentées ici sont des reproductions de documents à réalisés à plus grande échelle.

B. LES DONNEES DE SISMIQUE TRES HAUTE RESOLUTION

1. RAPPELS

a. Principe et définitions

La sismique réflexion marine couvre un champ vaste de techniques, différant par les outils utilisés (électrodes ou canons) et par le mode de traitement des données. Le principe est d'enregistrer, sur un (ou plusieurs) ensemble(s) de géophones appelé(s) "trace(s)", l'écho constitué par la somme des ondes réfléchies sur des surfaces de contraste d'impédance¹ des formations géologiques (Mitchum *et al.*, 1977). En stratigraphie sismique, ces surfaces (ou réflecteurs) sont caractérisées en termes d'amplitude (dépendant de l'intensité du contraste d'impédance), et de continuité (évolution de l'amplitude d'un réflecteur dans l'espace). La combinaison de ces deux caractères permet de définir la bonne ou mauvaise lisibilité des réflecteurs, et par là de caractériser des faciès acoustiques "lités" (avec des réflecteurs de bonne continuité), transparents (sans réflecteurs ou avec des réflecteurs de très faible amplitude) ou chaotiques (avec des réflecteurs discontinus et d'amplitude variable).

b. Sismique très haute résolution

La sismique très haute résolution (THR) correspond à des sources allant de plusieurs centaines à plusieurs milliers de Hertz ([Leenhardt, 1973 ; Trabant, 1984] *in* Berné, 1991). Durant les

¹ Les surfaces de contraste d'impédance caractérisent un changement du produit de la vitesse par la densité du milieu. Ce sont le plus souvent des discontinuités lithologiques. L'écho contient également des signaux liés à diverses résonances du système et réflexions produites sur la surface de la mer (multiples, fantômes). Une autre partie du signal caractérise des artefacts liés aux pentes des discontinuités réfléchissantes (phénomènes de diffraction).

missions Sédimanche et Belgica 94, c'est un *sparker* qui a été mis en oeuvre. Cet outil présente un spectre multimodal centré sur 500 Hz. Le récepteur était une flûte monotrace. Depuis les années soixante, la technique des *sparker* a peu évolué. Outre l'apport de l'enregistrement numérique des données, le progrès réalisé en sismique monotrace a été de rendre plus lisibles les données, essentiellement par l'intermédiaire (1) d'un filtrage passe bande adéquat, soit environ 100-1000 Hz, qui augmente le rapport signal/bruit, (2) d'une fonction de gain croissante avec la profondeur, qui permet d'exploiter au mieux la pénétration du signal, (3) d'un filtrage de houle, qui permet de recalculer tous les tirs sur la base d'une profondeur constante de la source. En outre, d'autres algorithmes plus complexes permettent de "nettoyer" le signal, de le centrer, d'augmenter sa cohérence spatiale etc...

2. EXPLOITATION DES DONNEES

a. Acquisition et traitement

L'acquisition numérique et le traitement en temps réel des données Sédimanche 2 et Belgica 94¹ ont été réalisés avec le logiciel ELICS DELPH 2. Les traitements appliqués sont : (1) un filtrage passe-bande voisin de 150-1000 Hz, (2) un gain linéaire, et (3) un filtrage de houle. Les coupes sismiques présentées n'ont pas été "migrées", c'est-à-dire qu'aucune conversion temps-profondeur n'a été effectuée. C'est pourquoi la géométrie de certains réflecteurs n'est pas réelle, le relief constitué par le banc donnant lieu à des déformations expliquées par la différence de vitesse du son dans les sédiments et dans l'eau de mer (Fig. 12). Ainsi, l'essentiel du bombement observable sur les coupes-temps à la base du banc n'est pas dû à la géométrie de cette surface de base, mais à un effet de "pull-up" (Fig. 12). A l'aplomb d'un relief de 35 m, le "pull-up" peut atteindre 10 ms temps double. Il faut tenir compte de ces déformations dans l'examen des relations angulaires entre les surfaces. Par exemple, la géométrie d'un biseau d'érosion sommital (*top lap*) peut apparaître comme un surcreusement (Fig. 12). La loi de vitesse utilisée dans les sédiments du banc est celle qui remet la base du banc à l'horizontale, soit 1750 m/s.

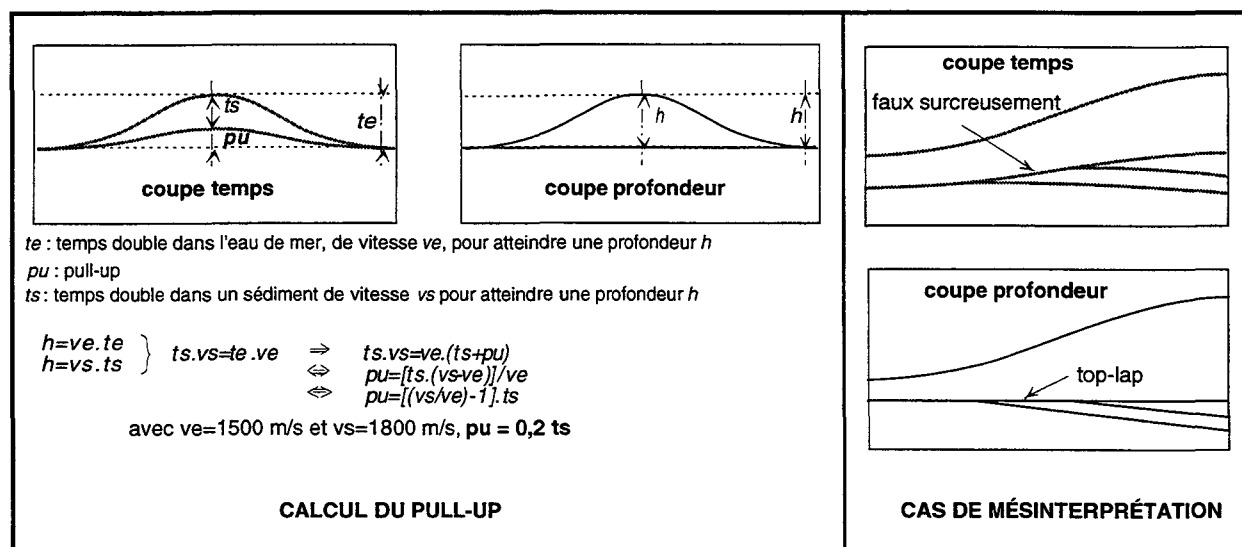


Fig. 12 : *Pull-up* - un exemple de l'importance des variations de vitesse dans les sédiments pour la restitution des géométries.

b. Pointé sismique

Les profils ont tous été rejoués à la même échelle avec le logiciel DELPH sur des documents de travail suffisamment grands pour permettre un pointé de détail. Cette échelle est d'environ 1:4000 horizontalement, et 1:600 verticalement, mais peut varier faiblement d'un profil à l'autre dans la mesure où la position des tirs (navigation GPSD) n'a pas été enregistrée dans le fichier des traces sismiques. Le pointé des réflecteurs, mené indépendamment sur chaque profil, a été validé par des recoupements à chaque point de croisement. Dans la mesure où le banc correspond à un édifice sableux, les réflecteurs pointés doivent représenter des surfaces de discontinuité sédimentaires, et non pas des passages latéraux de faciès. Or, certains corps sédimentaires limités par des surfaces importantes n'apparaissent pas sur les profils sismiques parce que les sédiments ont la même impédance acoustique de part et d'autre de ces surfaces. La reconstitution des structures demeure

¹ Ce sont les données *sparker* (source : SIG-1580A) des missions Sédimanche 2 et Belgica 94, numérisées et traitées en temps réel à bord, qui sont analysées dans ce travail. Les données acquises au sondeur de sédiment 2,5Khz sur certaines zones de la mission Belgica 94 sont de mauvaise qualité, peut-être à cause de problèmes de pilotage du treuil remarquant le poisson. Ces données n'apportent pas d'arguments supplémentaires à la description géométrique des sédiments les plus superficiels.

donc interprétative, car même avec une excellente définition et un maillage serré, on est obligé d'extrapoler l'interprétation entre les zones où l'information est claire. C'est pourquoi, pour les données Belgica 94, nous avons confronté notre pointé et celui réalisé par Tania Marsset et Clara Plagnol (Marsset *et al.*, 1995).

c. Edition des données

Dans le cadre de ce mémoire, la cartographie des formations sismiques a été réalisée à la main. Sur plus de 100 profils, seuls une vingtaine des profils les plus représentatifs de l'ensemble du banc ont été reproduits ici¹ (Fig. 137 à Fig. 144). L'étape de la représentation 3D automatique des unités sismiques devrait être abordée, avec la numérisation des réflecteurs sur station de travail PROMAX. Cette opération permettrait de créer une base de données que le logiciel (1) rejouerait précisément sur la navigation GPS et (2) interpolerait de manière à générer automatiquement des surfaces isobathes et des enveloppes isopaques des corps sédimentaires (logiciel YSATIS). PROMAX apporte en outre d'importantes possibilités de visualisation 3D (orientation, perspective, ombrage etc...). Une approche similaire pourrait être tentée avec le logiciel GEOSEC 3D de Cogniseis.

C. ANALYSE DES ECHANTILLONS LITHOLOGIQUES

1. PRELEVEMENTS DE SURFACE

Les prélèvements ont été effectués à l'aide d'une benne VAN VEEN, de capacité 4 dm³ et de pénétration 10 cm. Le mode de fermeture des mâchoires permet (1) une bonne conservation des structures internes et de l'interface du sédiment; (2) un faible lessivage du sédiment lors de la remontée à bord. Le site d'impact est choisi d'après les sonogrammes. Lors du prélèvement, la position GPS du navire, ainsi que la différence entre la mesure de sonde et la longueur de ligne filée, permettent de calculer précisément l'emplacement et le diamètre d'incertitude de l'aire d'impact de la benne (40-100 m dans le cas des bennages réalisés pendant Belgica 94). Deux échantillonnages de ces prélèvements ont été réalisés, pour les études calcimétrique² et granulométrique³. Le groupe d'échantillons étudiés pour la granulométrie a été ensuite séparé en deux lots. Le premier lot a permis la détermination de la fraction organogène, et le second a fait l'objet d'une étude qualitative de la fraction lithoclastique sous la loupe binoculaire après décarbonatation (minéraux lourds

¹ Ces profils ont été dessinés avec le logiciel de dessin CANVAS sur Macintosh, à partir des scanners de tirages à petite échelle (1:20 000 horizontalement) des profils sélectionnés, importés dans le logiciel sous forme de fichiers PICT (bitmap). Les réflecteurs significatifs ont été pointés à l'écran et numérisés dans un fichier Macintosh Canvas. Outre la possibilité de faire des impressions à différentes échelles et des modifications ultérieures du pointé, cette technique de dessin permet notamment de corriger approximativement les déformations horizontales de chaque profil par étirement ou contraction, jusqu'à l'obtention (1) d'une longueur de profil proportionnelle à la distance parcourue, et (2) d'un espace constant entre chaque point de croisement d'un profil à l'autre.

² La teneur en CaCO₃ a été calculée comme la moyenne de trois mesures au calcimètre Bernard utilisant chacune 0,3 g à 0,5 g de poudre sur des échantillons de 30 g environ, réduits en poudre par broyage à sec. Pour que cette teneur soit représentative du sédiment à l'échelle du kilogramme, l'échantillon de 30 g ne comportait pas de coquilles entières susceptibles d'augmenter la teneur en CaCO₃ dans les prises de 0,3-0,5 g.

³ L'analyse porte sur 1 kg de sédiment afin de tenir compte de l'hétérogénéité liée notamment aux grosses coquilles. Les échantillons sont lavés à l'eau douce. Après dessiccation dans une armoire chauffante, le sédiment est tamisé à sec sur une colonne de tamis à mailles carrées de progression géométrique et de raison $10^{1/4}$. Chaque refus de tamis est pesé, et les pourcentages massiques de chaque classe sont convertis en f selon la formule : $f = -\log_2(\text{mm})$. L'utilité de cette conversion pour l'analyse granulométrique a des raisons pratiques ([Krumbein, 1934] in Berthois, 1975). Elle permet de replacer dans une échelle linéaire les tailles granulométriques, qui sont définies depuis Wentworth ([1922] in Berthois, 1975) suivant une progression géométrique de facteur 2. Cette pratique avait son avantage à une époque où les calculs des paramètres granulométriques utilisaient des méthodes graphiques. Les moyens informatiques rendent cette conversion aujourd'hui inutile, mais on continue d'utiliser les échelles en f par habitude. Pour permettre une meilleure lecture des courbes, nous avons reporté dans nos graphiques les deux échelles (mm et f). Les courbes cumulatives sont calculées sur le principe de la cumulation directe (Rivière, 1977), c'est à dire des tailles inférieures (à gauche sur les histogrammes) vers les tailles supérieures (à droite). Les classes granulométriques sont réparties dans les deux unités selon le tableau donné en (Fig. 13). Dans notre étude nous utilisons les paramètres granulométriques définis par Folk et Ward (1957 ; Fig. 13). Le mode correspond à la classe la plus représentée de l'échantillon. L'indice de classement correspond à la pente maximum de la courbe cumulative, ou encore à l'étalement du pic modal (plus haut pic de la courbe de distribution des tailles). Folk et Ward (1957) établissent l'échelle de classement reportée sur la Fig. 13. L'indice d'asymétrie représente la variation de pente de part et d'autre du pic modal. Une asymétrie négative signifie une plus grande abondance relative des fractions grossières dans l'échantillon, tandis qu'une asymétrie positive traduit une plus grande abondance relative des fractions fines. Le *kurtosis* décrit la forme du pic modal : si c'est un pic acéré, le *kurtosis* est grand; si c'est un plateau, le *kurtosis* est faible.

morphoscopie des quartz¹).

2. CAROTTAGES

a. Mise en oeuvre

Des carottages gravitaires (Küllenberg) ont été effectués lors de la mission Sédimanche 2. Sur une dizaine d'essais, 6 carottes ont été récupérées, d'un diamètre de 14 cm et d'une longueur variant entre 0,6 et 1,8 m. Nous avons observé une certaine perturbation des structures sédimentaires dans les carottes faites au Küllenberg. L'observation du litage dans les carottes Sédimanche 2, tend à montrer que ces perturbations se produisent surtout dans les sédiments fins (voir KS06, 0-50 cm), alors que les sables moyens à grossiers conservent davantage leur structure (voir KS04, 0-40 cm). Ces perturbations seraient dues à des problèmes d'échappement de fluides interstitiels sous-compactés dans le sédiment². En outre, la présence de sédiments fins plus abondants à la périphérie de certaines carottes Sédimanche 2 (voir KS05, 0-10 cm) suggère que des migrations de sédiment se sont produites lors de la pénétration du tube³.

Les tubes utilisés mesurant trois mètres, nous avons choisi l'emplacement des carottes d'après les enregistrements sismiques et sonar de manière à éviter les corps dunaires dont l'épaisseur diminuerait d'autant l'épaisseur carottée dans les cibles (le banc et les formations meubles sous-jacentes). La résolution du signal sismique (1 m) étant du même ordre que la pénétration moyenne des tubes (maximum 1,8 m pour la carotte KS06), on ne peut affirmer que la couverture superficielle a réellement été percée. Les carottes ont néanmoins permis d'approfondir l'étude de la dynamique superficielle du banc.

¹ La morphoscopie des grains de quartz, utilisée depuis longtemps dans les quantifications de forme ("sphéricité" [Wadell, 1935], "indice de forme" [Zing, 1935], "indice d'usure" [Krumbein, 1940] ; in Berthois, 1975), permet aussi d'estimer visuellement le degré d'évolution du sédiment, en termes de sources sédimentaires et d'agents de transport ([Cailleux, 1937-1942 ; Pettijohn, 1949] in Berthois, 1975). Les appellations morphoscopiques classiques sont fondées sur la charte de Cailleux ([1942] in Berthois, 1975), qui combine la forme des grains avec l'aspect de leur surface (l'usure). Le transport fluvial a généralement peu d'effet sur la forme et la sphéricité des grains de sable et les graviers. La forme commence à être modifiée en milieu marin, particulièrement sur les plages. L'usure des grains dépend quant à elle du vecteur (air/eau) et des processus de transport (suspension/traction). Le transport éolien par saltation est un facteur d'usure important. Globalement, les plus petites particules s'usent moins vite que les plus grosses. Une population de grains tous mobilisables ayant la même source et ayant évolué dans les mêmes milieux présente donc une usure croissante avec la taille. Les "inversions de texture" sont caractéristiques de mélanges sédimentaires. Elles se caractérisent par exemple par (1) une fraction fine plus usée qu'une fraction plus grossière, et/ou (2) des usures différentes au sein d'une même population.

Granulométrie			médiante : $M_0 = \Phi_{50}$	
taille	Φ	mm	moyenne : $M_2 = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{50} + \Phi_{16}}{3}$	
graviers	<-1	>2000	indice de classement : $S_0 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6}$	
sable très grossier	-1 à 0	2000 à 1000	$S_0 < 0,35$ très bien classé	
sable grossier	0 à 1	1000 à 500	$0,35 < S_0 < 0,50$ bien classé	
sable moyen	1 à 2	500 à 250	$0,50 < S_0 < 0,71$ moyennement bien classé	
sable fin	2 à 3	250 à 125	$0,71 < S_0 < 1$ moyennement classé	
sable très fin	3 à 4	125 à 63	$1 < S_0 < 2$ mal classé	
silts	4 à 9	63 à 2	$2 < S_0 < 4$ très mal classé	
argiles	>9	<2	$S_0 > 4$ extrêmement mal classé	
Morphoscopie des grains de quartz			indice d'asymétrie : $S_k = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2\Phi_{84} - \Phi_{16}} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2\Phi_{95} - \Phi_5}$	
type de grains	agent de transport		kurtosis : $K_s = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$	
non usés (NU)	fluvialite/glaciaire/gravitaire			
émoussés luisants (EL)	marin/lacustre/fluvialite long			
ronds mats (RM)	éolien			

Fig. 13 : Relations granulométriques et morphoscopiques utilisées.

²Par exemple, dans des sédiments plastiques comme les boues argileuses ou argilo-carbonatées des fonds océaniques, des rebroussements plurimétriques peuvent se produire lors de la pénétration du tube, contribuant à un redressement du litage à la périphérie de ce dernier. Ce phénomène n'est pas lié à la technique de carottage puisqu'il a également été observé dans une moindre mesure lors de vibrocarottages sur un banc sableux de Mer du Nord (Trentesaux, comm. pers.).

³ Dans des sables hétérogènes, il se produit parfois une perte totale de la fraction fine par lessivage dans le tube lors de la remontée du carottier. Pour certains sables homogènes et fins, il a même été observé une perte totale du sédiment à travers les lamelles formant le diaphragme (la "peau d'orange") censé assurer la rétention de la carotte au dessus de l'ogive.

b. Exploitation : étude paléontologique

Les échantillons examinés correspondent à la fraction supérieure à 125 microns des prélèvements systématiques de 20 g réalisés tous les 50 cm sur les carottes de Sédimanche 2. En plus de cet échantillonnage systématique, des spécimens bien conservés de la malacofaune ont été prélevés, en particuliers des Bivalves. Un autre échantillonnage à la base des carottes a été effectué en vue de dater par les Foraminifères les sédiments les plus anciens atteints. La détermination des Foraminifères est en cours dans le laboratoire de Michel Moullade (Université de Nice), dont seuls les premiers résultats sont présentés ici. Les échantillons ont fait l'objet d'un premier tri de la fraction graveleuse. La plupart des spécimens de la malacofaune ont alors été prélevés et confiés à l'équipe d'Agnès Lauriat-Rage (Muséum National d'Histoire Naturelle), pour déterminations sur les Bivalves (A. Lauriat-Rage), les Echinodermes (D. Néraudeau), les Gastéropodes (D. Néraudeau) et les Cirripèdes (R-P. Carriol). Les valves les plus juvéniles, censées dater les niveaux qui les contenaient, ont été confiées à Maurice Arnold (Centre des Faibles Radioactivités) pour datation C^{14} et analyse O^{18} (analyse en cours). Le reste des échantillons a fait l'objet d'un tamisage à l'eau distillée. La fraction comprise entre 10 et 125 microns a été analysée pour la palynologie par Martine Clet (Centre de Géomorphologie de Caen, CNRS). Les refus de tamis (>125 microns) ont été exploités par Eric Braccini (ELF Aquitaine, Pau) pour la détermination des Ostracodes.

PREMIÈRE PARTIE

DYNAMIQUE ACTUELLE DU BANC DU KAISER, MER CELTIQUE MÉRIDIONALE

« La mer jusqu'à l'approche de ses limites est une chose simple qui se répète flot à flot. Mais les choses simples dans la nature ne s'abordent pas sans y mettre beaucoup de formes, faire beaucoup de façons, les choses les plus épaisses sans subir quelque amenuisement. C'est pourquoi l'Homme, et par rancune aussi contre leur immensité qui l'assomme, se précipite au bords ou à l'intersection des grandes choses pour les définir. Car la raison au sein de l'uniforme dangereusement ballote et se raréfie : un esprit en mal de notions doit d'abord s'approvisionner d'apparences. »

Francis PONGE
Le Parti Pris des Choses

CHAPITRE 1 : CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET HYDRODYNAMIQUE A LA SURFACE DU BANC DU KAISER

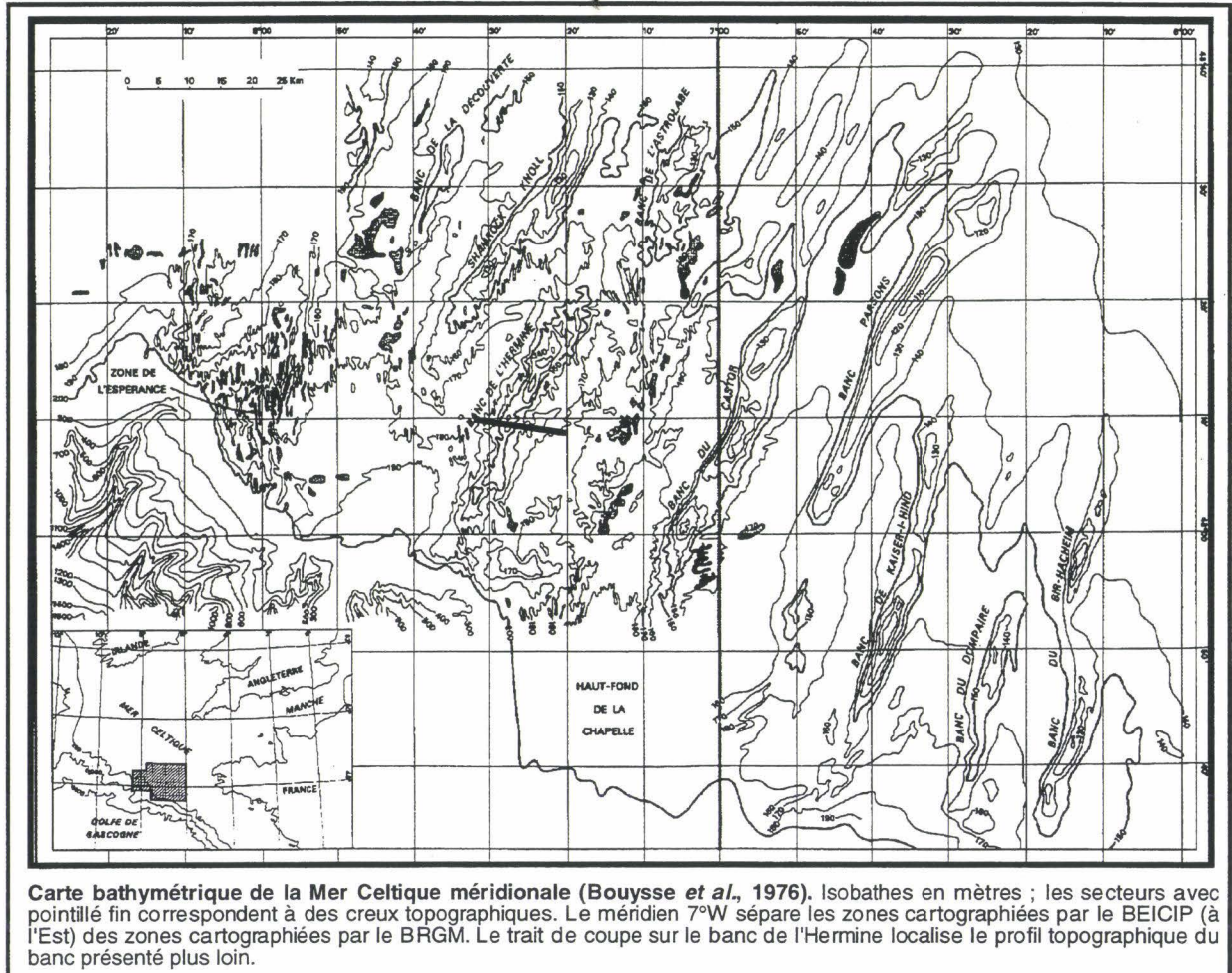
Abstract. - The surficial sediments of the outer shelf represent a specific part of the detrital, bioclastic sandy/gravelly sheet of the English Channel system (see summary of Hamilton *et al.*, 1980). This sediment has two origins: [1] a Holocene biogenic fraction, composed of thanatocoenoses containing both modern fresh shells and oxidised residual fragments of late Flandrian age; and [2] an pre-Flandrian component consisting of reworked littoral sands deposited offshore on a muddy shelf during the last glacial maximum (the "sables roux") and gravel produced by cryogenic weathering of Armorican and Cornubian basement rocks during most of the Pleistocene glacial stages. The Celtic-Banks area, and especially the bank crests, are characterized by a coarser particle size and relative higher amount of heavy minerals (Bouysse *et al.*, 1979).

The hydrodynamic processes are mainly of tidal origin. [1] The tidal semi-diurnal component M2 produces rotating currents with maximum speeds reaching 0.5 m/s near the sea floor (Carruthers, 1963; Cavanié and Hyacinthe, 1976). The major axis of the tidal ellipse is directed toward the Channel entrance (N30°; Fig. 18) and the flow is clearly ebb dominated, because of the addition of the quarter-diurnal M4 harmonic to the M2 component (Pingree and Griffiths, 1979). [2] An internal tide, that propagates more than 100 km from the shelfedge toward the continent, accounts in summer months for up to the half of the maximum current speed (Heathershaw *et al.*, 1987). The observed upward-coarsening trend is explained by the fact that the current is stronger over the banks than between them.

The sediment dynamics reflects the action of the tidal currents. [1] There is a good correlation between the mean grain size of the sediment and the maximum tidal current speed (see Hamilton *et al.*, 1980). The sea floor is characterised by a range of sediment facies, from gravel sheets nearshore to rippled sand sheets with dunes on the outer shelf, as a response to the seaward decrease of current speeds across the shelf (Kenyon and Stride, 1970; Fig. 27). [2] At the same time, the residual sand transport is ebb dominated, except near the shelfedge where it is reversed by the internal tide (Heathershaw *et al.*, 1987). The sediment that escapes the shelf is lost to the bathyal area through the Shamrock and Blackmud Canyons (Auffret, 1983). Most of the fine sediment (silts and clays) is bypasses the Celtic Sea. This is in good agreement with the Swift ([1976] *in* Auffret, 1983) model for an allochthonous shelf, and can be explained by the great width of the Celtic Shelf ([McCave,] *in* Auffret, 1983).

1. NATURE ET ORIGINE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS

Le banc du Kaiser est un site particulier du système sédimentaire superficiel de la plateforme distale de Mer Celtique méridionale, qui comprend l'ensemble des bancs celtiques (Fig. 14). Ce système de dépôt diffère sensiblement du système des sédiments superficiels de la Manche.



Carte bathymétrique de la Mer Celtique méridionale (Bouysse *et al.*, 1976). Isobathes en mètres ; les secteurs avec pointillé fin correspondant à des creux topographiques. Le méridien 7°W sépare les zones cartographiées par le BEICIP (à l'Est) des zones cartographiées par le BRGM. Le trait de coupe sur le banc de l'Hermine localise le profil topographique du banc présenté plus loin.

Fig. 14 : Carte bathymétrique de la Mer Celtique méridionale (Bouysse *et al.*, 1976).

A. RAPPEL SUR LES SEDIMENTS DE LA MANCHE

1. CONTENU LITHO-BIOLOGIQUE

A l'Holocène, la Manche est le siège d'une sédimentation essentiellement bio-lithoclastique (Larsonneur, 1982). Le taux de sédimentation est faible, à l'exception des baies et estuaires où les dépôts peuvent atteindre 10 à 15 m ([Boillot, 1964] *in* Quesney, 1983 ; Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979). Le matériel silicoclastique est d'origine glaciaire. Il est constitué (1) *d'assemblages de blocs et de vases*, les vases étant surtout piégées dans les baies (baie de Seine ou de Devon) ; (2) *de dépôts de terrasses fluviales*, incisés dans le paléoréseau hydrographique de la Manche (Alduc, 1979) ; (3) *de cailloutis de socle* provenant de la cryofraction du soubassement, et constituant les dépôts résiduels transgressifs condensés de plusieurs cycles climatiques du Quaternaire (Hamilton *et al.*, 1980) ; (4) *de sables quartzeux*, constitués au large principalement de ronds mats montrant plusieurs phases d'éolisation (Boillot, 1964). C'est un sédiment essentiellement autochtone, comme le montre (1) sa déconnexion des prismes littoraux, et (2) l'absence de quartz sub-émoussés modernes (Larsonneur *et al.*, 1982). Le matériel organogène est d'âge flandrien à actuel. La *fraction phycogène* (maërl), restreinte au domaine pré littoral des grandes baies, est constituée de débris d'algues calcaires branchues, en connexion avec des écosystèmes se développant entre -5 et -20 m. *Les débris zoogènes* côtiers contiennent des assemblages de mollusques (principalement des Bivalves), échinides, bryozoaires, crustacés cirripèdes et foraminifères. Au large, ces assemblages sont limités aux Bivalves et aux Bryozoaires (soit libres soit fixés sur les coquilles).

2. IMPORTANCE DE LA DERNIERE TRANSGRESSION

La dernière transgression glacioeustatique (ou transgression *flandrienne*), qui envahit la Manche par l'Ouest entre 16 KA et 7 KA environ, est à l'origine d'un enrichissement de la fraction lithoclastique relique des sédiments de la Manche par la quasi-totalité du matériel organogène qu'ils contiennent¹ (Larsonneur *et al.*, 1982). Cette évolution est corroborée par l'augmentation du pourcentage de matériel lithoclastique d'Ouest en Est dans l'axe de la Manche. La transgression précoce en Manche occidentale se traduit par des assemblages faunistiques plus complexes qu'en Manche orientale, avec des biocénoses récentes mélangées à des thanathocénoses reliques.

La transgression *flandrienne* est également inscrite dans la structure du prisme littoral. A sa base se situe une formation continentale, soit éolienne ([Paepe et Sommé, 1970] *in* Quesney, 1983), soit fluviale (terrasses émiennes de Saint-Jean-le-Thomas, [Lautridou et Morzadec, 1982] *in* Quesney, 1983), soit tourbeuse (préboréal à -30 m sur la côte ouest du Cotentin ; [Elhaï, 1963] *in* Quesney, 1983). La partie haute du prisme littoral est constituée de sédiments estuariens holocènes, présentant des intercalations de sables fins, vases, et tourbe. Le prisme littoral est absent en domaine côtier ouvert, où la tourbe post-glaciaire affleure (Ters *et al.*, 1980). En revanche sa puissance atteint 20 m en domaine de baie estuarienne, où il scelle le système des paléovallées côtières (Baie de Morlaix, Baie du Mont-Saint-Michel, marais de Dol). Le prisme littoral se biseaute autour de -30 m sur les cailloutis de la surface de transgression.

B. PARTICULARITE DE LA PLATEFORME DISTALE²

1. CARACTERES LITHOLOGIQUES

a. Caractères généraux

Les sédiments superficiels constituent une couche sableuse d'épaisseur 0-3 m (*layer A* de Pantin et Evans, 1984). Cette couche de sable mobile repose sur un dépôt centimétrique de graviers (*layer B* de Pantin et Evans, 1984) contenant par endroits des blocs atteignant 0,5 m de diamètre. Pantin et Evans (1984) interprètent ce dépôt comme un reliquat du vannage des prismes littoraux lors de la transgression *flandrienne*. La *layer B* affleure par endroits.

La zone des bancs est caractérisée par des sables moyens bien triés, qui présentent un granoclassement positif vers la pente continentale (Fig. 15). Ces sables passent vers le Nord à des sédiments sablo-argileux mal triés qui constituent la terminaison ouest du système de dépôt de la Manche occidentale (Hamilton *et al.*, 1980). Le pourcentage en CaCO₃ est minimum dans cette zone intermédiaire entre la zone des bancs et le système des sables organogènes de la Manche.

En Mer Celtique méridionale, la zone des bancs se distingue également par une usure des quartz plus importante, caractérisée par l'apparition de grains "émoussés picotés" (Fig. 15), et une plus grande abondance en minéraux lourds (Fig. 15). Hirschberger ([1970] *in* Auffret, 1983) oppose les sables proximaux de la plateforme sud armoricaine aux "sables roux" de la plateforme distale (Bourcart, 1947), qui correspondraient aux "fonds rouges" décrits par Lapierre ([1966-1969] *in* Auffret, 1983). La couleur rousse est due à un enduit de limonite sur les grains de quartz. Plus fins, plus homogènes que les sables proximaux, ces sables contiennent des coquilles plus érodées, des scaphopodes fossiles (*Ditrupa arietina*), et des grains de glauconie. Entre le haut fond de La Chapelle et le canyon d'Audierne, le passage à la pente est marqué par des boues marneuses et des vases à plus de 80% de foraminifères (Andreieff *et al.*, 1971 ; Auffret, 1983), sauf dans les têtes de canyon, qui contiennent parfois des sédiments grossiers : des levées de galets, des dépôts coralligènes ([Le Danois, 1948 ; Vanney, 1969] *in* Auffret, 1983), et les "sables roux" (canyon de Pen March : [Gonthier, 1972] *in* Auffret, 1983).

b. Individualisation de la crête des bancs celtiques

L'espace entre les bancs de Mer Celtique est constitué selon Hamilton *et al.* (1980) de sables bioturbés très riches en malacofaune. L'activité biologique entre les bancs se traduirait également selon ces auteurs par la destruction des figures sédimentaires de courant (Hamilton *et al.*, 1980). Les sédiments au voisinage de la crête des bancs sont caractérisés par [1] une granularité plus forte (Fig. 15), liée à une augmentation relative de la fraction organogène (Heathershaw et Codd, 1986), [2] un enrichissement sensible en minéraux lourds (Fig. 15) et [3] un enrichissement en grains de quartz émoussés-luisants.

¹ Les âges maximum rencontrés sont décroissants pour des sédiments prélevés d'ouest en est dans la Manche : les datations au C14, effectuées par Sturrock (*in* Auffret, 1983), montrent une corrélation entre la profondeur et l'âge des sédiments bioclastiques. Cet auteur propose des dates de 4750±50 BP pour un échantillon prélevé à 113 m, et 10920±150 BP pour un autre prélevé à 157 m.

² On utilise ici le terme de plateforme distale, qui correspondrait à la partie la plus profonde du plateau continental (soit, en Mer Celtique, la zone des bancs au débouché des Approches de la Manche) par opposition à la plateforme proximale, qui correspondrait à la partie du plateau continental la plus proche de la côte (soit, par comparaison avec la zone des bancs celtiques, l'ensemble de la Manche).

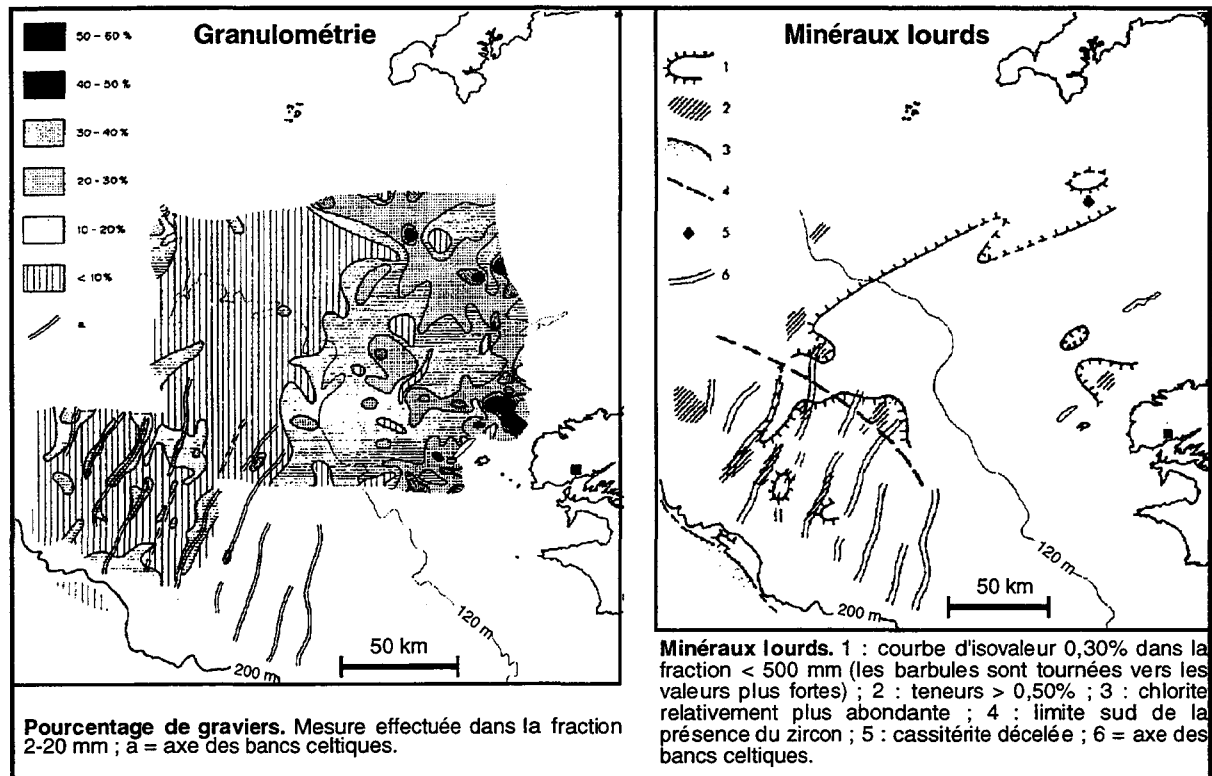


Fig. 15 : Granulométrie et pourcentage en minéraux lourds des sédiments superficiels de la Mer Celtique méridionale (Bouysse *et al.*, 1979).

2. ORIGINE GLACIAIRE DES SEDIMENTS

De même qu'en Manche, la fraction lithoclastique des sédiments de Mer Celtique serait d'origine périglaciaire ([Boillot, 1964 ; Hinschberger, 1969] in Auffret, 1983). Cependant les grains de quartz ne sont pas ronds-mats (façonnement éolien), mais essentiellement sub-émoussés luisants (façonnement marin peu intense). La présence de glauconie confirme l'origine marine du sédiment ([Hinschberger, 1970] in Auffret, 1983). Les "sables roux", présents en-dessous de -120 m, c'est-à-dire en aval du niveau de base de l'incision des fleuves sur la plateforme distale sont interprétés par Andreieff *et al.* (1971) comme la partie supérieure d'un ancien prisme détritique côtier weichsélien. C'est également une idée avancée par Lancelot *et al.* (1970). Selon Hinschberger ([1970] in Auffret, 1983), leur altération témoignerait de l'extension pré-holocène de la "grande vasière" actuellement restreinte aux dépressions situées vers -70 m en bordure du littoral sud-armoricain, et constituée de sables vaseux (10% de pélites ; Bourcart, 1947). Cette idée d'une plateforme distale correspondant à des petits fonds marins envasés au début de l'interglaciaire est argumentée par Grousset (1977).

2. DYNAMIQUE DES MASSES D'EAU

A. LA MAREE

Décrites dès 1932 par Doodson et Corkan (1932), les marées de la Manche, contribuant pour plus de 90% à l'énergie dissipée dans la tranche d'eau, font actuellement l'objet de modélisations numériques (Salomon et Breton, 1993). Elles influencent l'hydrodynamique sur la plateforme distale.

1. NATURE ET IMPORTANCE DU FACTEUR SEMI-DIURNE

a. Caractéristiques de l'onde semi-diurne de surface

La marée du plateau continental ouest européen a pour composante principale une onde semi-diurne (de période 12h20) en provenance de l'Atlantique, dont l'amplitude s'accroît au passage sur le plateau continental¹ (Fig. 16). Elle se sépare en deux ondes au large de la Bretagne, l'une

¹ La marée est semi-diurne à 90% de son énergie, le reste de cette énergie étant contenu dans la composante de l'harmonique quart-diurne. 75% de l'amplitude semi-diurne correspond au facteur lunaire M2, et 25% au facteur solaire S2. En vive eau, les deux facteurs sont en phase et donc : $a_{\text{Vive Eau}} = 1,33 a_{\text{moyenne}}$. En morte eau, ils sont en opposition de phase et $a_{\text{Morte Eau}} = 0,67 a_{\text{moyenne}}$.

affectant au Sud le plateau continental aquitain, l'autre se propageant vers le Nord en Mer Celtique.

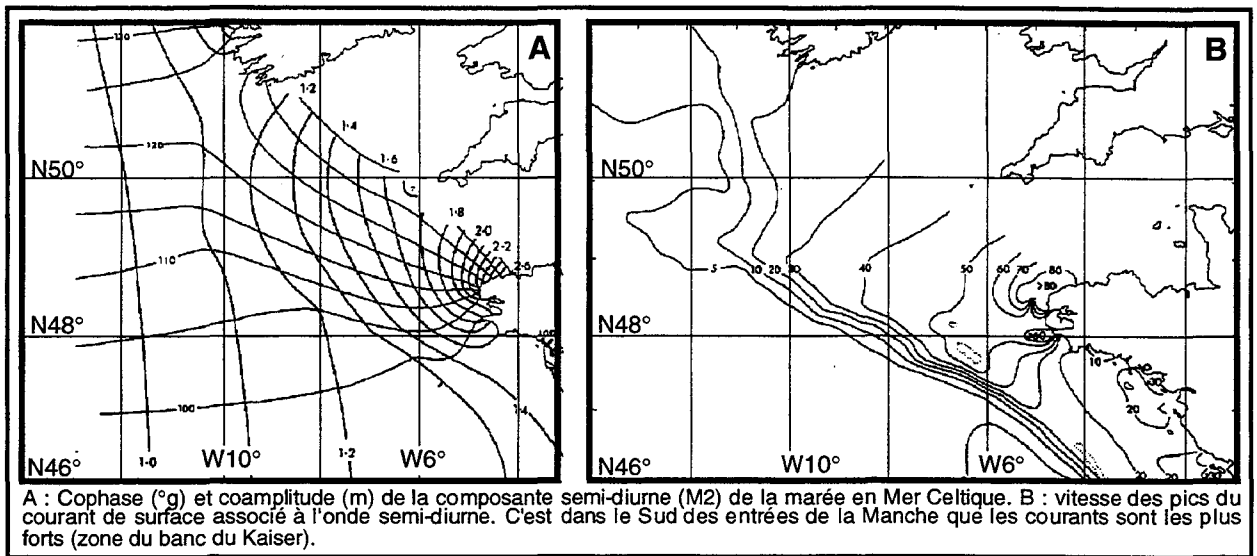


Fig. 16 : Forme de la marée semi-diurne en Mer Celtique (Pingree *et al.*, 1982).

Sur le plateau continental aquitain, la marée est une onde stationnaire. En Mer Celtique, en revanche, la marée est une onde progressive : aux hautes mers correspondent les maximum de vitesse (Fig. 17). Le changement de forme de l'onde de marée est expliqué par la connexion avec la Manche.

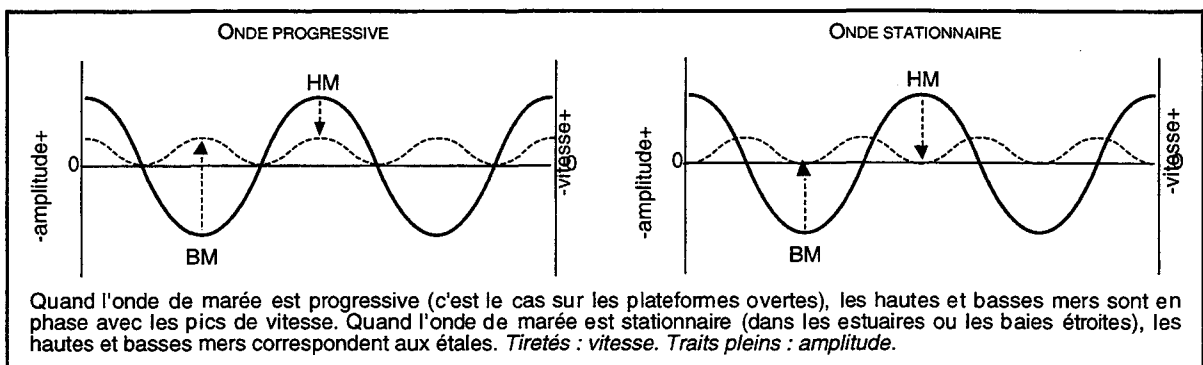


Fig. 17 : Relation entre amplitude et vitesse de l'onde de marée.

Les courants de surface sont giratoires. Ils suivent une rotation horaire en Manche occidentale et Mer Celtique, et antihoraire en Manche orientale (Fig. 16). Les mouvements d'eau se faisant rapidement et sur de grandes distances aux approches de la Manche (à cause de la faible profondeur d'eau et de la largeur considérable de la plateforme), la force de Coriolis a une influence importante sur la marée. Elle dévie les flux W-E vers le Sud, ce qui entraîne des marées plus fortes sur les côtes françaises (11 m à Saint-Malo) que sur les côtes anglaises (1 m dans l'île de Wight).

b. Courants dans la zone des bancs

1. Courants de surface

Sur la plateforme distale de la façade atlantique française, la vitesse en surface des courants de marée croît du Sud vers le Nord (Cavanié et Hyacinthe, 1976). La vitesse est maximum dans la zone des bancs celtiques : elle atteint 50 cm/s (Pingree *et al.*, 1982) à 90 cm/s (cartes du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine 5A/5B). L'augmentation de la vitesse dans cette zone est due à la canalisation de l'onde vers la Manche : la zone des bancs correspond à un antinœud de l'onde semi-diurne (maximum d'oscillation). La morphologie de la rupture de pente, concave au droit du canyon Shamrock, contribuerait également à renforcer les courants tidaux (Pingree *et al.*, 1982).

L'ellipse tidale présente un axe N30° dirigé vers les entrées de la Manche (Fig. 18). Globalement le banc du Kaiser est dans l'axe de l'ellipse tidale décrite pour la Mer Celtique¹. Au droit

¹ Cependant, les données de courant obtenues plus à l'ouest sur le banc du Parsons ([ouvrage 550 du SHOM] in Bouysse *et al.*, 1976) montrent que le flot porte à N37°. Sur la plateforme aquitaine, l'ellipse tidale subit également une rotation vers l'Est. Le banc du Kaiser est transitionnel entre les deux secteurs du plateau continental, et on peut penser que l'ellipse tidale soit légèrement oblique par rapport à l'axe du banc, qui est N10° à N20°.

de la crête des bancs, l'ellipse tidale semble mieux marquée qu'entre les bancs, où la vitesse du courant varie moins au cours du cycle semi-diurne (Fig. 18). Bouysse *et al.* (1976) suggèrent de ce fait que les courants de marée subissent l'influence du relief sous-marin dans la zone des bancs.

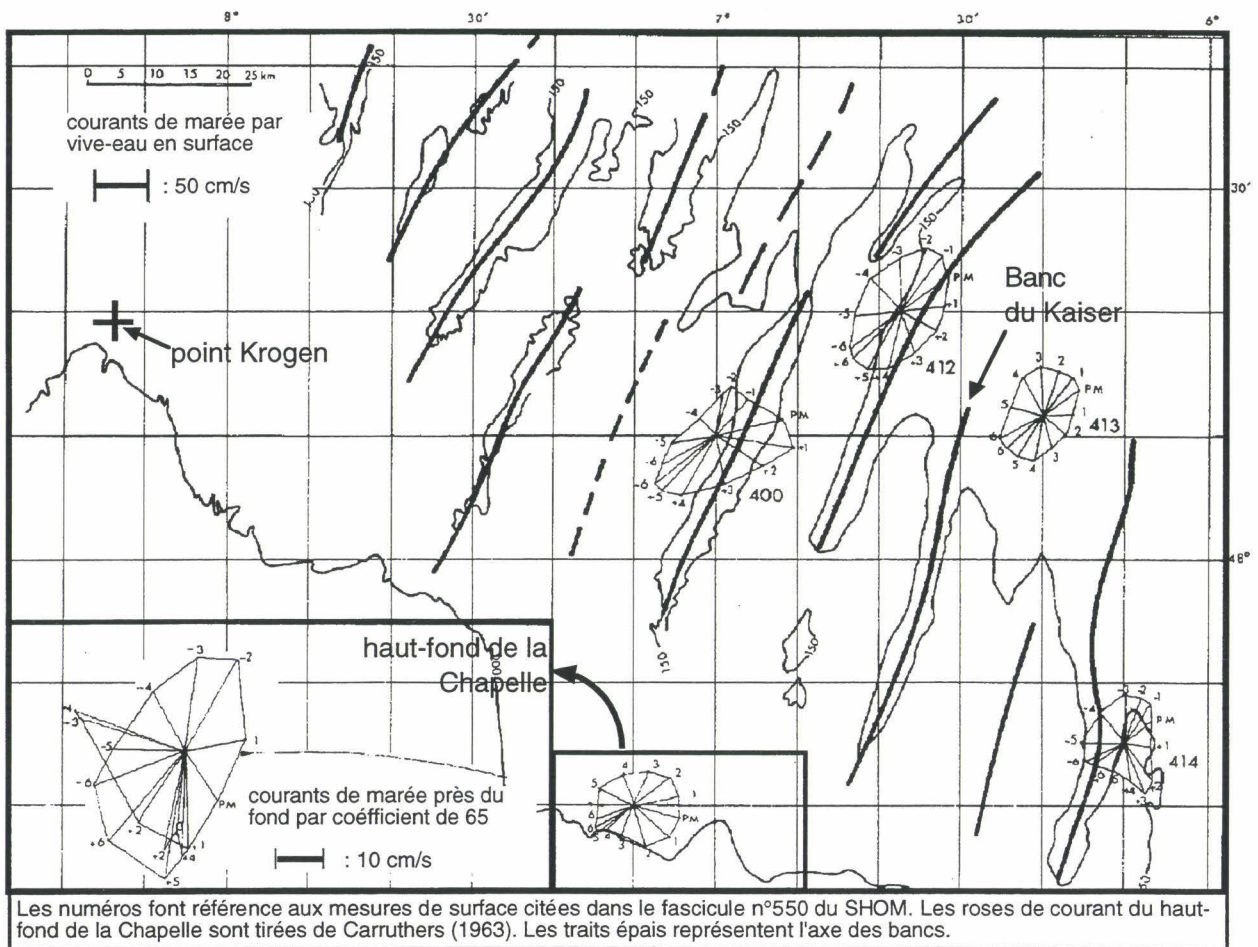


Fig. 18 : Courants de marée en Mer Celtique méridionale (Bouysse *et al.*, 1976).

La carte du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (Fig. 18) montre une prédominance du jusant sur le flot¹, qui est confirmée par les observations de Cavanié et Hyacinthe (1976). L'amplification du jusant est expliquée par la participation d'une harmonique quart-diurne (M4) au courant enregistré (Pingree et Maddock, 1979). L'onde M4 est en quadrature avec l'onde M2, de sorte que les courants associés aux deux facteurs M2 et M4 s'additionnent au jusant, mais s'opposent au flot (Fig. 19).

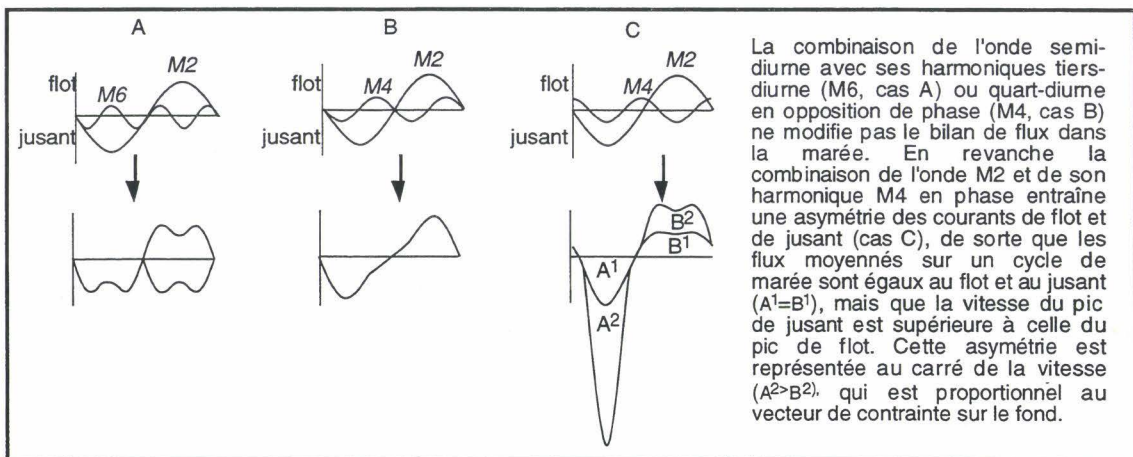


Fig. 19 : Combinaison d'harmoniques de l'onde semi-diurne de la marée (Pingree et Griffiths, 1979).

¹ Flot : courant portant vers la côte ; jusant : courant portant vers le large.

2. Courants en profondeur

En Manche occidentale, les courants mesurés à 1 m du fond atteignent 40 cm/s en vive eau (Hamilton *et al.*, 1980). Les vitesses chutent de 10 cm/s en quelques km à l'ouest de la ligne Land's End-Ouessant. La profondeur d'eau augmentant peu, ceci est dû à l'élargissement du bassin.

Dans la zone des bancs, à 1 m du fond, le grand axe de l'ellipse tidale présente la même direction qu'en surface (Carruthers, 1963 ; Fig. 18). Les mesures effectuées dans le Sud de la zone par Cavané et Hyacinthe (1976) à 50, 100 et 150 m de fond confirment ce résultat, de même que les données de courant au point Krogen (Fig. 18), qui montrent une nette dominance du jusant (Fig. 20). Vers la base de la tranche d'eau toutefois, du fait de la friction sur le fond, l'ellipse tidale est plus aplatie (Pingree *et al.*, 1982). La friction sur le fond entraîne par ailleurs un déphasage de l'onde: à 1 m du fond, le maximum de vitesse est 20 mn plus tôt qu'en surface (Pingree *et al.*, 1982).

L'atténuation du courant au voisinage du fond est de l'ordre de 50 % de la vitesse en surface (Pingree *et al.*, 1982). Le pic de jusant par coefficient de 65 est à 30 cm/s (Carruthers, 1963 ; Fig. 18). Ces fortes vitesses sur le fond sont confirmées au point Krogen (Fig. 18), avec des pics de jusant à 0,7 m/s et 70 % des vitesses comprises entre 0,2 et 0,4 m/s (Fig. 20). La vitesse des courants à 1 m du fond passe de 20 cm/s sur la plateforme celtique médiane à 40 cm/s sur la crête des bancs nord-celtiques (Hamilton *et al.*, 1980), et augmenterait encore au voisinage de la rupture de pente, à cause d'un renforcement de l'onde de marée au débouché du canyon Shamrock (*in* Auffret, 1983), ou de l'adjonction d'un courant de marée interne (Cartwright et Stride, 1958 ; Heathershaw et Codd, 1985).

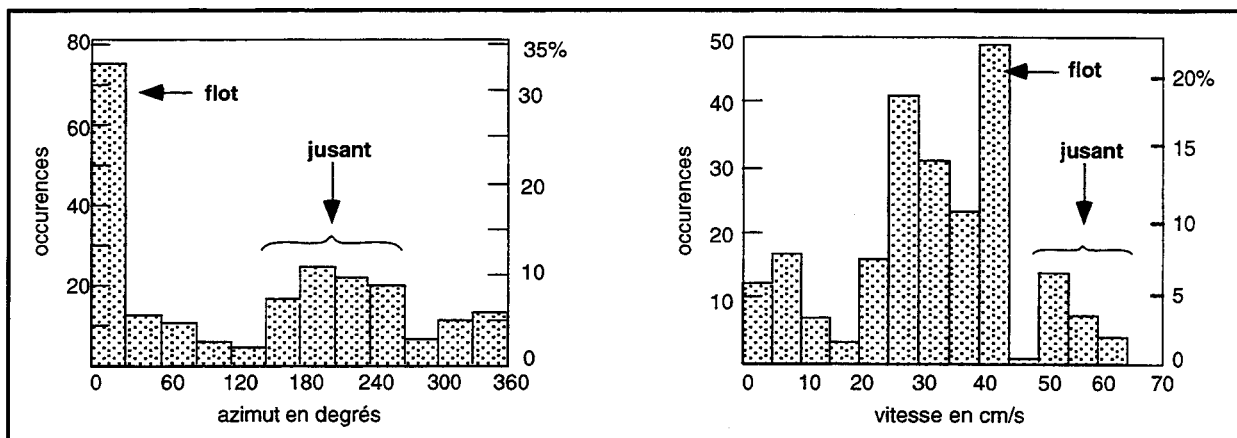


Fig. 20 : Fonction de répartition de la direction et de la vitesse des courants de marée au voisinage du fond sur le site de forage Krogen (localisé sur la Fig. 18).

2. LA MAREE INTERNE

La marée semi-diurne est une onde de *surface*. La présence d'une thermocline bien développée en été dans la Mer Celtique, limitant deux masses d'eaux de densité différente¹, favorise la propagation d'une onde de marée *interne*. L'onde de marée interne, couplée à l'onde semi-diurne, se propage de part et d'autre de la rupture de pente du plateau continental (Pingree *et al.*, 1983). Son amortissement est rapide (100 km), de sorte qu'elle n'est sensible que dans la partie la plus profonde de la zone des bancs (Heathershaw *et al.*, 1987). Cette onde produit des bouffées de courant opposés de part et d'autre de la thermocline : en Mer Celtique, ces courants peuvent représenter 40 % du courant mesuré au voisinage du fond (soit 50 cm/s ; Heathershaw *et al.*, 1987). L'amplitude de la marée interne est proportionnelle à celle de la marée semi-diurne, de sorte qu'elle n'influencerait sensiblement les courants que durant les vives eaux (Pingree *et al.*, 1982).

B. LES AUTRES COURANTS

1. COURANTS RESIDUELS SUR LA PLATEFORME DISTALE

Les vents dominant sur la façade ouest-européenne sont sous le contrôle de l'évolution méridienne de l'anticyclone des Açores. En Mer Celtique, les vents d'hiver, provenant du SW, sont plus forts que les vents d'été, provenant du NW. La combinaison des contraintes du vent à la surface de la mer et de la force de Coriolis contraint à un déplacement des masses d'eau avec une composante sud (dérive d'Ekman). Les courants résiduels d'hiver porteraient au SE, parallèlement à

¹ C'est le gradient thermique océan-atmosphère qui détermine l'aptitude à une homogénéisation ou à une stratification des masses d'eau. A cause d'un couvert nuageux moins dense, le flux de chaleur en Mer Celtique est plus important qu'en Manche. Cela explique la présence d'une thermocline en Mer Celtique, alors que les eaux de la Manche sont homothermes.

la rupture de pente du plateau continental, disposition qui favoriserait un faible amortissement de ces courants (Pingree *et al.*, 1982).

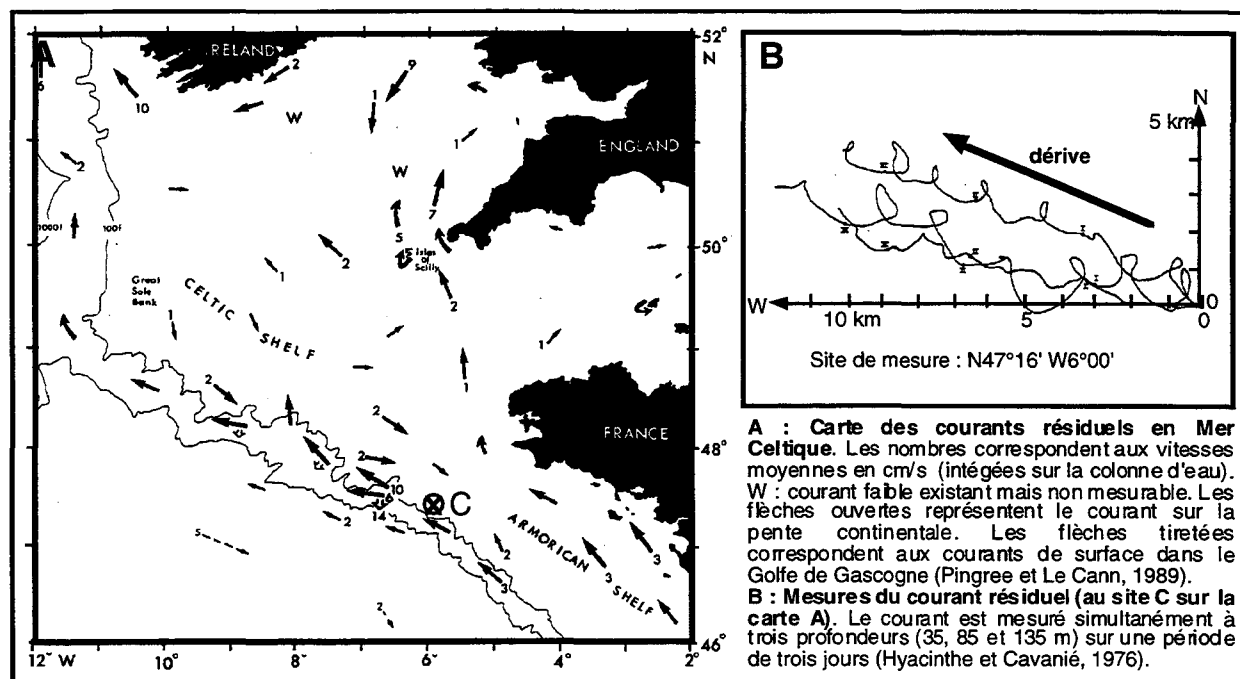


Fig. 21 : Courants résiduels en Mer Celtique.

Dans la zone des bancs celtiques, cette hypothèse est vérifiée par les données de courant résiduel (Fig. 21A). Les vents y influencent le courant au moins jusqu'à 100 m de profondeur, avec une vitesse moyenne de 2,7 cm/s (Cavanié et Hyacinthe, 1976). Les pics de courant surviennent avec un retard de 3 à 4 jours à cette profondeur, ce que corroborent les modélisations du courant résiduel (Pingree et Le Cann, 1989). Les mesures effectuées par Cavanié et Hyacinthe (1976) montrent un courant résiduel de 2,7 cm/s vers l'WNW à 100 m de profondeur (Fig. 21B). Nous faisons la même observation sur les données du site Krogen (Fig. 18). De même que les courants résiduels sud-armoricain et de bordure de plateforme (Fig. 21A), ces courants sont expliqués par des gradients de salinité et de pression¹ (Pingree et Le Cann, 1989).

2. INFLUENCE DE LA HOULE

La houle produit des courants orbitaux dans la tranche d'eau, dont l'influence en profondeur est fonction : [1] de sa longueur d'onde (L), [2] de sa période (T) et [3] de son amplitude (H). On admet généralement que la profondeur limite d'influence de la houle est h telle que : $0,5 L \geq h$. Cependant, la vitesse orbitale varie suivant les paramètres de la houle tenus pour significatifs.

Dans le modèle de calcul de Draper (1967), l'amplitude utilisée est la *hauteur significative*, qui est la moyenne du tiers supérieur des hauteurs de vagues ($H_{1/3}$). La vitesse orbitale dérivée correspond à la *vitesse de pic significative*, définie comme la plus grande vitesse instantanée sur le fond au passage d'une vague de hauteur significative. Le modèle prédit que, pour la plateforme distale, à 180 m de profondeur, des vitesses de 30 cm/s sont atteintes ou dépassées pendant 1% du temps (Fig. 22).

Ewing ([1973] in Auffret, 1983), en précisant le modèle spectral de la houle, conclut que les vitesses estimées par Hadley [1964] et Draper (1967) devraient être doublées dans des conditions de houle identiques (in Auffret, 1983). Cet auteur souligne également que la sinuosité de la rupture de pente devrait occasionner une réfraction des grandes longueurs d'onde, et par conséquent une concentration de l'énergie de la houle dans le secteur des bancs celtiques.

Le modèle de Cavanié (1975) utilise non pas le tiers supérieur des hauteurs de vagues mais la hauteur maximum comme paramètre significatif ($H_{max}=1,7H_{1/3}$; Migniot, 1989). Ce modèle prédit que des vitesses de 20 cm/s peuvent être atteintes ou dépassées 1% du temps (Fig. 22 A). Par 100 m

¹ Ainsi le courant de Rennell, qui relaye en Manche le courant côtier sud-armoricain. Observé dès le XVIII^e siècle, le courant de Rennell traverse la Manche de Ouessant jusqu'au canal de Saint Georges, en passant entre les îles Scilly et Land's End. Matthews ([1914] in Pingree et Le Cann, 1989) associait à ce courant la présence de tourbillons antihoraires en surface dans la Mer Celtique. Cette observation coïncide avec celles de Harvesy ([1925-1929] in Pingree et Le Cann, 1989), qui interprétait ce courant comme résiduel tidal.

de fond, des vitesses de 35 cm/s seraient observables 4,8 jours par an¹.

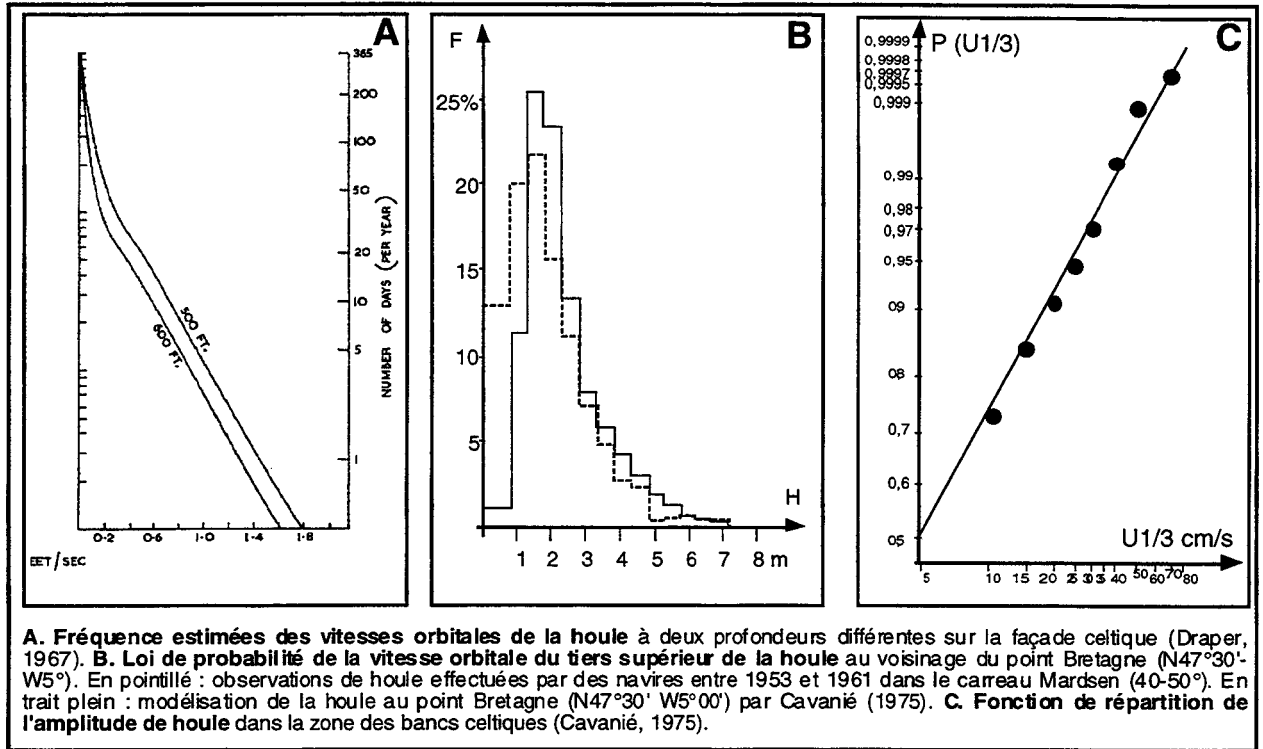


Fig. 22 : Impact de la houle en Mer Celtique

3. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

A. FORMES DE DEPOT

1. CORPS SEDIMENTAIRES

Les premières études concernant la dynamique sédimentaire de la Manche et de la Mer Celtique remontent à l'utilisation des premiers sonars à balayage latéral, en couplage avec des campagnes de photographie sous-marine (Stride, 1963 ; Kenyon et Stride, 1970). Ces auteurs définissent un cortège type de corps sédimentaires correspondant à différents états dynamiques des dépôts superficiels depuis le domaine proximal jusqu'au domaine distal: (1) cailloutis/pointements rocheux, (2) rubans sableux, (3) dunes sableuses et (4) taches sableuses (Fig. 23).

En Mer Celtique, les observations rapportées par Hamilton *et al.* (1980) sur les bancs nord-celtiques montrent que leur sommet est couvert de rides 2D et 3D². Les profils bathymétriques transversaux des grands bancs de Mer Celtique obtenus par Bouysse *et al.* (1976) révèlent quant à eux la présence de grandes dunes bordant les flancs des bancs ou tapissant la plaine sédimentaire entre eux. Sur certains profils, bien que les auteurs ne relèvent pas ce fait, les dunes semblent converger vers la crête des bancs (Fig. 24).

Dans la zone de l'Espérance (Fig. 22), Bouysse *et al.* (1976) mentionnent également la présence de grandes dunes, non liées au système des bancs. Ces dunes, de longueur 4-5 km, d'amplitude moyenne 11 m et de longueur d'onde 500 m, sont orientées NS, c'est à dire parallèlement à la bordure du canyon Blackmud. Un champ dunaire de dimensions similaires occupe le haut-fond de la Chapelle (Fig. 25). Ces dunes sont orientées WNW-ESE; elles présentent une vergence vers le Nord dans la partie sud-est du champ, et vers le Sud dans sa partie NW (Fig. 25).

¹ Les observations effectuées à bord de navires entre 1953 et 1961 entre N40-50° et W0-10°, résumées dans l'histogramme de la Fig. 22B, montrent que seulement 3% des houles ont une amplitude dépassant 5 m ([Hobgen et Lumb, 1967] *in* Cavanié 1975). Des modèles numériques dérivant l'énergie du vent permettent également une estimation indirecte des amplitudes de houle, comme celui utilisé par Cavanié (1975 ; Fig. 22 C).

² La distinction entre les dunes à deux dimensions « 2D » et à trois dimensions « 3D » est fondée sur l'appréciation de la sinuosité de leur crête (voir Chapitre 2).

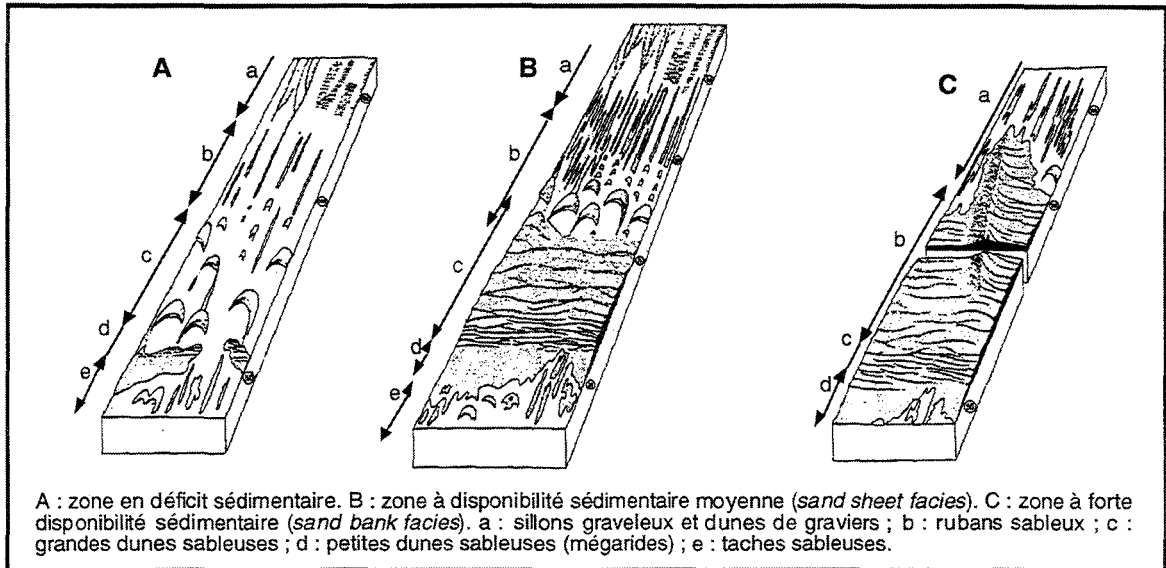


Fig. 23 : Séquence de formes sableuses de dépôt sur les plateformes tidales (Belderson *et al.*, 1982).

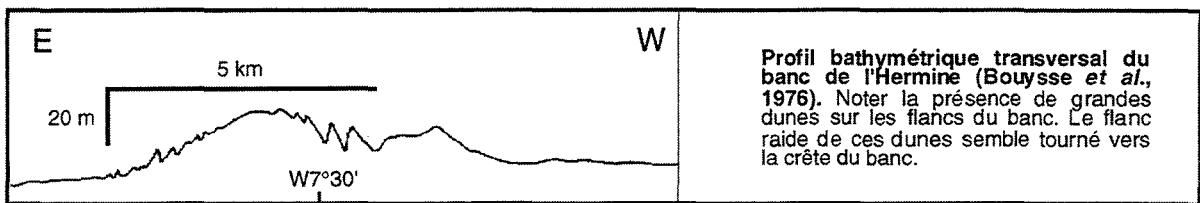


Fig. 24 : Profil bathymétrique transversal du banc de l'Hermine (Bouysse *et al.*, 1976).

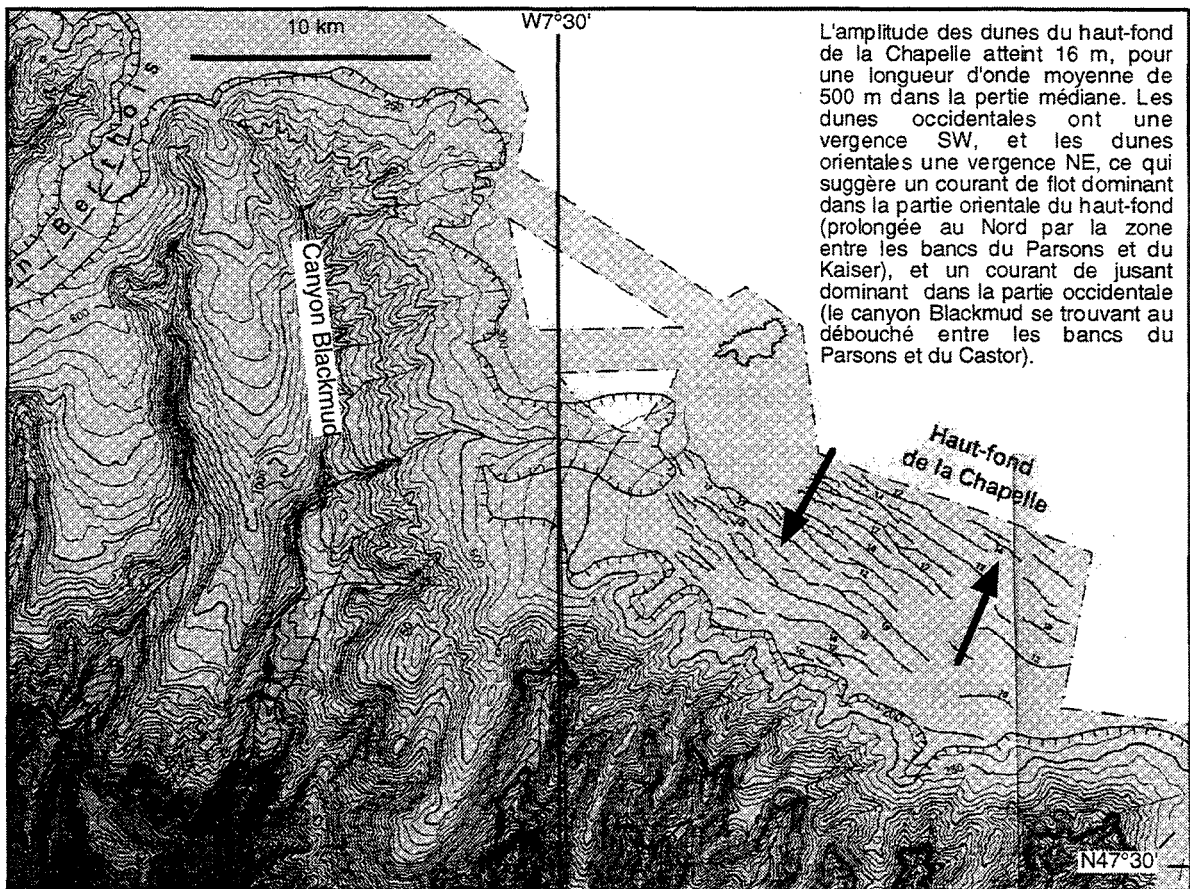


Fig. 25 : Haut-fond de la Chapelle. Extrait de la carte bathymorphologique de Bourillet et Loubrieu (1995).

2. DIRECTIONS DE TRANSPORT

Les directions de transport résiduel sont déterminées dans les travaux de Stride (1958-63) à partir de la vergence des dunes hydrauliques. Elles sont également observées à partir de traçages radioactifs (Crickmore et Lean, 1962). Dans l'axe de la Manche, les transits sédimentaires se font, à partir de la zone nord-Cotentin, d'une part vers la baie de Seine et la côte picarde, d'autre part vers la baie du Mont-Saint-Michel et l'Armorique (Kenyon et Stride, 1970 ; Hamilton *et al.*, 1980 ; Fig. 26). Le transport sédimentaire dans la direction WSW en Manche occidentale subit une virgation vers le SSW en Mer Celtique méridionale ([Boillot, 1964] in Auffret *et al.*, 1975 ; Fig. 26).

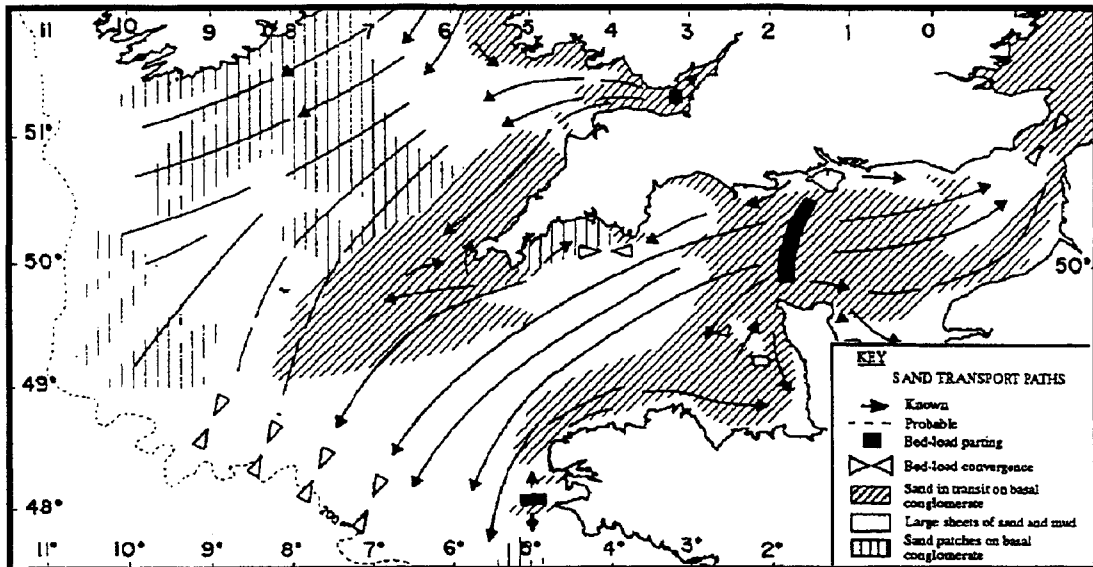


Fig. 26 : Transport sableux résiduel en manche et Mer celtique (Hamilton *et al.*, 1980 ; d'après Kenyon et Stride, 1970).

B. DYNAMIQUE TIDALE

1. MISE EN EVIDENCE

En Manche, la répartition granulométrique des sédiments est contrôlée par la vitesse des courants tidaux. Elle caractérise les fractions les plus fines en équilibre avec les courants tidaux résiduels (Hamilton *et al.*, 1980). Les sédiments les plus fins peuvent cependant demeurer à long terme dans des zones où la marée est très symétrique. En Mer Celtique (Fig. 27), globalement, la force du courant est inversement proportionnelle à l'écart-type de la granulométrie (qui est un indice de classement des sables). A granulométrie égale, les sédiments de la zone des bancs semblent en équilibre avec des courants relativement plus forts qu'en Manche (Bouysse *et al.*, 1979). Mais la corrélation entre vitesse du courant et granularité du fond est également vérifiée dans cette zone, dans la mesure où la vitesse du courant croît en même temps que la médiane du sédiment de 20 à 40 cm/s vers la crête des bancs (Hamilton *et al.*, 1980 ; Bouysse *et al.*, 1979).

La granularité de l'auréole détritique péri-armoricaine, plus importante que sur les côtes de Cornouaille, est corrélée à la présence de courants tidaux deux fois plus forts sur les côtes françaises qu'au même méridien sur les côtes anglaises (Bouysse *et al.*, 1979). Cette corrélation confirme la prévalence des courants de marée dans la dynamique sédimentaire (Stride, 1963 ; Kenyon et Stride, 1970 ; Hamilton *et al.*, 1980), qui serait justifiée par l'aptitude qu'ont des courants de 10 à 40 cm/s à déplacer des sables bioclastiques grossiers ([Heezen et Hollister, 1964 ; Sternberg, 1972] in Auffret, 1983). Néanmoins, tous les sédiments ne sont pas mobiles à l'échelle du cycle semi-diurne de la marée. Le remaniement quotidien de la majeure partie du stock sédimentaire explique cependant l'augmentation progressive de son classement granulométrique, jusqu'à la distribution log-normale qu'on observe sur certains échantillons¹ (Hamilton *et al.*, 1980).

¹ Les transits sédimentaires observés (Fig. 26) sont prédits par différents modèles hydrosédimentaires intégrant (1) les contraintes de cisaillement dérivées des courants tidaux (équations de Bagnold [1963] et Gadd [1978] in Pingree et Griffiths, 1979), et (2) les caractéristiques morphosédimentaires du fond, en particulier la rugosité et la granularité (Grochowski *et al.*, 1993).

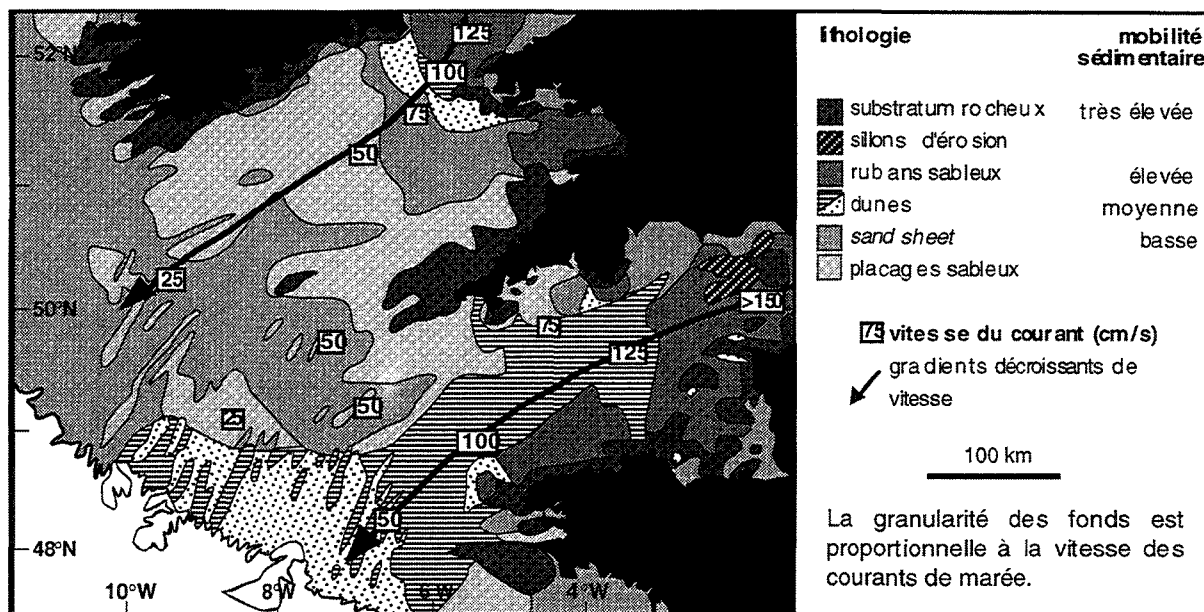


Fig. 27 : Relation entre la vitesse des courants tidaux près de la surface (en cm/s, encadrées) et la lithologie du fond en Mer Celtique (synthétisé par Reading, 1986).

2. AUTRES FACTEURS

Dans une moindre mesure, les vents d'Ouest dominants participeraient également au transport sur la plateforme distale (Auffret, 1983). Les courants d'Ekman à composante sud générés par ces vents expliqueraient notamment la giration au Sud des transports sédimentaires au débouché de la Manche (Fig. 26). Cette composante s'oppose à la dérive résiduelle vers le NNW des masses d'eau prévalant sur la plateforme celtique (Fig. 21), et dont témoigne la répartition des bryozoaires (Bouysse *et al.*, 1979).

Reprenant une idée de Cartwright et Stride (1958), Heathershaw *et al.* (1987) attribuent le phénomène de convergence des dunes du secteur de la Chapelle à la prédominance des courants de marée interne au voisinage de la rupture de pente (Fig. 28). La dynamique serait intense au voisinage de la rupture de pente; elle forcerait un transport de sédiment vers le continent, favorisant un blocage du sédiment en transit vers l'océan sur la bordure externe du plateau continental, c'est-à-dire dans la zone des bancs.

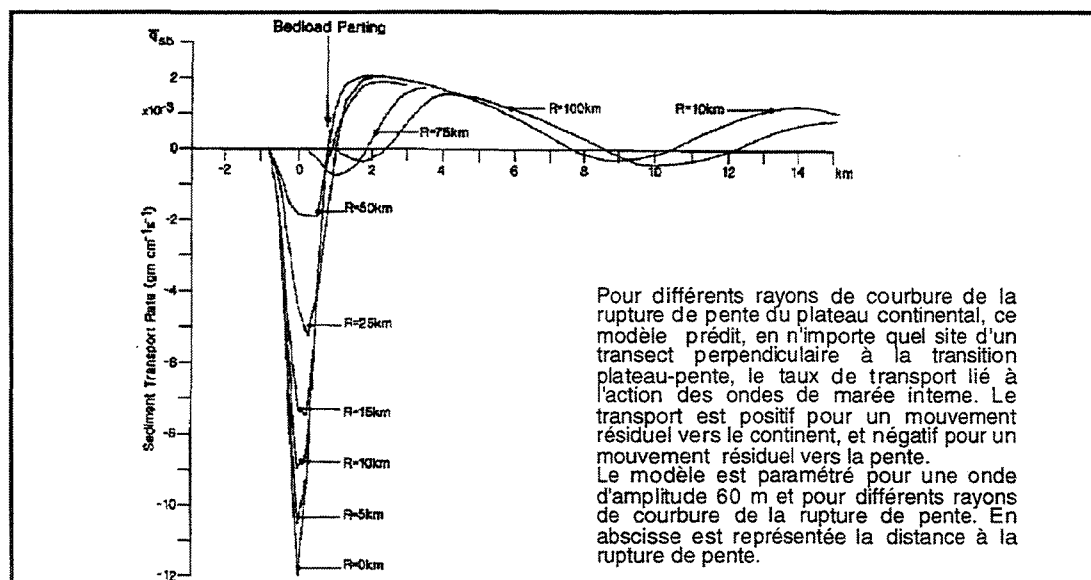


Fig. 28 : Modèle de transport sédimentaire au voisinage de la rupture de pente du plateau continental sous l'effet des courants de marée interne (Heathershaw *et al.*, 1987).

C. BILAN SEDIMENTAIRE A L'HOLOCENE SUR LA PLATEFORME

Drake ([1976] *in* Auffret, 1983) montre que, à l'échelle globale, les marges et les bassins profonds ne rendent compte que de 10% des apports fluviaux. Cet auteur admet que 50% du

matériel délivré par les fleuves est stocké dans les deltas et prismes littoraux, et que 40% des fines terrigènes sédimentent sur la plateforme continentale. Ce modèle ne semble pas adapté dans le cas de la marge celtique (Auffret, 1983). La plateforme celtique serait plutôt allochtone au sens de Swift ([1976] *in* Auffret, 1983), c'est-à-dire soumise à une sédimentation essentiellement bioclastique : le flux détritique en provenance du continent y serait en non-dépôt, et gagnerait la pente dans sa totalité¹.

Argumentant cette idée, la masse estimée de sédiments déposés à l'Holocène sous 500 m dans le golfe de Gascogne serait de l'ordre de grandeur de celle délivrée par les fleuves, ce qui suggère que la plateforme soit en non-dépôt de lutites terrigènes depuis 10000 ans (Auffret, 1983). Cela est concordant avec la quasi-disparition des vasières weichseliennes (exemple : la Grande Vasière sud armoricaine), dont les reliques sableuses seraient, entre autres, les "sables inférieurs" ou "sables roux" ([Hinschberger, 1971] *in* Auffret, 1983).

L'appauvrissement en fines au cours de l'Holocène et le remaniement des sables conduisant à une couverture relique est prédit par le modèle de McCave ([1972] *in* Auffret, 1983) dans le cas où le plateau continental est large, comme pour la plateforme celtique (Fig. 29).

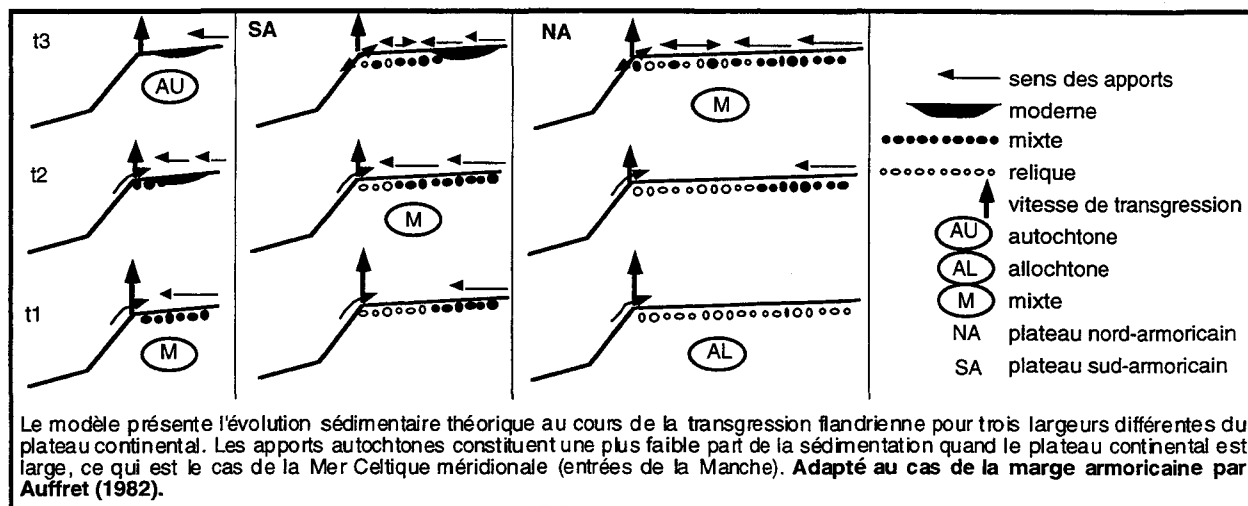


Fig. 29 : Modèle de sédimentation sur les marges continentales ([McCave, 1972] *in* Auffret, 1983).

¹ Chaque canyon est drainé par un chevelu de ravines et de thalwegs (Vanney, 1977 ; Bourillet et Loubrieu, 1995), et débouche au niveau du glacis continental sur une "ride" sédimentaire de longueur plusieurs centaines de kilomètres et d'épaisseur hectométrique. Le flux détritique dans ces "rides" est démontré (1) par des teneurs en CaCO₃ supérieures aux teneurs à l'équilibre à cette profondeur, (2) par un très bon classement granulométrique, suggérant que ce sont des produits de vannage qui y sédimentent (Auffret, 1983). La pente ne serait qu'un lieu de transit, comme en témoigne le faible taux de sédimentation (30 mm/1000 ans ; Auffret, 1983; Baltzer, 1994). Les processus à haute énergie dominent dans l'axe de transit des canyons, où des sables et des galets sont observés ([Le Danois, 1948; Vaney, 1969] ; *in* Auffret, 1983). Auffret (1983) signale à -2700 m de profondeur sur la ride Aegis la présence de rides de courant de 5 cm d'amplitude indiquant un transport vers le bas de la pente. Des rides semblables sont présentes en tête de canyon ([Berthois et Romanovsky, 1968; Giresse *et al.*, 1969] ; *in* Auffret, 1983). Ces figures sédimentaires sont associées à une dynamique turbiditique (Auffret, 1983). Les processus gravitaires sont également importants dans les canyons ([Lallemand et Sibuet, 1986] ; *in* Baltzer, 1994), comme en témoignent des avalanches de débris dans les faciès fins de bas de pente (Baltzer, 1994). En revanche, les processus de basse énergie dominent au droit des interfluvés, et seraient caractérisés par des courants néphéloïdes de faible densité épais de quelques mètres (Grousset, 1977). Ces flux continent-océan sont contrariés par une dynamique qui génère en haut de pente des rides de courant à vergence vers l'amont dans le canyon Shamrock ([Hamilton, 1971] *in* Auffret, 1983) et dans le canyon Blackmud ([Shepard et Dill, 1966] ; *in* Auffret, 1983). Pour Heaps ([1980] *in* Auffret, 1983) ces rides seraient engendrées par des upwellings, renforcés par les courants de marée au voisinage de la rupture de pente. Cette évidence d'un transport vers l'amont est argumentée par la présence de faciès vaseux abyssaux (boues à foraminifères planctoniques) resédimentés en bordure de plateforme continentale (Auffret, 1983).

CHAPITRE 2 : DESCRIPTION DES ENREGISTREMENTS SONAR ET DES PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES

Abstract. - The Kaiser Bank is 50 km long and 4 to 6 km wide (Fig. 30). It is composed of two rectilinear segments of equal size, separated by a bathymetric low ("central trough") that has a flat top at -145 m. The southern part is 30 to 50 m high, with its crest at -115 m, whereas the northern part shows a lower relief of 15 to 35 m. The bank crest consists of a series of "en echelon" hills, each about 10 m high and having an elliptical planar section directed N120°. At the southern end of the bank, a shallow, 25 m deep trough ("passe sud") separates two of these hills. Bedform distribution in space is controlled by (A) morphology (elevation) and (B) the orientation of the slope :

(A) Two sedimentary areas are identified at the surface of the Kaiser Bank (Fig. 51), roughly separated by a line that descends from -130 m at the northern end of the bank to -150 m at the southern end. [1] The flanks of the bank produce on the multibeam echo soundings a patchwork of light and dark areas that are of the order of 100 m in size, with cusped or elongate shapes in plan view. These correspond to (1) N120° asymmetric dune crests that are either isolated barchanoids or belted and rectilinear in shape, and (2) N200° trending sand ribbons. The side-scan sonar records provide evidence for smaller asymmetric dunes and megaripple fields in this area. [2] The upper (crestal) part of the bank produces an homogenous, high backscattering response on the multibeam echo soundings (Fig. 42 to Fig. 45), but is characterized on the side-scan records by (1) several acoustic facies and (2) dunes. The facies (speckled, streaked, and patchy facies) exhibit a regular alternation of light and dark surfaces. They are interpreted as different patterns of mobile, finer sand patches lying on a coarser substrate (Fig. 46 and Fig. 48). The dunes, which are exclusively developed above 140 m, are directed N200° and symmetric in cross section. (Fig. 46 and Fig. 47). Their wavelength is commonly 2 m, but in some subareas well rounded dunes with wavelengths of 20-50 m are noted (called "undulations"). This two-fold pattern reflects a morphological control on sediment dynamics, which is characterized by [1] a general up-growth of the dunes toward the bank crest (Fig. 40), and [2] a predominance of the speckled facies at the top of the bank, whereas the patchy facies dominates at the transition between the bank crest and flank (Fig. 48).

(B) In addition, the nature and distribution of the bedforms are different on the east and west sides of the bank. [1] The dunes on the eastern flank are mainly migrating to the SW, whereas the dunes on the western flank are mainly migrating to the NE (Fig. 46 and Fig. 47). [2] On the western flank there are fewer barchanoid dunes and more sand ribbons than on the eastern flank. [3] The transition between the bank-crest and bank-flank areas is higher on the western flank (130-140 m) than on the eastern side (140-150 m). [4] Within the bank-crest area, there seems to be a predominance of the streaked facies to the east and of the speckled facies to the west (Fig. 46).

Six grab samples from a cross section of the bank are studied. These sediments consist of heterogeneous, medium to coarse, bioclastic sands (Fig. 52 and Fig. 53). Carbonate content is about 60%, as noted previously by Bouysse *et al.* (1979). The lithoclastic part of it is small and is composed of a few basement gravel clasts, fine quartz sands with a normal textural evolution (Fig. 56), and some heavy minerals within the upper bank sediments. There is no silt and clay. Particles over 5 mm consist mainly of entire shells. Comparison of these parameters allow two sediment types to be distinguished lithologically: [1] A detrital (siliciclastic) type (B1, B3, and B4 samples, see location on Fig. 9) containing a high percentage of lithoclastic grains in the gravel fraction and heavy minerals. This sediment type is poorly sorted, with a high degree of bioturbation and many big, fresh molluscan shells, suggesting a weak mobility. [2] A bioclastic type (B2, B5, and B6 samples), with higher carbonate percentages, a lithoclastic fraction that is restricted to the fine sands, and better sorting. In these sediments no entire shells or bioturbation are observed, reflecting continuous sediment reworking. In addition, grain-size analysis allows the distinction of three sediment families, each of which is found on a particular portion of the bank (Fig. 55): [1] the dune family (B2 and B5 samples) characterizes bioclastic sediments from the bank flank, in which there is a winnowing of the fine and very fine sands; [2] the non-dune family (B1 and B6 samples), corresponding to samples from the lower part of the bank flank, consisting of either bioclastic (eastern flank) or detrital material (western flank) and showing an incoming of fine and very fine sands (producing a bimodal grain size distribution); and [3] the bank-crest family (B3 and B4 samples), of detrital type, showing a very low proportion of fine sand.

The study of six gravity cores suggests that the active surficial sediment layer is one to several metres thick between the dunes (Fig. 57, see location on Fig. 9). At its top, there is a 5-50 cm layer of fine biogenic sands. The bioclastic content of the cores (Fig. 58) consists of Bivalve, Bryozoan, Cirriped, Gastropod, and Echinoid associations from different biotopes and/or ages. Modern associations are imported from the coastal biotopes (0-50 m) and are admixed with autochthonous or allochthonous, relict species of (1) late-glacial Weichselian or (2) Pliocene origin (*Barbatia barbata*). The glacial origin of at least a part of the sediment is also inferred by the microscopic analysis of the quartz-grain surface textures. There are no species of the pre-Weichselian stages of the Pleistocene. This suggests that the residence time of the recognizable fragments in the system is less than 100,000 years. Therefore, the Pliocene components of the fauna must have been imported more recently. They could derive from the erosion during the last glacial stage of Pliocene sediment units, that could even be the Celtic Banks themselves.

1. ETUDE DES ENREGISTREMENTS DE SONAR ET DE SONDEUR MULTIFAISCEAUX

A. MORPHOLOGIE

Dans la zone d'étude, la plateforme autour du banc présente une profondeur comprise entre -143 m au Nord et -172 m au Sud (Fig. 30), ce qui correspond à une inclinaison générale de 0,05% vers le SSW. L'assemblage des données bathymétriques permet de préciser la morphologie du banc du Kaiser, dont la dernière cartographie avant Sédimanche était celle de Bouysse *et al.* (1976 ; Fig. 14). Le banc est composé de deux parties rectilignes séparées par une zone plus basse appelée "passe centrale" (Fig. 30).

La partie nord du banc, longue de 25 km et large de 4 km en moyenne, est orientée N10°. Elle présente un relief moyen de 18 m. Dans sa terminaison nord, cette partie est évasée. Sa ligne de crête culmine à -121 m en trois pointements situés vers le nord de la structure, et distants chacun de 2 à 3 km (Fig. 30). La hauteur de ces pointements par rapport à la plaine de part et d'autre du banc est difficile à estimer, dans la mesure où l'espace interbanc n'est pas plan. Elle serait d'une trentaine de mètres. Dans la zone centrale de cette partie nord, la crête du banc s'approfondit régulièrement, en suivant la pente du plateau continental, et l'épaisseur du banc est d'une quinzaine de mètres maximum. Dans le Sud de la partie nord, le banc est réduit à trois collines en échelons, distantes de 2 km, hautes d'une dizaine de mètres et dirigées N130° environ. Dans la passe centrale, la crête du banc est moins nette, et constitue un "plateau" vers 145 m (Fig. 30).

La partie sud du banc, longue de 25 km et large de 6 km en moyenne, est orientée N20° (Fig. 30). Elle n'est pas la prolongation exacte de la partie nord, les deux lignes de crête étant décalées de 1500 m environ: la ligne de crête de la partie nord se termine au NE du plateau de la passe centrale, tandis que la ligne de crête de la partie sud se forme au SW du plateau (Fig. 30). Le relief moyen de cette partie du banc est 35 m. La crête culmine vers le milieu de la structure à moins 115 m, en deux points distants de 2500 m. A ce niveau, le relief du banc peut être estimé à 50 m. La crête est ondulée, modelée par des collines oblongues disposées en échelons orientés N130° environ, espacées régulièrement tous les 2 km et particulièrement bien développées dans le Sud du banc où elles sont hautes d'une dizaine de mètres (Fig. 30). Dans l'extrême Sud du banc, cette morphologie en collines s'accroît, de sorte que la colline la plus méridionale est pratiquement détachée du banc. Elle est précédée au Nord par une colline qui forme une virgation de la crête du banc (Fig. 30). L'espace formé entre ces deux collines est une dépression de 17 m appelée "passe sud".

Le sommet du banc présente des formes très douces. En revanche, ses flancs sont accidentés de petites collines dirigées N130°, et de hauteur 2 à 6 m. Elles composent une morphologie « en épis » particulièrement marquée sur le flanc est vers N47°55' (Fig. 30). Ces collines présentent une section transversale asymétrique, leur flanc raide tourné vers le banc. Détachées du relief du banc au niveau de la terminaison nord de celui-ci, ces collines présentent une crête courbe (Fig. 30).

B. IMAGERIE

Sur les mosaïques d'images du sondeur multifaisceaux réalisées à partir des données Sédimanche (Fig. 42 à Fig. 45), deux domaines sédimentaires ont été distingués : (1) un domaine de "haut de banc", à forte rétrodiffusivité acoustique et avec peu de corps sédimentaires, correspondant au sommet régulier du banc, et (2) un domaine de "flanc de banc", à faible rétrodiffusivité, montrant des rubans sableux et de nombreuses dunes hydrauliques qui expliquent pour l'essentiel la forme en épis des isobathes sur les flancs du banc. Les corps sédimentaires apparaissent sous la forme de surfaces faiblement rétrodiffusantes, reposant sur un substrat de rétrodiffusion supérieure. La limite entre les deux domaines est vers l'isobathe 140 m. Le domaine de haut de banc présente sur ces images une rétrodiffusion très élevée, et semble dépourvu de corps sédimentaires.

Plus précises, les données sonar Belgica 94 ont permis de mettre en évidence [1] des corps sédimentaires actifs et inactifs de petite taille dans les deux domaines sédimentaires du banc (Fig. 46 et Fig. 47) ; [2] différents faciès acoustiques en domaine de haut de banc (Fig. 46 et Fig. 48) ; et [3] des variations de rétrodiffusion acoustique (Fig. 46 et Fig. 49).

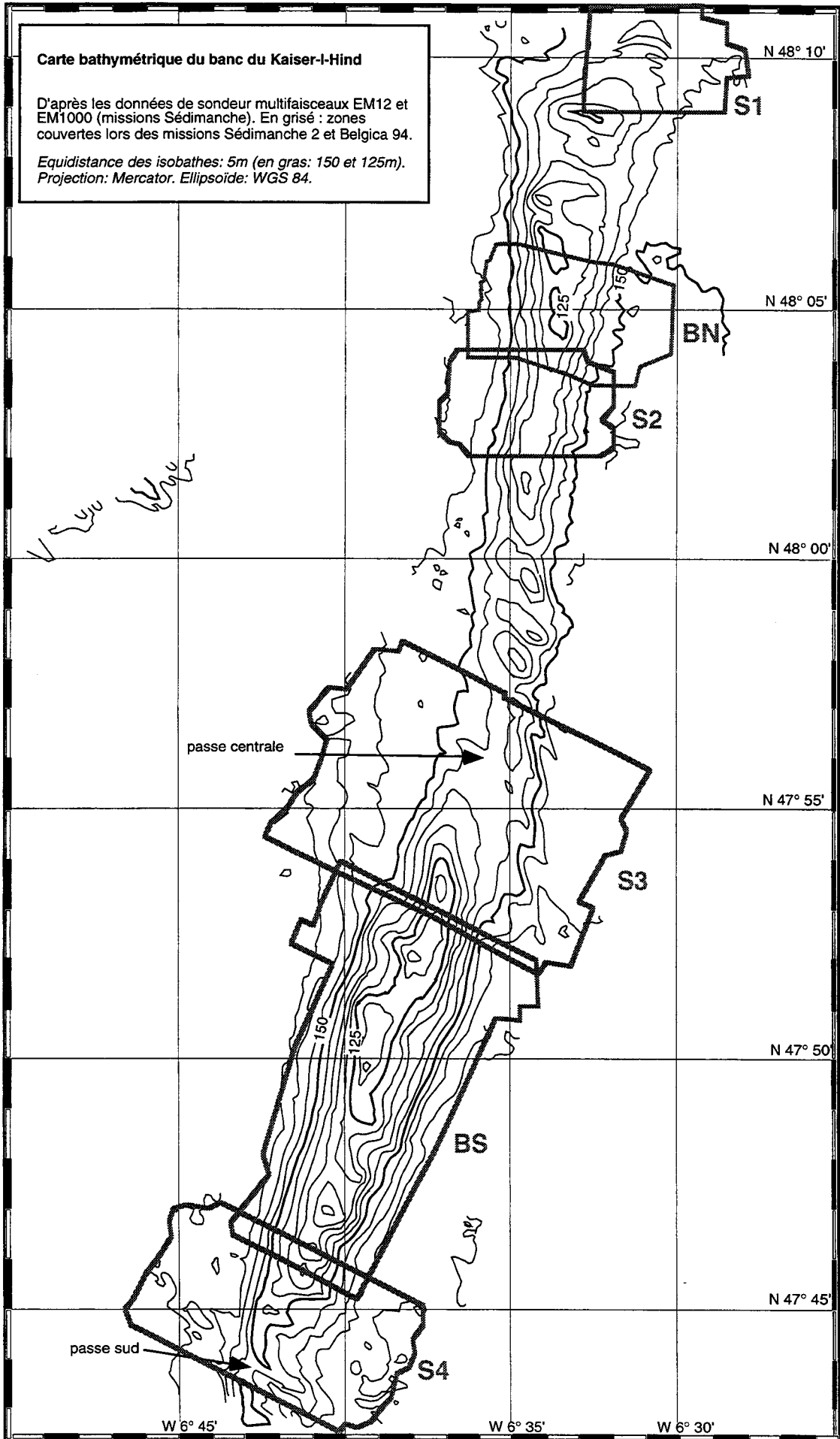


Fig. 30 : Carte bathymétrique du banc du Kaiser.

1. LES CORPS SEDIMENTAIRES ACTIFS

a. Corps transverses au courant

On regroupe sous le terme de "dunes" toutes les formes de corps sédimentaires transverses au courant, à l'exception des « petites » et « moyennes » dunes asymétriques selon Ashley (1990), qui sont appelées ici mégarides, dans la mesure où c'est un terme davantage employé en sédimentologie de faciès¹. Les flancs du banc du Kaiser supportent de grandes dunes 2D sinueuses à 3D, d'amplitude variant entre 1 et 8 m. On distingue les dunes isolées et les chaînes dunaires.

I. Grandes dunes

Dunes isolées. - Ce sont des dunes à crête arquée de type « barkhanoïde² », d'amplitude 1 à 3 m et d'extension 200 à 400 m entre les extrémités de la crête (Fig. 31C). Définies dans le domaine éolien, principalement au Sahara occidental ([Beadnell, 1910 ; Bagnold, 1931] in Allen, 1984 ; Fig. 31B), les vraies *barkhanes* peuvent exister également sous forme de dunes neigeuses ([Cornish, 1902] in Allen, 1984), ou sous-marines, soit en pied de talus continental ([Lonsdale et Malfait, 1974] in Allen, 1984), soit en domaine de plateforme tidale ([Kenyon et Stride, 1958] in Allen, 1984 ; Berné, 1991 : Fig. 31A).

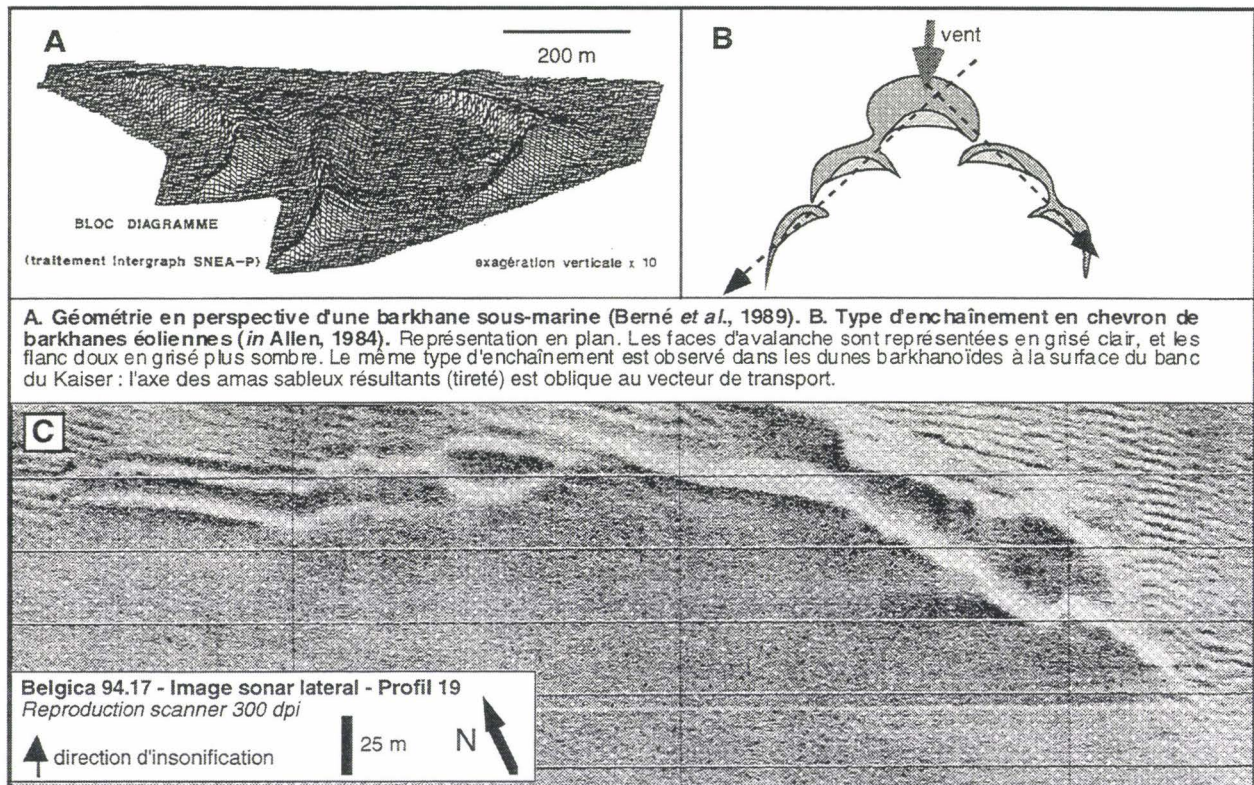


Fig. 31 : A - barkhanes tidales. B - mode d'agencement de barkhanes éoliennes. C - dune barkhanoïde (A sur Fig. 41).

Ces dunes caractérisent le flanc est du banc (Fig. 50). La direction moyenne de leur crête varie de N100° dans la zone BN (Fig. 46), à N130° dans la zone la zone S3 (Fig. 44). Elles présentent une vergence sud. Elle semblent s'échelonner le long d'amas sableux N60°, larges de 200-700 m, montrant des trains de mégarides asymétriques entre les dunes et présentant une rétrodiffusion plus faible que le fond marin de part et d'autre (Fig. 46). Ils sont bien développés dans les zones BN, S3 et S4. De contours flous, de largeur hectométrique, d'extension au moins

¹ Nombreux sont les travaux où les termes de "vague sableuse" (Vanney, 1977), "ridin" (Bouysse *et al.*, 1976), ou "dune" recouvrent les mêmes objets, de même que pour "petite dune" ou "mégaride" (Berné, 1991). Par le passé, les structures à deux dimensions (2D) étaient nommées "vagues sableuses", les structures à trois dimensions (3D), étant appelées dunes, par analogie avec les dunes éoliennes ([Harms, 1969 ; Kenyon, 1970 ; Boothroyd et Hubbard, 1975 ; Middleton et Southard, 1977] in Berné, 1991). Dans la classification la plus récente (Ashley, 1990), on distingue (1) des dunes 2D et 3D, et (2) des petites dunes ($l < 5$ m), moyennes dunes ($l \in 5-10$ m), grandes dunes ($l \in 10-100$ m), et très grandes dunes ($l > 100$ m). La distinction entre les tailles dunaires peut être également faite sur la base de l'amplitude, reliée à la longueur d'onde par l'équation $H=0,0677L^{0,8098}$ ([Flemming, 1988] in Berné, 1991).

² Dans le domaine des dunes 3D, les barkhanes s'opposent aux dunes paraboliques, dont le flanc convexe est tourné vers l'aval du courant dominant. Des dunes paraboliques de faible amplitude et de grande extension semblent avoir été observées en Mer Celtique par Kenyon (1970), qui les nomme "placages sableux transverses", et les compare (à une autre échelle) avec les rides lingoïdes présentes sur les plages dans les systèmes de vidange.

kilométrique et distants de 200 à 700 m, ces amas présentent un relief métrique à bimétrique exprimé dans la bathymétrie (Fig. 45 à : N47°43,2-W6°39,5 ; N47°43,5-W6°39 ; N47°44,1-W6°38,7).

Chaînes dunaires. - Les chaînes dunaires constituent des systèmes formés par la succession, parallèlement à leur ligne de crête, de dunes 2D à crête simple ou bifurquée (Fig. 32). Ces systèmes présentent une direction moyenne N120° à N150°, une longueur comprise entre 1 et 4 km, et sont distants les uns des autres d'au moins 500 m. A l'intérieur d'une chaîne, les dunes sont espacées de 50 à 200 m. Elles ont une amplitude comprise entre 2 et 8 m (Fig. 47), et une longueur de crête hectométrique à kilométrique. Les plus grandes portent sur leur flanc doux des dunes de plus petite taille et des mégarides obliques par rapport à leur crête (Fig. 35). Les grandes dunes se terminent fréquemment en se ramifiant jusqu'à constituer des champs de mégarides (Fig. 33). L'examen couplé de l'imagerie, de la bathymétrie et des profils sismiques permet de mettre en évidence une migration vers le Sud des dunes du flanc est, et majoritairement vers le Nord des dunes du flanc ouest (Fig. 50). Les chaînes dunaires peuvent traverser le banc d'un flanc à l'autre, soit à la faveur des passes (auquel cas elles demeurent en domaine de flanc de banc), soit en recoupant le domaine de haut de banc (Fig. 47). Les plus longues dunes sont situées dans les passes centrale et sud (Fig. 47).

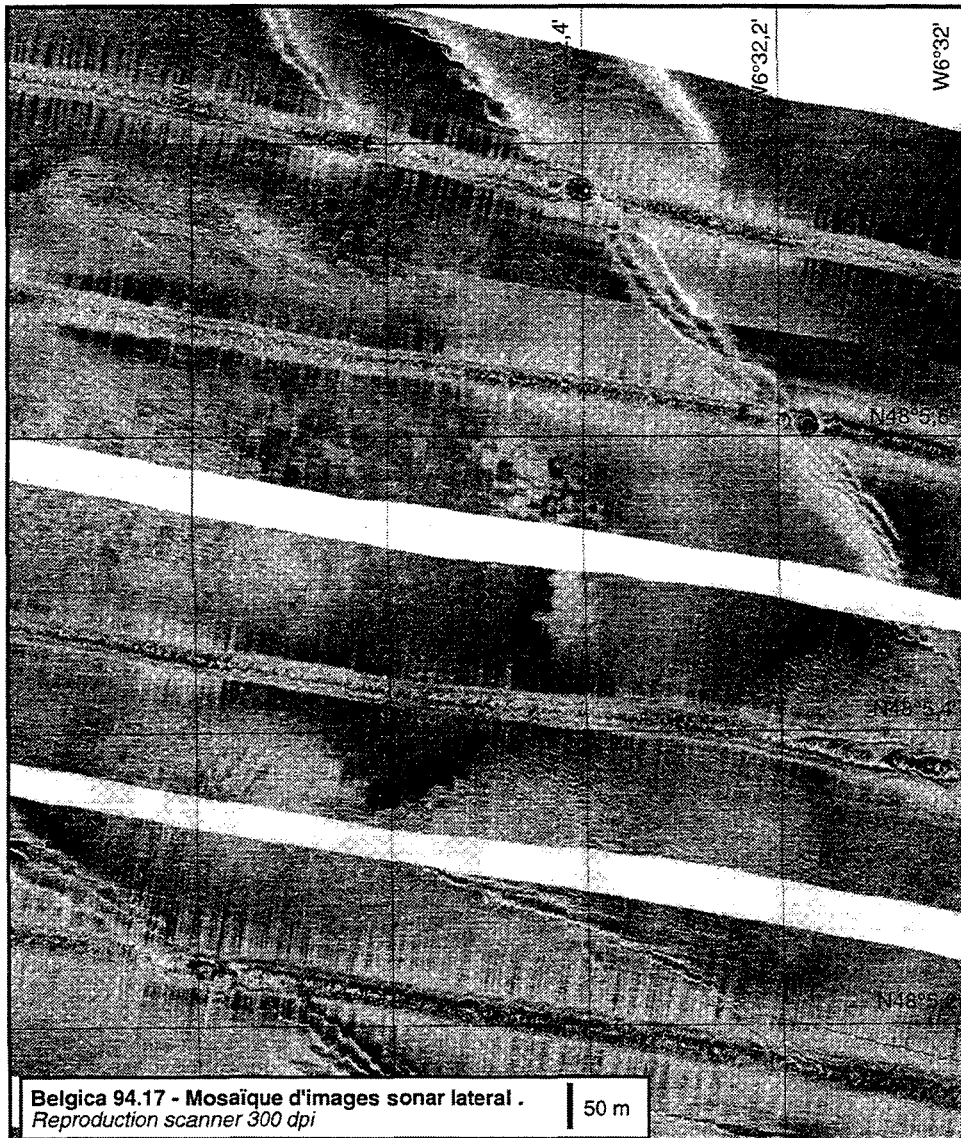


Fig. 32 : Chaînes dunaires, avec faciès taché au centre (B sur Fig. 41).

En domaine de haut de banc, on note la présence sur certains sonogrammes de discrètes variations de rétrodiffusivité suggérant des ondulations topographiques, parallèles entre elles, d'une cinquantaine de mètres de largeur et orientées N10° à N20° (Fig. 34). Il est possible que ces structures représentent des dunes symétriques inactives, au relief très faible.

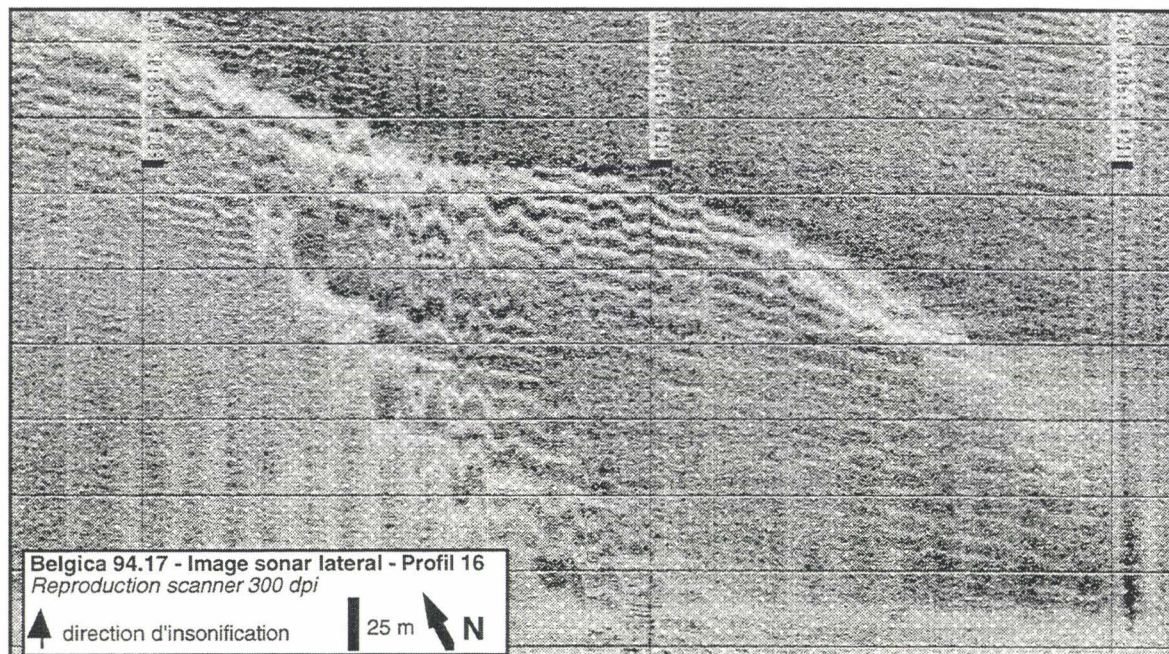


Fig. 33 : Terminaison dunaire par ramification de la crête (C sur Fig. 41).

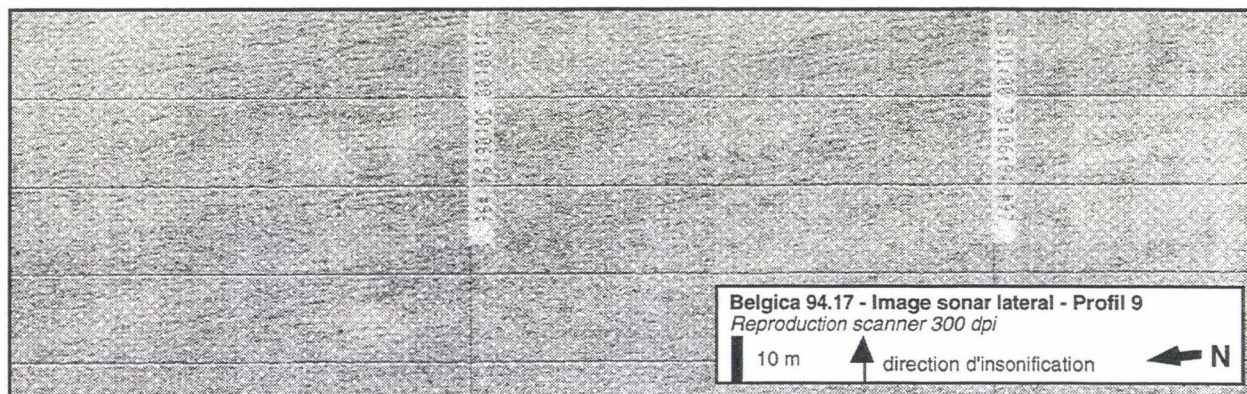


Fig. 34 : Ondulations topographiques en domaine de haut de banc (D sur Fig. 41).

2. Petites et moyennes dunes

Elles n'ont été observées que dans les zones BN et BS couvertes au sonar à balayage latéral. Contrairement aux grandes dunes, les petites et moyennes dunes observées au droit du banc du Kaiser forment des champs. On distingue : (1) une famille de petites et moyennes dunes asymétriques, appelées ici *mégarides*, orientées ENE-WSW, qui sont caractéristiques du domaine de flanc de banc (Fig. 51, Fig. 46, Fig. 47) ; (2) une famille de petites dunes symétriques et parallèles à l'axe du banc, restreinte au domaine de haut de banc (Fig. 51, Fig. 46, Fig. 47).

Les mégarides de flanc de banc. - Ce sont des mégarides 2D couvrant des aires de plusieurs kilomètres carrés (Fig. 46). De longueur d'onde variant entre 3 et 7 mètres, d'amplitude inframétrique, et de très grande continuité latérale (une centaine de mètres en moyenne entre deux bifurcations), elles sont orientées N100° environ, cette direction générale pouvant être modifiée au voisinage de reliefs dunaires (Fig. 35A) ou en bordure de ruban sableux (Fig. 36). Faiblement asymétrique, leur profil présente une vergence systématique vers le Sud sur le flanc est, et vers le Nord sur le flanc ouest du banc.

Sur le flanc est de la zone BN, les mégarides sont mieux exprimées sur des amas sableux larges de 100 à 200 mètres (Fig. 35B), qui supportent également les dunes barkhanoïdes isolées (Fig. 46). Sur le flanc ouest de la zone BN et dans la zone BS, les champs de mégarides couvrent également des rubans sableux orientés dans une direction NW-SE (Fig. 46, Fig. 47, détail Fig. 36). Les mégarides se ramifient vers la périphérie de ces amas ("trains de mégarides") en donnant de plus petites mégarides (Fig. 35B). On observe en revanche une augmentation de la taille des mégarides sur le flanc doux des grandes dunes où elles peuvent passer à de petites ou moyennes dunes.

Dans certaines zones du domaine de haut de banc, on distingue également des mégarides de ce type, mais dont la crête, moins distincte, semble moins anguleuse. C'est particulièrement le cas pour le Nord de la zone BS (Fig. 47).

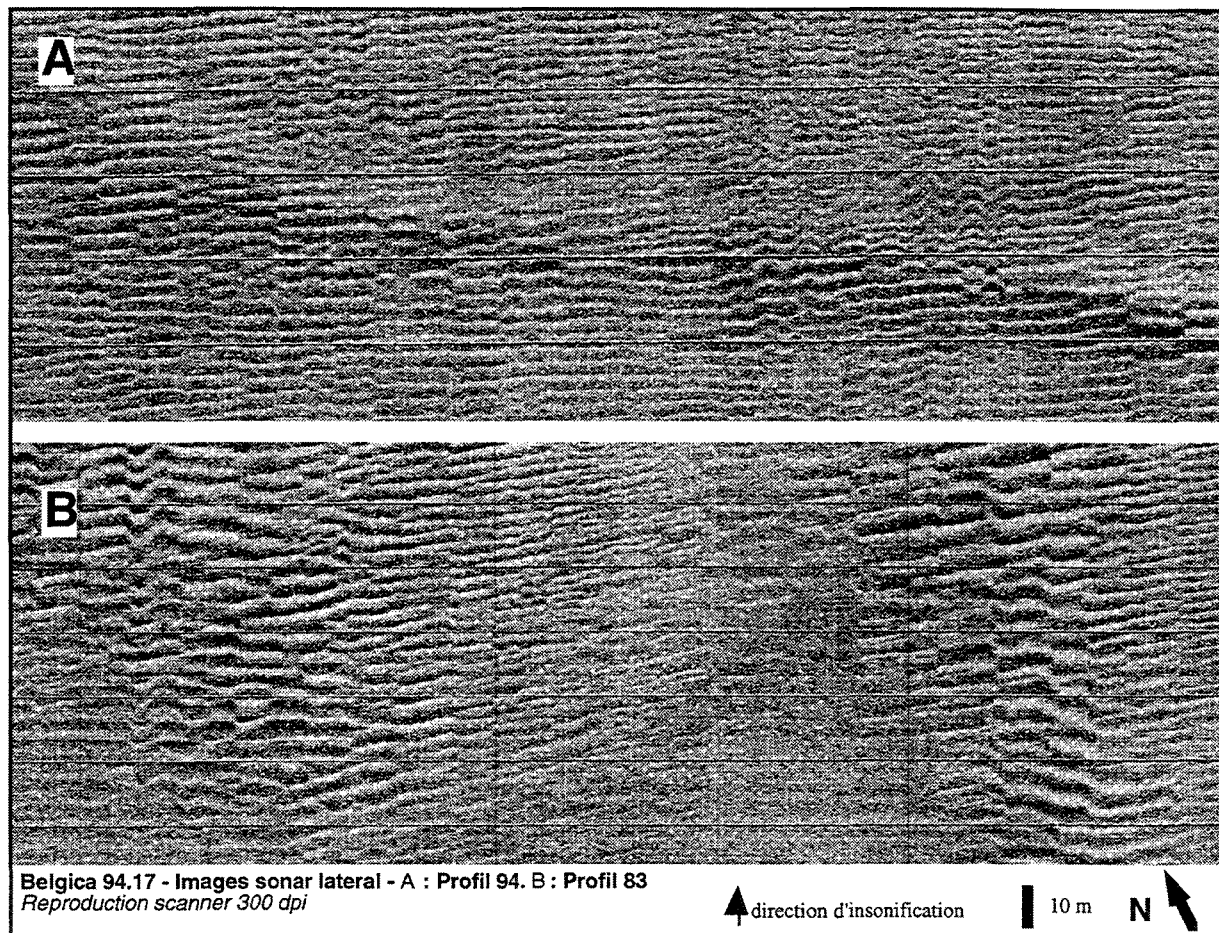


Fig. 35 : Mégarides (A : E et B : F sur Fig. 41).

Les petites dunes symétriques de haut de banc. - Quasiment ubiquistes en domaine de haut de banc, on observe des petites dunes symétriques, qui couvrent l'essentiel du domaine et empiètent sur le domaine de flanc de banc (Fig. 37). De longueur d'onde 1,5 m environ et de continuité plurihectométrique, elles sont orientées N10° (dans la zone BN) à N30° (dans la zone BS), c'est-à-dire suivant l'axe du banc (Fig. 46 et Fig. 47). Elles se surimposent sans variation de direction aux grandes dunes qui traversent le domaine de haut de banc (Fig. 47).

b. Corps longitudinaux par rapport au courant

Ils sont identifiés comme tels à cause (1) de leur morphologie en amas allongés et (2) de l'obliquité de leur grand axe voisine de 90° par rapport à la crête de la plupart des dunes asymétriques.

Les plus caractéristiques de ces amas¹ sont des rubans sableux (Fig. 50). Restreints au domaine de flanc de banc, et localisés à 95% sur le flanc ouest, ils sont orientés N170-180° à N20°. Espacés de 200 à 500 m, les rubans sableux ont une largeur hectométrique, une extension longitudinale plurikilométrique et une épaisseur métrique à inframétrique. Ils sont bordés par des aires à plus forte rétrodiffusion acoustique dépourvues de figures sédimentaires (Fig. 36), et présentent un profil transversal asymétrique : leur bord occidental est franc et ourlé de petites dunes courbes, au relief métrique, dont les extrémités sont parallèles à la direction des bandes, alors que leur bord oriental est flou, moins rétrodiffusant et supportant des petites mégarides à crête rectiligne (Fig. 36).

A côté de ces rubans sableux relativement caractéristiques, on observe des amas sableux plus larges, aux bords flous, moins parallèles et plus sinueux, qui correspondent aux « *longitudinal sand patches* » de Belderson *et al.* (1972). Ces amas, également caractéristiques du flanc ouest du banc, présentent localement des digitations, des évaselements ou des amalgames relativement typiques des *longitudinal sand patches* (Fig. 50 et Fig. 44).

¹ Les amas de mégarides présents sur le flanc est du banc, allongés dans une direction N60°, pourraient également être considérés comme des « corps » longitudinaux par rapport au courant. Mais les processus de leur mise en place, qui président aussi au développement des mégarides, sont vraisemblablement très différents de ceux des rubans sableux *sensu stricto*.

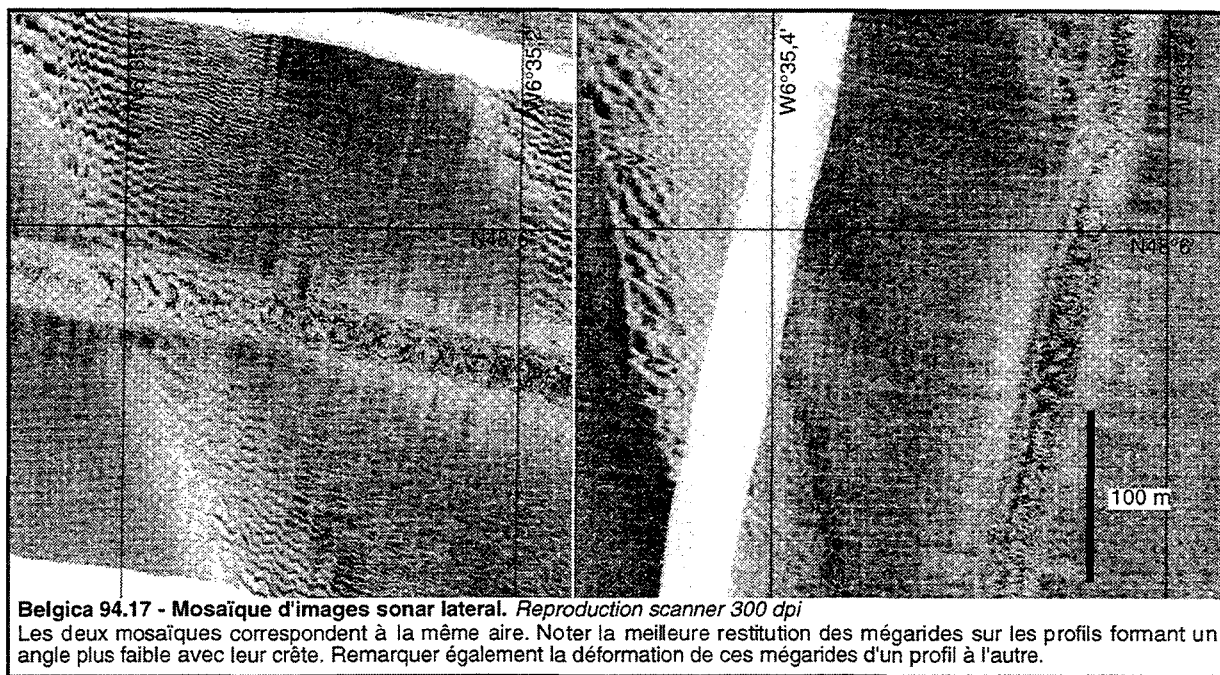


Fig. 36 : Deux images de ruban sableux (G sur Fig. 41).

2. LES FACIÈS ACOUSTIQUES

Outre les corps sédimentaires, les sonogrammes de la mission Belgica 94 présentent des « faciès acoustiques » qui nous semblent témoigner d'une interaction particulière entre la couverture sableuse et la topographie (Fig. 46 et Fig. 48). Ces faciès sont restreints au domaine de haut de banc. On distingue : (1) le faciès "moucheté"; (2) le faciès "linéé"; et (3) le faciès "taché", nommés d'après leur aspect lors des premiers dépouillements à bord.

Le **faciès moucheté** est caractérisé par des surfaces isolées peu rétrodiffusantes de 10 à 50 m de diamètre, reposant sur un substrat plus rétrodiffusant qui supporte généralement des mégarides symétriques (Fig. 37). Ce faciès est interprété comme des placages sableux (*sand patches* des auteurs anglosaxons). Leur distribution est parfois très régulière (en "damier"). L'abondance, la forme et la distribution de ces placages sont néanmoins très variables : dans les transitions avec le faciès linéé, ils s'allongent et s'alignent selon une direction voisine de celle des mégarides de flanc de banc (N120° ; Fig. 37).

Le **faciès linéé** est caractérisé par d'étroites bandes de faible rétrodiffusivité, larges de quelques mètres, espacées de 10 à 20 m, et de continuité décamétrique à hectométrique, reposant sur un substrat de plus forte rétrodiffusivité (Fig. 38). Ces "linéations" traduisent vraisemblablement des placages sableux de même nature que dans le faciès moucheté. Elles sont alignées dans une direction voisine de celle des mégarides de flanc de banc (N120°) avec une très grande rectitude. Ce faciès peut évoluer vers le faciès moucheté à la faveur d'un raccourcissement des bandes sableuses¹ (Fig. 38). Il peut également passer au faciès taché à la faveur de leur extension dans les deux directions du plan.

Le **faciès taché** est caractérisé par de typiques placages sableux décamétriques reposant sur un substrat plus rétrodiffusant (Fig. 32 vers N48°5,6-W6°32,6). Il peut se superposer au faciès moucheté, et plus généralement au faciès linéé (Fig. 39). Le faciès taché représente donc en fait une combinaison de faciès, produisant une réponse acoustique caractéristique.

¹ Sur les profils Belgica 94 parallèles au banc, la plupart des "linéations" orientées N120° apparaissent comme des "mouchetures", d'où une confusion possible entre deux faciès en l'absence de l'examen des profils perpendiculaires. Cependant, le faciès moucheté n'est pas un artefact du faciès linéé dans la mesure où il s'exprime ailleurs sur les deux directions de profils.

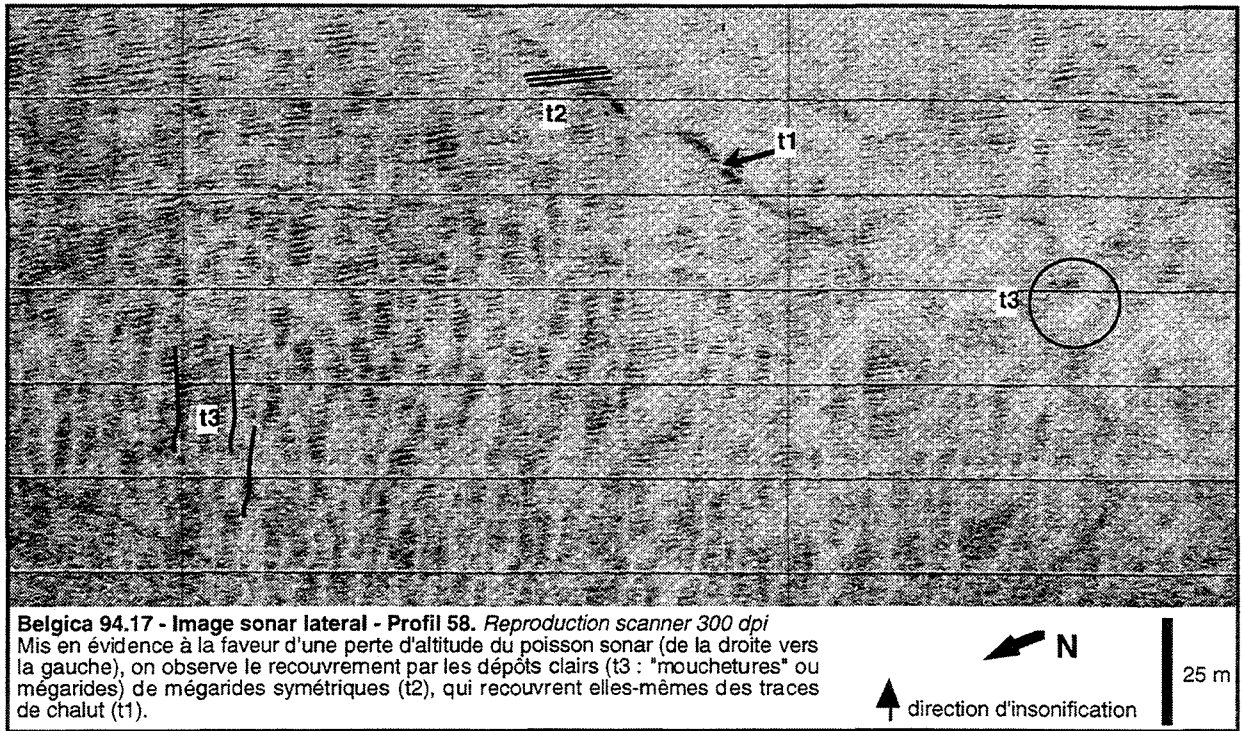


Fig. 37 : Haut de banc - faciès moucheté et mégarides (H sur Fig. 41).

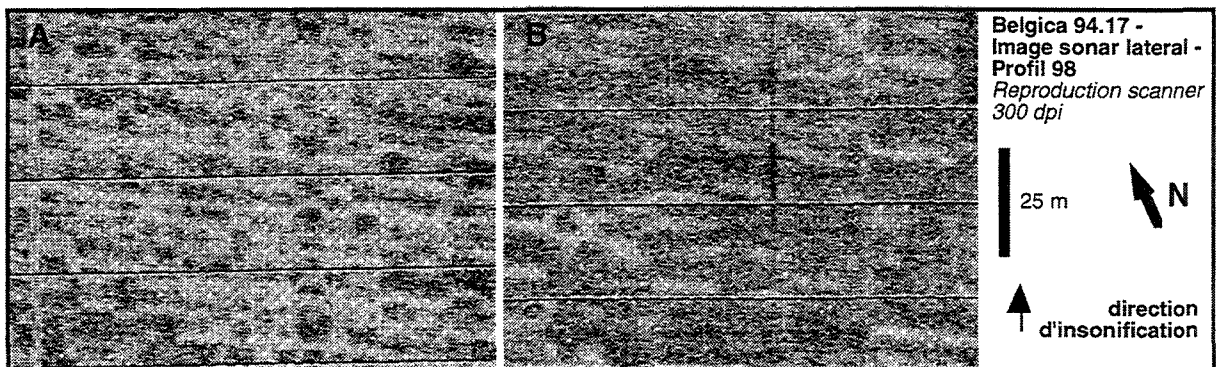


Fig. 38 : Haut de banc - deux images du faciès linéé (H sur Fig. 41).

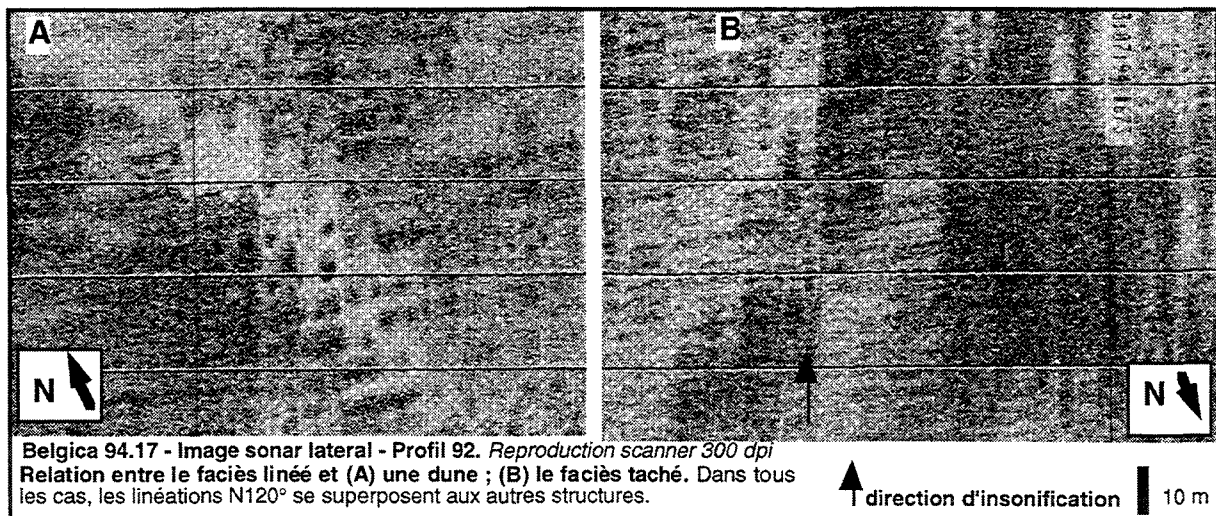


Fig. 39 : Haut de banc - relations entre faciès linéé, faciès taché et corps dunaires (J sur Fig. 41).

C. SYNTHÈSE GEOMETRIQUE

1. FORME ET DISTRIBUTION DES GRANDES DUNES DANS L'ESPACE

Le grand nombre de dunes cartographiées (395) et la variabilité de leur géométrie justifient une étude statistique de leur paramètres de forme et de position. Dans cette approche "quantitative", toutes les grandes dunes asymétriques ont été regroupées (dunes isolées et dunes des chaînes dunaires).

a. Paramètres géométriques

1. Paramètres intrinsèques

L'*amplitude* des grandes dunes varie de 1 à 8 m. Indépendamment des autres paramètres morphologiques, l'amplitude est un paramètre qui permet de préciser la réponse des dunes à la dynamique du milieu, dans la mesure où elle est proportionnelle à la profondeur d'eau ([Yalin, 1964] in Berné, 1991 ; Allen, 1984).

La *longueur de crête* est la distance parcourue le long de la crête d'une extrémité à l'autre de la dune. La distribution des longueurs de crête est unimodale (Fig. 40a). L'éventail est large (75-5700 m), mais 90% des dunes ont une crête de longueur inférieure à 1000 m, le mode correspondant à des longueurs de 300 m. Ce mode représente la longueur moyenne de crête des dunes barkhanoïdes du flanc est.

L'*indice de sinuosité* (IS) correspond au rapport de la distance mesurée en droite ligne d'une extrémité à l'autre de la crête à la longueur de crête (Dalrymple, 1984 ; Berné *et al.*, 1989). L'indice de sinuosité permet notamment de comparer des dunes 2D, 2D sinueuses, et 3D d'une étude à l'autre¹. Sauf deux dunes très courbes (IS=1,27 et 1,31), l'intervalle des sinuosités est compris entre 1 (dunes parfaitement recilignes) et 1,16 (barkhanes), avec une décroissance d'aspect logarithmique du nombre de dunes vers les plus grandes sinuosités (Fig. 40b). 60% des dunes se situent dans le domaine 2D défini par Rhodes ([1992] in Dalrymple et Rhodes, 1995), qui inclut néanmoins des dunes 2D sinueuses ayant un IS supérieur à celui de certaines barkhanes, typologiquement classées dans les dunes 3D. Le mode de la sinuosité des barkhanes observées est 1,035, ce qui traduit une courbure plus faible pour ces dunes que pour les barkhanes tidales caractéristiques, dont la sinuosité est comprise entre 1,05 et 1,12 (Berné *et al.*, 1989). C'est pourquoi nous préférons maintenir le terme de "dune barkhanoïde" plutôt que celui de "barkhane" pour les dunes isolées du banc du Kaiser. Les valeurs de l'indice de sinuosité inférieures à 1,02 correspondent à des dunes dont la courbure n'est pas marquée dans leur crête, mais dans la tache claire semi-lobée qui la borde, et qui correspond au flanc doux.

La forme des dunes peut être également appréhendée à partir du *nombre de points d'inflexion* de leur crête (Fig. 40e), et du *rayon de courbure* associé aux arcs que limitent ces points d'inflexion (Fig. 40f). Le *nombre de connexions* correspond à celui des bifurcations sur une même crête dunaire.

2. Paramètres extrinsèques

La *direction* d'une dune correspond à la direction de la ligne passant par ses extrémités. Lorsque la vergence de la dune est claire (en sismique ou d'après la bathymétrie), l'azimut de migration de la dune, ou *vergence*, est défini comme orthogonal à cette direction. La distribution des directions de l'ensemble des dunes cartographiées est unimodale, répartie dans l'éventail 90-180° (Fig. 40c). Il n'y a pas de dunes orientées NE-SW. Le mode est vers 130°. Les dunes barkhanoïdes ont une direction moins dispersée, avec un pic vers 110°.

A cause de la pente du plateau continental, qui conduit à un approfondissement du profil transversal du banc de l'ordre de 30 m du nord au sud (80 km), la distribution de la profondeur moyenne des dunes² est peu significative à l'échelle du banc. Pour cette raison, on définit l'*indice bathymétrique moyen* (Fig. 40d), qui corrige la bathymétrie par addition d'une valeur correspondant à un biais linéaire compris entre +15 m au Nord du banc et -15 m au Sud (ce qui permet de comparer du Nord au Sud du banc la position des dunes par rapport à sa crête).

La distribution de l'ensemble des indices bathymétriques dunaires montre un pic centré sur 152 m, soit le flanc du banc (Fig. 40d). Les dunes présentant un indice bathymétrique compris entre 115 et 130 m correspondent aux dunes qui recoupent la crête du banc. Ce sont pour la plupart des dunes du flanc est (Fig. 40d). Le flanc est présente également une plus importante population de dunes dans la plaine sédimentaire que le flanc ouest. Les dunes dans la plaine sont essentiellement isolées. Sur le flanc ouest, les dunes se situent essentiellement dans l'intervalle bathymétrique

¹ L'indice de sinuosité est un paramètre important, dans la mesure où l'évolution de dunes 2D vers des dunes 3D correspond à une augmentation de la force du courant (et plus spécifiquement du nombre de Froude, qui caractérise l'aptitude à la mobilisation du sédiment par le fluide [Allen, 1977 ; Costello et Southard, 1981 ; Boothroyd et Hubbard, 1975] in Berné, 1991). D'après Rhodes ([1992] in Dalrymple et Rhodes, 1995), la variabilité de l'amplitude dunaire le long de la crête croît avec la sinuosité des dunes.

² C'est-à-dire : la moitié de la somme des profondeurs maximum et minimum au pied de la dune.

correspondant au pied de banc (Fig. 40d).

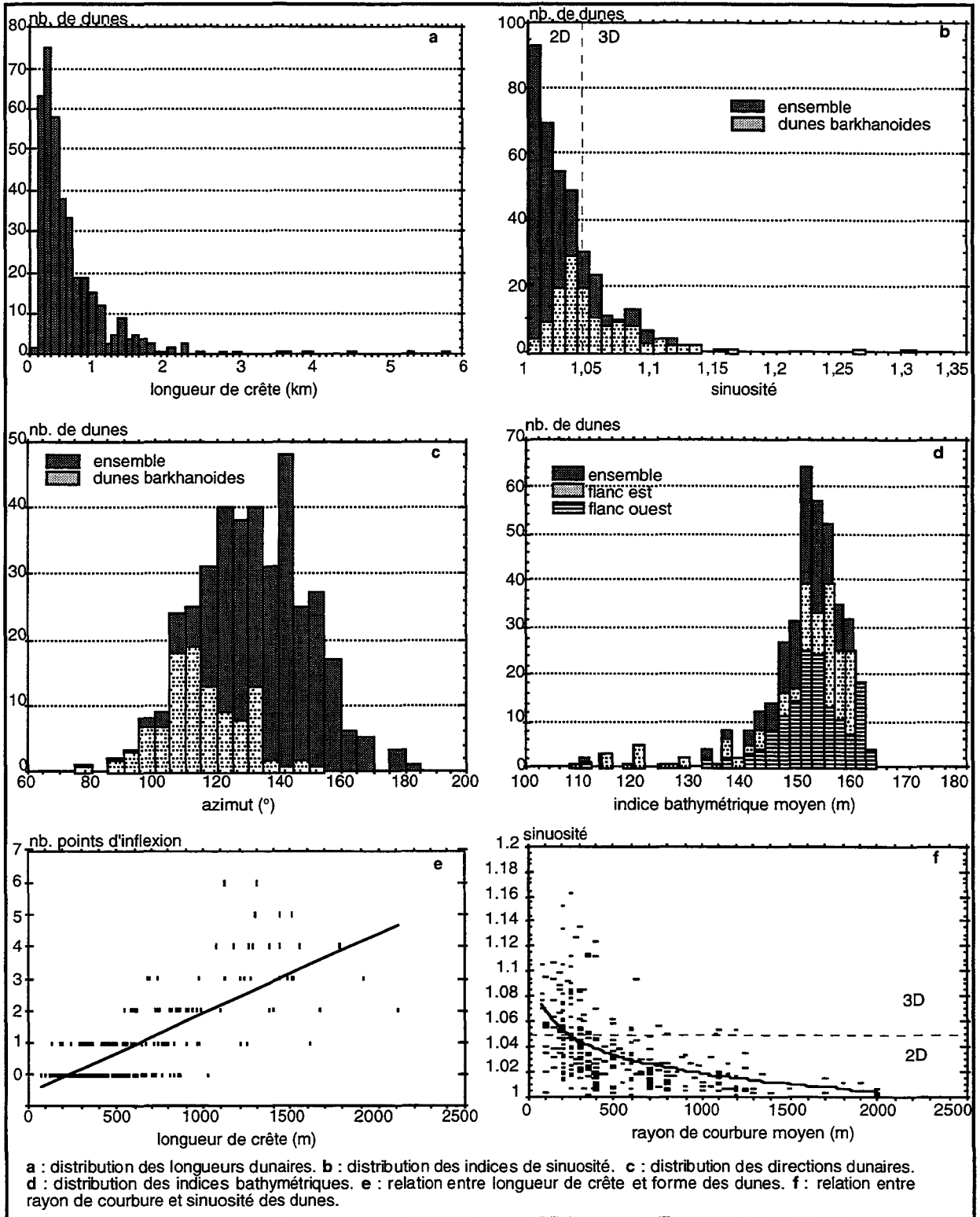


Fig. 40 : Etudes de paramètres mesurés sur les dunes du Kaiser.

b. Relation entre paramètres

- **Localisation des types dunaires** : Les dunes sont moins nombreuses sur le flanc ouest (39%), où elles constituent essentiellement des chaînes dunaires. Les dunes isolées barchanoïdes représentent 33% de l'ensemble des dunes, et 81% des dunes du flanc est. Elles sont [1] plus basses bathymétriquement (Fig. 40d) et [2] de direction EW plus marquée (Fig. 40c).

- **Longueur et sinuosité** : La longueur des crêtes dunaires est proportionnelle à leur nombre de points d'inflexion (Fig. 40e). Cela met en évidence que les dunes 2D sinueuses sont nécessairement de grande taille. Ces très longues dunes 2D sinueuses des chaînes dunaires pourraient

représenter la somme de plus petites dunes soudées les unes aux autres. Cela expliquerait pourquoi les chaînes dunaires n'ont pas une amplitude nécessairement supérieure à celle des dunes isolées, et peu dépendante de leur longueur (Fig. 40). Cependant, l'indice de sinuosité est inversement proportionnel au rayon de courbure moyen, ce qui traduit l'absence de très grandes dunes barkhanoïdes (Fig. 40f).

- **Amplitude et profondeur** : Malgré une dispersion considérable des mesures, il semble que l'amplitude des dunes soit proportionnelle à leur indice bathymétrique. Les dunes de plus grande amplitude sont plutôt en haut de banc. La dune de plus grande amplitude (8 m) est située sur la crête du banc (Fig. 47). En revanche, les dunes barkhanoïdes présentes en pied de banc sont les grandes dunes de plus faible amplitude.

- **Direction et profondeur** : Les dunes ont globalement une direction liée à leur position sur le banc. Les dunes de haut de banc sont plutôt perpendiculaires au banc ($N100^\circ$), alors que les dunes de flanc de banc sont obliques, voire sub-parallèles à sa crête ($N180^\circ$).

Ces observations suggèrent (1) que le relief du banc a une influence sur la forme, la taille et l'orientation des dunes, et (2) que les paramètres régissant la dynamique sédimentaire sont différents de part et d'autre de la crête du banc.

2. RELATIONS ENTRE MORPHOBATHYMETRIE ET COUVERTURE SEDIMENTAIRE

a. Importance de la profondeur

1. Mise en évidence

L'amplitude et la direction des dunes dépend de leur profondeur. L'amplitude des grandes dunes et l'angle qu'elles forment avec la crête du banc augmentent du pied vers la crête du banc (Fig. 50), ce qui suggère une augmentation de la dynamique vers le sommet du banc. La répartition des faciès de haut de banc semblent également influencée par la profondeur : le faciès moucheté occupe la crête du banc dans la zone BS, alors que la partie basse de la crête est occupée par le faciès linéé, et que le faciès taché est surtout présent à la transition avec le domaine de flanc de banc (Fig. 48).

Le domaine de flanc de banc est dominé par une dynamique favorisant la formation ubiquiste de mégarides orientées $N120^\circ$ tandis que sur le domaine de haut de banc prévaut une dynamique qui engendre de petites dunes 2D *symétriques* orientées $N20^\circ$ (Fig. 46 et Fig. 47). La limite entre les deux zones dynamiques est à la même profondeur du Nord au Sud du banc. On observe un recouvrement de la zone à mégarides $N120^\circ$ par la zone à mégarides $N20^\circ$ (Fig. 47).

La limite entre la zone à mégarides de flanc de banc et les faciès de haut de banc est généralement marquée par la présence du faciès taché (Fig. 48). Elle est comprise entre les isobathes 135 m au nord du banc, et 155 m au Sud. Cet approfondissement correspond à celui du plateau continental, et ne signifie donc pas l'extension du domaine de haut de banc vers les flancs du banc du Kaiser au Sud de ce dernier.

2. Continuité sédimentaire

La barrière dynamique entre les domaines de haut de banc et de flanc de banc ne déconnecte pas totalement la sédimentation dans les deux zones. Les variations de rétrodiffusion permettent de mettre en évidence le prolongement en haut de banc des aires de flanc de banc représentant des couloirs de transit sédimentaire important. C'est le cas par exemple, dans le Nord de la zone BS, vers $N47^\circ51'-W06^\circ40'$, de la terminaison méridionale du grand ruban sableux axé $N200^\circ$ (comparer Fig. 47 et Fig. 49). Ce prolongement est caractérisé en haut de banc par une très faible rétrodiffusivité et des contours flous. Il correspondrait à une diminution de la granularité du fond.

La carte des domaines de faciès de la zone BS permet de faire plusieurs observations du même type, en particulier dans le Sud de la zone BS ($N47^\circ46,50'-W06^\circ40,30'$), au niveau du prolongement d'une chaîne dunaire dans le domaine de haut de banc par une aire de faciès moucheté (comparer Fig. 47 et Fig. 48). On remarque de même un "pontage" vers $N47^\circ52'$ entre les deux flancs du banc par une bande hectométrique de faciès moucheté et taché, disposée dans la continuité d'un ruban sableux du flanc ouest.

b. Importance de la morphologie

Les rubans sableux sont fréquemment allongés parallèlement aux isobathes. Par exemple, leur direction passe de $N175^\circ$ au Nord de la zone S3 (partie nord du banc, d'axe $N10^\circ$) à $N190^\circ$ au Sud de cette zone (partie sud du banc, d'axe $N20^\circ$; Fig. 44). Cela suggère un contrôle morphologique de la dynamique sédimentaire par le relief du banc. Ce contrôle morphologique est également mis en évidence à petite échelle par la disparition du faciès moucheté à l'aval d'une très grande dune 2D présente sur la crête du banc à $N47^\circ49'$ (comparer Fig. 47 et Fig. 48). A la place on observe une surface ovale uniforme, de forte rétrodiffusivité, interprétée comme une zone d'affouillement. Ceci peut s'expliquer par l'action des courants de retour à la base du flanc raide de la dune (voir Introduction), qui déblaieraient les petits placages sableux formant le faciès moucheté.

c. Importance de l'orientation

L'Ouest du banc est caractérisé [1] par des rubans sableux sub-parallèles au banc dans le

domaine de flanc de banc et [2] par une prédominance du faciès moucheté dans le domaine de haut de banc (Fig. 46). A l'opposé, l'Est du banc, présente [1] dans le domaine de flanc de banc de grands amas sableux supportant des mégarides et des grandes dunes isolées, et [2] dans le domaine de haut de banc une prédominance du faciès linéé (Fig. 46).

Par ailleurs, la limite entre la zone haute à mégarides 2D symétriques N200° et la zone basse à mégarides 2D asymétriques N120° est localisée vers 130-140 m sur le flanc ouest du banc, et vers 140-150 m sur son flanc est (Fig. 51). Ces observations traduisent l'asymétrie de la dynamique sédimentaire entre les deux flanc du banc.

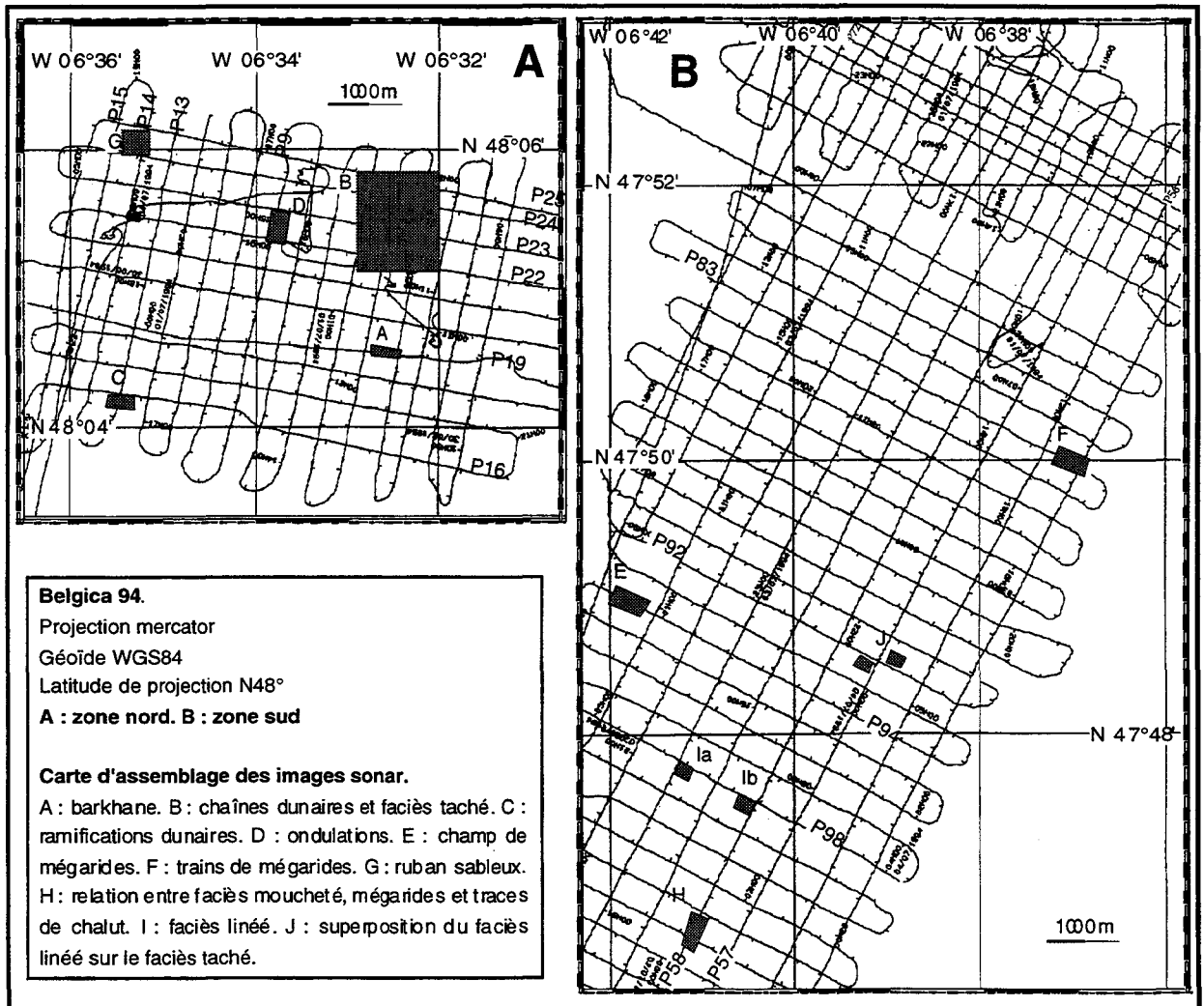


Fig. 41 : Carte d'assemblage des exemples d'images sonar Belgica 94.

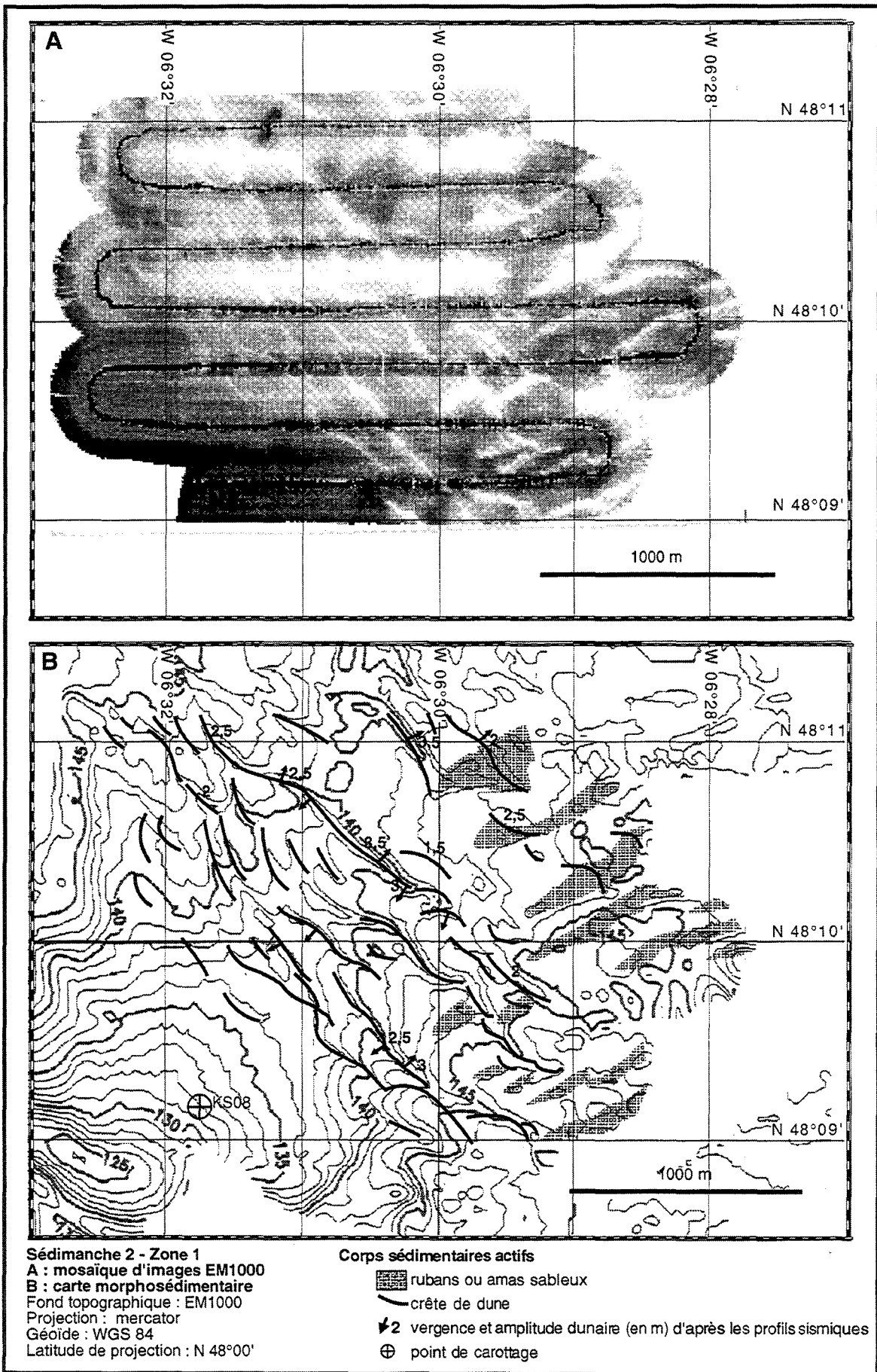


Fig. 42 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 1 (Sédimanche 2).

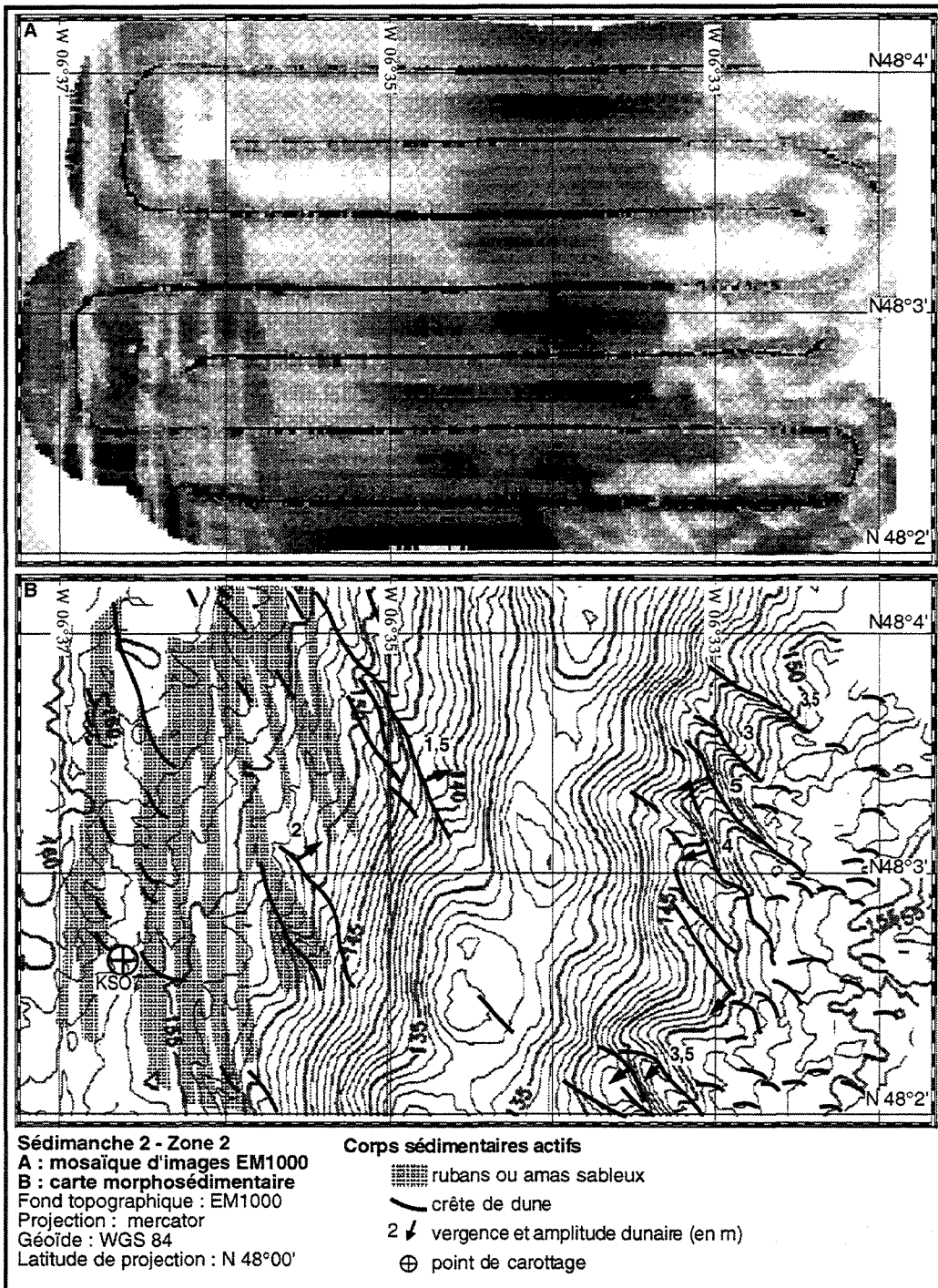
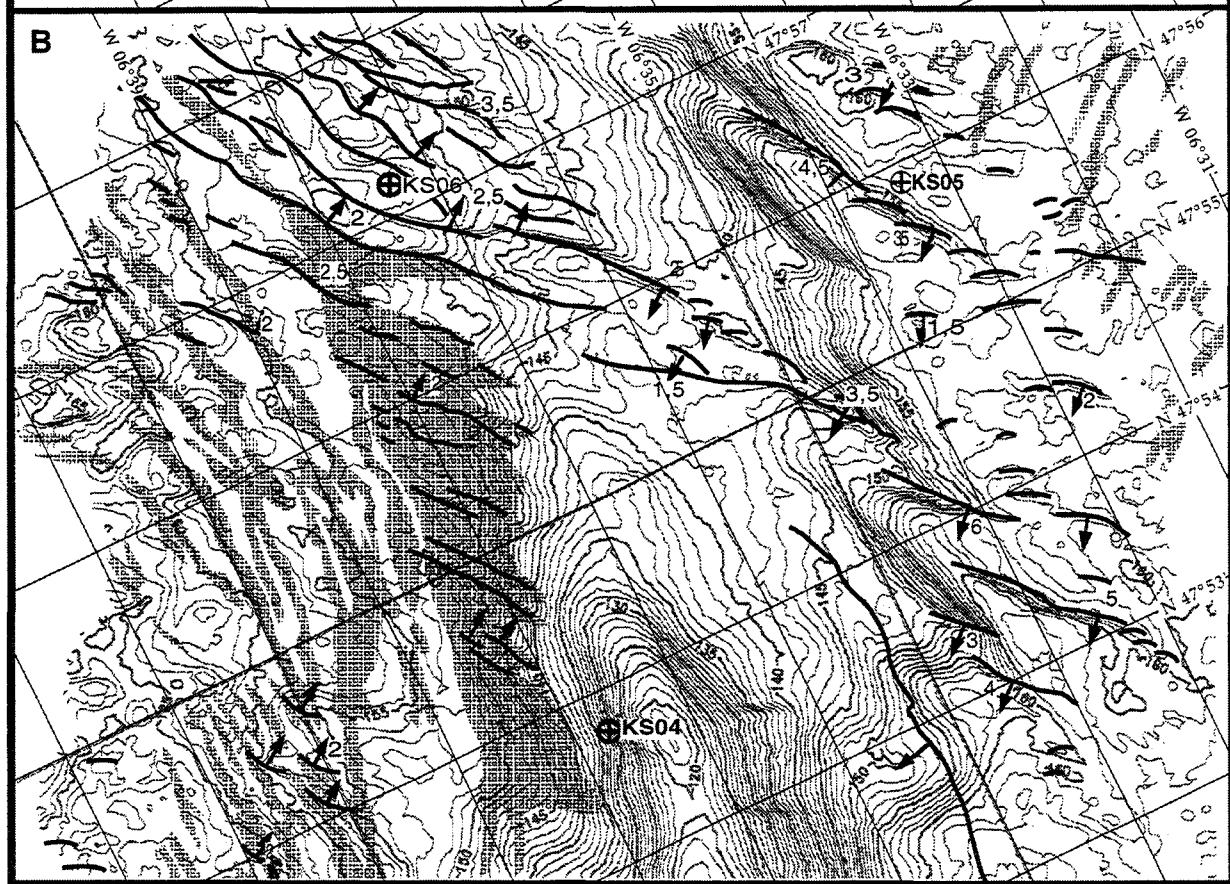
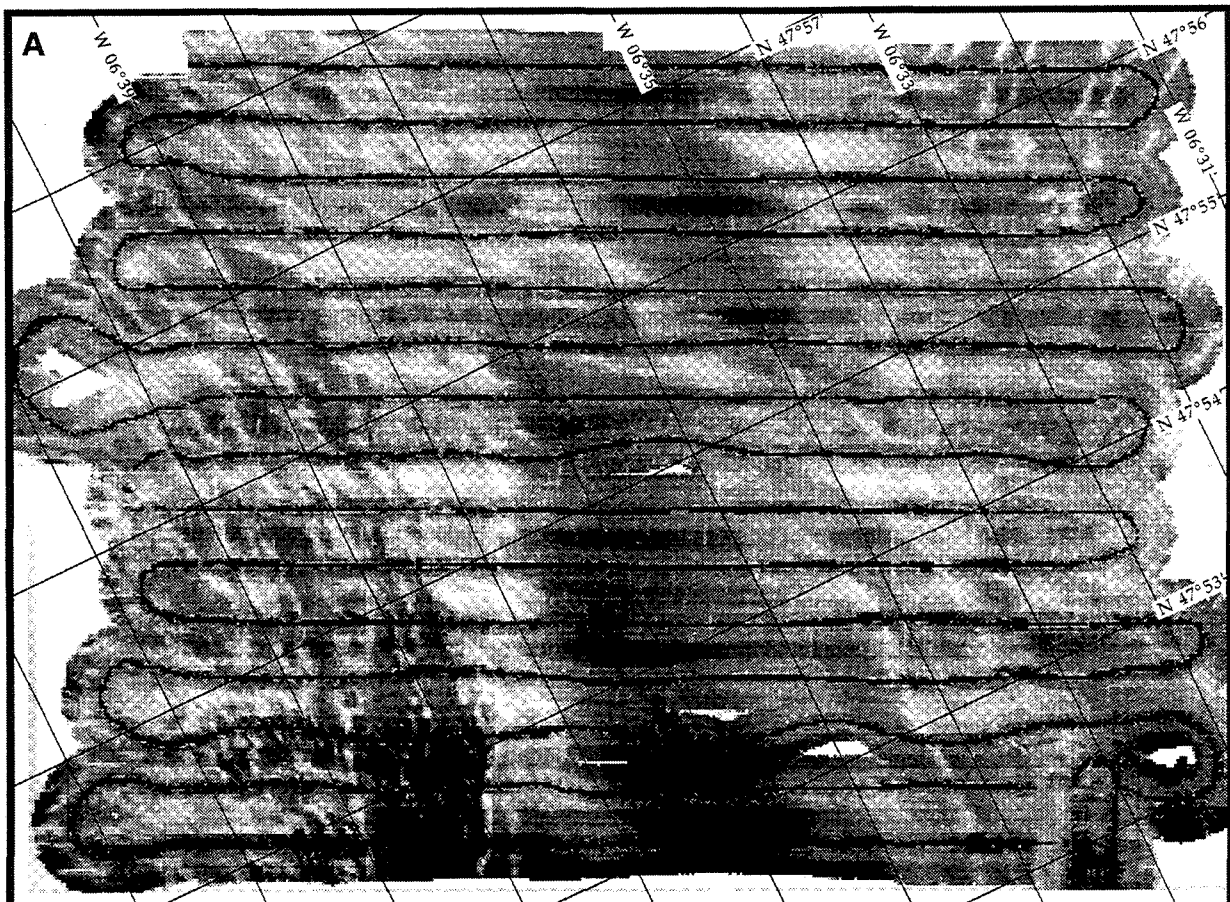


Fig. 43 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 2 (Sédimanche 2).



Sédimanche 2 - Zone 3. A : mosaïque d'images EM1000. B : carte morphosédimentaire. Fond topographique : EM1000. Projection : mercator. Géοide : WGS 84. Latitude de projection : N 48°00'. Corps sédimentaires actifs : grisé = rubans ou amas sableux ; trait/flèches=crêtes dunaires (vergence et amplitude en m d'après les profils sismiques) ; croix=pointe de carottage.

Fig. 44 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 3 (Sédimanche 2).

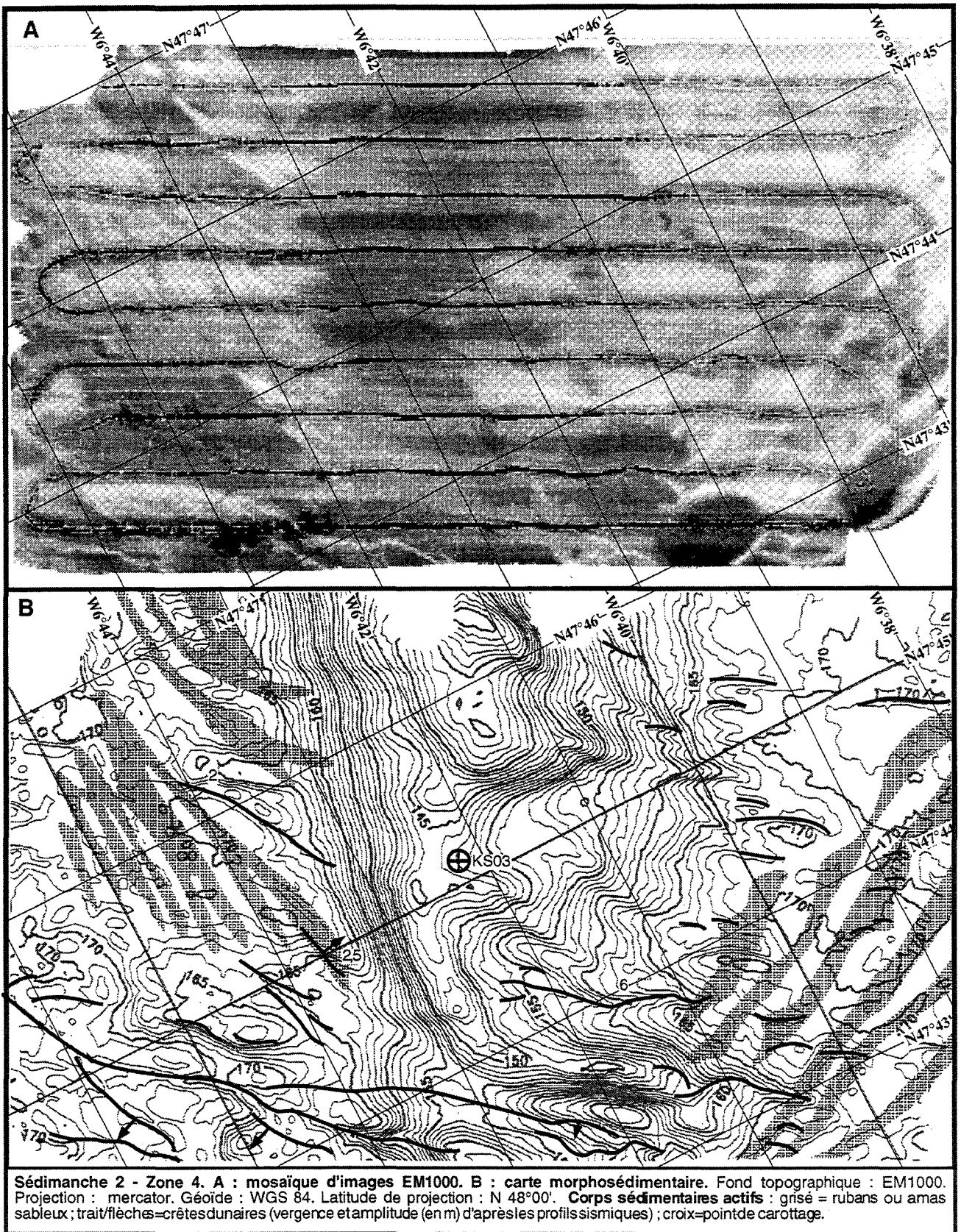


Fig. 45 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 4 (Sédimanche 2).

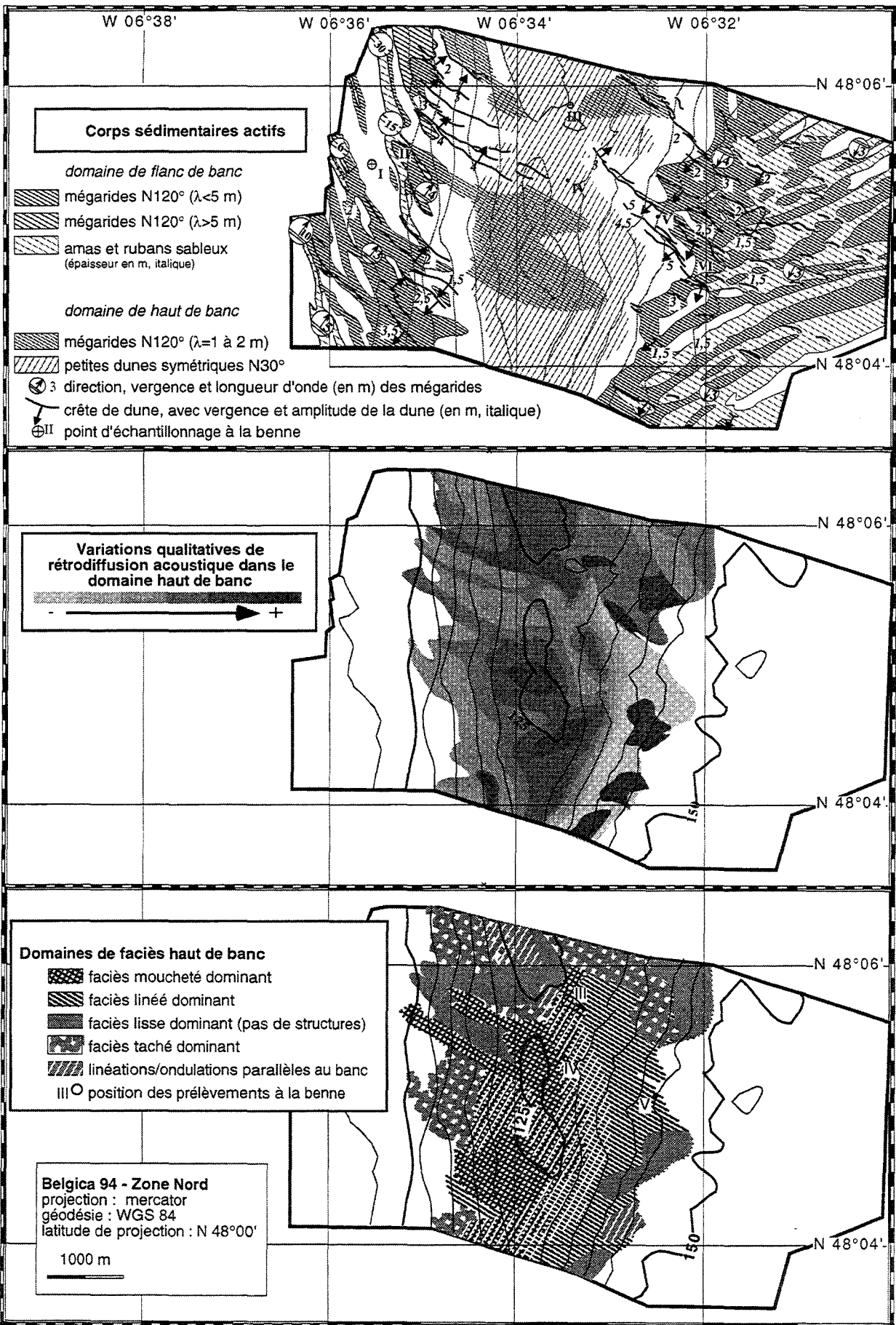


Fig. 46 : Cartographie de la zone nord - Belgica 94.

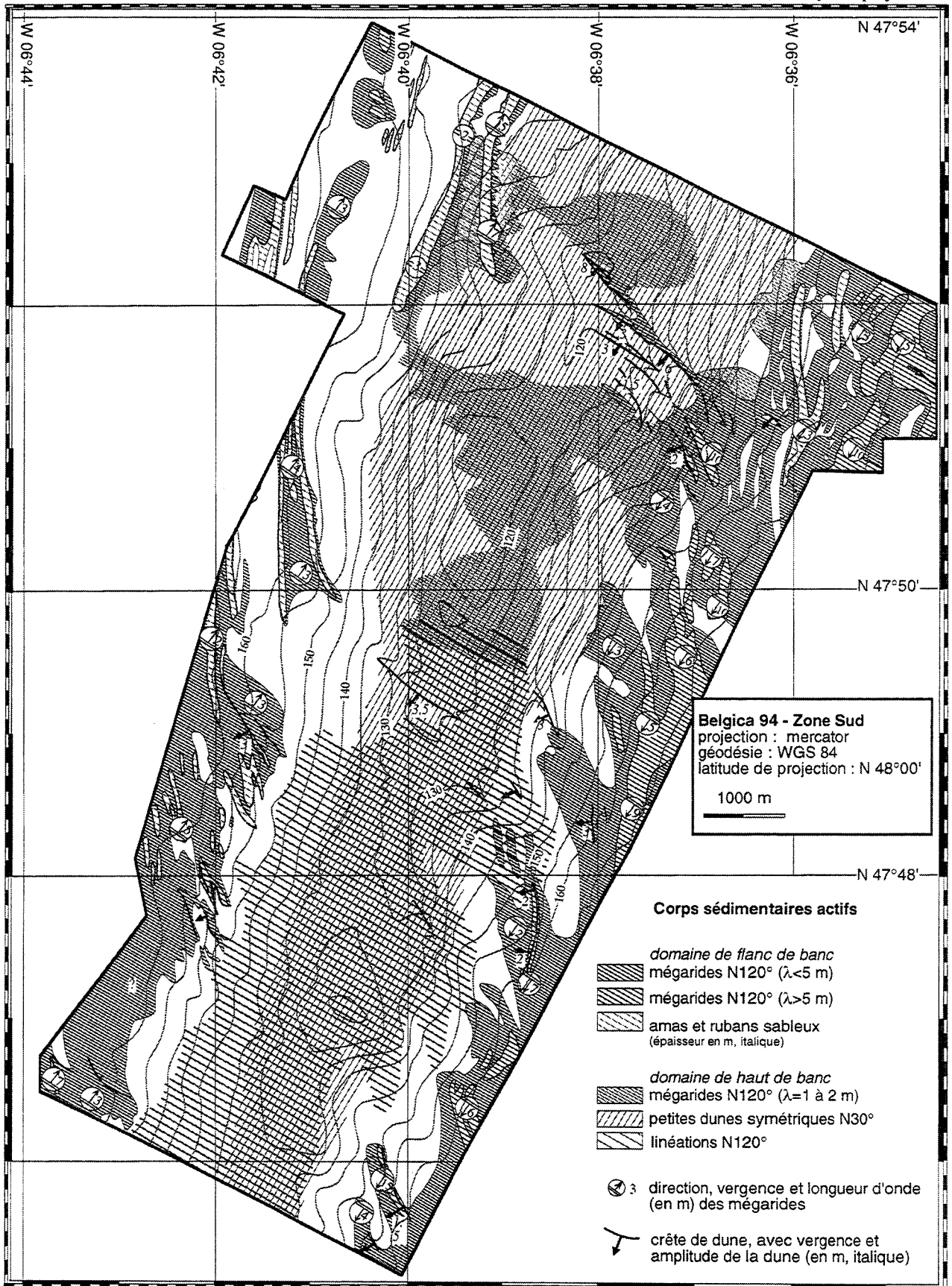


Fig. 47 : Carte morphosédimentaire de la zone sud - Belgica 94.

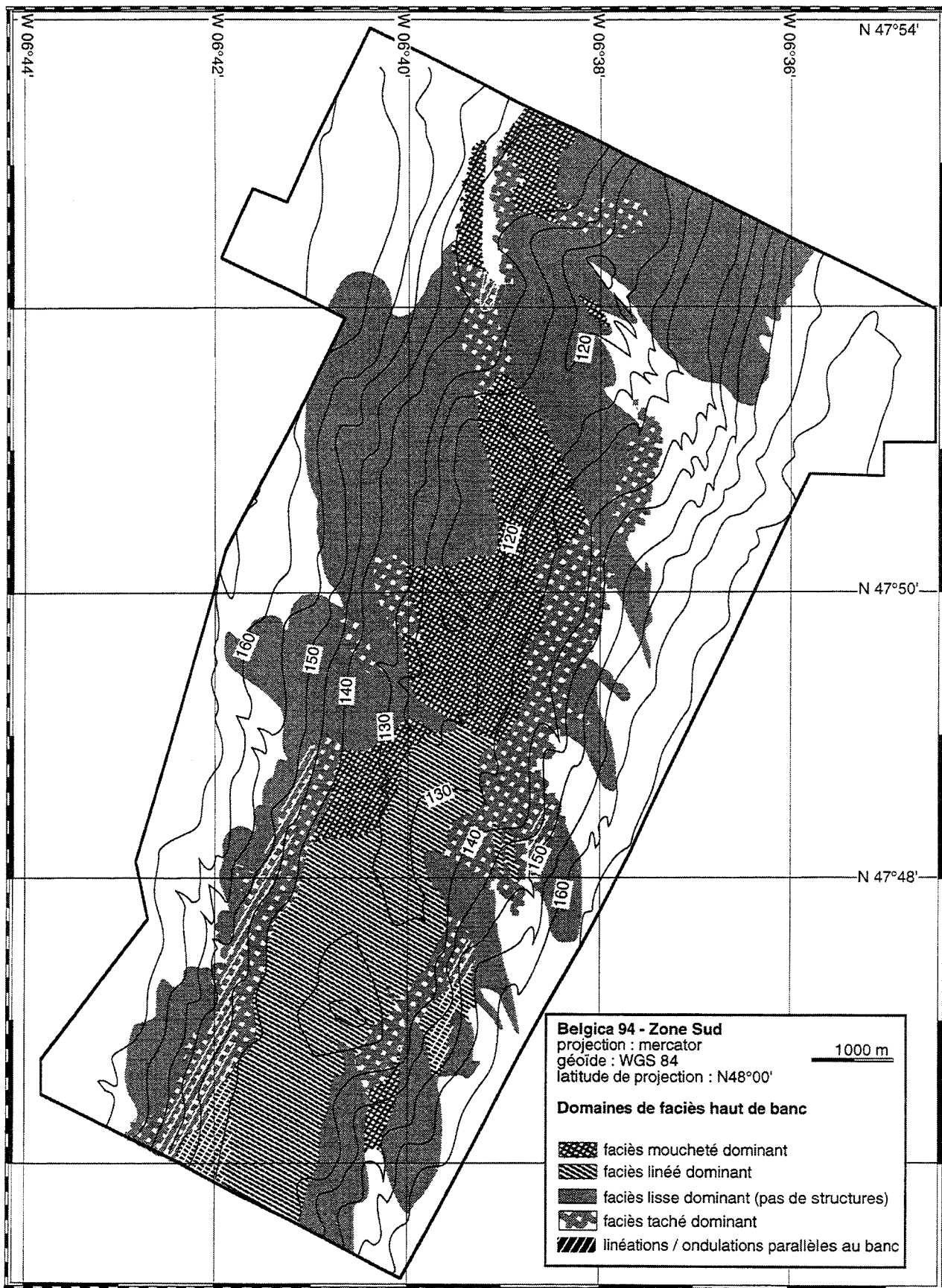


Fig. 48 : Carte des faciès acoustiques de la zone sud - Belgica 94.

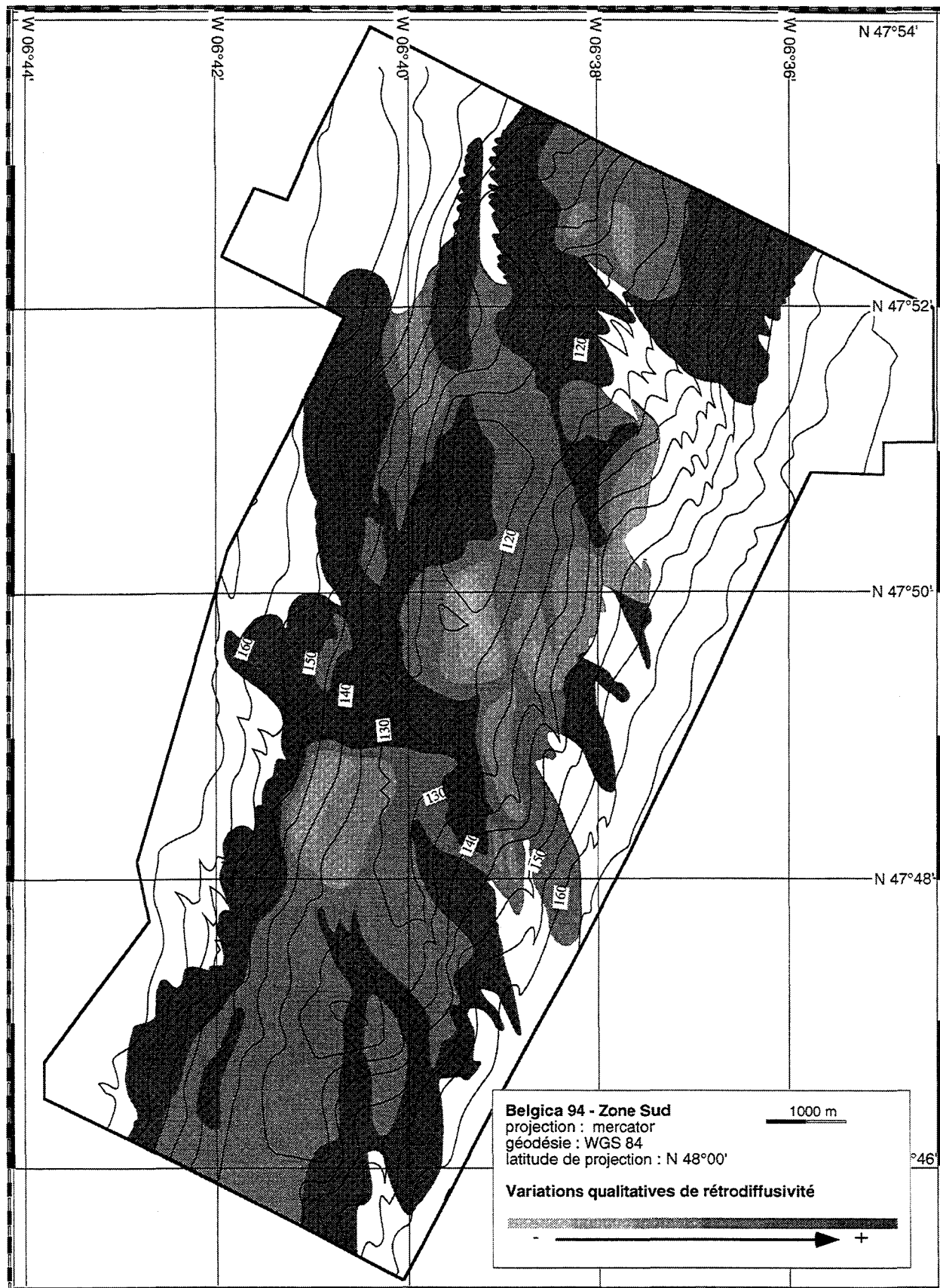


Fig. 49 : Carte des variations de rétrodiffusité dans la zone sud - Belgica 94.

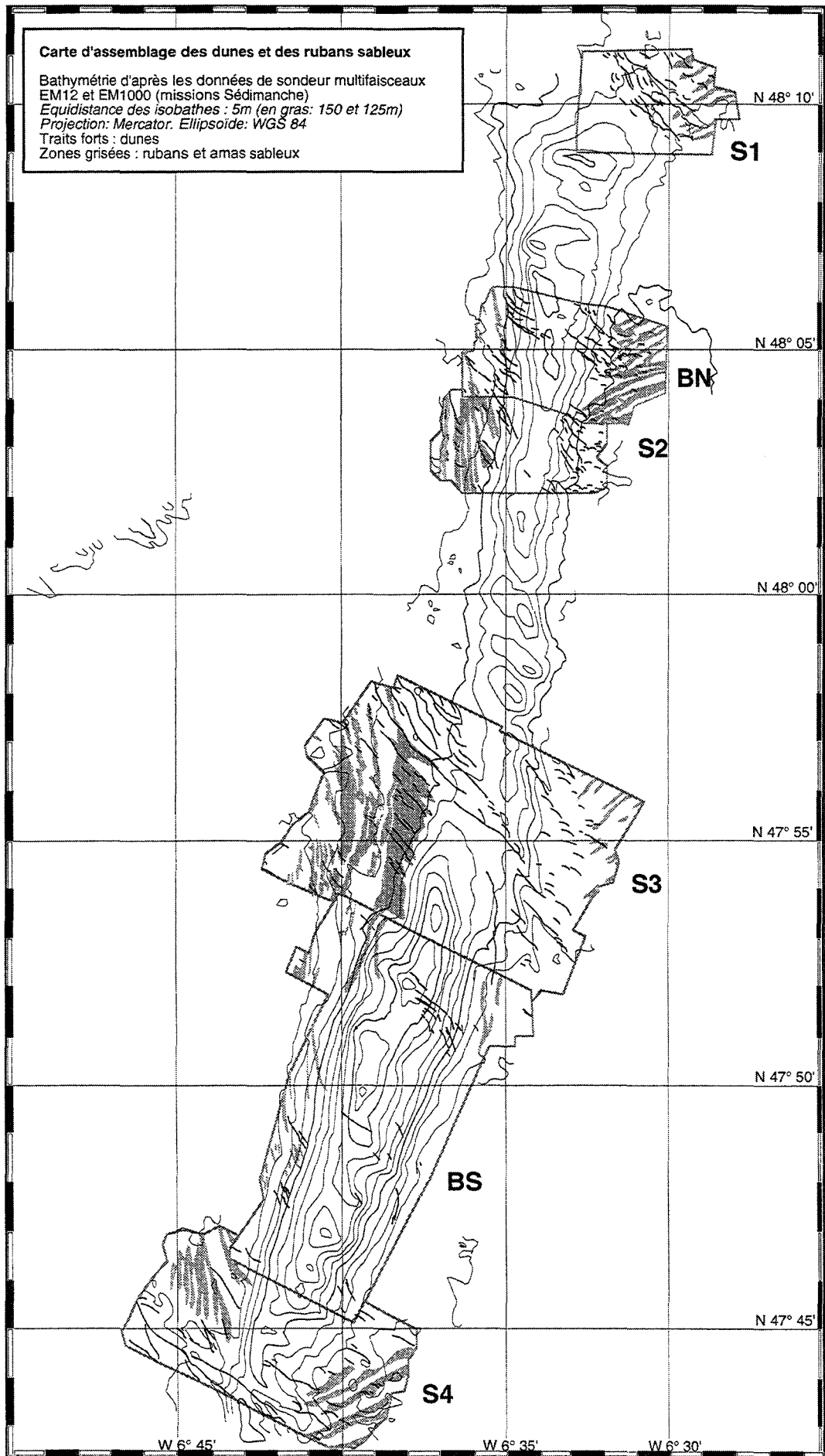


Fig. 50 : Carte d'assemblage - éléments morphosédimentaires du banc du Kaiser (bathymétrie, corps sableux).

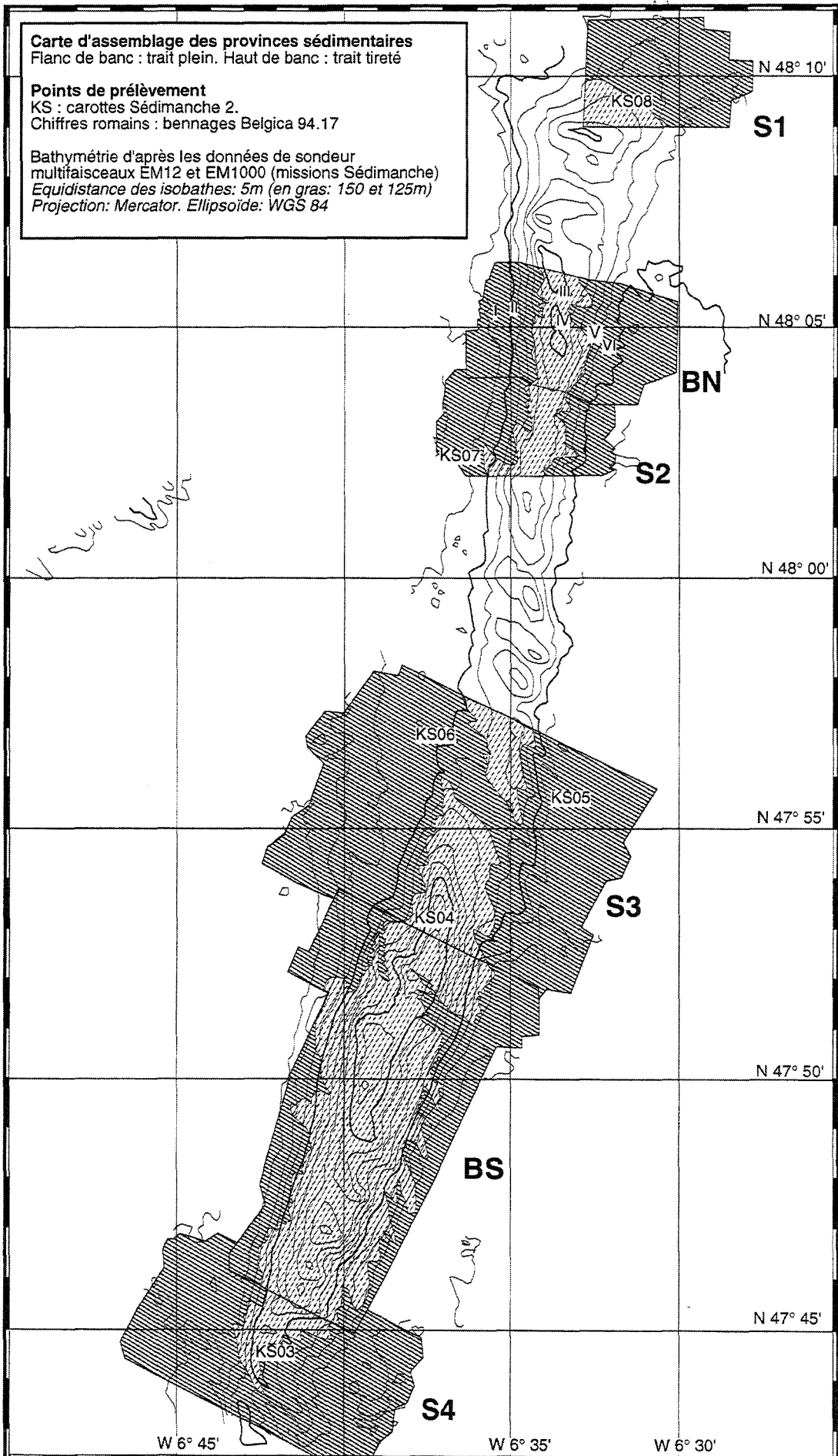


Fig. 51 : Carte d'assemblage - domaines sédimentaires du banc du Kaiser.

2. ETUDE DES PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES

Avec seulement douze sites de prélèvement pour étudier un secteur de 400 km², deux approches différentes ont été nécessaires. La première consiste en une étude des premiers centimètres de la couverture sédimentaire échantillonnée à la benne. La seconde est fondée sur la reconnaissance des dépôts en profondeur par carottage, dans le but (1) de reconnaître l'évolution de la dynamique superficielle, et (2) éventuellement d'identifier les dépôts sous-jacents.

A. LITHOLOGIE

Lors de la mission Belgica 94, six prélèvements à la benne ont été effectués dans la zone BN (Fig. 51), dans le but : [1] de valider la lithologie proposée à l'issue de l'étude des sonogrammes, et [2] de confronter les données (principalement granulométriques) avec des chroniques du courant au voisinage du fond, afin d'identifier la cause et la fréquence des transports sableux. Les échantillons sont prélevés sur un profil transversal du banc, ce qui les rend *a priori* comparables du point de vue de la dynamique liée au relief du banc, sans que n'intervienne la variabilité longitudinale. Le tableau ci-dessous résume les caractéristiques des sites d'impact :

n° benne	position GPS	loc./prof.	site acoustique	rétrodiffusivité
1	N48°05,40' W06°35,55'	flanc ouest -151 m	zone interdunaire, à 400m des dunes les plus proches	forte
2	N48°05,51' W06°35,32'	flanc ouest -150 m	zone dunaire, à 75m de la dune la plus proche	moyenne à faible
3	N48°05,82' W06°33,51'	haut de banc -123 m	faciès linéé + mégarides symétriques à 300m d'importants placages sableux	forte
4	N48°05,29' W06°33,53'	haut de banc -130 m	transition faciès moucheté/linéé + mégarides symétriques	faible
5	N48°05,04' W06°32,49'	flanc est -140 m	zone dunaire, transition mégarides (flanc de banc) /faciès linéé (haut de banc)	forte
6	N48°04,62' W06°32,08'	flanc est -148 m	zone à rubans sableux + mégarides (100m du ruban le plus proche)	moyenne

1. CONTENU DU SEDIMENT

- **Benne n°1 (flanc ouest, zone interdunaire)** : Le sédiment de la benne n°1 est un sable bioclastique hétérogène, de couleur gris foncé. Des graviers de socle et des coquilles sont enchâssés dans l'interface eau-sédiment, qui semble être une surface affouillée. Cela suggère (1) un vannage sédimentaire, et (2) un non-dépôt temporaire. De nombreuses traces de bioturbations (annélides polychètes) sont également présentes. La fraction inférieure à 0,5 mm comprend essentiellement des Foraminifères.

- **Benne n°2 (flanc ouest, zone dunaire)** : Il s'agit d'un sable de grain moyen à grossier, de couleur ocre, fortement bioclastique, avec de nombreuses coquilles fraîchement brisées. La malacofaune bien préservée est également abondante, ainsi que des tubes d'annélides polychètes. Les débris coquilliers semblent plus frais, avec des brisures plus nettes que dans la benne n°1.

- **Benne n°3 (haut de banc, faciès linéé)** : A l'ouverture de la benne, une coupe dans le sédiment révèle la présence d'un litage décimétrique, souligné par plusieurs niveaux centimétriques grossiers, contenant des graviers de socle. Entre ces niveaux, on retrouve une malacofaune abondante. Le dépôt sommital est constitué d'une couche de 5 cm de sable plus fin et plus homogène, contenant des *tubifites*. L'interface eau-sédiment est compacte, et semble avoir subi un vannage important.

- **Benne n°4 (haut de banc, faciès moucheté)** : Le contenu de la benne est un sable bioclastique graveleux homogène, présentant une abondante malacofaune.

- **Benne n°5 (zone transitionnelle haut de banc/flanc est)** : La benne contient un sable bioclastique grossier très homogène. C'est un sédiment qui semble essentiellement monogénique. Il est très bien lavé, non bioturbé. Les débris coquilliers sont millimétriques à pluricentimétriques, mais on trouve également de nombreuses coquilles entières, principalement des Bivalves.

- **Benne n°6 (flanc est, zone à mégarides)** : Il s'agit d'un sable bioclastique homogène moyen à fin, contenant des organismes entiers, surtout des *Pecten* et des Coraux. Par endroits, le sédiment est lié par une boue carbonatée. On observe peu de bioturbations.

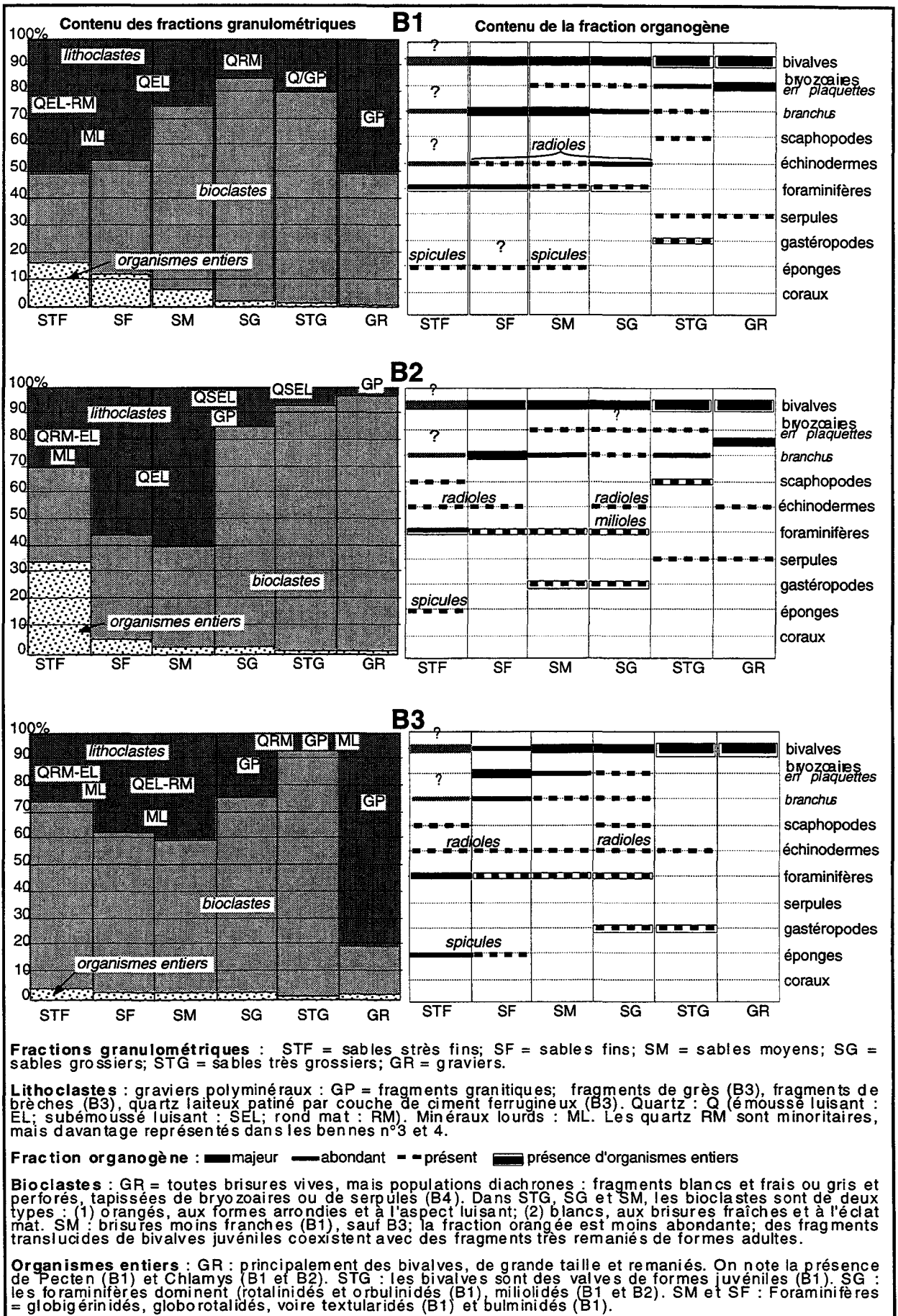


Fig. 52 : Contenu litho-biologique des bennes B1 à B3.

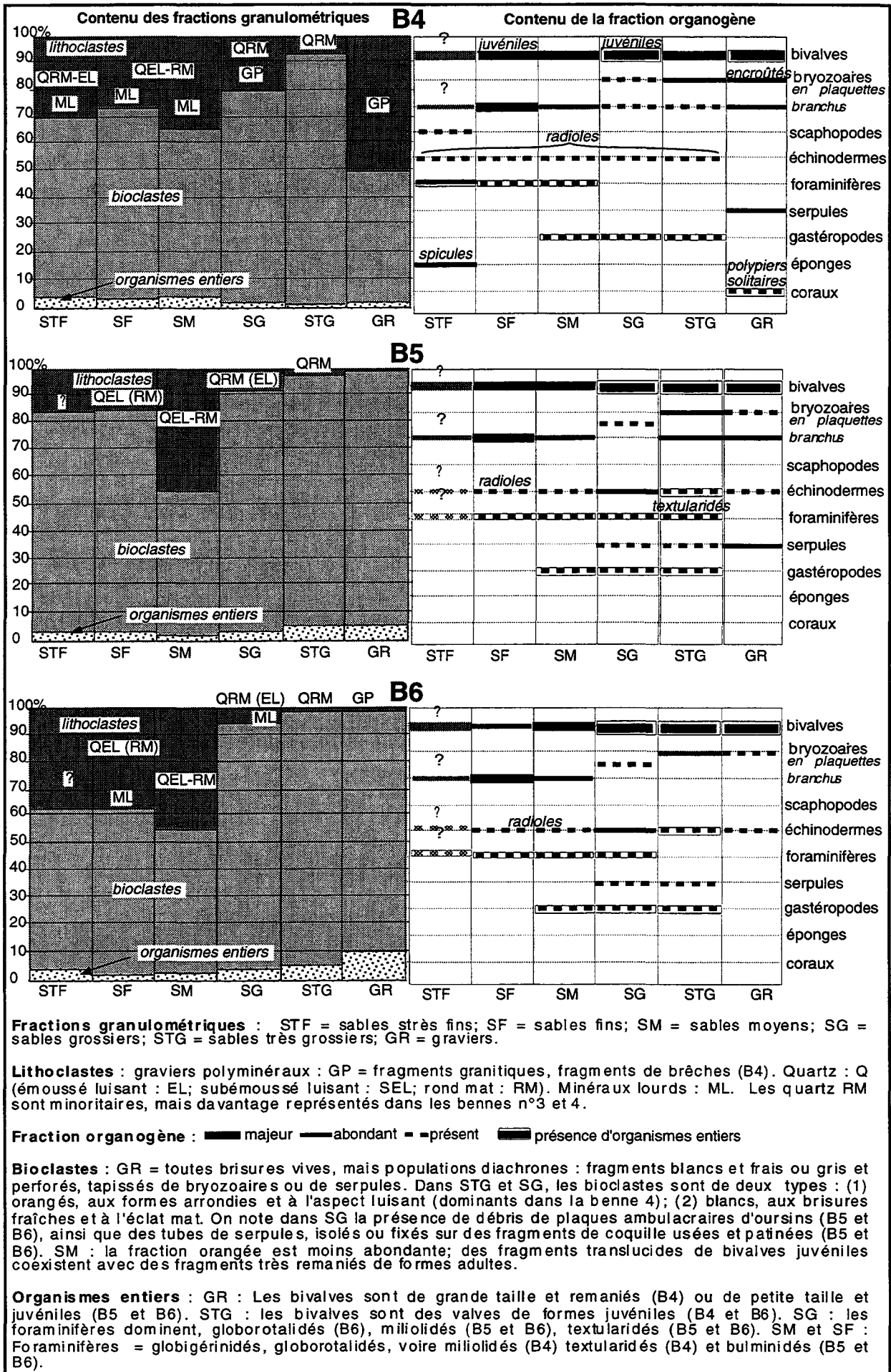


Fig. 53 : Contenu litho-biologique des bennes B4 à B6.

2. TYPES LITHOLOGIQUES

Pour chaque ensemble granulométrique¹, on a étudié la répartition des éléments à la loupe binoculaire sur un échantillon de 1 kg (Fig. 52 et Fig. 53). Le domaine de haut de banc (échantillons B3 et B4) est caractérisé par des sédiments à population lithoclastique plus abondante dans les fractions grossières que les sédiments de flanc de banc. L'abondance relative en minéraux lourds (non déterminés) confirme cette observation (Fig. 54). La malacofaune est bien préservée (formes entières), et correspondrait à des thanatocénoses faiblement transportées. Il semble que la bioturbation soit corrélée avec la présence plus abondante de lithoclastes dans les graviers et sables très grossiers. Pour ce caractère, l'échantillon B1, prélevé au pied du flanc ouest du banc, peut être rapproché des échantillons de haut de banc. La lithologie du domaine de flanc de banc reflète l'opposition est/ouest observée sur les sonogrammes : les échantillons B5 et B6, prélevés sur le flanc est, sont plus carbonatés et moins bioturbés, tandis que les échantillons B1 et B2, prélevés sur le flanc ouest, sont moins carbonatés et plus bioturbés (Fig. 54). Vis-à-vis de la bioturbation, la partition est/ouest pourrait être étendue au domaine de haut de banc : l'échantillon B3 est plus bioturbé que l'échantillon B4. L'échantillonnage est cependant trop peu représentatif pour permettre d'établir cette partition avec certitude.

	STF	SF	SM	SG	STG	% CaCO ₃
B1	●	●				55
B2	●					65
B3	●	●	●	●		64
B4	●	●	●			71
B5						75
B6	●			● ?		71

L'ensemble des échantillons présentent une teneur moyenne en CaCO₃ de 76,5%. Le flanc est du banc (B5 et B6) présente un enrichissement en CaCO₃ par rapport au flanc ouest (B1 et B2). Le sommet du banc (B3 et B4) présente également des valeurs plus élevées que la moyenne. Celle-ci est proche des valeurs mesurées par Bouysson et al. (1979) sur le banc du Castor (60-70%).

● : présence de minéraux lourds
 STF : sables très fins. SF : sables fins. SM : sables moyens. SG : sables grossiers. STG : sables très grossiers.

Fig. 54 : Calcimétrie et répartition qualitative des minéraux lourds dans les sédiments des bennes Belgica 94.

Deux types lithologiques sont distingués : (1) un type "bioclastique", représenté par les échantillons B5, B6 et B2 ; (2) un type "détritique", représenté par les échantillons B3, B4 et B1. Le type "bioclastique" caractérise un sédiment plus mobile (car moins bioturbé, et contenant des bioclastes aux brisures fraîches), et plus riche en CaCO₃. Le type "détritique" caractérise un sédiment moins mobile (plus bioturbé, et contenant de grandes coquilles entières) et moins riche en CaCO₃.

3. ANALYSE GRANULOMETRIQUE

L'analyse granulométrique permet de préciser la typologie lithologique, en distinguant 3 types granulométriques parmi les sédiments échantillonnés (Fig. 55) :

- **Flanc de banc, type dunaire**² (B2 et B5). La distribution granulométrique du type dunaire est attribuée à un vannage des fractions fines, qui produit un décalage du mode vers les plus grandes tailles. Ce processus de tri granulométrique est commun sur le flanc doux des dunes hydrauliques, et le sédiment de la benne n°5, très "lavé", exempt de bioturbations et de malacofaune, traduit bien cette dynamique dunaire.

- **Pied de banc, type non-dunaire**³ (B1 et B6). Par rapport au type dunaire, le mode décalé vers les petites tailles reflèterait soit un enrichissement en sable fin, soit à l'absence de vannage. La deuxième hypothèse doit être rejetée pour l'échantillon B1, qui présente (1) à l'interface eau-sédiment des graviers enchâssés dans un sable bioturbé et légèrement induré, et (2) une granularité homogène sur la totalité de l'épaisseur prélevée (20 cm). La fraction fine serait allochtone, comme le suggère la présence de deux pics modaux dans l'échantillon B1 : celui des sables fins résulterait d'un apport extérieur, celui des sables très grossiers et graviers caractériserait la matrice autochtone. Cet apport pourrait être expliqué par la resédimentation de sables fins et très fins transportés en suspension. Néanmoins, les deux fractions du sédiment auraient la même source, comme le suggère l'évolution texturale normale des grains de quartz (Fig. 56).

¹ A l'exception des silts et des argiles, quasi-inexistants dans ces sédiments.

² Fig. 55 : Le classement est moyen, c'est-à-dire entre 0,71 et 1 ϕ selon Folk et Ward (1957), et l'indice d'asymétrie voisin de zéro. Le mode, très représenté (>20%) est centré sur les sables moyens-grossiers (B2), ou décalé vers les sables grossiers-très grossiers (B5). Dans ces sédiments, le pic modal est très élevé (>20%).

³ Fig. 55 : Le classement, compris entre 1 et 1,5 ϕ , est moins bon que pour les sédiments de type dunaire. Le mode est dans les sables fins. L'indice d'asymétrie est négatif, voisine de -0,4 ϕ , ce qui confirme que les fractions fines sont plus représentées que les fractions grossières.

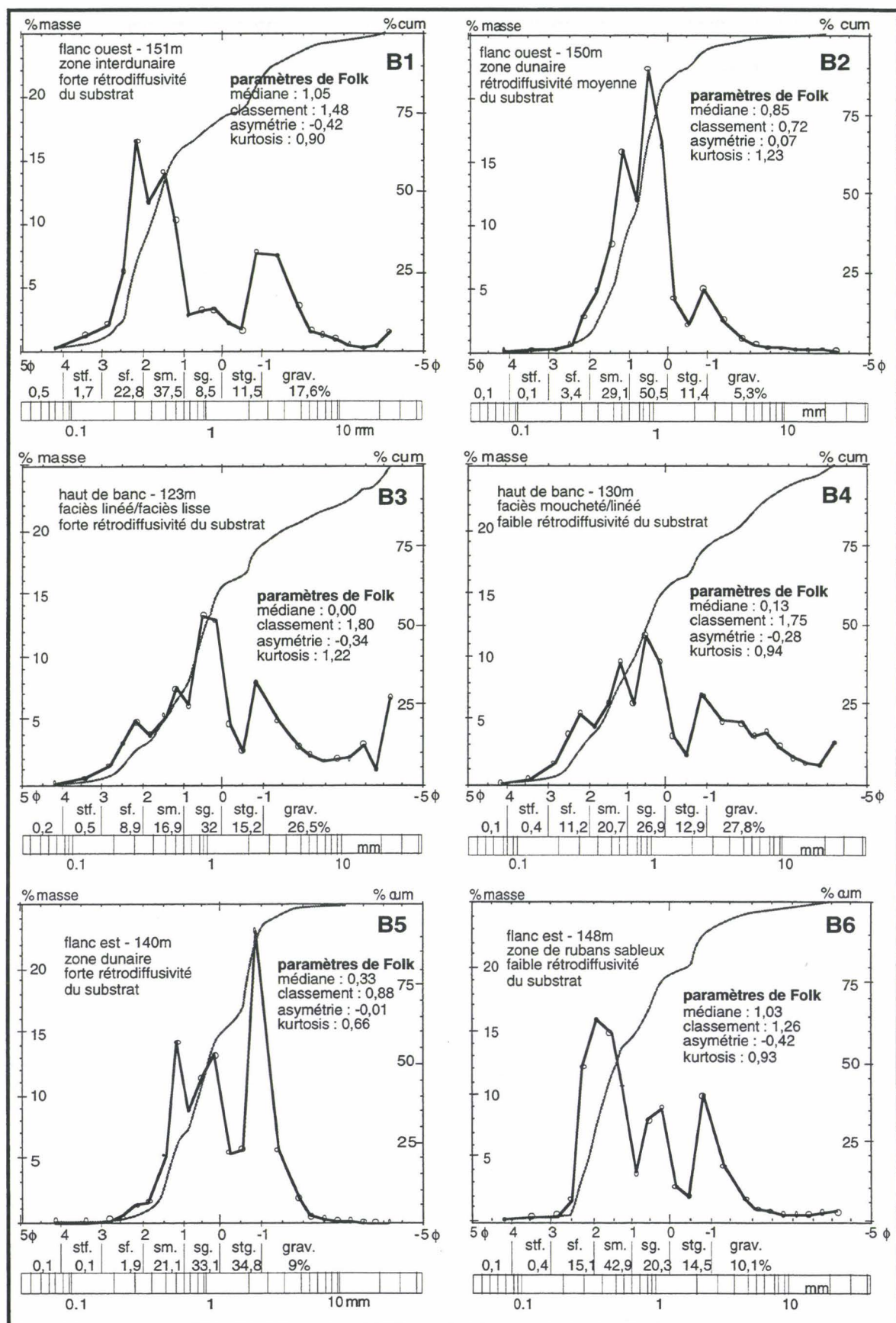


Fig. 55 : Analyse granulométrique des sédiments contenus dans les benne Belgica 94.

- **Haut de banc**¹ (B3 et B4). Ce type serait caractérisé par (1) une absence de tri, suggérant une mobilité faible du sédiment, et (2) un non-dépôt, voire une érosion des sables fins et très fins, comme le suggèrent les traces de vannage à l'interface eau-sédiment, ce qui permettrait d'expliquer la faible abondance relative en sables fins des sédiments de haut de banc. Le fort pourcentage d'éléments de diamètre supérieur à 15 mm est expliqué par la présence d'une faune de grands bivalves intacts.

Outre la distinction flanc de banc/haut de banc déjà perçue dans les types lithologiques, il semble qu'il y ait une relation étroite entre la profondeur et la signature granulométrique des sédiments du Kaiser. Des telles corrélations ont souvent été remarquées au droit de bancs tidaux actifs (Van Veen, 1936 ; Smith, 1970 ; Chakhotin *et al.*, 1972 ; Antia, 1993 ; Davis *et al.*, 1993 ; Trentesaux, 1993). Sur le banc du Kaiser, on peut distinguer en flanc de banc les sédiments les plus éloignés de la crête, enrichis en sables fins (B1 et B6 ; Fig. 55), et les sédiments les plus proches de celle-ci, où les sables fins seraient vannés (B2 et B5 ; Fig. 55). En outre, cette zonation granulométrique du flanc de banc accreditte l'idée, formulée d'après la répartition des amplitudes dunaires, que la dynamique dunaire est plus intense sur le flanc du banc, qui serait une zone de non-dépôt des sables fins, que sur le pied du banc où dans la zone inter-bancs où ils sont présents.

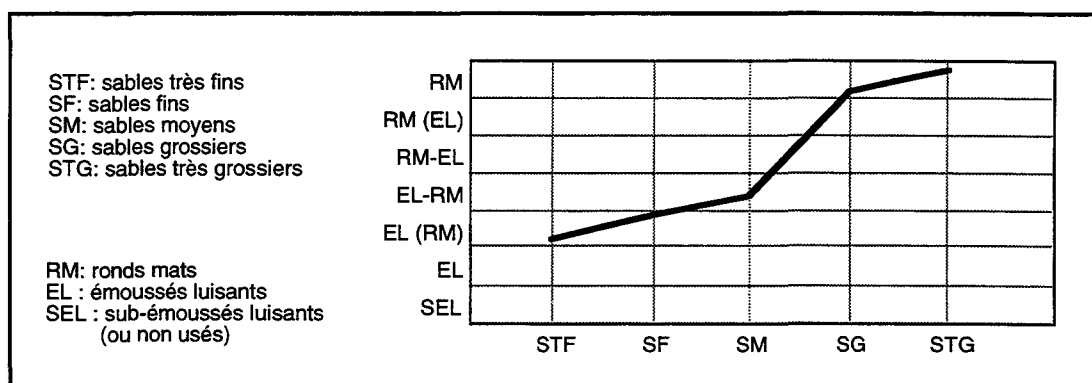


Fig. 56 : Morphoscopie des grains de quartz contenus dans les bennes Belgica 94.

B. SUBSURFACE

1. PRESENTATION DES CAROTTES

a. Composition lithologique générale

Les carottes ont été ouvertes et décrites à bord (Fig. 57). L'aspect du sédiment à l'ouverture des carottes est globalement comparable à celui des bennes de la mission Belgica 94. Il s'agit d'un sable majoritairement bioclastique, moyen (KS03) à grossier (KS04 à KS08), de couleur beige clair à roux, localement lié au niveau de passées décimétriques par une boue carbonatée (Fig. 57). Qualitativement, la granularité du sédiment augmente du Sud (KS03) au Nord du banc, ce qui est cohérent avec les résultats de Bouysse *et al.* (1979), et reflète la corrélation entre l'augmentation de l'énergie hydrodynamique et la diminution de la tranche d'eau.

Le sédiment présente une lithologie assez homogène, sans discontinuité interne majeure de la base au sommet des carottes. Cela suggère que les carottages dont la cible étaient les dépôts de la vallée du Kaiser n'ont pas traversé les sédiments superficiels. Pour les carottes visant à échantillonner des unités internes du banc, il est difficile de savoir si l'homogénéité observée exprime la similitude et la continuité entre les dépôts du banc et les sédiments superficiels, ou si ces derniers n'ont pas été traversés. En effet, la résolution du signal sismique est de l'ordre de grandeur des épaisseurs carottées. Cependant, l'étude des structures internes du banc, présentée dans la deuxième partie de ce travail, permet de retenir plutôt la deuxième hypothèse.

La malacofaune est très abondante dans la carotte KS07, prélevée sur le flanc ouest en pied de banc, de même que dans la carotte KS04, prélevée en haut de banc (Fig. 51). Elle est en revanche absente dans la carotte KS06, prélevée au sein d'un système dunaire de flanc de banc (Fig. 44). Il y a donc de ce point de vue une bonne correspondance avec le schéma sédimentaire proposé pour les échantillons Belgica 94 : la carotte KS04 correspondrait au type "haut de banc", tandis que la carotte KS06 correspond au "type dunaire". Cependant, cette extrapolation des types lithologiques en profondeur est peu fiable, à cause des hétérogénéités de structure des carottes.

¹ Fig. 55 : Le classement est mauvais ($1,5 < S_0 < 2$). De même que pour le type dunaire, le mode de ces sédiments est dans les sables grossiers, et l'indice d'asymétrie faiblement négatif.

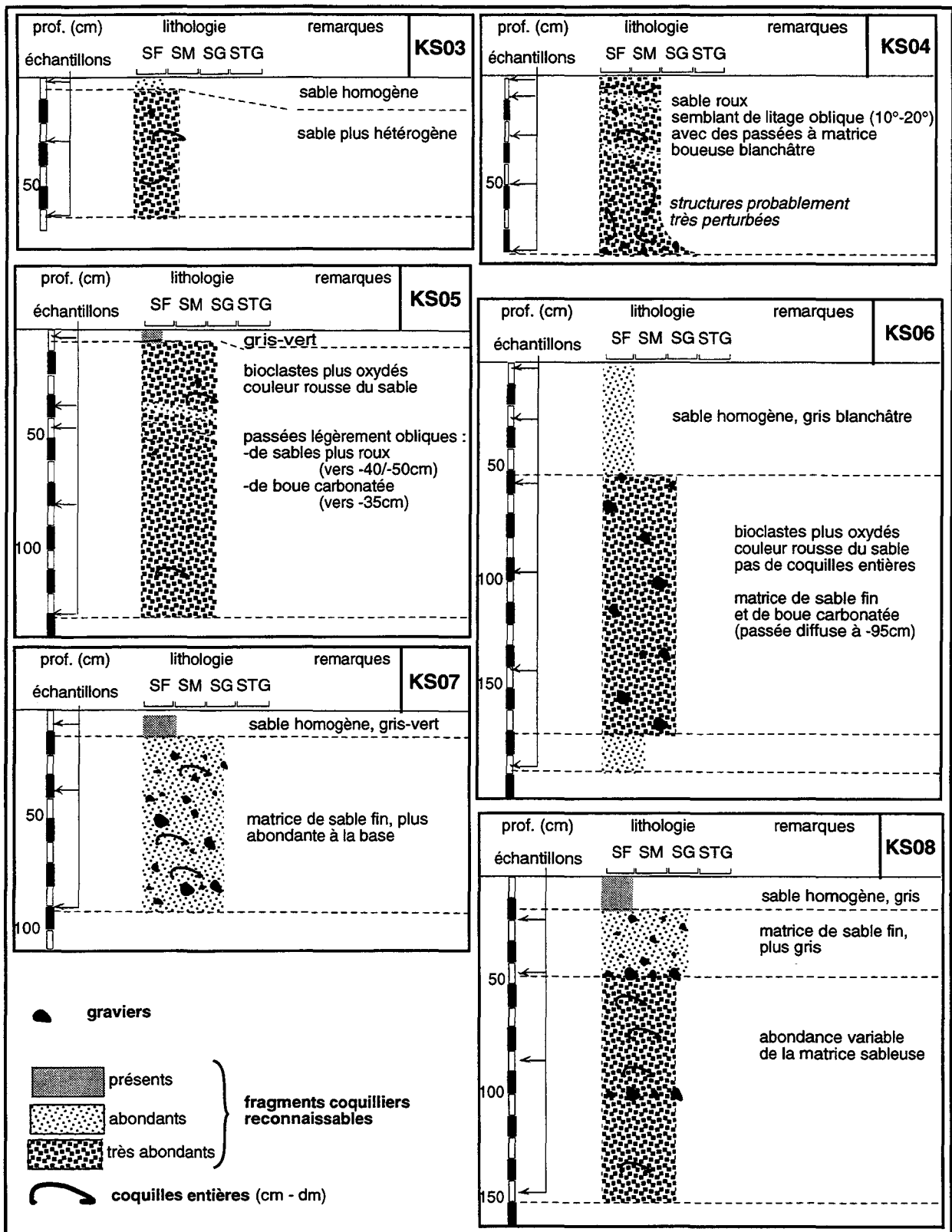


Fig. 57 : Logs des carottes Sédimanche 2.

b. Hétérogénéités de structure

1. Dépôt de couverture

Les carottes ne montrent pas vraiment de structures sédimentaires, mais plutôt un découpage en deux niveaux principaux : elles sont constituées dans leur partie inférieure par un sédiment grossier de couleur fauve contenant beaucoup d'éléments bioclastiques reconnaissables, et présentent en leur sommet un dépôt plus fin, de couleur plus claire, et exempt de malacofaune (Fig. 57). Ce dépôt n'est absent que dans la carotte KS04. A profondeur égale, son épaisseur semble contrôlée par la topographie : elle atteint 50 cm dans un espace interdunaire du flanc ouest (KS06),

et à peine 5 cm sur le flanc doux d'une grande dune du flanc est (KS05). L'hypothèse selon laquelle le dépôt fin de couverture est un artefact du carottage, et représente le transfert de la fraction fine vers le haut de la carotte lors de la pénétration du tube, a été rejetée. On conçoit mal, en effet, comment des quantités si variables de sables fins pourraient être extraites d'un volume carotté relativement constant dans un sédiment peu hétérogène.

2. Litage

A l'intérieur du corps principal de certaines carottes, des passées centimétriques de graviers ou de sables de couleurs légèrement différentes soulignent un discret "litage" (KS04 et KS05 ; Fig. 57). Parfois, ce litage est marqué par une plus grande abondance de la matrice carbonatée. Bien qu'il ne semble pas présenter de déformation artificielle en bordure de carotte, il est difficile d'assimiler la faible pente de 2-3° de ces structures à celle de lits d'avalanche présents au front des dunes. En effet, (1) c'est une pente trop faible, et (2) on retrouve ce litage en haut de banc dans des zones dépourvues de dunes (KS04 ; Fig. 44).

2. DONNEES PALEONTOLOGIQUES (QUATERNAIRE)

a. Composition

L'analyse palynologique n'a permis d'identifier que quelques dinoflagellés non caractéristiques, et n'a isolé aucun pollen. Cela suggère : [1] soit un non-dépôt (comme pour la fraction silto-argileuse), [2] soit un fort lavage des sables (conduisant à l'abrasion et à l'oxydation de la matière organique molle). Les autres groupes donnent les résultats suivants :

1. Les Foraminifères

Très peu de formes planctoniques, mais beaucoup de formes benthiques néritiques, sont observées à la base des carottes. Cela correspondrait à une sédimentation dans une tranche d'eau beaucoup plus faible qu'actuellement. Par ailleurs, des espèces d'âge pliocène ont été mises en évidence. Ceci implique : [1] soit que l'association de foraminifères s'est déposée *in situ* lors d'un bas niveau marin relatif ; [2] soit que le sédiment qui les contient provient des zones côtières et a été remanié. Dans ce cas, il peut également être ancien, mais l'inversion planctoniques/benthiques observée n'est alors pas caractéristique d'une chute du niveau marin.

2. Les Crustacés

Ostracodes. - Le diamètre moyen des carapaces d'ostracodes adultes pour les espèces du Quaternaire étant compris entre 150 μ m et 2 mm, les échantillons analysés (>125 μ m) sont représentatifs du contenu initial en ostracodes du sédiment. Les carottes contiennent très peu de carapaces d'ostracodes. Les espèces représentées correspondent à une microfaune très commune sur le littoral atlantique et sont connues dès la base du Quaternaire. Il y a donc un décalage bathymétrique important entre le site du Kaiser et la zone de production des ostracodes. Comme les carapaces sont abimées, roulées, voire cassées, on peut supposer qu'une fraction du sédiment est importé de secteurs plus proximaux de la plateforme.

Cirripèdes. - Cette faune est représentée par les restes de très nombreux spécimens de plusieurs espèces, dont *Balanus crenatus*, *Verruca (Verruca) stroemia*, et *Chiroma (Chiroma) hameri*. L'association de ces trois espèces est absente de nos jours en Manche. Elle s'y est développée néanmoins au Plio-Pléistocène. Actuellement, les colonies de *Chiroma (Chiroma) hameri*, connues le plus près du banc du Kaiser sont en mer d'Irlande, ce qui n'exclut pas la possibilité (1) soit d'avoir découvert une colonie plus méridionale, (2) soit que l'association mise en évidence soit allochtone. Néanmoins, la couleur orangée de nombreuses pièces de *Balanus crenatus* observées contraste avec celle des *Balanus crenatus* vivants, ces derniers étant d'un blanc éclatant. Ceci est à rapprocher des colorations associés à l'abondante fraction bioclastique orangée, interprétée comme les "sables roux" weichséliens de la plateforme distale (voir Chapitre 1). Il est donc probable que l'association soit constituée de carapaces pré-holocènes remaniées.

3. Echinodermes

Les espèces déterminées sont les suivantes : [1] *Echinocyamus pusillus*. C'est un petit oursin, de 8 mm de diamètre environ chez les formes adultes, qui est caractéristique du maërl circolittoral des côtes bretonnes (Koehler, 1921). Il vit habituellement dans les milieux à débris coquilliers, entre 20 et 40 m de fond. On peut le trouver néanmoins jusqu'à 150 m. [2] *Spatangus purpureus*. Un seul fragment est clairement attribuable à cet oursin, qui vit entre 40 et 50 m au large des Glénans et de l'île de Herm (Koehler, 1921). [3] *Echinocardium cordatum*. C'est un oursin de vase, qu'on trouve en Aquitaine et en Manche à des profondeurs de 15-20 m (Koehler, 1921). [4] *Sphaerechinus granularis*. Cet oursin régulier est plus abondant à la base des carottes, sans qu'on puisse expliquer ce fait. C'est une espèce qui vit dans les sables vaseux de la côte aquitaine. On le trouve à partir de quelques mètres de profondeur jusqu'à 20-30 m (Koehler, 1921).

GASTEROPODES	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100	100-120	120-140	140-160	160-180	180-200
<i>Architectoni</i>				4?						
<i>Balcis alba</i>	4?									
<i>Balcis crosseana</i>		5								
<i>Bitium reticulatum</i>			6		6					6
<i>Buccinum undatum</i>								8?		
<i>Calliostoma zizyphinium</i>	3	5	5?8		78		5	68		6?
<i>Cantharus do</i>		5	3?5?				5?			
<i>Gibbula cineraria</i>	4 (juv)	5			8			68		
<i>Gibbula tumida</i>	8	5	5	5	8		5	8		
<i>Nassarius reticulatus</i>	58	5	4					68		6
<i>Natica sp.</i>		5 (juv)			7 (juv)		5			
<i>Ocenebra sp.</i>					8		5?			
<i>Scala mesogon.</i>	7									
<i>Turritella sp.</i>				5						
ECHINODERMES										
<i>Cidaridae</i>	3				7					
<i>Echinocyamus pusillus</i>	47	56	56	5	78		5	8		6
<i>Echinocardium cordatum</i>	3467	5	3	5			5			6
<i>Spatangus purpureus</i>							5			
<i>Sphaerechinus granularis</i>				4	8		5	8		6
oursin régulier indé.	345	45	456	5	6		6			
oursin irrégulier indé.	46		6	4			56			
OSTRACODES										
<i>Aurilla convexa</i>	4	6								
<i>Eucythera cf. declinis</i>		6								
<i>Heterocuthereis cf. albomaculata</i>	4									
<i>Hirshmania tamarindus</i>		6								
<i>Loxoconcha sp.</i>	48							8		
BIVALVES										
<i>Anomia (A.) ephippium (L.)</i>	3	35	20-jun	38	6?8	5				
<i>Anomia (Monia) patelliformis (L.)</i>									6	
<i>Anomia sp.</i>	7									
Anomiidae indé.	34	3		3				6		
<i>Barbatia (B.) barbata (L.)</i>		3								
<i>Batharca petunculoides (Scacchi)</i>				4						
Cardiidae indé.	5		56							
<i>Chlamys (Aequipecten) opercularis (Ch.)</i>			6	6	6		6	6	6	
<i>Chlamys (Aequipecten) opercularis (L.)</i>	34578	34578	3478	4578	578	58	58	8		
<i>Chlamys (C.) islandica (Müller)</i>										
<i>Chlamys (C.) varia (L.)</i>					8		5			
<i>Chlamys sp.</i>	78	3	4		7	8	8	8		
<i>Clausinella fasciata (Da Costa)</i>	7		8	48	8					
<i>Glycymeris (G.) glycymeris (L.)</i>			48	48	8	8	8	8		
<i>Glycymeris (G.) sp.</i>	4	5	5	45			56	8		6
<i>Goodalia triangularis (Mtg.)</i>	5		6	5	7					6
<i>Gouldia (G.) minima (Mtg.)</i>	4	348?	4568	458	56?78	5	6	6	6	6
<i>Gregariella sp.</i>		3?		7	7					
Heterodonta indé.			6							
<i>Hiatella (H.) arctica (L.)</i>	3458	5	356	34			5			
<i>Hiatella (H.) rugosa (L.)</i>			3?							
<i>Hiatella (H.) sp.</i>					6					
<i>Limaria inflata (Chemn.)</i>							6?			
<i>Limatula subauriculata (Mtg.)</i>	7			4			5			
<i>Macoma sp.</i>	7	7	7							
<i>Macra (M.) sp.</i>					6					
Mytilidae indé.		7	8	78	78					
<i>Nucula sp.</i>		3								
<i>Ostrea (O.) edulis (L.)</i>	45	7	4	4						
<i>Ostrea sp.</i>	8									
<i>Palliolium (Delectopecten) similis (Laskey)</i>	4			4						
<i>Plagiocardium (Papillicardium) papillosum (Poli)</i>								8		
<i>Pododesmus (Heteranomia) squamulus (L.)</i>	3	3	34	5	78		5	8		6
<i>Spisula (S.) solida (L.)</i>	35	357	358	58	58	58	568	8		
<i>Spisula (S.) sp.</i>	5	5	368		6		6		6	
<i>Spisula (S.) subtruncata (Da Costa)</i>			6		6					
<i>Striarca lactea (L.)</i>				5						
Tapetinae indé.	57	5	58	8	8	8	58	8		6
Tellinidae indé.	7		3						6	
<i>Timoclea (T.) ovata (Penn.)</i>	347	34578	34568	3568	5678	568	568	68	6	6
Veneridae indé.	8				6					
<i>Venus (V.) casina (L.)</i>		5?	38?	8?	8?			6		

Fig. 58 : Liste des espèces relatives aux groupes les plus représentés dans les carottes Sédimanche 2.

Chaque chiffre indique la présence d'une espèce à une profondeur (abscisse, cm) dans la carotte correspondante. Ex : *Nassarius reticulatus* est un gastéropode qu'on trouve dans les carottes KS05 et KS08 à la profondeur 0-20 cm.

C'est une faune actuelle d'oursins fousseurs de sable (Fig. 58). Les associations en présence sont peu diversifiées. La totalité des espèces est commune dans la zone haute infralittorale. Seul *Echinocyamus pusillus* peut vivre sur le banc du Kaiser. C'est probablement pourquoi il est ubiquiste dans les carottes Sédimanche 2. De plus les *Echinocyamus pusillus* observés sont blancs, et pas jaunâtres comme souvent dans les zones vaseuses, où des sédiments silteux colmatent la microporosité structurale de leur test. Ces oursins peuvent donc être autochtones. Outre leur petite taille qui les rend moins sensibles à l'usure, cela expliquerait pourquoi les *Echinocyamus pusillus* sont plus souvent entiers. Une autre explication serait d'envisager le transport en bloc de toute l'association infralittorale vers les zones plus profondes, avec "lavage" en chemin des *Echinocyamus pusillus* (D. Néraudeau, comm. pers.).

4. Gastéropodes

Les Gastéropodes observés correspondent également à un assemblage allochtone, dans la mesure où il s'agit d'une association sub-actuelle infralittorale de rochers (Fig. 58). Le milieu de vie des espèces est résumé dans le tableau ci-après (Bouchet *et al.*, 1978) :

Espèces	Milieu de vie	Profondeur
<i>Gibbula tumida</i>	graviers	10-100m
<i>Gibbula cineraria</i>	algues et blocs	infralittoral
<i>Buccinum undatum</i>	graviers et blocs	infralittoral
<i>Ocenebra</i> sp.	blocs	infralittoral
<i>Natica</i> sp.	sables	infralittoral
<i>Turritella</i> sp.	sables	infralittoral
<i>Balcis alba</i>	sables	20m
<i>Balcis crosseana</i>	blocs	infralittoral
<i>Bittium reticulatum</i>	prairie de zoostères et algues	médio-infralittoral
<i>Nassarius reticulatus</i>	sables et graviers	médio-infralittoral
<i>Calliostoma zizyphinum</i>	algues et blocs	infralittoral (80m)

On trouve les mêmes espèces dans toutes les carottes et à tous les niveaux. Comme en outre les couleurs et les ornements initiales sont conservées dans les espèces observées, et que certains spécimens sont d'aspect très frais (pas d'épifaune), cela tend à prouver que le dépôt et l'enfouissement des sables carottés est récent et rapide, de l'ordre de quelques mois à quelques années.

5. Bivalves¹

Présence de faune juvénile. - En raison de la petitesse moyenne des spécimens observés, ainsi que de leur état souvent très fragmenté, la détermination spécifique des bivalves n'a pas toujours été possible. Parmi les espèces observées (Fig. 58), rares sont celles qui conservent à l'âge adulte une taille millimétrique (*Limatula subauriculata*, *Goodallia triangularis*, *Batharca pectunculoides*). La grande majorité des valves est donc composée de stades juvéniles (prodissoconque parfois conservée), et *Pododesmus squamulus* constitue l'espèce prédominante. Bien que quelques spécimens soient très usés, l'ensemble de la faune est d'aspect frais, comme en témoigne le foraminifère encroûtant *Homotrema cf. Rubrum* (détermination Ch. Perrin ; A. Rage, comm. pers.), fixé sur les quelques rares grandes valves de taille pluricentimétrique (*Chlamys*, *Glycymeris*).

Hypothèse allochtone. - Une nette oligospécificité (15 à 22 taxons par carotte) au regard de la grande richesse en individus, témoigne d'un tri sélectif qui serait alors dû au transport des coquilles par des courants marins. De plus, la présence très fréquente d'épizoaires (bryozoaires et serpules) sur les *Pecten* laisse penser qu'on est en présence de coquilles ayant longuement séjourné sur le fond marin. En outre, certaines espèces actuelles ne sont pas connues aujourd'hui dans la région du banc du Kaiser, comme par exemple *Chlamys cf. islandica* et *Macoma* sp. [KS07], qui présente un caractère boréal (Glémarec, 1978). Ces espèces, au vu de leur couleur fauve, de leur degré d'usure, de leur densité, et de leur taille pluricentimétrique, semblent appartenir à la même population que des espèces cosmopolites telles que *Chlamys opercularis*, *Anomia ephippium*, *Gregariella* sp. (KS07). Cela suggère que cette association, si elle est actuelle, vient du Nord.

Hypothèse autochtone. - Cependant, toutes ces espèces sont connues au Flandrien, et on ne peut exclure qu'une partie soit héritée *in situ* de la dernière période glaciaire, comme le suggère la présence de coquilles de couleur fauve à brune, anomalie déjà mentionnée pour les cirripèdes, qui

¹ Pour des raisons d'antériorité, on utilise la dénomination de Linné ([1758], A. Rage, comm. pers.), qui fait état du terme *Bivalve*, les termes *Lamellibranche* et *Pélécy-pode* étant plus tardifs.

caractériserait l'altération en domaine vaseux attribuée par Hinschberger au Weichsélien (*in* Auffret, 1983). Par ailleurs, *Barbatia barbata* (il s'agit, du point de vue de la classification, de *Arca tetragona*), mélangée dans KS03 à des cirripèdes et des foraminifères présentant la même couleur fauve, est un indicateur de climat méditerranéen, et ne vécut en Manche que jusqu'à la fin du Pliocène (Lauriat-Rage, 1986). La population de couleur fauve pourrait donc résulter de la concentration d'éléments organogènes d'âges variés (Pliocène et Quaternaire) non détruits par l'abrasion marine.

En conclusion, la variabilité des couleurs et du degré d'usure des spécimens de Bivalves rencontrés, ainsi que le mélange d'espèces épibiontes et endobiontes¹, à caractère infralittoral (*Spisula solida*, *Venus casina*, *Glycymeris glycymeris*) et cirralittoral (*Pododesmus squalamus*, *Timoclea ovata*) constituent des arguments en faveur d'un mélange important d'espèces d'âges et de biotopes différents.

b. Interprétation

Les Bivalves représentent la plus grande partie de la macrofaune, les autres composants étant, par ordre d'abondance décroissante, les Bryozoaires, les Crustacés Cirripèdes, les Serpules, les Gastéropodes et les Echinides. La microfaune est représentée essentiellement par les Foraminifères, les Ostracodes étant rares.

1. Mélange d'espèces d'âges et de biotopes différents

Plusieurs sources faunistiques sont présentes dans les sédiments carottés. On distingue : [1] la prédominance de formes côtières très fraîches (Echinides, Gastéropodes, Bivalves, Ostracodes...), nécessairement récentes et allochtones ; [2] la présence de formes boréales de couleur fauve (Bivalves, Cirripèdes, Foraminifères) ; [3] la présence, plus rare, d'espèces pliocènes marines, particulièrement des Foraminifères et des Bivalves actuellement restreints au domaine méditerranéen. Aucune faune moderne exclusivement typique de la plateforme profonde n'est présente dans le sédiment. Cela confirmerait que la bioturbation observée dans les sédiments superficiels est exclusivement le fait d'organismes mous, principalement des annélides dont les tubes ont été observés à l'ouverture des bennes.

Aucune évolution stratigraphique n'est reconnue à l'intérieur des carottes étudiées, et toutes les faunes sont mélangées. Cette homogénéisation du sédiment superficiel sur plusieurs mètres serait récente, dans la mesure où des formes actuelles fragiles (Echinides ou Bivalves juvéniles) sont présentes à la base comme au sommet des carottes. La présence de faunes côtières modernes est en accord avec les transports sédimentaires actuels, qui sont dirigés des côtes vers le rebord du plateau continental.

2. Espèces d'origine glaciaire

Les formes boréales rencontrées ne vivent actuellement pas en dessous de la latitude d'Edimbourg², mais existaient en Mer Celtique et en Manche lors de la dernière glaciation weichsélienne (Hall, 1964). Or, les transports sédimentaires résiduels en mer d'Ecosse et en Mer du Nord ne portent pas aujourd'hui vers le Sud (Kenyon et Stride, 1970). Par ailleurs, la distance qui sépare ce biotope boréal du banc du Kaiser est trop importante, pour que les faunes froides identifiées sur le banc en soient issues, apportées récemment par traction sur le fond marin. Il est plus vraisemblable que ces faunes soient autochtones, et datent de la glaciation weichsélienne. L'ancienneté de ces faunes est accréditée par leur couleur fauve et leur patine qui sont celles caractéristiques des sables bioclastiques marins glaciaires de Mer Celtique méridionale ([Hinschberger, 1970] *in* Auffret, 1983).

En revanche, on ne retrouve pas parmi la faune "héritée" (de couleur fauve) les espèces chaudes typiques de l'Eémien, comme le Bivlave *Estonia rugosa*³ et le gastéropode *Astraea rugosa*, présents en Manche vers 125 000 BP (Lauriat-Rage *et al.*, 1993). Ces espèces n'ont pas survécu au Würm froid, et se sont éteintes *in situ*, peut-être aussi à cause d'une très forte réduction de l'espace disponible sur le plateau continental, associée à la chute glacioeustatique. L'absence de faune éémienne dans une zone qui est probablement restée marine depuis cette époque (voir Chapitre 4) suggère que le temps de résidence des thanatocénoses benthiques sur le fond marin n'excède pas 100 000 ans : ce serait la durée de l'usure rendant les bioclastes non identifiables.

Cependant, les sédiments carottés contiennent des espèces beaucoup plus anciennes, peut-être pliocènes, de Bivalves et de Foraminifères. Elles auraient été introduites dans le système plus récemment que l'Eémien, probablement à la faveur d'une érosion de dépôts pliocènes lors de la transgression flandrienne.

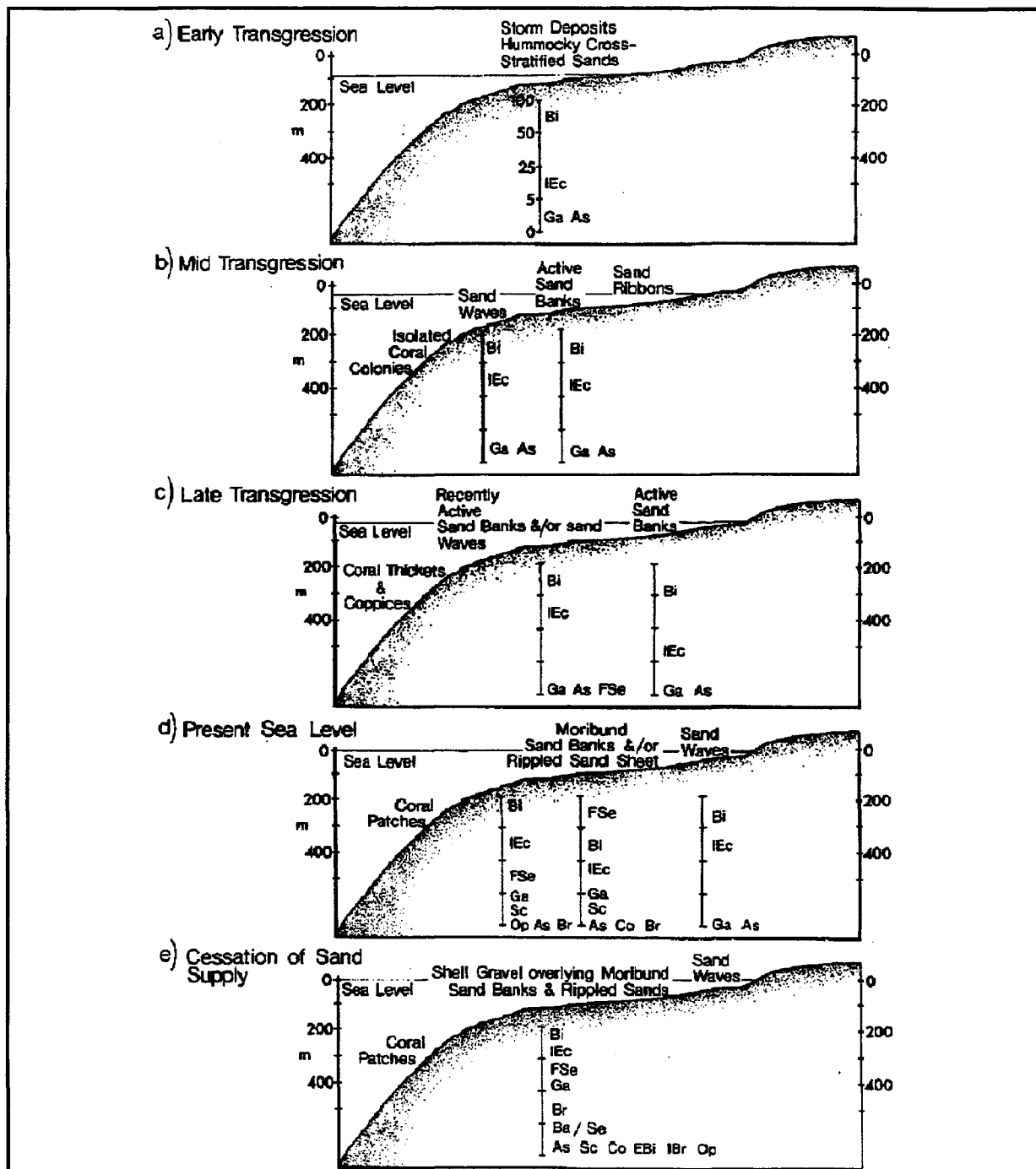
¹ Epibionte : vivant sur le fond marin. Endobionte : vivant enfoui dans le sédiment.

² C'est-à-dire la limite nord de la province climatique de la Mer celtique.

³ *Estonia rugosa* vit jusqu'à -40 m de profondeur. C'est une forme banale du Miocène atlanto-méditerranéen au Sud de la Loire. Elle remonte en Manche à l'Eémien, et s'éteint *in situ* au Würm. Les extinctions würmiennes sont dues au froid subit, et pas à la réduction d'espace disponible, contrairement aux extinctions pliocènes (A. Rage, comm. pers.).

3. Discussion

Ces observations confirment le caractère très évolué des sédiments de la plateforme distale (voir Chapitre 1). Dans le modèle de Wilson (1988), développé pour la Manche occidentale et la Mer Celtique, le haut niveau marin actuel est caractérisé par des assemblages faunistiques diversifiés, avec notamment des populations développées de serpules, Gastéropodes et Bryozoaires, comme dans les sédiments carottés sur le banc du Kaiser, tandis qu'au début de l'Holocène la composition faunistique des aires à sédimentation sableuse était restreinte aux Bivalves et aux oursins irréguliers (Fig. 59).



Abundant sand model. Profile of the continental shelf at successive stages during the transgression showing the suite of bedforms present at each stage. The bar scales beneath each profile give a general indication of the faunas associated with these bedforms at each stage. The spacing of the intermediate quartile divisions on the scale represents 5, 25 and 50% (see (a)) and thus permits a listing of the range of minor faunal components comprising less than 25% of the total. Abbreviations are as follows: *As* = asteroids; *Ba* = barnacles; *Bi* = infaunal bivalves; *Br* = bryozoans; *Co* = corals; *EBi* = epifaunal bivalves; *FSe* = free serpulids; *Ga* = gastropods; *IBr* = inarticulate brachiopods; *IEc* = irregular echinoids; *Op* = ophiuroids; *REc* = regular echinoids; *Sc* = scaphopods; *Se* = attached serpulids.

Fig. 59 : Modèle d'évolution faunistique de Wilson (1988).

Cela confirme que la couche de sédiments en équilibre avec les conditions écologiques

actuelles est plus épaisse que les carottes aux endroits où celles-ci ont été prélevées. La couche sommitale de sédiments fins ne représenterait dans cette hypothèse qu'un phénomène secondaire.

Dans ce modèle, le potentiel de préservation est proportionnel au taux de sédimentation. Selon Wilson (1988), la raréfaction voire la disparition des spécimens d'espèces colonisatrices par abrasion des bioclastes serait possible à l'échelle d'une seule transgression (10 000 ans). D'après leur patine, les Cirripèdes (*barnacles*) prélevés dans les sédiments de la surface du banc du Kaiser seraient anciens. Le modèle de Wilson (1988), suggère qu'ils seraient produits *in situ* au début de la transgression flandrienne sur des aires de dépôt à faible taux de sédimentation sableuse.

Le substrat transgressif de graviers et de cailloutis correspondrait en Mer Celtique à la couche B présente à la base des sédiments superficiels actuels (Pantin et Evans, 1984). Cependant, ce niveau n'a pas été mis en évidence par les carottages sur le banc du Kaiser. Cela confirmerait qu'il existe des zones du banc en érosion.

CHAPITRE 3 : INTERPRETATION DE LA DYNAMIQUE SUPERFICIELLE ACTUELLE DU BANC DU KAISER

Abstract. - Tidal currents are responsible for the motion of the sediment: the critical shear speed of the modal fraction of the sediment is lower than or equal to the maximum, tidal- current speed measured 1 m above the sea floor (calculations from Miller (1977) and Bonnefille [1963] in Migniot, 1977). Swell with a 15 s period and 8.7 m amplitude could generate oscillatory currents on the sea floor of sufficient speed to move fine sands (calculations after Migniot, 1977). However, the bioclastic nature of the sediment and their flake-like shape might reduce the critical shear speed below the values estimated for spherical silicate particles. The dunes, megaripples, and sand ribbons on the lower flanks of the bank are generated mainly by tides: the direction of residual sand migration is the same as the long axis of the tidal ellipse (N30°). The streaks in the streaked facies on the bank crest could also represent tidal dunes reworked from sand patches. Storm swells, striking N0-30° in the Celtic Sea, could be responsible for the symmetric megaripples trending N30° on the bank crest.

The lower flanks of the bank are tide dominated, whereas the bank crest is sporadically under the influence of storm waves. The associated depositional phases on the bank crest are (Fig. 70): [1] symmetric dunes or megaripples; [2] patches of fine to very fine sand that are removed and kept in suspension during the storms and either deposited at the same place after the storm event, or carried away and redeposited in lower-energy areas at the base of the bank slopes, as suggested by the bimodal grain-size distributions in samples from those areas. These fine sands would bypass the dunes on the flanks of the bank, because of coeval, high-energy reworking by tidal currents (Fig. 69). The fine grained, decimetre-thick layer of fine sand observed at the top of the studied cores may represent such material before it is mixed with the underlying coarser sands (Fig. 57); and [3] superimposed, symmetric, tidal dunes or megaripples that cannibalize the sand patches during fair-weather conditions.

Tidal megaripples are in equilibrium with the hydrodynamics at the semi- diurnal scale of the tide, but show a residual sediment transport pattern at longer time scales. A sediment transport vector is defined for each dune, the magnitude of which is proportional to the crest length of the dune (Fig. 72). The sum of the vectors is toward the NE on the western flank and toward the SW on the eastern flank of the bank, just as inferred from megaripples. The sum of both is toward the SW (Fig. 73), in conformity with the observations of Kenyon and Stride (1970). The obliquity of the main axis of the tidal ellipse to the bank axis is responsible for: [1] Convergence of sediment transport at the bank crest. Despite this, the bank does not produce a convective cell of transport around it, as some tidal banks were shown to do, because there is evidence for residual outflow of sand at both ends of the Kaiser Bank. [2] Inversion of the regional, ebb-dominant transport on the western flank of the bank, because of the acceleration of the flood and the retardation of the ebb under the control of the bank topography (Fig. 74a). Changes of the velocity of the tidal currents could be also caused by the deepening of the continental shelf from the northern to the southern end of the bank. For instance this could explain the E-W asymmetry of bedform distribution, showing a net deposition on the eastern flank (many dunes and megaripples), and net sediment loss on the western one (many sand ribbons). The dominant flood tide could be accelerated from South to North on the western flank, leading to erosion, whereas the dominant ebb would be decelerated on the eastern flank, thereby promoting sand accumulation (Fig. 74b). Sand transfers from the eastern to the western flank would happen at the bank crest. Sediment would be removed from the general sediment flux toward the continental slope, so that the sediment flux through the bank system would be less than sediment flux through the whole shelf system. During break downs of the steady-state rate of flow, this should lead to a relative growth of the sand bank (Fig. 75). Despite this, the bank does not show migration or changes in general volume on bathymetric maps spanning the last century (Fig. 76).

1. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES

A. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES A L'ECHELLE DES PARTICULES

Les aspects théoriques abordés ici ne concernent que les sédiments contenant moins de 5% de silts et d'argiles, et dont le mouvement se ferait essentiellement par charriage sur le fond. C'est le cas des sédiments superficiels du banc du Kaiser. On distingue l'action des courants *unidirectionnels continus* que sont les courants de marée, et celle des *courants oscillants* qui correspondent aux courants générés par la houle près du fond. Les paragraphes suivants ne prétendent pas exploiter les méthodes les plus récentes de la dynamique hydrosédimentaire, dont la mise en oeuvre serait en revanche justifiée si l'on disposait d'un plus grand nombre de mesures de courant et d'analyses granulométriques.

1. MODE DE CALCUL DE LA MOBILISATION

a. Vitesse critique de cisaillement u^*c

1. Définitions

La mobilisation des particules est décrite à partir de la vitesse de cisaillement u^* , qui est la vitesse du fluide à leur surface. u^* dépend (1) des caractéristiques de l'écoulement (déterminant en particulier l'épaisseur de la couche limite), et (2) de la densité du fluide ρ_0 . La vitesse de cisaillement est liée à la force de cisaillement t_0 par la relation :

$$t_0 = \rho_0 u^{*2} \quad [1]$$

Le mouvement des particules est initié lorsque t_0 contrebalance les forces de friction et gravitationnelle liant les particules entre elles. La valeur correspondante est appelée force critique de cisaillement t_c :

$$t_c = A(\rho_0 - \rho_s)dg \quad [2]$$

où ρ_s est la densité du solide, d le diamètre des particules et A un paramètre expérimental.

A cette force t_c correspond selon l'équation 1 la vitesse critique de cisaillement u^*c .

2. Détermination de u^*c

Le paramètre A n'étant accessible qu'expérimentalement, on peut calculer la vitesse critique de cisaillement par la méthode de Bonnefille ([1963] in Migniot, 1977). Au début de l'entraînement des particules, le diamètre maximum des particules mobilisables d_{max} est relié au *diamètre étoilé critique* d^*c (nombre sans dimension) par l'équation [3].

$$d^*c = \sqrt[3]{\frac{\rho' g}{\nu^2}} \cdot d_{max} \quad [3]$$

où ρ' est la masse volumique relative du milieu et ν la viscosité cinématique de l'eau de mer ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ à 20°C et $1,6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ à 4°C).

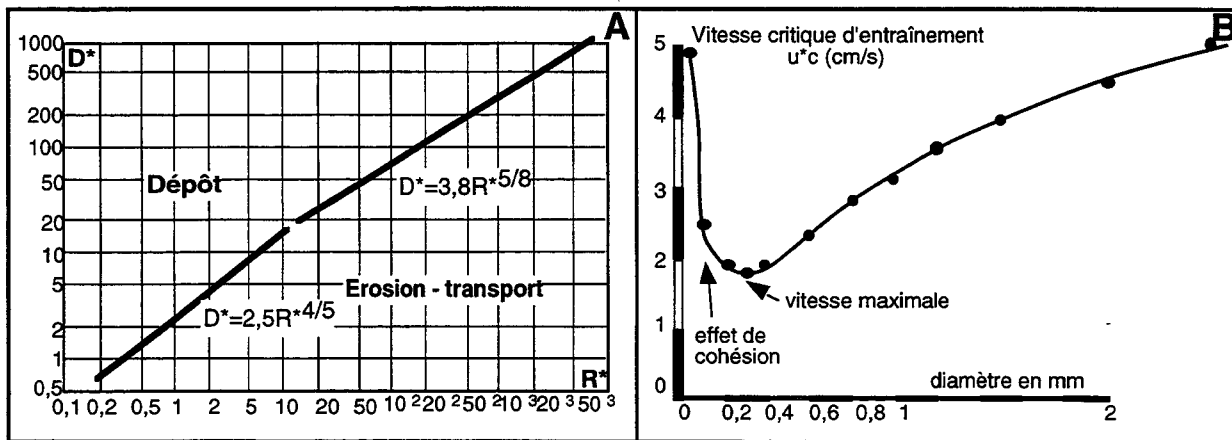


Fig. 60 : Relations entre vitesse du courant et mobilité sédimentaire. A : Abaque de Bonnefille. B : Abaque de Miller.

L'abaque de Bonnefille ([1963] in Migniot, 1977) permet de déduire du diamètre étoilé

critique le nombre de Reynolds étoilé critique (également sans dimension ; Fig. 60A). La vitesse critique de cisaillement est ensuite calculée à l'aide de l'équation [4] :

$$R_{*c} = u_{*c} \frac{d_{\max}}{\nu} \quad [4]$$

L'abaque de Miller (1977) permet de déterminer directement la vitesse critique de cisaillement à partir du diamètre des particules (Fig. 60B). Des travaux plus récents montrent que la vitesse critique de cisaillement dépend aussi de la rugosité du fond (Heathershaw, 1981 ; Yang, 1986).

b. Vitesse critique d'entraînement des particules

1. Courant de marée (unidirectionnel continu)

À l'échelle de temps relative à la mobilisation du sédiment, les courants de marée correspondent à des courants unidirectionnels continus. La relation expérimentale de Sternberg ([1968] in Mignot, 1977) permet de calculer la vitesse critique d'entraînement des particules à 1 m du fond u_{100} à partir de la vitesse critique de cisaillement :

$$u_{*c}^2 = 3,1 \cdot 10^{-3} u_{100}^2 \quad [5]$$

Ce calcul ne donne que des ordres de grandeur de u_{100} . En effet, la vitesse critique d'entraînement des particules dépend également de : (1) la pression hydrostatique : u_{100} croît avec le logarithme de la profondeur d'eau ; (2) la forme exacte des particules : la théorie de l'hydrodynamique est surtout développée pour des particules sphériques, mais les sédiments bioclastiques sont souvent composés de plaquettes.

2. Courant de houle (unidirectionnel alternatif)

Le mouvement de la houle, orbital en surface, subit une atténuation de sa composante verticale telle qu'on la considère nulle au niveau de la couche limite sur le fond (Fig. 61).

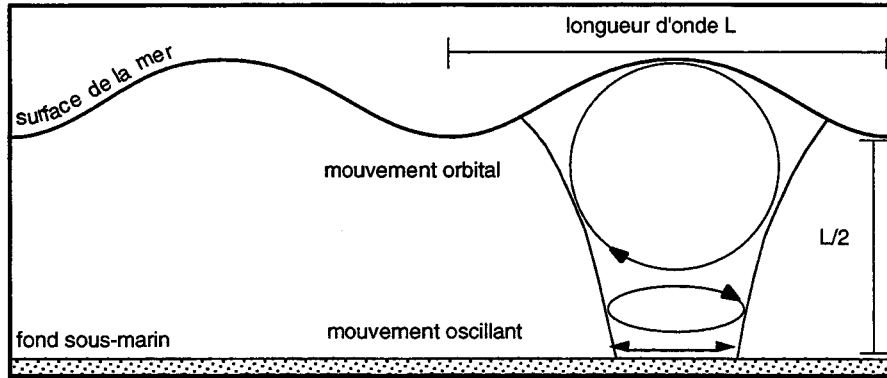


Fig. 61 : Atténuation de la houle en profondeur.

La houle entraîne donc sur le fond un courant unidirectionnel alternatif (*i.e.* oscillant). La vitesse U_{\max} sur le fond est fonction des paramètres géométriques de la houle en surface :

$$U_{\max} = \frac{\pi h}{T \operatorname{sh} \left(2\pi \frac{H}{L} \right)} \quad [6]$$

où H est la profondeur d'eau, h l'amplitude, L la longueur d'onde et T la période de la houle ([Lamb, 1945] in Mignot, 1977).

La vitesse de cisaillement u_* sur le fond est liée à la vitesse de la houle U_{\max} par la relation :

$$u_* = \left(\frac{8\nu U_{\max}^2}{\pi T} \right)^{1/4} \quad [7]$$

Remplaçant dans l'équation [1] la vitesse de cisaillement par son expression dans l'équation [7] et la force de traction par son expression définie dans l'équation [2], il vient [8] :

$$\frac{U_{\max}}{\sqrt{T}} = 500d \quad [8]$$

Pour qu'il y ait oscillation du sédiment, il faut donc que l'inégalité suivante soit respectée :

$$U_{\max} \geq 500d\sqrt{T} \quad [9]$$

2. CALCULS DE MOBILISATION DES SEDIMENTS DU KAISER

a. Par les courants de marée

On a calculé, pour les principaux modes des sédiments échantillonnés durant la mission Belgica 94, les vitesses critiques d'entraînement par la méthode de Bonnefille ([1963] *in* Migniot, 1977) et par la méthode de Miller (1977) :

échantillon	mode (mm)	D*	R*	u*c		vit. critique d'entraînement (m/s)	
				Bonnefille (1963)	Miller (1977)	Bonnefille (1963)	Miller (1977)
B1 et B6	0,35	6	3,2	0,015	0,018	0,26	0,32
	0,5	9	5	0,016	0,020	0,29	0,36
	2,5	46	50	0,032	0,050	0,57	0,90
B2 et B5	0,8	15	10	0,019	0,028	0,34	0,49
	2,5	46	50	0,032	0,050	0,57	0,90
B3 et B4	1	18	12	0,020	0,033	0,36	0,59

Suivant la méthode de Bonnefille, toutes les fractions modales sont susceptibles d'être érodées par la simple action de courants tidaux, dans la mesure où les courants de marée dépassent 0,5 m/s en vive-eau au voisinage du fond (voir Chapitre 1). En revanche, la méthode de Miller prédit que les fractions modales grossières des échantillons B2, B5 et B6 sont immobiles dans ces conditions de courant. Néanmoins, une vitesse de 0,8 m/s a été mesurée non loin du banc du Kaiser en vive-eau à 1 m du fond (site Krogen, voir Chapitre 1). On peut donc suggérer que dans des conditions de grande vive-eau, tous les sédiments seraient mobilisables quelle que soit la méthode de calcul utilisée.

b. Par la houle

La houle en Mer Celtique est importante (voir Chapitre 1), et plus particulièrement près du rebord du plateau continental. Les enregistrements sismiques effectués lors des missions sur le banc du Kaiser montrent une houle de période 12 à 15 s (Fig. 62).

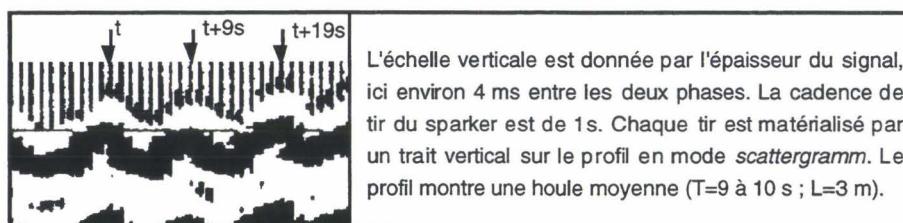


Fig. 62 : Détermination des paramètres de la houle sur un enregistrement sismique (Belgica 94, P60).

L'amplitude d'une houle progressant de l'océan vers le continent décroît, au passage sur le plateau continental, avec l'élévation du fond marin (*in* Migniot, 1977). Cette décroissance ne dépasse généralement pas 10%, et pour une houle de période 15 s, par 120-150 m de fond, est réduite à 4% (Fig. 63). On peut donc considérer que la houle est généralement pleinement développée au droit du banc du Kaiser.

Une relation expérimentale rapportée par Migniot (1989) établit, pour le golfe de Gascogne, la relation suivante entre la période statistique de la houle (T_s) et le dixième maximum de son amplitude ($H_{1/10}$) :

$$T_s = H_{1/10} + 8,5 \quad [10]$$

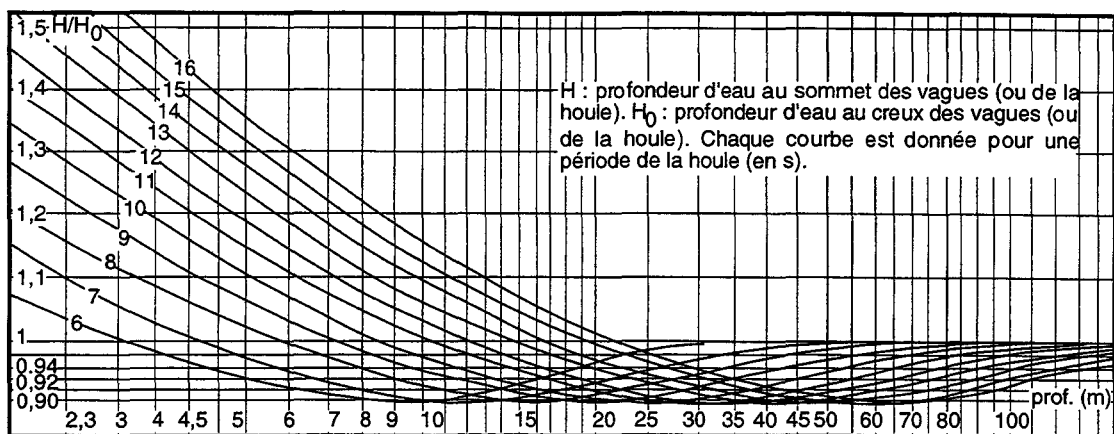


Fig. 63 : Relation entre profondeur d'eau et amplitude de la houle (in Migniot, 1977).

Par ailleurs, le dixième maximum de l'amplitude d'une houle est relié à l'amplitude maximale H_{\max} de cette houle par la relation (in Migniot, 1989) :

$$H_{\max} = 1,34 H_{1/10} \quad [11]$$

A une houle de période observée 15 s correspondrait donc dans le secteur du banc du Kaiser une amplitude maximale d'environ $6,5 \times 1,34 = 8,71$ m.

En outre, la longueur d'onde de la houle diminue avec la profondeur d'eau sur le plateau continental (Fig. 64). Pour une houle de période 15 s et des fonds de 120-150 m, la longueur d'onde est proche de 400 m.

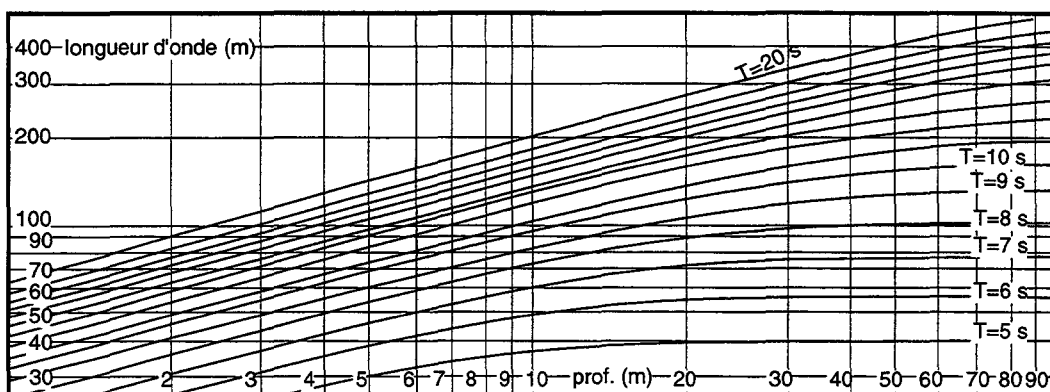


Fig. 64 : Relation entre profondeur d'eau et longueur d'onde de la houle (in Migniot, 1977).

Ces paramètres caractérisant la houle maximale au moment de la mission Belgica 94 ont servi de base pour le calcul de mobilisation sédimentaire suivant la méthode présentée plus haut. Les résultats sont les suivants :

profondeur (m)	diamètre des grains (mm)	paramètres de la houle			U_{\max} (m/s) [équation 6]	vitesse crit. d'entraînement (m/s) [équation 9]
		h_{\max} (m)	L (m)	T (s)		
120	0,25 (SF/SM)	8,71	400	15	0,57	0,48
120	1 (SG)	8,71	400	15	0,57	1,94
140	0,25 (SF/SM)	8,71	400	15	0,41	0,48
140	1 (SG)	8,71	400	15	0,41	1,94

Au sommet du banc, la vitesse orbitale de la houle dépasse la vitesse critique d'entraînement des sables fins/moyens (SF/SM), mais reste très inférieure à la vitesse critique d'entraînement des sables grossiers (SG) constituant le mode des sédiments de haut de banc. Cette conclusion serait un argument justifiant le vannage de l'interface eau-sédiment observé dans les échantillons B1 et B3.

c. Discussion

1. Critique des calculs

Les particules, assimilées à des sphères dans la théorie hydrodynamique, ont une forme en plaquette dans les sables du banc du Kaiser (bioclastes, coquilles entières). Le rapport de la surface sur la masse de ces particules, beaucoup plus faible que celui de sphères, serait en faveur d'une mobilisation sous des courants plus faibles.

Par ailleurs, la marée et la houle peuvent interférer de manière à augmenter ou diminuer la vitesse instantanée du courant près du fond. Supposant que le couplage entre la houle et la marée se traduise par une addition des courants instantanés (Auffret, 1983), la vitesse instantanée maximale des courants de houle augmenterait de 60% dans le secteur du banc du Kaiser. En outre, des études expérimentales montrent que la superposition d'une forte composante oscillante à un courant unidirectionnel continu abaisse sensiblement la vitesse critique d'entraînement des particules dans ce courant (Panagiotopoulos *et al.*, 1994).

Ces remarques suggèrent que la vitesse d'entraînement des sédiments a pu être surestimée dans nos calculs, ce qui serait confirmé par Channon et Hamilton (1976) d'après des observations sous-marines au large des côtes de Cornouailles.

2. Fréquence des mouvements

Suivant la méthode de Draper (1967), les mouvements de sédiment sur la plateforme aquitaine externe imputables à la seule action de la houle seraient limités à 1% du temps au-delà de 140 m de profondeur, et des houles d'amplitude 10 à 15 m et de période 15 s seraient nécessaires pour produire ces mouvements (Barthe et Castaing, 1989). Cependant Hadley ([1964] *in* Auffret, 1983) estime que la houle peut avoir un rôle dans le transport sédimentaire sur l'ensemble du plateau continental ouest européen 10 à 15 jours par an.

Selon Barthe et Castaing (1989), la mobilisation des particules de 0,3 mm de diamètre par l'adjonction des houles aux courants de marée sur le plateau continental aquitain ne serait possible que 9 jours par an au-delà de 30 m de fond. Ces auteurs avancent qu'il ne peut y avoir de transport par les courants de marée sur la plateforme médiane et externe en l'absence de houle. C'est également l'idée d'Aloisi *et al.* (1977), qui prédisent néanmoins des vitesses combinées houles/marée supérieures à 50 cm/s à des profondeurs supérieures à 100 m. En Mer Celtique, de telles vitesses, qui ont été mesurées, seraient explicables exclusivement par la marée, dans la mesure où les courants tidaux y sont 50% plus forts que sur le plateau aquitain (voir Chapitre 1).

B. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES A L'ECHELLE DES CORPS SEDIMENTAIRES

Les calculs prédisant la mobilité, au moment de la mission Belgica 94, de la plupart des particules contenues dans les sédiments échantillonnés, les corps sédimentaires cartographiés au sonar latéral lors de cette mission sont interprétés comme des formes actives de dépôt associées aux courants de marée et de houle. L'hypothèse selon laquelle ces formes seraient fossiles est infirmée par [1] la netteté des contours dunaires et [2] la présence de mégarides de petite taille (voir Chapitre 2).

1. CORPS SEDIMENTAIRES GENERES PAR LA MAREE

a. Les corps dunaires asymétriques

Les mégarides, formes de dépôt transverses au courant, sont d'origine tidale. Cela est argumenté par l'orientation N120-160° de leur crête, globalement perpendiculaire au grand axe de l'ellipse tidale (N30°). Comme le confirment les échantillons B2 et B5, la dynamique dunaire, de haute énergie, est à l'origine [1] d'un fort tri granulométrique, notamment caractérisé par un non-dépôt des particules les plus fines (Fig. 65) ; [2] de l'absence de bioturbation et [3] du faible nombre et de la petite taille des organismes entiers. La faible rétrodiffusion acoustique des corps dunaires est expliquée (1) par l'absence de coquilles entières et (2) par l'absence de cohésion par les organismes.

Les grandes dunes sont également interprétées comme des formes tidales de dépôt, « sub-transverses » au courant dominant, quoique la variabilité de leur géométrie suggère une relation localement plus complexe entre les forces hydrodynamiques et le transport sédimentaire résiduel (voir paragraphe 2B ci-dessous).

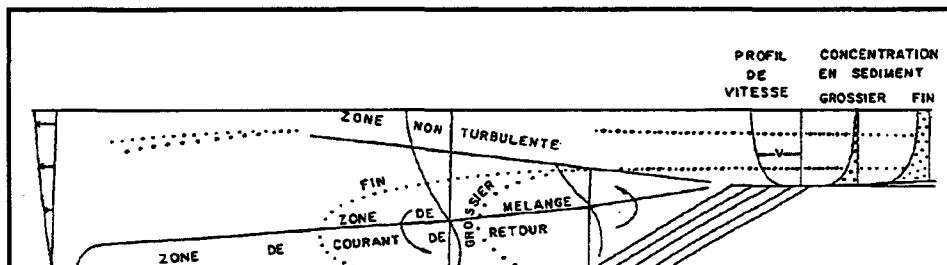


Fig. 65 : Mécanisme de la pluie sableuse (Jopling, 1962 ; *in* Berné, 1991).

Les processus d'organisation des grandes dunes en « trains de dunes » demeurent énigmatiques, mais on déjà été observés en domaine sous-marin (Flemming, 1978). Ils pourraient être comparables à ceux qu'on observe en domaine éolien, et qui contribuent à la séquenciation des *ergs* en *draas* et *sebkhas* (Proust, comm. pers.).

b. Les rubans sableux

Le comportement hydrodynamique des rubans sableux a été l'objet de nombreuses études expérimentales, dont celles de McLean (1981) et Dyer (1982). Les rubans sont constitués de sable fin, et sont séparés par des bandes de granularité plus forte, représentant des aires de vannage. Leur mise en place procède d'une circulation secondaire hélicoïdale (cellule de Langmuir) exacerbant les contrastes de rugosité présents initialement sur le substratum (Fig. 66). La direction de migration des sédiments covarie théoriquement avec le rapport du mode des particules à l'épaisseur de la couche limite. C'est ce qui explique la ségrégation granulométrique à l'origine des rubans sableux (Fig. 66).

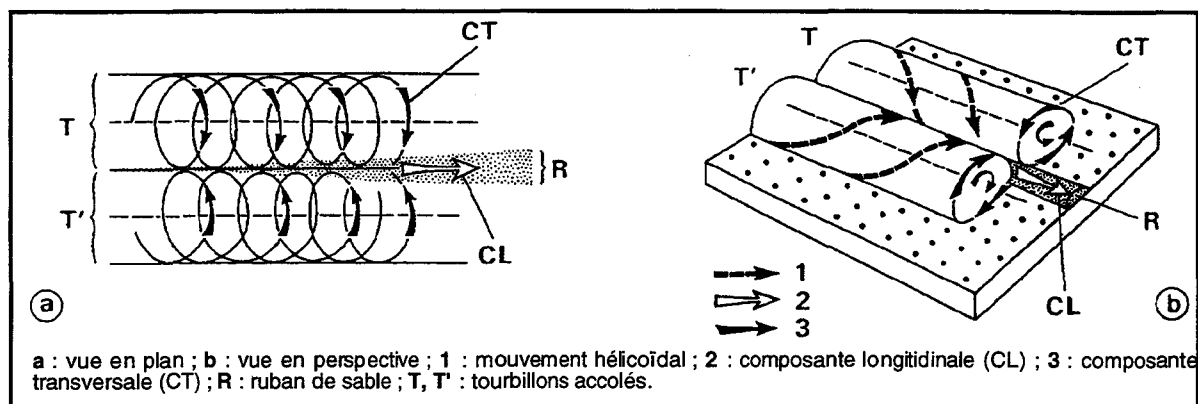


Fig. 66 : Formation d'un ruban sableux dans une cellule de Langmuir (Vanney, 1977).

A la surface du banc du Kaiser, le rapport de l'espacement moyen des rubans sableux à la profondeur d'eau (300:150 à 600:150) est de l'ordre de grandeur de celui prédit par McLean (1981), c'est-à-dire compris entre 2:1 et 4:1. La direction des rubans varie dans un éventail ($N0^{\circ}$ - 60°) incluant la direction du grand axe de l'ellipse tidale ($N30^{\circ}$). Sachant que les rubans sableux sont des formes parallèles au courant qui les génère, cela plaide en faveur de leur origine tidale sur le banc du Kaiser.

Le profil transversal théorique d'un ruban sableux est symétrique. L'asymétrie du profil transversal des rubans du Kaiser (qui présentent un bord franc et l'autre diffus) serait alors due à une dérive latérale par action de la houle, dans la mesure où la vitesse de migration du sable sur les rubans de ce type est faible (Belderson *et al.*, 1982).

La vitesse du courant nécessaire au développement des rubans sableux n'est pas bien définie. Selon Dalrymple (comm. pers.), la plupart des observations montre que la vitesse n'est pas un facteur discriminant, mais plutôt l'abondance du sédiment mobilisable. Selon Belderson *et al.* (1982), le type de ruban correspondant aux *longitudinal sand patches*, qui semble le plus proche des rubans observés sur le banc du Kaiser, se formerait à des vitesses de surface plus faibles (0,5 m/s) que le type "classique" (0,75 à 1,50 m/s). Des vitesses de 0,5 m/s ayant été mesurées dans la zone des bancs au voisinage du fond (voir Chapitre 1), cela conforte l'idée d'un transport actif du sédiment au droit de rubans sableux du Kaiser. De fait, le contact franc du bord ouest de ces rubans sur leur substrat témoigne d'un façonnement peu antérieur à la mission Belgica 94.

2. CORPS SEDIMENTAIRES ENGENDRES PAR LA HOULE

Ils sont restreints au domaine de haut de banc, où prévaut une dynamique de haute énergie, comme le suggère : [1] la présence de niveaux de graviers (B3), et [2] des traces de vannage à l'interface eau-sédiment (B3), confirmées par une concentration en minéraux lourds plus importante dans le sédiment (B3 et B4). C'est aussi une dynamique plus sporadique, comme en témoignent : [1] des passées de sable fin (B3), et [2] une bioturbation abondante. La forte rétrodiffusion générale du domaine de haut de banc est expliquée par la présence (1) de sédiments plus grossiers et (2) d'une augmentation de la cohésion par la bioturbation.

a. Petites dunes symétriques $N0^{\circ}$ - 30°

Les petites dunes *symétriques* de haut de banc, *orientées* $N0$ - 30° , sont expliquées par l'action prédominante des fortes houles d'ouest-nord ouest. Cette interprétation est argumentée par le fait qu'on n'observe jamais ces dunes au-delà d'une profondeur qui ne varie pas du Nord au Sud du banc (150-160 m : Fig. 46 et Fig. 47). A la suite d'Allen (1979), nous appelons donc ces formes de dépôt *rides de houle*.

D'après les calculs de mobilisation par la houle, la vitesse d'entraînement des sables grossiers présents dans les sédiments de haut de banc serait de l'ordre de 2 m/s, ce qui représente une vitesse trois fois supérieure aux vitesses maximales mesurées sur la plateforme distale. Or, selon Dalrymple (1984), les petites dunes du domaine tidal tendraient à disparaître en quelques semaines en l'absence de l'agent qui les construit et les maintient. Les rides de houle du domaine de haut de banc seraient donc mises en place peu de temps avant la mission Belgica 94, comme le confirme leur superposition à la plupart des traces de chalut observées.

Cela suggère que la vitesse d'entraînement du sédiment est surestimée dans les formules appliquées, comme suggéré plus haut. En particulier, la superposition des courants de marée aux courants de houle permettrait l'oscillation du sédiment à des vitesses de houle très inférieures à 2 m/s. La légère asymétrie qui devrait en résulter ne serait pas visible sur les sonogrammes. Cette hypothèse implique que la bioturbation observée en haut de banc s'effectue très rapidement après la formation des rides de houle (Fig. 67A), sauf si les échantillons B3 et B4 ne sont pas impliqués dans ces rides (Fig. 67B), ce qui ne peut être infirmé sans d'autres prélèvements. Dans l'hypothèse où la bioturbation serait antérieure à la mise en place des rides de houle celles-ci pourraient ne remobiliser que le sable fin apporté en surface par les organismes fouisseurs (Fig. 67B). Dans ce cas, la fraction granulométrique non mobilisable par la houle contenue dans les échantillons y aurait été incorporée après la formation des mégarides symétriques.

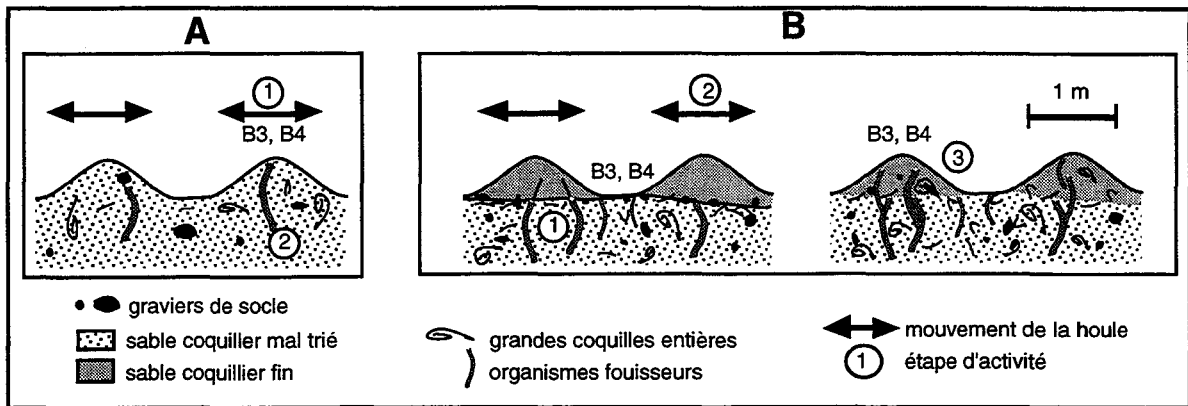


Fig. 67 : Hypothèses de mise en place des rides de houle dans le domaine de haut de banc.

Des rides de houle ($\lambda=2$ m) formées dans des sédiments graveleux (*gravel ripples* : Leckie, 1988), ont été observées en Mer Celtique jusqu'à 146 m de profondeur (Channon et Hamilton, 1976), et par 60 m de fond en Mer d'Irlande (*in* Jackson, 1995). De même que celles observées sur le banc du Kaiser, ces rides présentent des crêtes rectilignes orientées NW-SE, et seraient l'héritage de houles dont l'action contribuerait entre autres à concentrer la fraction bioclastique grossière dans les dépressions au pied du flanc raide. Cela expliquerait pourquoi, malgré une crête peu marquée, les rides de houle seraient bien visibles au sonar latéral.

Sur le plateau continental aquitain, Türqc *et al.* (1986) identifient vers -80 m des rides de houle orientées NS similaires à celles observées sur le banc du Kaiser. Ces auteurs rappellent qu'une houle de période 15 s serait susceptible de générer des rides de houle de longueur d'onde 4 à 4,5 m (Allen, 1979). Selon Leckie (1988), les *gravel ripples* ne seraient pas générées par des houles exceptionnelles : une houle d'amplitude 5 m et de période 14 s créerait des courants suffisants par 100 m de fond.

b. Autres structures

Localement, les rides de houle sont superposées à des « ondulations » du relief, orientées N30°-40° et de longueur d'onde 25-50 m, qui pourraient correspondre à de grandes dunes au relief très adouci, formées par des houles d'amplitude exceptionnelle (J-P. Auffret, comm. pers.). Des structures de rectitude et de longueur d'onde comparable ont été observées entre 20 et 40 m de fond sur la plateforme distale aquitain (Türqc *et al.*, 1986). Le faible rapport de l'amplitude sur la longueur d'onde de ces structures serait caractéristique de l'action de houles de tempêtes (Swift *et al.*, 1979). En deuxième hypothèse, on peut suggérer l'action d'ondes de période intermédiaire entre celle de la marée et celle de la houle (*infragravity waves*), qui seraient les conséquences de tempêtes lointaines dans les zones de fetch maximum (Boczkar-Karakiewicz *et al.*, 1990).

3. MISE EN PLACE DES STRUCTURES DU FACIES LINEE

a. Hypothèse : dynamique du vent

Entre -80 et -120 m sur le plateau continental aquitain, Türqc *et al.* (1986) identifient des "linéations" orientées N110° au relief peu ou pas marqué, de même aspect que celles du faciès linéé sur le banc du Kaiser. Ces auteurs attribuent à l'action conjuguée de la houle et du vent la formation de ces structures. Les linéations, identifiées sur d'autres plateformes comme des sillons d'érosion, témoigneraient de la présence de courants hélicoïdaux générés par le vent (Dyer, 1970 ; [Stride *et al.*, 1972 ; Coleman *et al.*, 1981] *in* Türqc *et al.*, 1986). Selon ce mécanisme, les linéations seraient parallèles au vent. Dans le cas des linéations sur le banc du Kaiser, il s'agirait d'un vent d'WNW, ce qui est compatible [1] avec les statistiques météorologiques et [2] avec la direction des mégarides de houle (N0°-30°), globalement orthogonale à celle des linéations (N120°).

Néanmoins, plusieurs problèmes demeurent en suspens dans cette interprétation : (1) Pourquoi la direction des sillons serait extrêmement proche de celle des mégarides tidales de flanc de banc? (2) Que représenteraient les placages du faciès moucheté - des cuvettes d'érosion? (3) Pourquoi ces structures ont-elles la même géométrie par 120 m de fond et en domaine intertidal (Allen, 1984, t.2, p. 25), alors que la tranche d'eau est un facteur important d'amortissement des courants? N'ayant pas de réponse à ces questions, nous préférons retenir l'hypothèse tidale :

b. Hypothèse : dynamique tidale

Le parallélisme et la continuité entre les linéations du domaine de haut de banc et les mégarides asymétriques de flanc de banc suggère que les placages sableux que constituent les linéations : [1] moulent les creux entre des mégarides, ou [2] représentent des mégarides d'aspect particulier (Fig. 68).

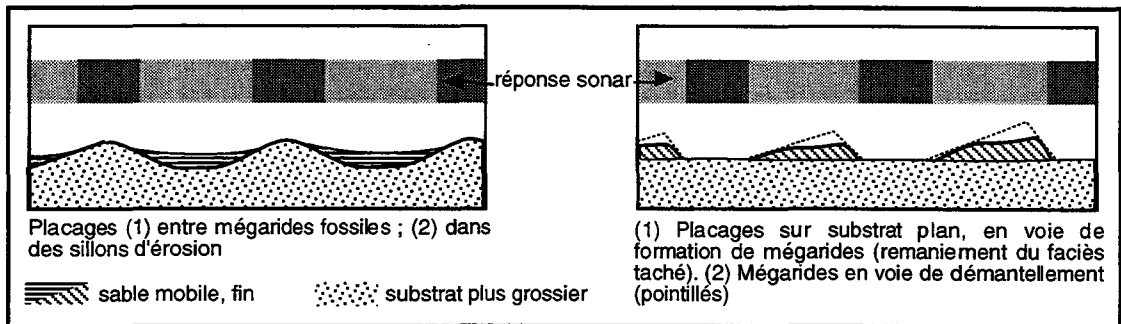


Fig. 68 : Hypothèses pour le faciès linéé.

La première hypothèse serait argumentée par la comparaison avec les mégarides actives N120° qui ne montrent pas le fort contraste de rétrodiffusion typique des placages sableux. Elle traduirait que le domaine de haut de banc n'est pas sous l'influence d'une dynamique tidale au moment de la mission Belgica 94, comme le suggère la présence des mégarides de houle.

La seconde hypothèse serait argumentée par : (1) La présence d'une dynamique tidale active sur les flancs du banc lors de la mission Belgica 94, c'est-à-dire à une profondeur où l'énergie tidale est théoriquement plus faible qu'au sommet du banc. Cette dynamique quotidienne aurait reconquis le domaine de haut de banc très peu de temps avant la mission, comme en témoigne la présence de mégarides de houle encore fraîches dans ce domaine. (2) La nature des mégarides : contrairement aux dunes de flanc de banc, les mégarides du faciès linéé apparaîtraient très peu rétrodiffusantes parce qu'elles ne seraient constituées que des sables fins provenant du remaniement des placages sableux du faciès taché.

Cette deuxième hypothèse semble devoir être retenue, au moins pour certains placages sableux, car leur façonnement en mégarides actives N120° a été observé à la faveur d'une chute d'altitude du transducteur du sonar (voir Chapitre 2). Dans tous les cas, les linéations témoigneraient d'une dynamique tidale en domaine de haut de banc, de même que le faciès moucheté, à la différence près que celui-ci caractériserait le remodelage de placages sableux en mégarides 3D.

2. INTERPRETATION DYNAMIQUE

A. SCHEMA DYNAMIQUE

1. CONTROLE TOPOBATHYMETRIQUE DE LA DYNAMIQUE

a. Schéma général

Le transport des sables moyens à très grossiers et des graviers s'effectue par traction sur le fond. D'après l'étude granulométrique, le transport des sables fins se ferait plutôt par suspension depuis le domaine de haut de banc (B3 et B4 : le pic modal, décalé vers les grandes tailles, suggère un vannage des sables fins) jusque vers les zones de pied de banc (B1 et B6 : deux pics modaux, dont un dans les sables fins), avec un non-dépôt dans la zone dunaire de flanc de banc (B2 et B5). Dans ce schéma, la source de sable fin serait renouvelée à l'interface eau-sédiment en domaine de haut de banc par une bioturbation intense (B3 et B4) entre les épisodes de mise en suspension/décantation. Les remaniements par la dynamique dunaire (B5) ou la bioturbation (B6) causeraient l'homogénéisation dans le sédiment de la fraction fine décantée dans les échantillons B1 et B6 de la mission Belgica 94 (Fig. 69).

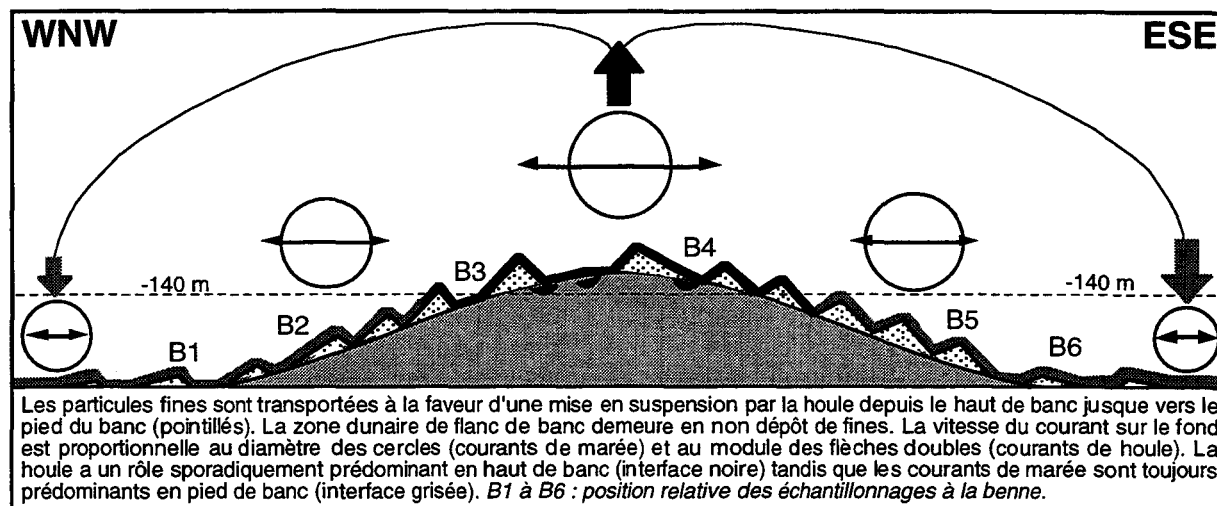


Fig. 69 : Schéma général de la dynamique sédimentaire sur un profil transversal du banc du Kaiser.

Le schéma de transport est argumenté (1) par la faible variabilité bio-lithologique des sables fins et très fins, et (2) par la présence d'une couche de sables fins au sommet des carottes. Celle-ci représenterait un dépôt de décantation des particules transportées en suspension, dont l'épaisseur est moindre sur les sites les plus éloignés de la crête du banc¹ (carottes KS05 et KS07). Les taches claires caractéristiques des faciès acoustiques Belgica 94 représenteraient les reliques d'un "dépôt de décantation" de même type que celui des carottes Sédimanche 2. La variabilité de l'épaisseur de ce dépôt dans les carottes de haut de banc et de flanc de banc serait l'effet [1] de la structure des faciès linéé et moucheté (Fig. 68), et [2] d'un piégeage dans les creux de la topographie au niveau des ondulations interprétées comme des dunes de houle². La séparation nette entre le "dépôt de décantation" et le sédiment sous-jacent dans les carottes Sédimanche 2 suggère que l'épisode de dépôt soit très peu antérieur à la mission. La mission Belgica 94, au contraire, aurait eu lieu dans une période "calme" associée à une bioturbation plus développée. Cela conduit à penser que la sédimentation à la surface du banc est cyclique, comme le remarquent Türçq *et al.* (1986) sur le plateau continental aquitain.

b. Contrôle dynamique

1. Action sporadique de la houle

A l'échelle des corps sédimentaires observés, le domaine de flanc de banc est sous le contrôle permanent de la dynamique tidale, alors que le domaine de haut de banc est sous le contrôle alternatif de la dynamique tidale et de la dynamique de houle. Cela explique pourquoi [1] les grandes dunes tidales sont plus rares au sommet du banc, où ne subsistent que les plus hautes d'entre elles (c'est-à-dire celles dont la résistance à l'érosion sporadique des houles est la plus importante) ; [2] les chaînes dunaires traversant le banc semblent plus abondantes dans les passes abaissant sa crête qu'au niveau de ses points hauts.

Dans le domaine de haut de banc, les houles seraient responsables de la destruction périodique des corps tidaux de petite taille et de la mise en place des faciès de redépôt. Comme les placages sableux constitutifs des faciès de haut de banc recouvrent les rides de houle, la phase de décantation qu'ils représenteraient serait postérieure à un épisode de forte houle d'WNW. Cet épisode aurait contribué à la mise en suspension des sables fins et très fins durant quelques jours. La présence de panaches (1) de faible rétrodiffusion et (2) de faciès taché dans le prolongement en haut de banc des rubans sableux suggère que le dépôt de décantation soit repris au moment de la mission Belgica 94 par la dynamique tidale, ce qui est argumenté par les calculs de vitesse d'entraînement. L'aspect sporadique de la dynamique en haut de banc est argumenté par [1] la bioturbation plus développée que dans les échantillons de flanc de banc, et [2] la présence de passées à matrice carbonatée plus abondante et/ou de niveaux de graviers (KS04).

2. Répartition des énergies

L'énergie tidale augmenterait peu du pied du banc vers sa crête (Bouysse *et al.*, 1976).

¹ La couche de sable fin présente au sommet des carottes pourrait aussi être liée à la dynamique dunaire : à l'aval des dunes de tidales sédimentent les particules les plus fines, qui n'entrent pas dans les processus d'avalanche sur le flanc raide. Ce drapage de sédiment fin recouvre la surface basale de progradation de la dune, constituée de sédiments plus grossiers (*bottom sets*). Mais il y a peu de dunes tidales en haut de banc, et le dépôt drapant de sables fins semble ubiquiste, ce qui nous fait rejeter cette hypothèse.

² Cette deuxième hypothèse serait argumentée en flanc de banc par les relations entre l'épaisseur du "dépôt de décantation" et la position d'une grande dune : le flanc doux exposé au courant, présente un dépôt fin limité à 5 cm (carotte KS05), tandis que l'espace interdunaire présente un dépôt de 50 cm (carotte KS06).

L'énergie de houle serait en revanche beaucoup plus sensible à la profondeur : la vitesse critique de formation des rides de houle ne serait atteinte que dans le domaine de haut de banc. D'après les calculs de mobilisation, au moment de la mission Belgica 94, l'action de la houle se ferait encore sentir sur les petites particules. La zone transitionnelle entre les domaines de haut de banc et de flanc de banc représenterait une bande de basse énergie, comme l'atteste la couronne de faciès taché (grands placages sableux) à la base du domaine de haut de banc.

Cette dualité des énergies de houle et de marée dans la zone de transition entre les domaines de haut et de flanc de banc est argumentée par l'approfondissement, suivant la pente du plateau continental, de la limite inférieure des faciès moucheté et linéé du Nord au Sud du banc. Cet approfondissement traduit une reconquête par la dynamique tidale des franges du domaine de haut de banc vers le Nord du banc. Cette reconquête pourrait être expliquée par une accélération des courants tidaux répondant à la remontée du plateau continental.

c. Discussion

1. Processus de transport

Ce schéma de transport peut être comparé à celui de Channon et Hamilton (1976) : lors des épisodes de tempêtes le transport du sable se ferait en traction et en saltation dans une couche de quelques centimètres d'épaisseur, passant graduellement vers le haut à une couche en suspension pour les sables fins. Ces auteurs associent aux épisodes de tempête la dynamique de tous les corps sédimentaires de grande taille (rubans sableux et dunes). En période de beau temps, la dynamique serait restreinte à la progradation de petites rides et au transit en suspension de la fraction silto-argileuse vers la pente continentale.

La présence d'une couche de sable fin "resédimentée" à la surface du banc du Kaiser suggère de même que la dynamique associée est sporadique. Cependant, l'activité des dunes tidales de longueur d'onde plurimétrique ne nous semble pas restreinte aux épisodes de tempête. Au contraire, elle serait pérenne en phase de beau temps, comme le suggèrent (1) les calculs de mobilisation et (2) l'absence de bioturbation dans les zones dunaires. Paradoxalement, si la combinaison de la houle et des courants de marée facilite la mobilisation des particules, il semble que le remaniement sédimentaire par la dynamique tidale soit relativement plus importante sur les flancs du banc qu'à son sommet, où l'on observe (1) une bioturbation plus abondante et (2) l'absence de mégarides tidales bien exprimées plusieurs jours après la formation des mégarides de houle.

Contrairement au schéma de Channon et Hamilton (1976), la couche de sable fin "resédimenté" ne serait pas produite par le charriage *in situ* d'une fraction vannée du sédiment. En effet, elle recouvre localement des sédiments grossiers homogènes qui ne présentent pas d'appauvrissement en sables fins à leur sommet. Par ailleurs, elle ne peut provenir partout d'une séparation par la bioturbation, celle-ci étant absente sur les flancs du banc. C'est pourquoi nous maintenons l'idée d'un dépôt "allochtone", dans le cadre de la décantation de sables en suspension après une tempête.

2. Importance des houles sur les bancs

Sur la côte est des Etats-Unis, d'importants mouvements sédimentaires sur les bancs du plateau continental externe sont expliqués par les tempêtes. Sur le Georges Bank au large de Boston, des observations montrent que les tempêtes remobilisent des sédiments jusqu'à 80 m de fond (Twichell *et al.*, 1984), alors que les courants tidaux n'ont plus d'influence notable au dessous de 60 m. Un transport sur 200 km serait possible après remise en suspension par la houle dans ce secteur.

Plus au Nord, 80% de la mobilité sédimentaire constatée entre 80 et 200 m de profondeur au droit des grands bancs de Terre Neuve, entre la Mer du Labrador et l'Atlantique, serait expliquée par des houles exceptionnelles (Amos et Judge, 1991). Cette hypothèse est retenue dans la mesure où les courants tidaux dans cette zone sont trop faibles pour justifier la présence des dunes 2D-3D qu'on y observe. Les tempêtes seraient là également responsables de la remise en suspension et du transport de sables jusque sur la pente continentale.

Le modèle d'Amos et Judge (1991), étalonné sur les conditions d'une tempête tri-décennale (vagues de 13 m, vents de 47 m/s) moyennées sur 12 h, montre que : (1) pour des sables de 0,35 mm, 30% du transport observé est imputable à des événements représentant ces conditions (soit 1% du temps) ; (2) des sables fins peuvent être transportés jusqu'à 200 m de fond ; (3) aux conditions limites, le facteur déterminant le transport n'est pas la granulométrie, mais la profondeur d'eau.

2. CHRONOLOGIE RELATIVE DES PHASES DE DEPOT

a. Superposition des dunes

Les corps sédimentaires de flanc de banc sont considérés comme actifs, d'évolution continue, et leur âge est proportionnel à leur taille. En haut de banc, les observations suivantes sont faites : [1] Les structures les plus anciennes sont les dunes de houle ("ondulations"), qui sont cependant plus récentes que les grandes dunes tidales de bordure de flanc de banc, auxquelles elles se superposent localement. [2] Les mégarides N120° "tidales" (quoique d'asymétrie peu visible), très

peu imprimées dans les sonogrammes, se superposent aux dunes de houle. [3] Les rides de houle, de direction N0°-30°, probablement héritées de tempêtes récentes comme le montre leur superposition à des traces de chalut, se superposent aux mégarides tidales.

b. Intercalation des faciès de haut de banc

Il semble que les faciès (placages sableux) s'agencent stratigraphiquement par rapport aux corps sédimentaires de la façon suivante : (1) Les placages sableux du faciès taché moulent les creux entre les rides de houle. (2) Le faciès taché est par endroits découpé en "ébauches" de rubans sableux, ce qui suggère son remaniement dans les courants tidaux. Cela se manifesterait par la superposition du faciès linéé, si on reprend l'hypothèse selon laquelle les linéations N120° représentent le remaniement en mégarides tidales des placages sableux du faciès taché. (3) Les rides de houle sont superposées aux placages sableux du faciès taché, sauf localement où elles semblent recouvertes par des placages plus "frais" de faciès moucheté en voie de remaniement sous forme de mégarides tidales.

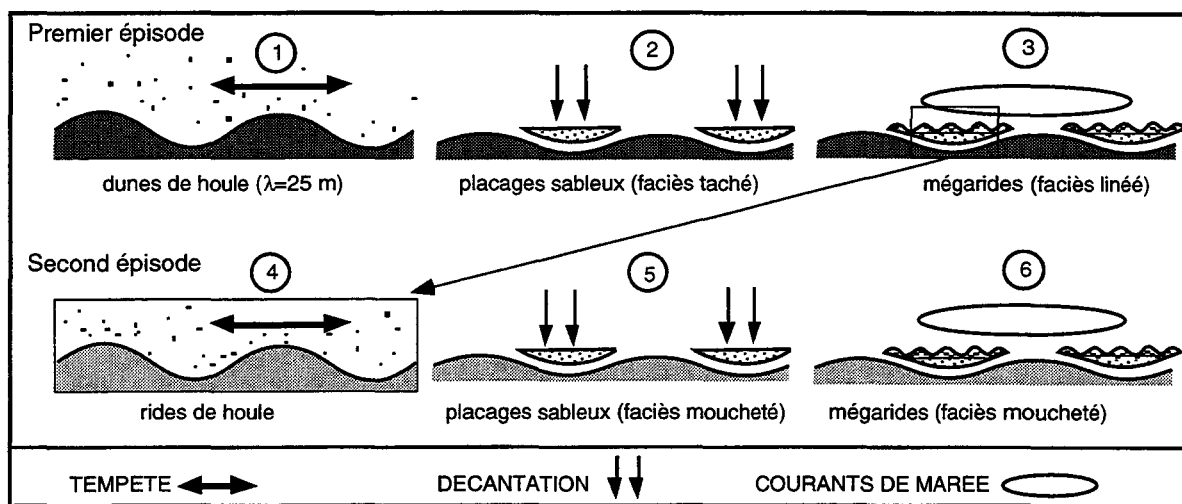


Fig. 70 : Hypothèse pour la chronologie des formes de dépôt en haut de banc.

c. Phases de dépôt

Ces observations suggèrent une histoire en deux épisodes (Fig. 70), présentant chacun trois phases de dépôt compatibles avec le schéma dynamique du banc : [1] Mise en place de dunes ou de rides de houle en domaine de haut de banc sous l'effet d'une tempête. Les sables fins et très fins sont mis en suspension. [2] Décantation des dépôts en suspension, sous forme de placages sableux, en haut de banc et en flanc de banc. Cela se fait en plusieurs jours, les particules étant maintenues en suspension par les courants tidaux, ce qui cause en partie l'allochtonie du dépôt. En haut de banc, les placages sableux constituent le faciès taché. En flanc de banc, ils nourrissent les rubans sableux, qui redistribuent sans cesse les sédiments. [3] Reconquête tidale en haut de banc : les placages sableux sont remaniés sous forme de mégarides tidales 2D (faciès linéé) ou 2D sinueuses, voire 3D (faciès moucheté). La redistribution des sables fins fait apparaître des variations d'épaisseur dans les reliques des placages sableux. Ceux-ci demeurent mieux préservés dans les creux d'anciennes structures (dunes de houle).

B. BILAN SEDIMENTAIRE

1. DONNEES SUR LE TRANSPORT RESIDUEL A LA SURFACE DU BANC

a. Paramètres influant sur le transport résiduel

La forme des corps sédimentaires est prédite dans le cas d'un régime stationnaire d'écoulement, mais plusieurs états de dépôt peuvent se succéder avant l'établissement de l'équilibre entre le vecteur et les particules (Middleton et Southard, 1984). Or les régimes hydrauliques ne sont jamais constants durablement dans la nature, d'où la difficulté d'établir une relation entre corps sédimentaires et hydrodynamique du milieu. C'est typiquement le cas pour des formes résultant de courants rotatifs, comme par exemple les corps tidaux. Il convient donc de considérer les corps sédimentaires tidaux du banc du Kaiser comme des formes résiduelles de dépôt. Dans cette perspective, chaque ensemble de corps sédimentaires de même nature, de même taille et de même granularité traduit une phase (ou étape) particulière de dépôt, caractérisant un flux résiduel variable dans le temps et dans l'espace. Par exemple, alors que les mégarides représentent les formes du transit sédimentaire à l'échelle d'un cycle semi-diurne ([Bokuniewicz *et al.*, 1977] in Berné, 1991 ; Dalrymple, 1984), les grandes dunes évoluent à l'échelle annuelle (Berné *et al.*, 1993). A cette

échelle, l'adjonction des houles peut *inverser* la direction des transports résiduels. Ces inversions de migration des crêtes dunaires contribuent à la structuration polyphasée des dunes. La vergence des grandes dunes tidales reflète néanmoins globalement l'asymétrie des courants semi-diurnes (Berné, 1991).

En domaine tidal, les paramètres influençant le transport résiduel sont :

- *La topographie*. Le transport tend à être perpendiculaire à l'axe des bancs au voisinage de leur crête (Smith, 1970). Ce phénomène de modification de l'écoulement au niveau d'un relief est expliqué par Huthnance (1973, 1982) comme étant dû à un déphasage de l'accélération des courants qui seraient obliques par rapport à la pente. Cela est également observé à la surface des dunes tidales ([Malikides *et al.*, 1989, Sweet et Kocureck, 1990] in Berné, 1991).

- *La rotation des courants tidaux*. A l'échelle d'un cycle tidal semi-diurne, la rotation des courants peut être un critère de ségrégation dans le transport sédimentaire, dans la mesure où la granulométrie du sédiment mobilisable varie avec la vitesse des courants : la mise en mouvement et le dépôt des différentes classes granulométriques s'effectue alors dans des directions différentes (voir Chapitre 1). Ce phénomène explique notamment l'obliquité, souvent observée sur les plateformes tidales, entre les directions de transport résiduel et du courant dominant (Postma, 1967 ; Swift, 1975 ; Kenyon *et al.*, 1981).

- *L'asymétrie de l'ellipse tidale*. La vitesse de migration des dunes tidales est inversement proportionnelle à la fréquence des inversions de leur vergence. C'est pourquoi les dunes fluviales ont une migration beaucoup plus rapide (5000 m/an dans le Fraser River [Kotaschuck *et al.*, 1989] in Berné, 1991) que les dunes tidales (0,3 m/an sur le delta de flot de Long Island Sound [Fenster *et al.*, 1990] in Berné, 1991). Sur les bancs de Flandre, des migrations de 20 m/an sont courantes pour des dunes de 4 m d'amplitude (Trentesaux, 1993).

- *L'obliquité du courant dominant par rapport au courant subordonné*. La présence d'un angle entre la direction du flot et celle du jusant doit engendrer une obliquité entre la crête des dunes tidales et la direction de transport sédimentaire résiduel (Dalrymple et Rhodes, 1995). Cette obliquité est théoriquement proportionnelle à la taille des dunes (Rubin et Ikeda, 1990).

La quantification des flux résiduels nécessite de connaître (1) la direction de migration des dunes, (2) leur vitesse de migration et (3) les volumes simultanément en transit¹. Cela exige un suivi topographique à l'échelle annuelle dont nous ne disposons pas sur le banc du Kaiser. C'est pourquoi l'aspect quantitatif du transport sédimentaire n'est pas abordé ici.

b. Transport sur les formes de dépôt les plus variables

1. Les mégarides : variabilité de la marée semi-diurne

La grande rectitude et stabilité angulaire des mégarides observées durant la mission Belgica 94 met en évidence l'homogénéité des courants tidaux semi-diurnes à l'échelle du banc (Fig. 71). Le relief du banc ne perturbe pas significativement l'écoulement à sa surface. Cela s'explique par sa profondeur, dans la mesure où la variation de pression associée au relief du banc du Kaiser n'excède pas 20% (le banc a une amplitude de 30 m, dans des fonds moyens de 150 m). Cela expliquerait (1) l'homogénéité des vitesses tidales à la surface des bancs celtiques, et (2) la faible influence du relief formé par le banc sur la distribution d'orientation des mégarides.

Les mégarides du flanc est migrent vers le SW, tandis que celles du flanc ouest migrent vers le NE : le flanc est du banc est dominé par le jusant, tandis que le flanc ouest est dominé par le flot. Cela semble illustrer le schéma de convexion horaire autour du banc, devenu classique pour nombre de bancs tidaux, (Houbolt, 1968 ; Caston, 1972 ; Kirby et Oele, 1975 ; Kenyon *et al.*, 1981 ; Twichell, 1984 ; Howarth et Huthnance, 1984 ; Pattiarachi et Collins, 1987 ; M'hammdi, 1994). Néanmoins, les terminaisons du banc du Kaiser n'ayant pas été reconnues au sonar latéral, il n'est pas possible de prouver ce schéma de convexion.

2. Rubans sableux : participation de la houle?

La direction des rubans sableux du flanc ouest, généralement N160°, suit le plus souvent celle des isobathes. Cela suggère l'influence du relief du banc sur leur mise en place, et conduit à penser que la houle pourrait intervenir dans leur formation (S. Berné, comm. pers.). En revanche, sur le flanc est, la direction des amas sableux formant les trains de mégarides, également oblique par rapport à l'ellipse tidale, est beaucoup plus constante (N60°), ce qui laisse penser qu'il s'agisse de formes de dunes géantes 2D très peu développées (B. Dalrymple, comm. pers.). Ces amas pourraient également représenter un mode d'organisation des corps dunaires connu en domaine éolien, dans lequel des barkhanes "filles" s'échelonnent en aval d'une dune "mère" le long d'un axe de dépôt oblique par rapport à la direction générale du courant (Fig. 31B).

¹ Ce paramètre est particulièrement difficile à estimer. Sachant que l'amplitude des dunes tidales change au cours du cycle de morte eau/vive eau ([Allen *et al.*, 1969; Allen et Friend, 1976a] in Dalrymple et Rhodes, 1995), deux dunes de taille différente caractérisent soit (1) la même tranche de temps, si les flux sédimentaires varient dans l'espace, (2) des intervalles de temps différents. Cela met en évidence la difficulté d'appréhender quantitativement les bilans sédimentaires à partir de la cartographie des dunes.

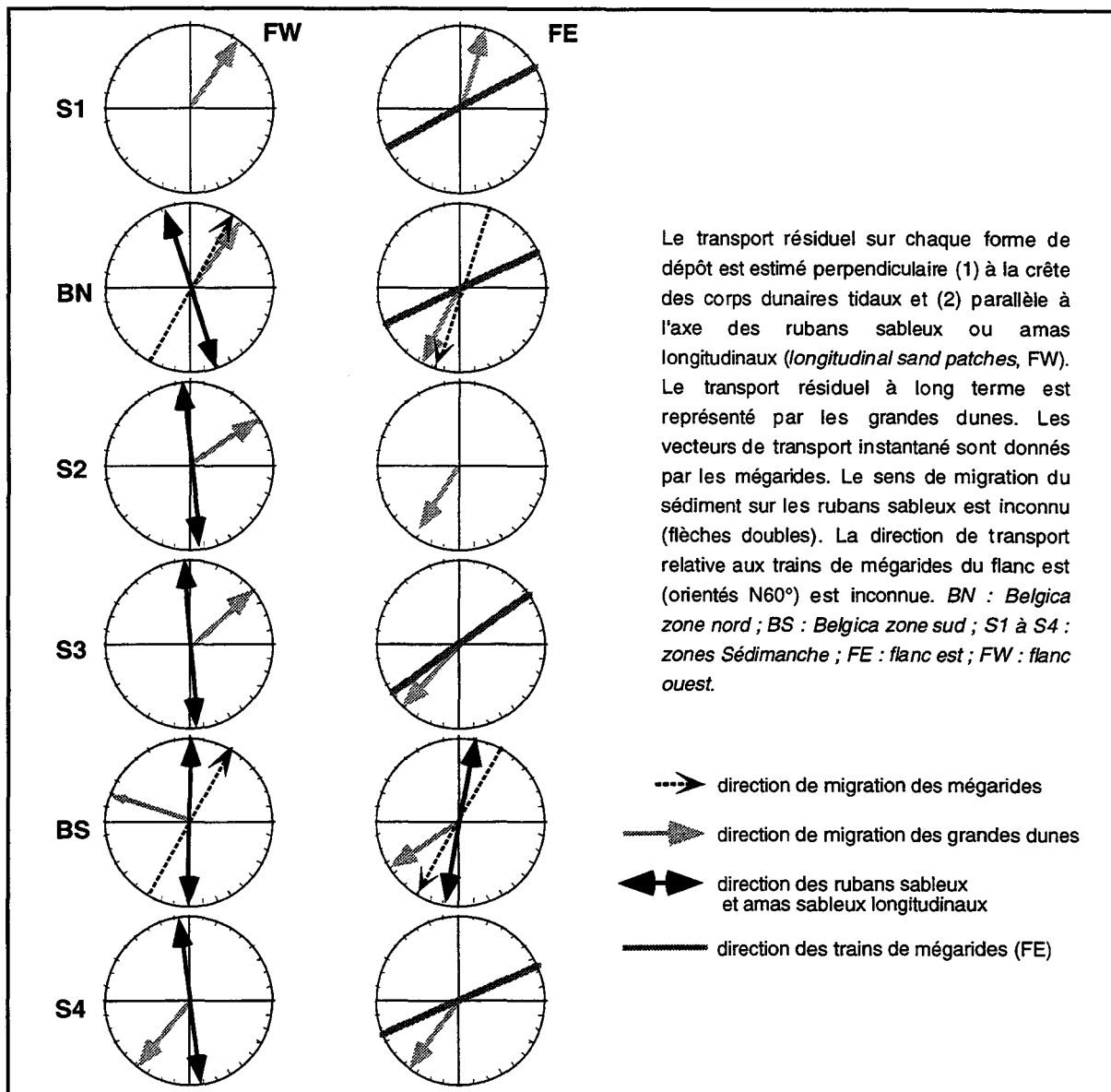


Fig. 71 : Directions moyennes du transport sur les formes de dépôt observées.

c. Direction du transport résiduel à l'échelle des grandes dunes tidales

L'asymétrie des grandes dunes tidales observées au droit du banc du Kaiser est généralement assez faible, ce qui suppose une asymétrie faible des courants de marée et/ou une construction en épisodes, avec des inversions de vergence. Cela suggère qu'à l'échelle des mégarides, les directions de transport résiduel fluctuent considérablement. La direction de transport résiduel par charriage à l'échelle de l'ensemble du système des sédiments superficiels banc est donc estimée à partir des mesures effectuées sur la forme générale des grandes dunes, en supposant que la direction de transport résiduel à cette échelle est perpendiculaire à leur crête¹.

¹ Ceci est un postulat contestable, dans la mesure où le transport résiduel peut être oblique à la direction de la crête dunaire (Dalrymple, 1984 ; [Terwindt, 1970,1971 ; Aliotta et Perillo, 1987 ; Fenster *et al.*, 1990] in Berné, 1991). La crête dunaire est perpendiculaire au transport *moyen* ([Rubin et Hunter, 1987; Rubin et Ikeda, 1990] in Dalrymple et Rhodes, 1995). En domaine tidal, l'obliquité entre la direction du transport résiduel et la crête dunaire n'est proche de 90° que lorsque le courant est très asymétrique (peu ou pas de courant subordonné), ou quand le flot et le jusant ont des directions très proches (Dalrymple et Rhodes, 1995). Or, comme le montrent les données de courant, en Mer Celtique l'angle entre le jusant et le flot atteint 15° (site Krogen, Fig. 20). La direction de transport résiduel déterminée pour chaque grande dune du banc du Kaiser comme étant perpendiculaire à sa crête n'est donc pas exacte d'un point de vue théorique. L'approximation que nous faisons en disant que le transport résiduel est perpendiculaire à la direction de la crête de chaque dune semble cependant moins critiquable pour les dunes barkhanoïdes, dont la longueur de crête est modeste, que pour les très longues chaînes dunaires 2D (B. Dalrymple, comm. pers.). Or, dans notre étude, ces dunes ont un poids statistique important, par rapport aux chaînes dunaires 2D, car elles sont plus nombreuses, d'autant plus que les plus longues dunes 2D, présentant de fréquentes inversions de vergence n'ont pas été prises en compte. De ce fait, nous considérons que les directions de transport mises en évidence sont relativement fiables.

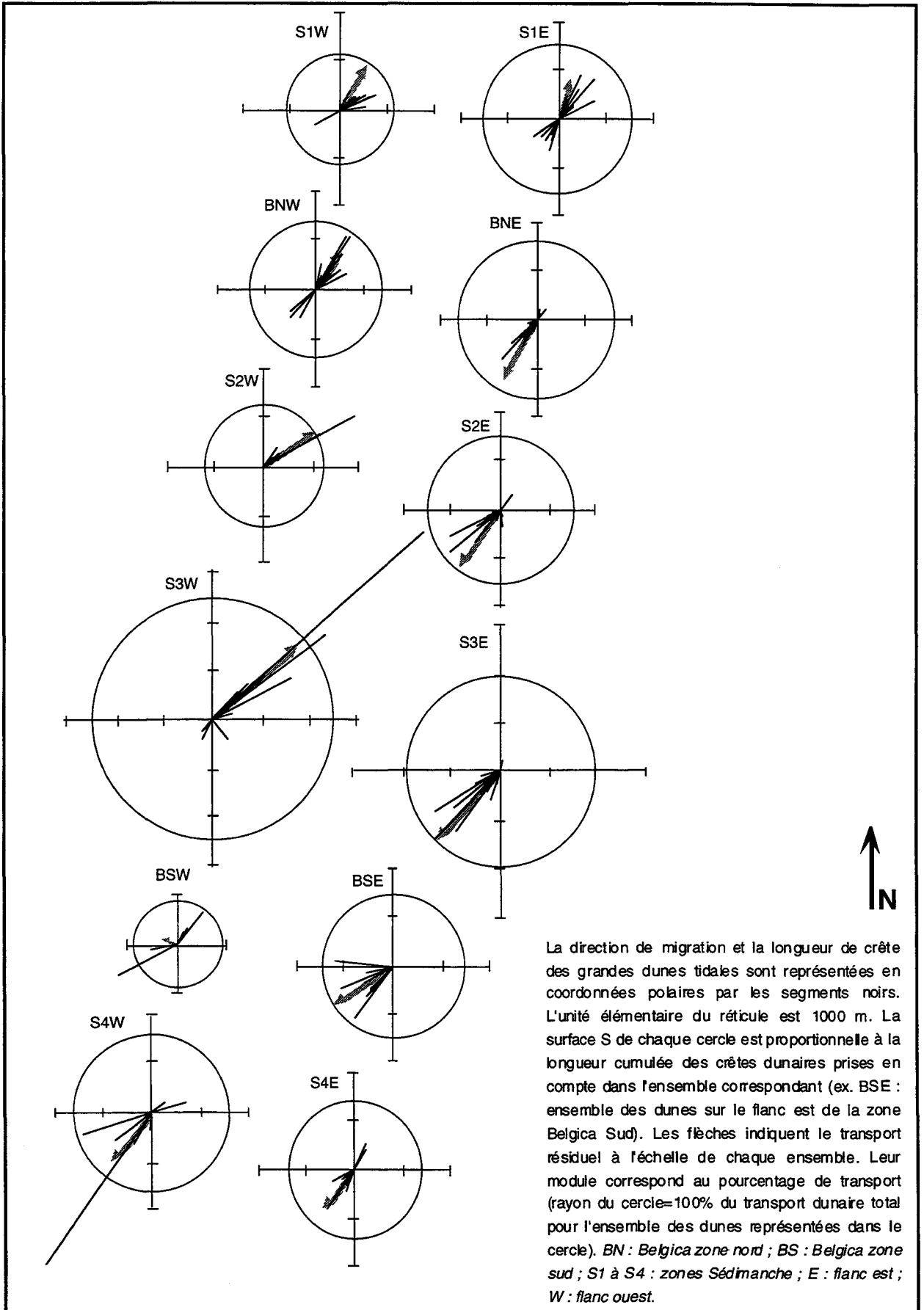


Fig. 72 : Transport résiduel par les dunes du banc du Kaiser, rapporté pour chaque dune dans chaque zone d'étude.

Pour chaque zone, les dunes du flanc est et celles du flanc ouest ont été considérées comme deux ensembles distincts. La direction de migration de chaque dune est pondérée par la longueur de sa crête et reportée en coordonnées polaires (R =longueur de crête) sur les roses de la Fig. 72. Le

transport résiduel correspond pour chaque ensemble à la somme vectorielle des mesures, et représente une *longueur équivalente* de crête dunaire migrant dans une *direction résiduelle*. Les dunes présentant des indications de vergence trop peu claires ou contradictoires ont été éliminées. La somme des données retenues fournit des indications cohérentes [1] à l'intérieur d'un même ensemble, [2] d'une zone à l'autre et [3] d'un flanc à l'autre (Fig. 72).

Trois observations ressortent de cette analyse : [1] La tendance générale est un transport résiduel vers le SW sur le flanc est et vers le NE sur le flanc ouest du banc. Le seul ensemble mettant cette observation en défaut est le flanc ouest de la zone S3, où la direction de transport résiduel n'est pas significative, étant donné le trop faible nombre de mesures. [2] Les terminaisons du banc montrent un transport résiduel "centrifuge", c'est-à-dire vers l'extérieur du banc avec toutefois un pourcentage notable de dunes à vergence SW dans l'ensemble WS1. [3] La résultante des vecteurs de transport résiduel de tous les ensembles est vers le SW. Les mouvements vers le Sud sont de 40% supérieurs aux mouvements vers le Nord (Fig. 73). Le transport résiduel à long terme semble donc globalement dominé par le jusant, comme c'est le cas pour toute la région des approches occidentales de la Manche (Kenyon et Stride, 1970).

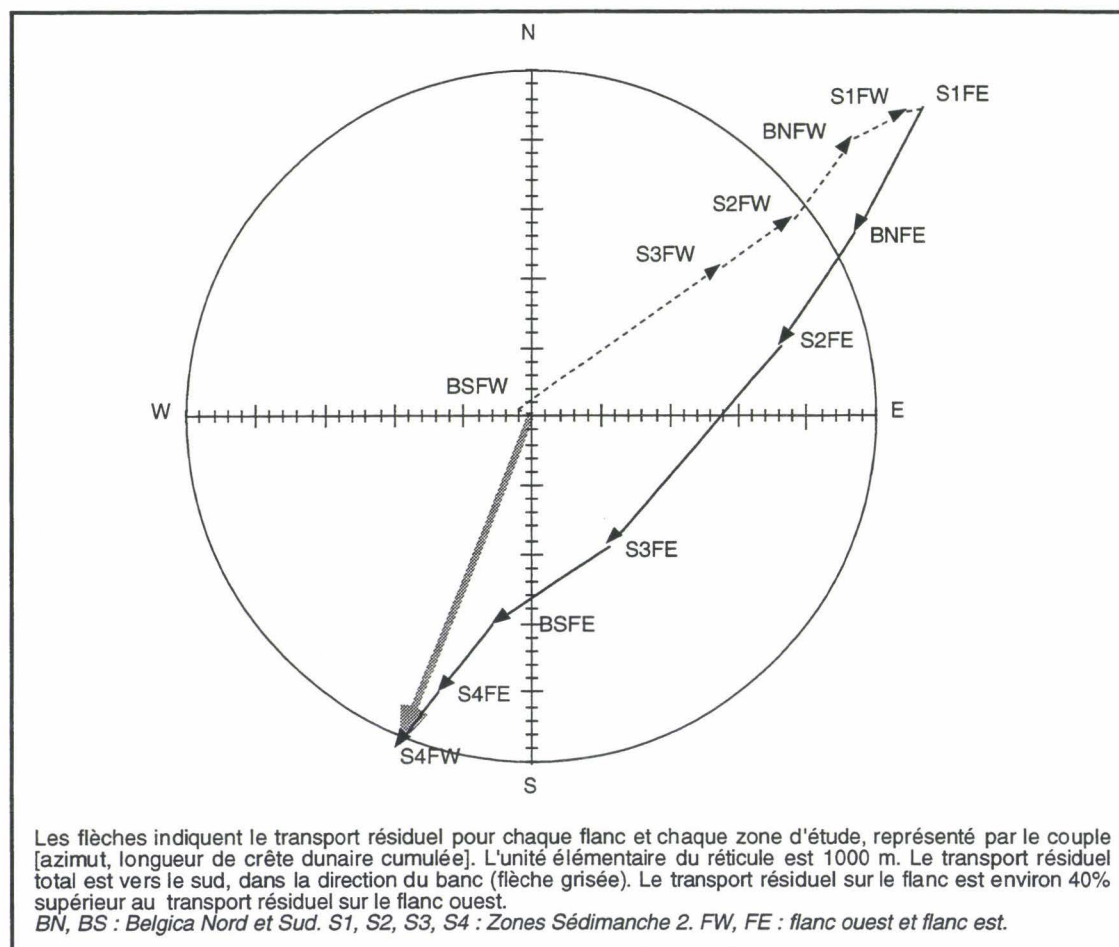


Fig. 73 : Bilan du transport résiduel à l'échelle des grandes dunes tidales du banc du Kaiser.

2. EVOLUTION DU SYSTEME

a. Cause des déséquilibres dans le transport résiduel

1. Inversion de transport

Le transport résiduel à l'échelle de la marge celtique est dominé par le jusant. Le transport résiduel global sur le banc vérifie le schéma établi pour la région celtique (Stride, 1963 ; Kenyon et Stride, 1970). Le changement de sens de transport résiduel d'un flanc à l'autre du banc du Kaiser pourrait s'expliquer par l'obliquité de l'ellipse tidale par rapport au banc (voir Introduction). La prédominance sur le flanc ouest du flot sur le jusant serait alors due à l'accélération du vecteur de flot, en réponse à une tranche d'eau décroissante, et, corrélativement, à une décélération du jusant (Fig. 74A). On a suggéré plus haut que l'effet du relief du banc était probablement faible à cause de sa profondeur. Bouysse *et al.* (1976) remarquent néanmoins une légère augmentation des pics de vitesse des courants tidaux au sommet des bancs. Cela suggère que le schéma décrit par Kenyon *et al.* (1981) pour les bancs tidaux s'appliquerait dans le cas du banc du Kaiser, tant à l'échelle des grandes dunes que des mégarides : le flanc ouest correspondrait au flanc « protégé » du courant

régional dominant (le jusant), et « exposé » au courant régional subordonné (le flot), ce qui contribuerait à un déséquilibre suffisant pour inverser le sens du transport résiduel¹.

2. Zones de convergence et de divergence

A cause [1] de l'obliquité de la direction de transport dunaire par rapport à la direction du banc et [2] de l'inversion de sens du transport résiduel d'un flanc à l'autre, la crête du banc serait une zone de convergence sédimentaire (Fig. 74A). Ne concernant que les particules se déplaçant par charriage sur le fond, ce mouvement convergent n'est pas contradictoire avec la perte "centrifuge" de sédiment fin au sommet du banc par remise en suspension (Fig. 69).

La résultante centrifuge du transport résiduel par charriage au droit des terminaisons du banc (Fig. 72) impliquerait en outre la présence de deux zones de divergence sédimentaire, l'une au Sud du flanc ouest, l'autre au Nord du flanc est (Fig. 75). Cette dernière n'est pas bien marquée, car plusieurs dunes à vergence SW subsistent dans l'ensemble E-S1 (Fig. 72). L'ensemble W-B2 pourrait représenter la zone de divergence sud-ouest, dans la mesure où le transport résiduel y est presque nul.

Il n'y aurait donc pas à proprement parler de « cellule convective » des sédiments superficiels au droit du banc du Kaiser. Trentesaux (1993) arrive à la même conclusion pour le Middelkerke bank (bancs de Flandre), qui serait un système ouvert à ses extrémités.

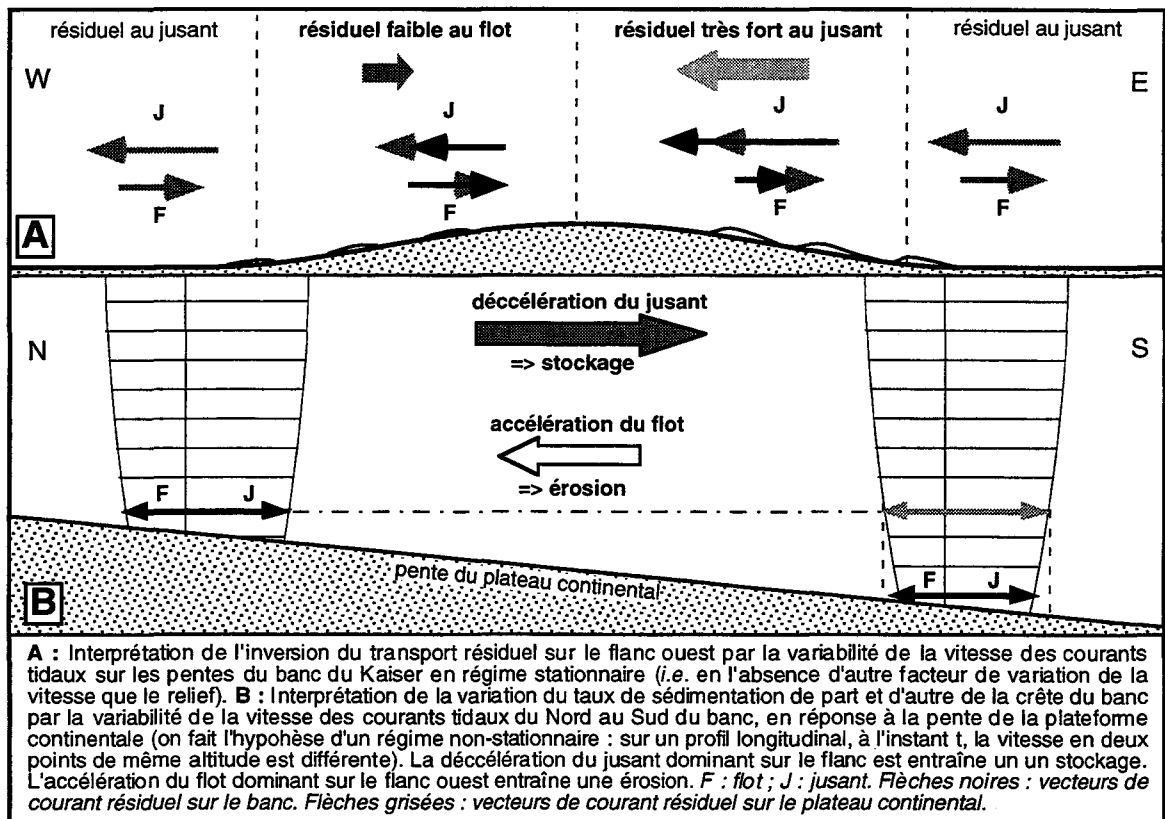


Fig. 74 : Hypothèse pour l'asymétrie EW de la dynamique sédimentaire du banc du Kaiser.

b. Phénomène d'accumulation

1. Causes de l'asymétrie est-ouest

Le flanc E est couvert d'amas sableux et de dunes barkhanoïdes, caractérisées par le type lithologique "bioclastique" (échantillons B5 et B6, voir Chapitre 2), tandis que le flanc ouest montre des rubans sableux, entre lesquels le sédiment est de type lithologique "détritique" (échantillon B1, voir Chapitre 2). Plutôt qu'une variation dans la dynamique des masses d'eau, ce contraste traduit une disponibilité en sables mobiles plus élevée sur le flanc est. Cela expliquerait la présence des rides de houle jusqu'à 150 m sur le flanc est du banc alors qu'elles ne s'étendent pas en-dessous de 140 m sur le flanc ouest. La distribution des domaines de faciès "moucheté" et "linéé" est en accord avec ce schéma. Généralement, le domaine de faciès moucheté correspond à des zones de moins grande

¹ L'inversion du sens de transport sédimentaire d'un flanc à l'autre des bancs parfaitement longitudinaux par rapport au courant pourrait s'expliquer dans le cas où les dépressions relatives entre les bancs se comportaient comme des chenaux dans lesquels la circulation se ferait dans des directions opposées de part et d'autre d'un banc. Ce dispositif est typique des zones intertidales, au niveau de chenaux bordant des barres d'embouchure estuariennes (Swift, 1975 ; Dalrymple *et al.*, 1990), mais pas sur la plateforme distale, où les courants sont beaucoup plus homogènes (Stride *et al.*, 1982).

abondance en placages sableux que le faciès linéé. Or il est localisé préférentiellement dans des secteurs où la disponibilité sédimentaire serait moins importante, c'est-à-dire le flanc ouest, et la partie la plus haute de la crête du banc. A l'opposé, le faciès linéé domine sur le versant est du banc, et dans les zones les plus basses de la crête.

Le flanc ouest présente un bilan sédimentaire négatif, comme le suggère la prédominance de rubans sableux, alors que le flanc est présente un bilan sédimentaire positif, caractérisé par des grandes dunes et des amas sableux à mégarides. Ce contraste pourrait être expliqué par la pente du plateau continental. En effet, le courant de flot est accéléré par la diminution de profondeur lors de sa progression du Sud vers le Nord, tandis qu'inversement le jusant est ralenti lors de sa progression vers le Sud à la faveur d'une décompression de la tranche d'eau (Fig. 74B). A l'échelle du banc, cela implique une accélération du courant résiduel positive en tout point du flanc ouest (flot dominé), et négative en tout point du flanc est (jusant dominé). La conséquence en est une tendance au déficit sédimentaire sur le flanc ouest et au stockage sur flanc est. Ce déséquilibre apparent dans la sédimentation à la surface du banc soulève le problème du bilan des flux à l'échelle du banc.

2. Entrées et sorties à l'échelle du banc

A titre d'hypothèse, que devraient infirmer ou confirmer des études quantitatives, le bilan des transferts par charriage à la surface du banc peut être schématisé selon la Fig. 75. Les transferts à travers la crête seraient dus [1] à l'obliquité de l'ellipse tidale par rapport à l'axe du banc, comme dans le cas des bancs tidaux (voir Introduction), et [2] à la différence de flux d'un flanc à l'autre. Les sédiments rentreraient dans le système par les flancs du banc, et en sortiraient par les extrémités.

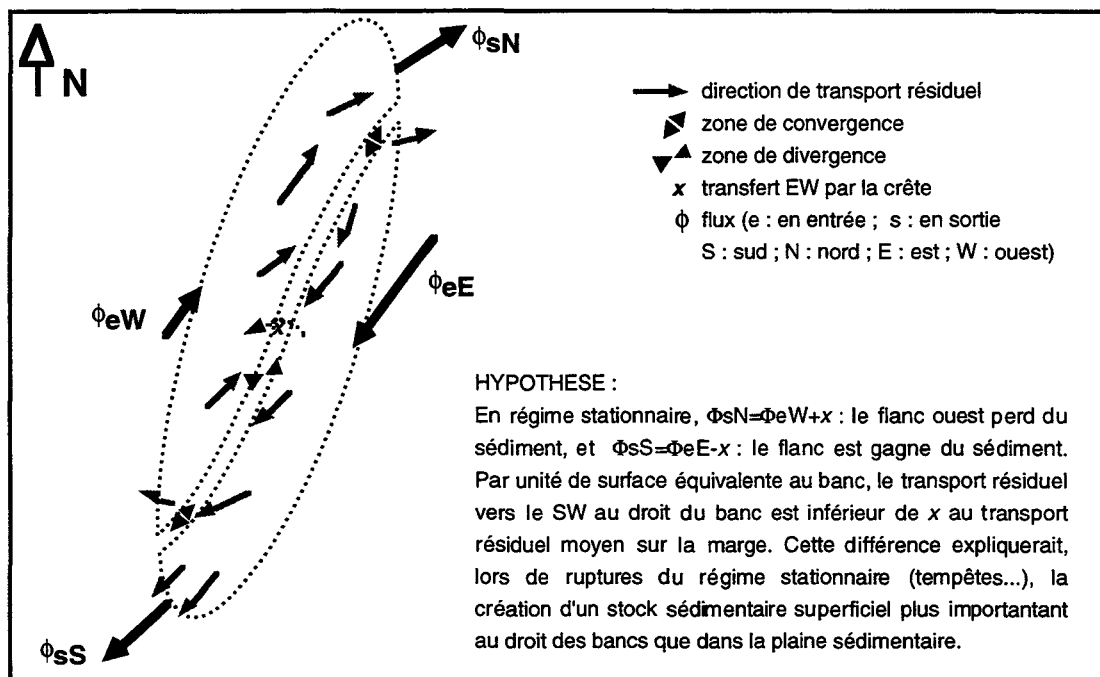


Fig. 75 : Schéma de flux sédimentaire résiduel au droit du banc du Kaiser.

♦Hypothèse de stabilité du banc

Dans l'hypothèse où le banc est stable, et où les grandes dunes tidales sont en équilibre dynamique avec les courants à long terme, deux mécanismes peuvent être invoqués pour expliquer les transferts sédimentaires sur le banc à l'échelle de ces dunes. Cela suppose que le transport se fait en régime stationnaire.

Le premier mécanisme suppose que *le transport est proportionnel à la longueur cumulée de crêtes dunaires*. La balance sédimentaire du flanc ouest semble être plutôt déficitaire (peu de dunes, beaucoup de rubans sableux), alors que celle du flanc est semble excédentaire (beaucoup de dunes et de mégarides). Ce contraste reflète un dépôt résiduel plus important sur le flanc est que sur le flanc ouest. Cependant, le flux en sortie du système doit évaluer le flux en entrée. D'après [1] la continuité de certaines chaînes dunaires entre les deux flancs du banc au niveau des passes, et [2] la convergence des dunes vers le sommet du banc, une partie (x) du sable en mouvement sur le flanc ouest pourrait provenir du flanc est via la crête du banc. Cet apport du flanc est sur le flanc ouest serait repris dans le transport vers le Nord, de sorte que le flux sédimentaire sur le banc serait légèrement inférieur à celui sur le plateau continental.

Le deuxième mécanisme part en revanche du postulat que *la longueur cumulée des crêtes dunaires n'est qu'une fonction de la disponibilité sédimentaire*. La prédominance du transport résiduel vers le SW pourrait alors être surestimée, dans la mesure où la plus grande quantité de dunes sur le flanc est ne traduirait qu'une plus grande abondance de sédiment transportable.

Réciproquement le transport résiduel vers le NE pourrait être plus important qu'il n'y paraît. Le déséquilibre dans la mobilité sédimentaire sur les deux flancs du banc serait lié soit [1] à un contraste lithologique : la bioturbation et la granulométrie peuvent varier, soit [2] à un contraste dynamique : la houle pourrait intervenir préférentiellement sur le flanc ouest, qui subirait un vannage dont le produit irait se déposer sur le flanc est, conformément au modèle de Smith (1970). Nos prélèvements ne permettent cependant pas de mettre en évidence un tel contraste granulométrique.

◆ **Hypothèse d'instabilité du banc**

La variation du flux sédimentaire sur la marge au niveau des bancs pourrait expliquer le stockage de sédiment dans le système à la faveur de ruptures du régime stationnaire (Fig. 75). La conséquence en serait un accroissement à long terme du volume du banc. La carte du banc du Kaiser rapportée par Bouysse *et al.* (1976) ne présente pas de différences significatives avec la carte bathymétrique reconstituée à partir des données de sondeur multifaisceaux. Ceci tendrait à prouver que le banc est stable à l'échelle d'une vingtaine d'années dans ses grands traits. Cependant la faible précision du positionnement des minutes de sonde sur la carte de 1976 ne permet pas de juger de l'évolution topographique du banc à l'échelle infrahectométrique (Fig. 76).

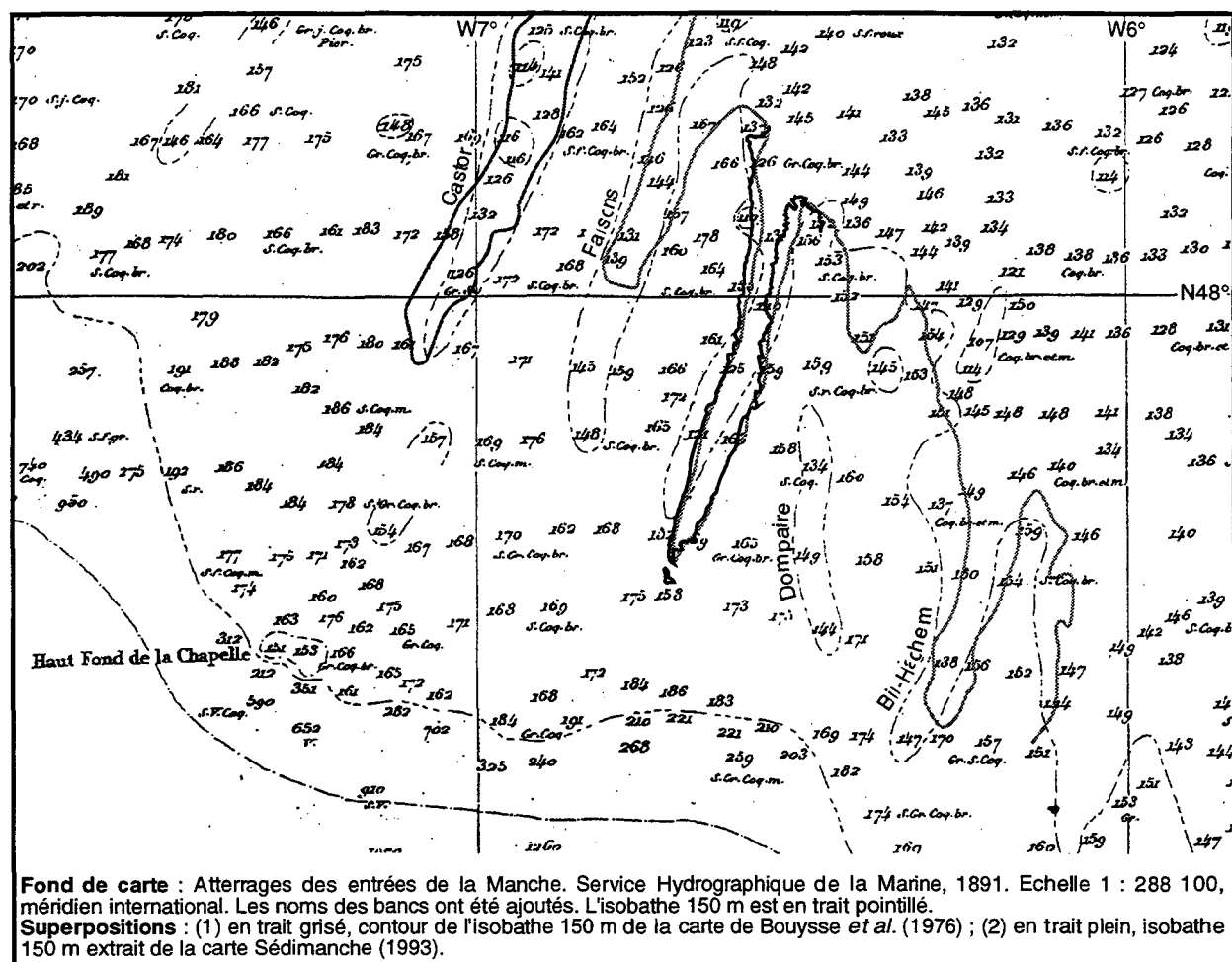


Fig. 76 : Superposition de trois cartes bathymétriques établies dans la zone du Kaiser depuis un siècle (avec les mêmes ellipsoïdes de projection).

Même à l'échelle centennale, il serait fortuit de prédire la stabilité ou la mobilité du banc, car les cartes réalisées à la fin du siècle dernier dans le secteur sont trop peu fiables du point de vue des contours, à cause d'une faible densité de mesures de sonde (Fig. 76). D'après la carte de 1891, il semblerait néanmoins que la position des bancs soit globalement inchangée. C'est également ce qui ressort des comparaisons de cartes bathymétriques établies sur les bancs de Flandre depuis trois siècles, et cependant l'étude sismique révèle que certains de ces bancs migrent activement vers la côte (Trentesaux, 1993). Cela montre qu'à une échelle historique il est délicat de rendre compte des processus géologiques, y-compris les plus rapides. A l'issue de l'étude de la dynamique superficielle

¹ Les points culminants des moitiés nord et sud du banc du Kaiser sont respectivement cotées à -121 m et -118 m sur la carte multifaisceaux Sédimanche, -125 m et -120 m sur la carte de Bouysse *et al.* (1976), et enfin -110 m et -121 m sur la carte SHOM de 1891. Etant donné les marges d'erreur associées (1) aux mesures anciennes et (2) au lois utilisées pour les corriger des effets de la marée, on ne peut conclure à une modification centennale du banc, même à l'échelle décennale.

du banc du Kaiser, on voit que seule une analyse des structures internes doit permettre de trancher sur la dynamique à long terme des bancs celtiques.

DEUXIÈME PARTIE

DYNAMIQUE ANCIENNE DU BANC DU KAISER, MER CELTIQUE MÉRIDIONALE

« Elle eut cette fois l'impression de contempler les entrailles de la Terre. Non pas les cavités laissées vacantes par l'évaporation des eaux ou par la désertion des morts, mais les sombres strates truffées de caillasses, étroitement tassées, sans le moindre interstice entre elles, et pour cela même à jamais indistinctes à l'oeil humain. »

Ismail KADARE
Le Concert

CHAPITRE 4 : PRÉSENTATION DU SUBSTRATUM DU BANC DU KAISER

Abstract. - Long-term evolution of the Western Approaches trough is controlled by tectonics. The main basin is split into smaller basins, the evolution of which is linked to the reactivation of Cadomian to Variscan N70°-trending faults (Fig. 77; Ziegler, 1987b). These basins formed as grabens in Permian time, as a consequence of the Variscan collision, and were filled during Triassic/early Jurassic subsidence (*in* Evans, 1990). The middle Jurassic is a period of ubiquitous marine sedimentation in the Celtic basins, which were connected to the London-Paris basin. The opening of the Atlantic Ocean during the upper Jurassic led to emergence and erosion of most Jurassic sediments on the shelf. Sedimentation happened thereafter in a context of tilted blocs, until the appearance of oceanic crust in the Aptian (Fig. 78; Montadert *et al.*, 1979). Up to the middle Eocene, a weak but continuous isostatic subsidence associated with ageing of the adjacent oceanic plate favoured sedimentation of chalk in the western trough. Alpine tectogenesis affected the evolution of the trough at three times (Ziegler, 1987a). [1] In middle Eocene, the subduction of the Atlantic plate under the northern Iberian plate gave rise to inversion of the Celtic basins, which were tilted to the SW. In the Kaiser Bank area, erosion reached Cretaceous levels during Oligocene time. [2] In the middle Miocene, the Pyrenean orogenic phase caused the remaining peneplanation of the Armorican and Cornubian massifs, causing high rates of terrigenous-sediment flux into the adjacent marine basins. [3] In the upper Miocene, the Alpine phase gave rise to a renewed inversion of the Celtic basins, leading to emergence of the outer shelf during the Pliocene. During the Quaternary, the margin subsided discontinuously.

At shorter time scales, the architecture of the margin is related to relative sea-level changes. Plio-Quaternary eustatic sea-level changes are of 3rd- to 5th-order duration according to Haq *et al.* (1988; Fig. 79a). At the 3rd-order scale (1-3 MA), a general 40 m lowering is observed since the late Miocene (Shackleton and Opdyke, 1977). Over this period, 5th-order glacioeustatic fluctuations (20 ka period) are about 30-50 m (Fig. 79b). Fourth-order (100 ka period) glacioeustatic fluctuations started at 0.9 Ma. The amount of glacioisostatic compensation that the study area experienced depends on the model used. As a result, the maximum later Pleistocene lowstands would have been either at -120 m (Lambeck, 1995) or -160 m (assuming there was a peripheral isostatic bulge; Wingfield, 1995). Comparisons of the water-depth of Plio-Pleistocene formations in Cornwall, the Celtic Sea, and western Brittany provide evidence for coherent differential variation of relative sea level during this period throughout the area. Differences are attributed to the relative influence of Alpine tectonic movements. In the Western Approaches, these relative sea-level changes are characterized by: [1] a 150 to 300 m sea-level fall during the early to middle Pliocene; and [2] an equivalent subsidence from the late Pliocene to the early Pleistocene. Absence of raised beaches around Brittany suggests that subsidence stopped in the early late Pleistocene (Morzadec-Kerfourn, 1990).

On the outer shelf, Neogene strata are characterized by the stacking of several lowstand wedges (Bouysse *et al.*, 1975; Evans and Hughes, 1984; SEDIMANCHE1 cruise). The Miocene succession consists of two of these formations (Fig. 83): [1] at the base, the Jones Formation consists of calcilutites (palaeobathymetry 100-200 m) that form a 180 m thick landward stepping wedge resting on the regional, Oligocene hiatal surface; and [2] at the top, the Cockburn Formation consists of poorly consolidated calcarenites, corresponding to a 150 m thick delta that is eroded at the top by the late-Miocene inversion surface. The Pliocene wedge is termed the Lower Little Sole Formation, which is located seaward of the Cockburn Formation (a "perched prism"). It contains in its upper part several generations of buried canyons (Fig. 84).

The Quaternary is characterized by glacial deposits in the Celtic Banks area (isolated mound-like deposits of rafted debris; Hamilton *et al.*, 1980), by well sorted silty clays containing abundant ostracods, and by a quasi-ubiquitous thin gravel lag that was formed by winnowing of fluvio-glacial deposits during the Flandrian transgression (layer B that separates the Celtic Banks "Melville" Formation from surficial sediments; Pantin and Evans, 1984). Pleistocene deposits consist of: [1] Channelized formations: the Upper Little Sole Formation in the English sector (Evans and Hughes, 1984) and incised-valley fills in the French sector (Fig. 86a; Bouysse *et al.*, 1976; Vanhauwaert, 1993). These 30-50 m thick deposits are disconnected from: (i) the Armorican coastal valleys by a regional peneplanation surface (Quesney, 1983) that is interpreted as having formed during several transgressive-regressive cycles during the Quaternary (Pantin and Evans, 1984); and (ii) the shelf-break canyons (Kenyon *et al.*, 1978). The youngest deposits within the external channelized formations occurred in a marine setting (50 m water depth at least) as early as the early Pleistocene (Evans and Hughes, 1984). [2] Infill of enclosed deeps, such as the Celtic Deep (*in* Evans, 1990) and the Hurd Deep (Lericolais *et al.*, 1995), consisting of glacial sediments at the base and fluvio-marine deposits at the top. [3] The Celtic Banks "Melville" Formation (Bouysse *et al.*, 1976), interpreted up to now as Flandrian (20 ka) tidal sands overlying an older "core" (Pantin and Evans, 1984). This interpretation, which is essentially based on low-resolution sparker and boomer profiles from the 1970's (Fig. 88), is questioned here, with particular emphasis on the genetic relationship between the channelized formations beneath the banks and the banks themselves, which appear to be superimposed on the main valley axis (Vanhauwaert, 1993; Fig. 86b).

1. CONTROLES DE LA SEDIMENTATION

A. CONTROLE STRUCTURAL

1. STRUCTURATION DU BASSIN DES APPROCHES DE LA MANCHE

La Manche orientale et la Manche occidentale, séparées par le horst Cotentin-Start Point, ont des directions structurales différentes (Fig. 76A). Axé sur la direction N170°, le horst Cotentin-Start Point est la prolongation sud d'une zone complexe de décrochements varisques cornubiens, appartenant à la même famille que les failles du Pays de Bray et de Rouen-Sennely, qui sont reliées vers le Sud au Sillon Houiller du Massif Central (Fig. 76A).

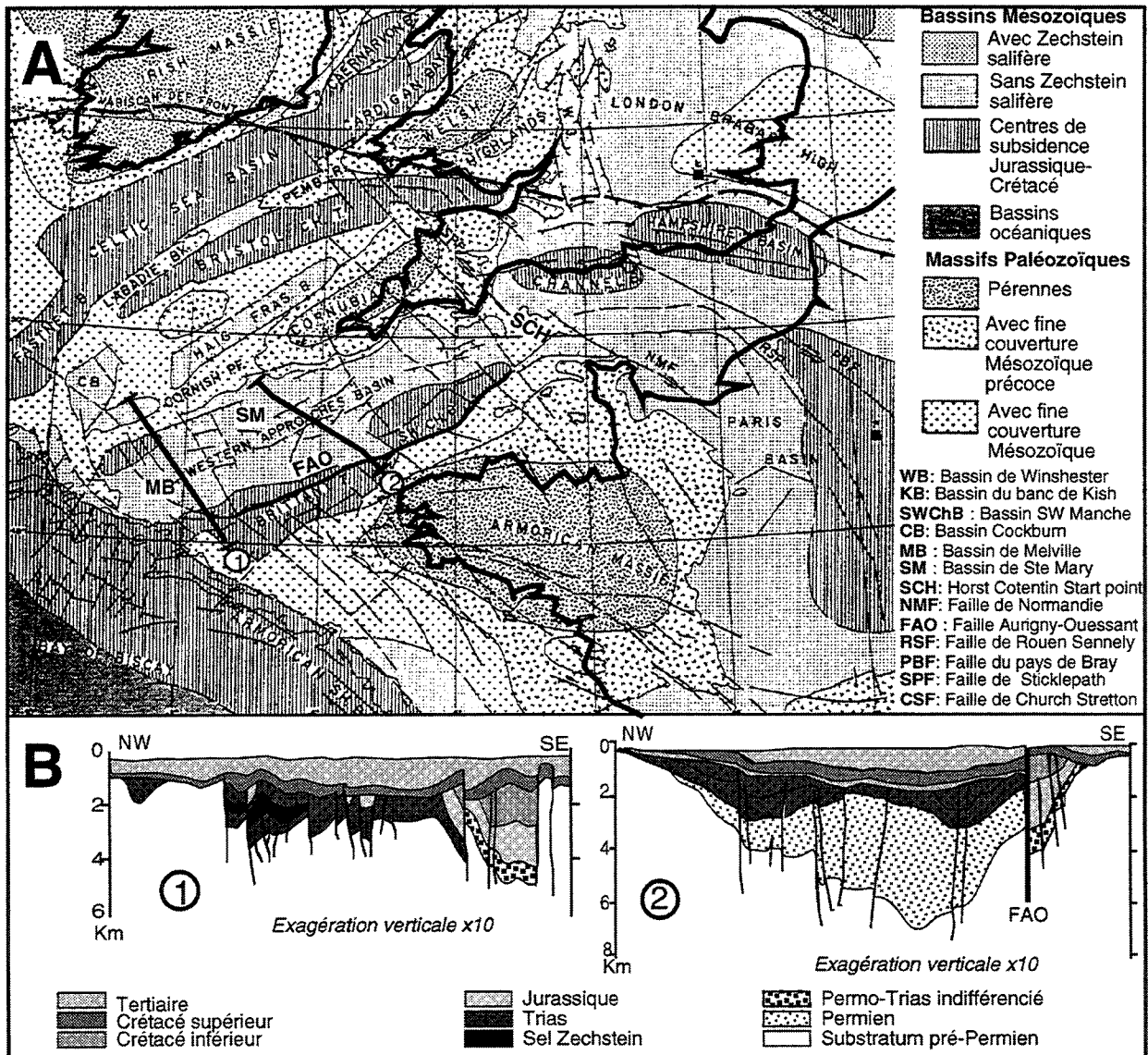


Fig. 76 : A - Synthèse structurale de la région celtique (Ziegler, 1987a). B - Coupes dans les bassins de Mer Celtique méridionale (in Evans, 1990).

La Manche occidentale a une évolution structurale liée aux tectogenèses varisque et alpine (Ziegler, 1987a). L'axe principal de la structuration (N70°) est celui de la suture calédonono-varisque, représenté par le linéament ultramafique du Lizard. La direction N70° est également celle des failles découpant les blocs nord-armoricain (tectogenèses cadomienne à varisque) et cornubien (tectogenèses calédonienne et varisque), dont la plus importante est la zone faillée Aurigny-Ouessant, dans l'axe de la Manche occidentale (Fig. 76B). Cette zone faillée, qui contient des ophiolites ([Lefort et Segoufin, 1978] in Evans, 1990), a un rôle prépondérant dans l'histoire de la Manche occidentale (Ziegler, 1987b) et ce jusqu'au Quaternaire (Lericolais *et al.*, 1995). Elle est toujours active ([Mourant, 1931] in Evans, 1990). Les blocs armoricain et cornubien sont chacun bordés au Nord par une série de bassins allongés dans l'axe de structuration N70° : au NW de la Cornouailles les bassins celtiques, et au SW le bassin des Approches de la Manche (Fig. 76A). Le bassin des

Approches de la Manche est séparé en plusieurs sous-bassins : au Sud de la faille Aurigny-Ouessant le bassin de Bretagne; au nord de cette faille d'Est en Ouest le bassin SW Manche, le bassin S^e Mary et le bassin de Melville (Fig. 77A).

Les bassins des Approches occidentales sont ouverts au Permien en contre-coup de la tectogenèse varisque (Fig. 77B), qui génère des rifts le long de décrochements dextres N70° (Fig. 77A). Ils sont caractérisés par des intrusions granitiques et leur effondrement rapide induit une sédimentation de plus de 4000 m au dépôt-centre. Les accidents bordiers sont réactivés en transpression au Trias, qui constitue la phase de comblement des grabens. La subsidence tectonique des grabens est stoppée à la fin du Trias dans le bassin SW Manche, alors qu'elle se poursuit jusqu'au Pliensbachien à l'ouest dans le bassin de Melville, et au Sud de l'accident d'Aurigny-Ouessant dans le bassin de Bretagne (Fig. 77B). A la fin du Jurassique inférieur, sous l'effet d'une subsidence thermique générale et d'une transgression eustatique, une sédimentation marine ubiquiste s'installe dans tout le bassin, générant 1000 m de dépôts, et présidant à la connexion entre les bassins celtiques, le bassin de Paris et le bassin de Londres (Fig. 77A).

2. PHASES TECTONIQUES MAJEURES

a. Ouverture de l'Atlantique

Au Jurassique moyen débute un épisode de compression, qui entraîne au Jurassique supérieur une surrection des bassins celtiques et des Approches de la Manche (*in* Evans, 1990). Au Crétacé inférieur, cette surrection produit dans le Nord du bassin une érosion des formations jurassiques (Fig. 77). A la même période, la sédimentation reprend au Sud de la faille Aurigny-Ouessant, à la faveur d'un rejeu de cet accident en décrochement sénestre ([Hillis, 1988] *in* Evans, 1990). Selon la plupart des auteurs, cet épisode tectonique est lié à l'ouverture de l'Atlantique. Cette hypothèse expliquerait la création de blocs basculés vers l'Est, limités à la base par des failles listriques et comblés en demi-grabens (Fig. 78). Cependant, d'après Vaillant (1988), ces blocs ne sont pas basculés parallèlement à la marge, et l'extension post-rifting est relativement faible. Le développement des demi-grabens serait stoppé dès l'Aptien, c'est à dire au moment de l'océanisation (Montadert *et al.*, 1979). La limite entre la croûte continentale et la croûte océanique est située 200 km à l'Ouest de la rupture de pente de la plateforme actuelle. Le refroidissement de la croûte océanique et la relaxation isostatique entraînent une subsidence importante de la nouvelle marge, qui a une influence exponentiellement décroissante jusqu'au Paléogène (*in* Evans, 1990), et à la faveur de laquelle 500 m de craie sont déposés dans les bassins celtiques.

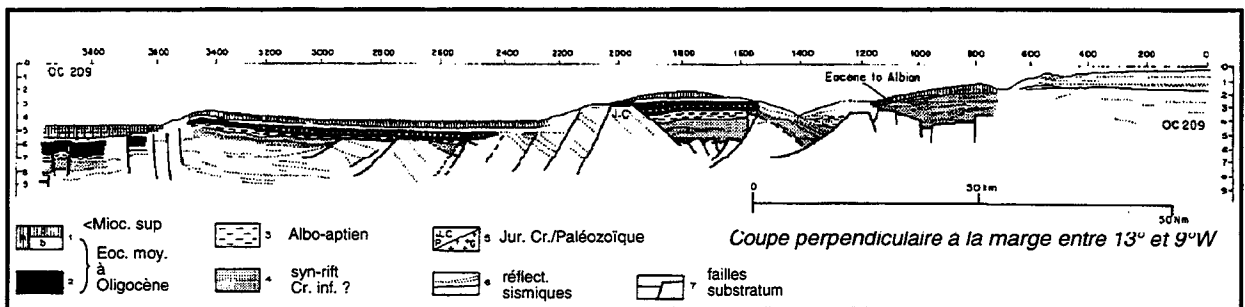


Fig. 78 : Coupe perpendiculaire à la marge celtique (Montadert *et al.*, 1979).

b. Orogène alpin

Au Cénozoïque, la structuration est marquée par l'antagonisme entre l'extension liée au vieillissement de la marge atlantique, et l'orogène alpin qui induit trois phases tectoniques compressives à l'Eocène moyen, au Miocène moyen et au Miocène supérieur ([Muir Wood, 1989] *in* Evans, 1990). Les premiers signes de la compression se manifestent par une surface d'érosion ubiquiste dans la craie paléocène. L'inversion des bassins celtiques selon un mécanisme décrit par Beach ([1987] *in* Evans, 1990) serait à relier avec la subduction de la plaque Atlantique sous la marge nord-ibérique à l'Eocène moyen. L'inversion des Approches de la Manche survient ultérieurement. Elle se manifeste par des *flower structures* dans l'Oligocène inférieur (résultat de la mission Sédimanche 1), et produit une érosion plus importante au Sud (où l'incision, très irrégulière, atteint le Crétacé) qu'au Nord (où les dépôts Paléogènes sont épais ([Hall, 1986] *in* Evans, 1990). L'érosion est par ailleurs plus importante à l'Est du bassin (800-1300 m) qu'à l'Ouest (400-800 m), ce qui traduit un basculement général de la plateforme vers le NW de la marge. Cette tectonique n'induit pas de déformation plicative en bordure de marge, mais un plissement est observé en amont. Le mouvement compressif se transmet au bassin breton à l'Oligocène moyen, où se développerait un anticlinorium de 3000 m d'altitude (Ziegler, 1987b). L'érosion de cet anticlinorium génère une série de bassins à l'Oligocène supérieur sur la bordure nord-armoricaine ([Wilkinson *et al.*, 1980] *in* Evans, 1990).

Au Miocène moyen, la phase pyrénéenne induit une surrection générale de la Bretagne et de la Cornouailles, dont les pénélaines se développent dans leur configuration actuelle. Cette phase

produit une surface d'érosion au toit du Miocène moyen (formation Jones, voir ci-après). La phase alpine (Miocène supérieur) correspond à une surrection de 100 m dans tout le bassin de Paris, et à une compression en Manche, croissante vers l'Ouest (*in* Evans, 1990). L'inversion est maximale vers la bordure de la plateforme, où elle est responsable de l'émergence du bassin des Approches occidentales, et du hiatus pliocène. La pente structurale vers le SW, présente à la base du Miocène moyen (formation Jones), est attribuée à un basculement vers le SW de la marge associé à la phase alpine. La tectonique "alpine" se poursuivrait jusqu'au début du Quaternaire, des failles étant mises en évidence dans la formation des vallées de Mer Celtique méridionale (Vanhauwaert, 1993).

Pendant la majeure partie du Quaternaire, la plateforme distale est subsidente. La subsidence de la zone celtique est associée à un nouveau basculement vers le SW de la plateforme. Celui-ci est post-pliocène, comme le montrent : [1] l'obliquité de l'axe d'écoulement des vallées incisées au toit du Miocène supérieur par rapport à la pente actuelle de la plateforme (Bouysse *et al.*, 1976) ; [2] la présence d'une flexure axée NW-SE affectant tous les dépôts (Evans et Hughes, 1984) ; [3] la présence de slumps post-miocènes dans des blocs basculés de la pente continentale, à 20 km de la bordure du plateau (*in* Evans et Hughes, 1984). L'axe du basculement est parallèle à la direction du plan de contact entre les séries pré- et post-rift, ce qui suggère un contrôle du mouvement par l'expansion atlantique ([Officier et Drake, 1982] *in* Evans et Hughes, 1984).

B. VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF

Le niveau marin relatif correspond à la différence entre le niveau de l'interface air/eau (ou niveau eustatique) et le niveau de l'interface eau/sédiment, qui tient compte du niveau du sous-bassement, intégrant une valeur tectonique et une valeur isostatique de surcharge sédimentaire, et de la vitesse de sédimentation. Cette rubrique vise à reconstituer les variations du niveau marin relatif en Mer Celtique au Plioquaternaire, dans la mesure où c'est sur cette période que nous nous focaliserons plus particulièrement par la suite.

1. VARIATIONS EUSTATIQUES

a. Mécanisme

Les variations eustatiques au Plio-Quaternaire sont principalement gouvernées par le climat : sur une durée de 5 MA, la variation de volume des bassins océaniques associée à la tectonique des plaques est faible, et c'est principalement le volume des masses d'eau océaniques qui détermine la variation eustatique. Or ce volume est inversement proportionnel au volume des calottes de glace, qui apparaissent vers 14 MA en Antarctique et 3 MA dans l'hémisphère nord (Shackleton et Opdyke, 1977). Le refroidissement du climat à l'échelle du Plio-Quaternaire entraîne une chute glacioeustatique d'environ 40 m (Shackleton et Opdyke, 1977 ; Blackwelder, 1981). Cette chute exprime la variation eustatique d'ordre 2 selon la charte de Haq *et al.* (1988 ; Fig. 79).

A plus court terme, le volume des glaces durant les derniers 5 MA varie cycliquement avec une amplitude croissante, en réponse aux variations de l'insolation globale. Ce signal climatique peut être décomposé en plusieurs sinusoïdes, dont deux influencent principalement le glacioeustatisme : la précession des équinoxes (20 KA) et l'excentricité de l'écliptique (100 KA). Dans la courbe de Haq *et al.* (1988), la période de 100 KA correspondrait aux variations eustatiques d'ordre 4 et la période de 20 KA aux variations d'ordre 5.

b. Amplitude

Les oscillations glacioeustatiques d'ordre 5 se mettent en place dès 3 MA (Shackleton et Opdyke, 1977), et se marquent dans la sédimentation de la marge celtique (De Graciansky et Poag, 1985 ; Auffret, 1983). Elles présentent des amplitudes de 40 m maximum (Fig. 79B). Vers 900 KA, des variations d'ordre 4 se superposent aux variations d'ordre 5. L'amplitude eustatique associée à l'ordre 4 est de 100 m en moyenne, d'après les isotopes de l'oxygène¹ (Fig. 79B). Les oscillations d'ordre 4 auraient néanmoins une amplitude légèrement croissante jusqu'au dernier maximum glaciaire (Imbrie *et al.*, 1984). Cependant, plusieurs auteurs indiquent un minimum eustatique au maximum glaciaire du Mindel (0,4 MA : Berggren, 1972 ; Williams, 1988).

¹ Les variations de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères contenus dans les sédiments abyssaux traduisent le fractionnement isotopique de l'oxygène par les organismes en réponse à un changement de composition isotopique de même sens dans leur biotope. Elles reflètent les alternances de périodes glaciaires et interglaciaires (Craig et Gordon, 1965). Les stades glaciaires correspondent à des périodes de développement des glaces polaires (pauvres en O¹⁸) corrélés à un enrichissement de l'eau de mer en O¹⁸. Des fonctions de transfert permettent de relier le signal isotopique des organismes fossiles à la composition de l'eau de mer lorsqu'ils se sont formés. Des sommations de courbes isotopiques représentant les variations à diverses latitudes dans les cinq océans ont permis de définir le signal isotopique global SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984). La stratigraphie isotopique de l'oxygène, bien calibrée sur 700 KA et étendue au Pliocène, est aujourd'hui utilisée pour reconstituer [1] les paléotempératures ; [2] les variations eustatiques du niveau marin. Le calage eustatique du signal isotopique a été confirmé sur la période 0-140 KA par datation de terrasses coralliennes (Chappell et Shackleton, 1986).

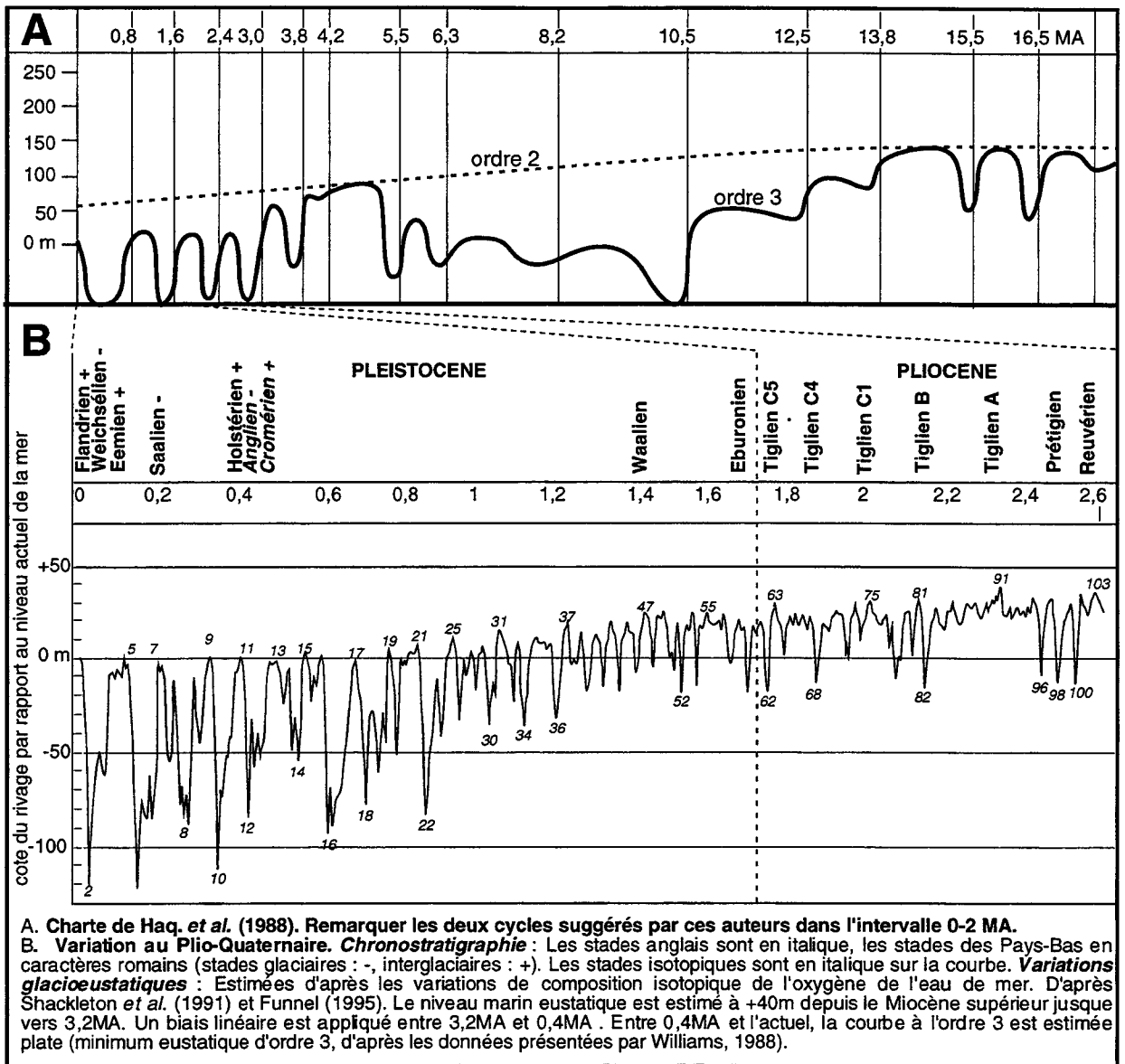


Fig. 79 : Variations du niveau marin eustatique.

L'interprétation des isotopes, la plus largement admise actuellement, s'oppose à l'hypothèse de niveaux eustatiques plus bas que 150 m environ au Quaternaire. Elle est cependant mise en doute par la présence de terrasses, qui jalonnent les plateaux continentaux externes des principales marges passives entre -140 et -240 m de profondeur. Pinot ([1974] *in* Evans, 1990) note la présence de cuestas pléistocènes à -205 m au large de la Bretagne. Pratt et Dill (1974) retrouvent ces terrasses à des profondeurs identiques sur différentes marges continentales. Elles seraient le produit de l'érosion par la houle¹ lors des périodes de bas niveau eustatique d'ordre 4. La fiabilité de cette hypothèse demeure faible dans la mesure où les terrasses les plus anciennes ont pu s'enfoncer sous l'effet de la subsidence.

2. MOUVEMENTS DU SOUBASSEMENT

a. A court terme (KA)

1. Phénomène de glacioisostasie

Sur les marges continentales, le facteur de variation le plus à même de perturber le signal eustatique d'ordre 4 et 5 est l'isostasie glaciaire. Sous l'effet de la surcharge des glaces, le substratum

¹ La terrasse la moins profonde serait attribuée à la chute eustatique du dernier maximum glaciaire (20 000 ans), et la terrasse la plus profonde à la chute eustatique maximale quaternaire vers -200 m (Pratt et Dill, 1974). Pour Boillot ([1964] *in* Quesney, 1983), une chute eustatique à -250 m expliquerait l'incision des vallées et des fosses de la Manche. D'après les travaux de Flinn [1964-1969] sur le plateau des Shetlands, de Galloway [1970] sur la marge Australienne, et de Schideler et Swift [1977] sur la marge Est-américaine, une telle chute serait anté-quaternaire (*in* Pratt et Dill, 1974).

subit un *enfouissement isostatique* au droit des calottes de glace. L'allègement lié à la fonte des calottes produit un *rebond isostatique*. L'effet en est une augmentation du niveau marin relatif pendant les glaciations¹, et une baisse pendant la déglaciation (Fig. 80). L'altitude des plages fossiles situées au voisinage des centres de charge glaciaire montrent que les variations glacio-isostatique et glacio-eustatique du niveau marin sont opposées, légèrement déphasées, et que la variation glacio-isostatique a une amplitude 4 à 5 fois plus importante que la variation glacio-eustatique (*in Devoy, 1995*). A la périphérie des calottes, la variation eustatique s'amortit (Fig. 80).

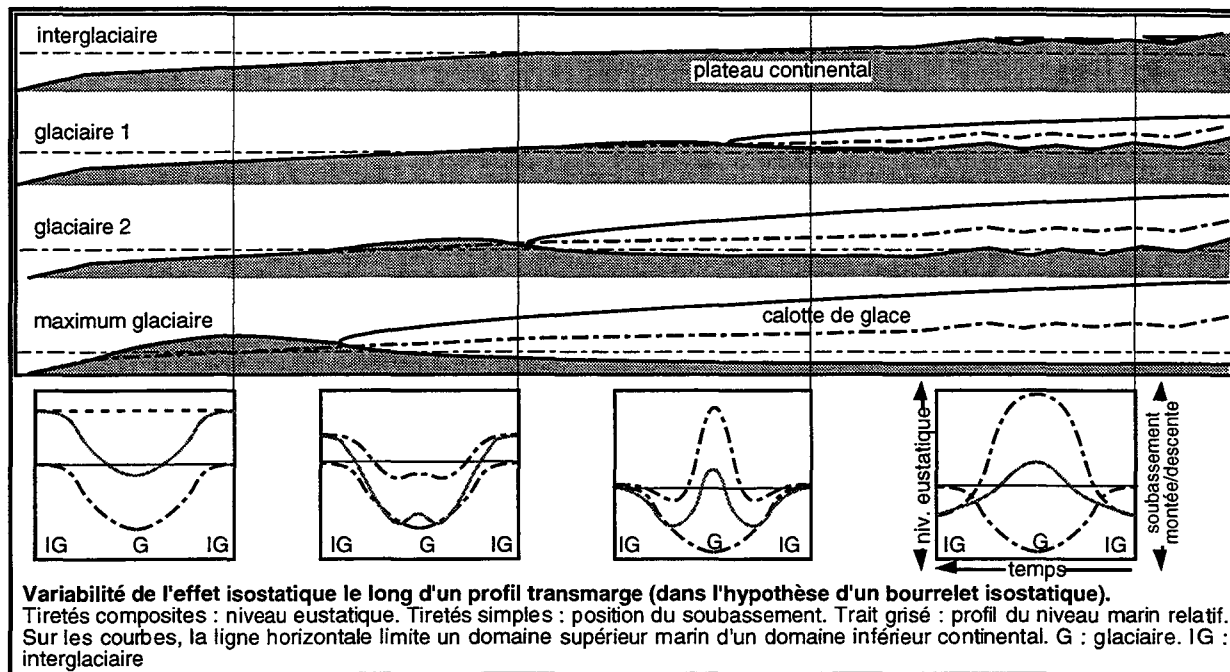


Fig. 80 : Effets glacioisostatiques.

Les indices paléobathymétriques côtiers et sous-marins du pourtour des îles britanniques montrent une évolution du niveau marin relatif depuis 20 000 ans qui est fonction de la latitude. Au Sud, dans la zone jamais atteinte par la calotte glaciaire, l'évolution traduit précisément la transgression glacio-eustatique flandrienne (de -120 m à 0 m). Au Nord, à l'aplomb des centres d'englacement, la transgression n'est sensible qu'entre 8 000 et 5 000 BP. C'est la période pendant laquelle la vitesse de remontée eustatique est plus élevée que la vitesse de remontée du substratum. Auparavant, c'est une régression importante qu'on observe dans les niveaux marins relatifs (*in Devoy, 1995*).

2. Modèles de compensation glacioisostatique

Des modèles viscoélastiques de déformation lithosphérique rendent bien compte des observations pour la calotte glaciaire britannique (*in Devoy, 1995*). Dans le secteur du banc du Kaiser, le modèle de Lambeck (1995), qui intègre également les influences des calottes Laurentide et Scandinave, montre une transgression de -120 à 0 m entre 16 KA et l'actuel, c'est-à-dire contrôlée par le seul facteur eustatique. Ce résultat va dans le sens de l'hypothèse de Larssonneur (1971), qui suggérerait que les effets glacio- et hydro-isostatiques s'annulent dans cette zone. En revanche, selon une hypothèse plus ancienne ([Daly, 1934] *in Devoy, 1995*), argumentée récemment pour les calottes glaciaires antarctique et canadienne ([Drewry, 1983] *in Devoy, 1995*), la déformation atteindrait l'asthénosphère, et le volume crustal déplacé par l'enfoncement glaciaire se retrouverait sous la forme d'un *bourrelet isostatique* (Fig. 80). Cela impliquerait une chute du niveau marin relatif qui s'ajouterait à la chute glacio-eustatique. Des observations récentes en mer d'Irlande ont conduit Wingfield (1995) à reprendre l'idée d'un bourrelet isostatique à fort relief, induisant des chutes de niveau marin très fortes et diachrones du Sud vers le Nord². Dans le modèle géométrique de Wingfield (1995), les effets seraient maximum dans la zone sud des bancs celtiques, induisant une

¹ En période de glaciation, les effets d'enfoncement isostatique sont croissants en direction de la calotte glaciaire : cela expliquerait les « bas » niveaux marins glaciaires marqués par des plages émergées à +40 m en Manche orientale (au voisinage de la calotte glaciaire des îles britanniques), tandis qu'ils sont inférieurs à -50 m en Manche occidentale, et que les hauts niveaux marins interglaciaires sont stables à 3 m près dans tout le secteur de la Manche (D. Keen, comm. pers.).

² De nombreux sites montrent en effet une surélévation précoce du pourtour britannique lors de la déglaciation, non prédite par le modèle de Lambeck ([Rose *et al.*, 1993] *in Devoy, 1995*). En Irlande du Sud, par exemple, des plages surélevés à +10 m sont datées du Flandrien, tandis que, 150 km au Sud, la fosse celtique (*Celtic Deep*) montre des paléoniveaux marins contemporains vers -120 m ([Scourse et Austin, 1994] *in Devoy, 1995*).

chute du niveau marin relatif à -160 m vers 12 000 BP. Ce résultat renforcerait l'idée d'un pont émergé entre la Bretagne et la Cornouailles ([Mitchell, 1990 ; Preece *et al.*, 1986] in Devoy, 1995). Le problème est que la géométrie d'une calotte peut être très complexe, avec plusieurs centres de charge aux fusions diachrones. Dans les hypothèses qui semblent prévaloir actuellement, l'effet glacioisostatique ne serait pas supérieur à 2 ou 3 m dans le secteur du banc du Kaiser (Lambeck, 1995).

b. A long terme (MA)

1. Evidences géologiques

◆Surrection (Pléistocène inf.) et stabilité (Pléistocène sup.) à terre

Sur le pourtour de la Bretagne, le Pliocène terminal est transgressif partout. Le niveau marin correspondant est à +150 m par rapport à l'actuel (Morzadec-Kerfourn, 1990). Le début du Tiglien (Pliocène supérieur) est en revanche marqué par des paléosols, mis en place à la faveur d'une chute glacio-eustatique datée 2,3 MA par Shackleton *et al.* ([1984] in Morzadec-Kerfourn, 1990). Mais le facteur eustatique n'explique pas seul cette régression, la chute du niveau marin absolu n'ayant pas excédé 35 à 50 m (Fig. 79B). La chute du niveau marin relatif en Bretagne est donc imputable à d'une surrection du bloc armoricain. Au Pléistocène supérieur, les hauts niveaux marins glacio-eustatiques ne dépassent pas sensiblement la cote du rivage actuel (Fig. 79B), sauf le Holsteinien à +7/15 m (stade isotopique 11) et l'Eemien à +2 m (stade isotopique 5e ; Morzadec-Kerfourn-Kerfourn, 1990). Cette stabilité à long terme pourrait expliquer pourquoi la côte armoricaine présente une falaise de 40 m dans le socle, dont la base est le rivage actuel¹. Par ailleurs, la récurrence des chutes glacio-eustatiques d'ordre 4 au Pléistocène supérieur dans l'intervalle 0-100 m expliquerait [1] l'absence de sédiments marins antéflandriens en Manche (rôle de l'érosion par les transgressions), et [2] la planéité de la surface d'érosion sous-marine (superposition des surfaces de transgression).

En Cornouailles, le Pliocène terminal est également transgressif (S' Erth Beds) mais indique un paléoniveau marin à +45 m ([Mitchell, 1973] in Evans, 1990). D'autres paléoniveaux marins sont marqués par des dépôts de plage à 160, 150, 130, 100, 92 et 82 m ([Balchin, 1964 ; Sims, 1980] in Wood, 1976), ainsi que des terrasses immergées à 38 et 69 m ([Cooper, 1948 ; Donovan et Stride, 1961] in Wood, 1976). Les plus hautes des plages sont les plus anciennes. Cela implique, conformément aux observations en Bretagne, un soulèvement du socle durant le Pléistocène inférieur. La tectonique active au Pléistocène inférieur se traduit également dans le découpage de la terrasse à 130 m par des failles dont le rejeu atteint 114 m (in Evans et Hughes, 1984). La présence en Mer d'Irlande de Pléistocène marin sur la surface régionale de pénéplanation formée durant cet épisode surrexif suggère un blocage du soulèvement au Pléistocène supérieur (Wood, 1976).

◆Pénéplanation (Pliocène) et subsidence (Pléistocène) en Mer Celtique

Alors qu'au Pliocène supérieur, les données continentales indiquent des niveaux marins contemporains de +45 m en Cornouailles et de +150 m en Bretagne, les assemblages de foraminifères datés du Pléistocène inférieur suggèrent un niveau marin qui pourrait atteindre -110 m sur la plateforme distale de Mer Celtique (formation de la Petite Sole supérieure : Pantin et Evans, 1984). L'absence de dépôts marins pliocènes dans cette zone suggère la pérennité d'un niveau marin relatif vers -200 m depuis la fin du Miocène supérieur (Evans et Hughes, 1984). Ce bas niveau marin relatif pourrait expliquer l'érosion continentale à la périphérie du Massif Armoricain, dont le produit est l'auréole détritique décrite par Bouysse *et al.* (1979) -voir Chapitre 1.

Ces résultats mettent en évidence le contrôle prédominant de la tectonique dans la sédimentation du Pliocène et du Pléistocène inférieur de la marge continentale. Les variations eustatiques haute fréquence au Pliocène sont de faible amplitude (30-50 m d'après les études des isotopes de l'oxygène) par rapport aux mouvements différentiels du socle (200 m d'après les études de faciès).

2. Discussion

Les faits suggèrent un soulèvement de la marge au Pliocène, puis un effondrement au Quaternaire dont l'amplitude aurait atteint au maximum 200 m dans l'axe de la péninsule de Cornouailles et 300 m dans l'axe de la Bretagne. Cet écart pourrait être dû à une incertitude relative sur la datation des niveaux de référence, et non pas à la participation d'une tectonique différente en Cornouailles et en Bretagne. L'enfoncement de la plateforme distale au Quaternaire pourrait être l'effet d'une subsidence isostatique à grande échelle, comme celle mise en évidence à l'embouchure de la Loire et dans le Golfe du Morbihan ([Mitchell, 1973] in Evans et Hughes, 1984). Mais la géomorphologie du plateau continental externe, montrant une rupture de pente brutale au niveau d'une charnière située vers -120 m, suggère plutôt un basculement tectonique (*downlap warping* : Pantin et Evans, 1984). La subsidence semble bloquée en Mer d'Irlande et en Bretagne au Pléistocène

¹ D'après des études du Pléistocène du bassin de Rennes, une hypothèse alternative est actuellement discutée (B. Van Vliet-Lanoë, comm. pers.), selon laquelle la phase de surrection est plus récente (400 KA).

supérieur¹. On peut faire l'hypothèse qu'il en va de même pour la subsidence en Mer Celtique, au moins dans le secteur du banc du Kaiser, en bordure du craton armoricain.

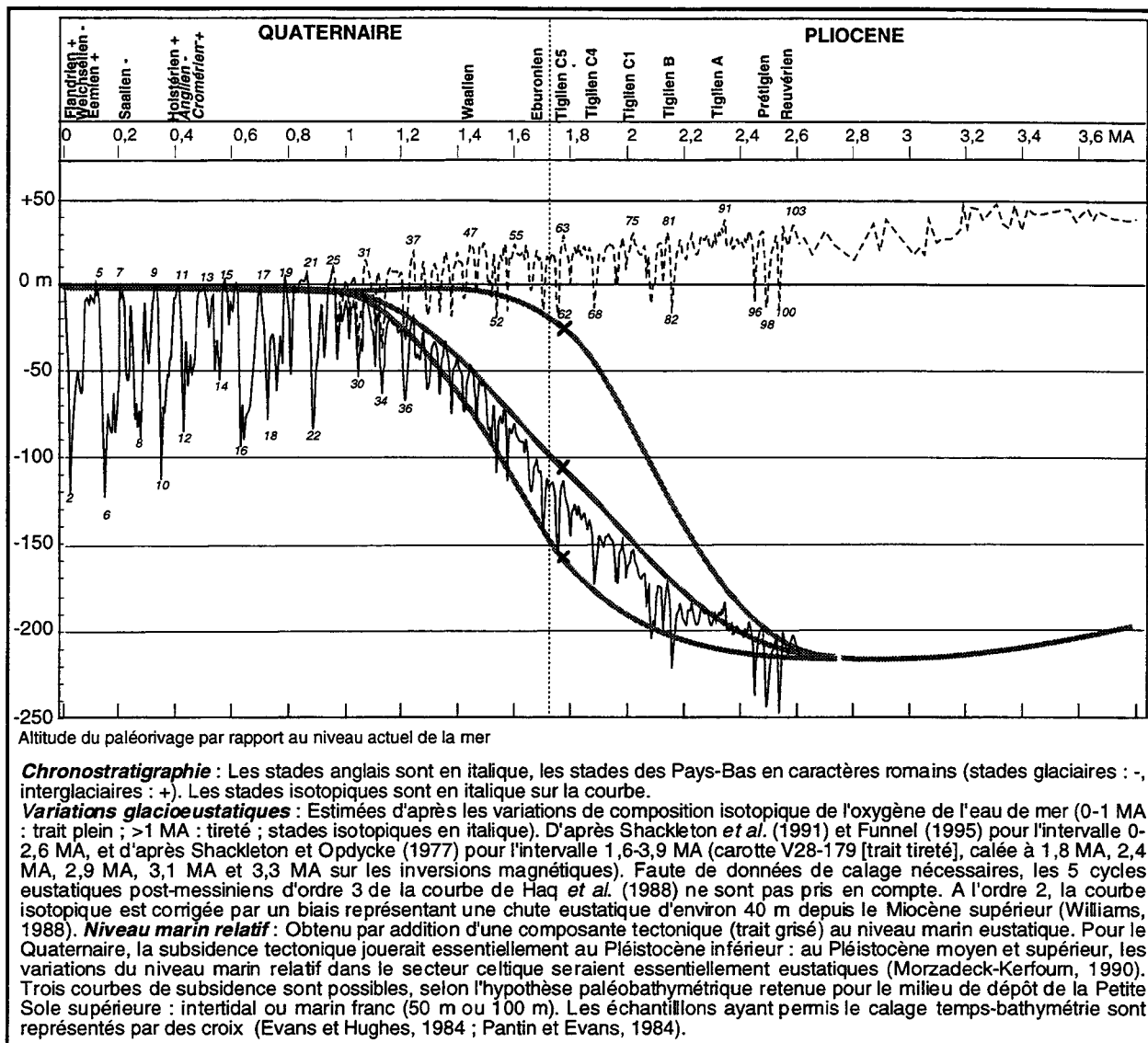


Fig. 81 : Variation du niveau marin relatif en Mer Celtique.

3. SYNTHÈSE : COURBE DES PALEONIVEAUX MARINS RELATIFS

Nous proposons une courbe des paléoniveaux marins dans le secteur du banc du Kaiser réalisée en additionnant les composantes eustatique et tectonique du niveau marin relatif (Fig. 81). C'est sur la base de cette courbe que nous nous fondons pour dater les formations étudiées (voir Chapitre 6). La courbe met en évidence la prépondérance du facteur tectonique jusqu'au Pléistocène supérieur, qui détermine notamment une transgression importante au Plio-Pléistocène. Dans notre reconstruction, ce facteur est contraint par :

[1] La présence d'un point de calage temps/bathymétrie dans la formation de la Petite Sole supérieure : un assemblage de foraminifères de la Petite Sole, attribué au Pléistocène basal, prélevé à 160 m de fond, et indiquant une paléobathymétrie de plus de 50 m (Evans et Hughes, 1984). Nous

¹ Ce point est néanmoins discuté. Une étude du réseau hydrographique armoricain au Néogène et au Quaternaire montre que des mouvements tectoniques ont affecté le massif en plusieurs étapes. Jusqu'au Prétiglien (Pliocène supérieur), les fleuves bretons coulent vers la Manche. L'inondation marine du Tiglien est brutalement suivie par une phase de pénélplanation glaciaire, ce qui suggère une surrection du socle très rapide. Une phase tectonique majeure surviendrait vers 400 KA, avec pour effet un basculement du bloc vers l'Ouest dont témoigne un réseau fluvial perpendiculaire au précédent (B. Van Vliet-Lanoë, comm. pers.). Par ailleurs, l'activité néotectonique en Normandie a été évoquée pour expliquer l'invasion marine profonde et restreinte du bassin de Carentan (Pareyn, 1980). Les mouvements actuels du bloc armoricain indiquent un soulèvement à l'Ouest de 1,2 mm/an depuis 100 ans (N. Lenôtre, comm. pers.). Ces mouvements ne sont pas épisodiques, mais participent de l'évolution géomorphologique du continent, comme le montre la plus forte incision des vallées côtières occidentales de la Bretagne.

considérons cependant ce point de référence comme "flottant", dans la mesure où : [i] le même assemblage a été trouvé ailleurs en Manche (Evans et Hughes, 1984) ; [ii] des carottages dans la Petite Sole ont par ailleurs montré des "traces d'intertidal" (Pantin et Evans, 1984).

[2] L'hypothèse d'une subsidence tectonique terminée au Pléistocène moyen (hypothèse argumentée par la stabilité des derniers hauts niveaux marins en Bretagne ; Morzadec-Kerfourn, 1990). La subsidence tectonique pourrait contribuer à des variations de niveau marin aussi rapides que celles contrôlées par le glacioeustatisme¹. Des mouvements épirogéniques de même ampleur sont observés dans le bassin de Paris vers 1,7 MA, qu'on relie avec le changement de cours de la Loire et l'initiation d'un écoulement vers l'Ouest dans les paléofleuves bretons (*in* Evans, 1990).

2. SEDIMENTATION APRES LE PALEOGENE

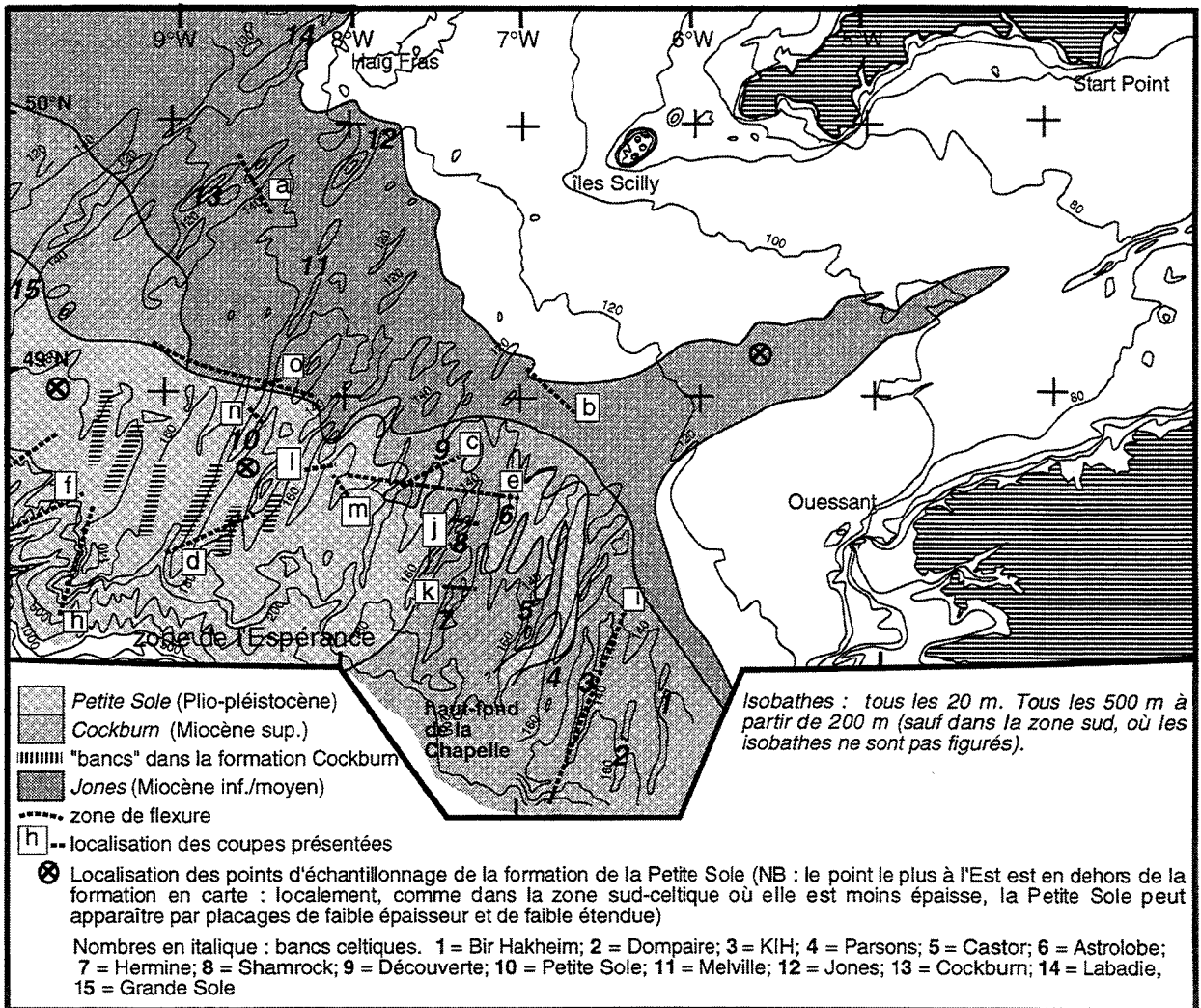


Fig. 82 : Carte du bassin néogène et quaternaire des Approches de la Manche.

A. MIOCENE : PRISMES DE PLATEFORME

Les résultats de la mission Sédimanche 1 montrent que si l'Oligocène est une période d'érosion associée à l'inversion des bassins de la Manche, au Néogène en revanche, la marge des Approches de la Manche se construit en empilement de prismes dont la position dépend du niveau marin relatif (résultat de la mission Sédimanche 1). Cette géométrie avait déjà été mise en évidence dans la zone anglaise par Evans et Hughes (1984) et dans la zone française par Bouysse *et al.* (1975). La chronostratigraphie "définitive" d'Evans et Hughes (1984), retenue ici, diffère sensiblement de celle proposée initialement par Andreieff *et al.* (1972) et Bouysse *et al.* (1975) sur la base de simples critères géométriques, dans la mesure où ces derniers attribuaient au Pliocène des

¹ C'est l'idée du *punching*, proposée par Evans et Hughes (1984) pour expliquer l'ennoisement non-destructif des "bancs tidaux" observés dans la formation Cockburn sous des sédiments de paléobathymétrie 200 m (Fig. 83d).

dépôts datés du Miocène supérieur par Roberts et Montadert (1979). Outre les puits pétroliers du domaine public, les données sismiques d'Evans et Hughes (1984) sont calées sur les carottes des sites DSDP 72/10-1, 81/3A, 83/24-1, 72/10A et 73/1-1. Le Miocène est une période de sédimentation marine carbonatée étendue sur la plateforme (Roberts et Montadert, 1979). Cette sédimentation est initiée à la faveur de la transgression chattienne (Oligocène supérieur), qui couvre le NW de la France, mais n'atteint pas la côte britannique actuelle ([Walsh *et al.*, 1987] *in* Evans, 1990). La surrection du Miocène supérieur conduit à l'érosion des formations miocènes, qui ne sont préservées que dans le synclinal des Approches de la Manche (Fig. 82).

1. FORMATION JONES (MIOCENE INFÉRIEUR A MOYEN)

L'inversion oligocène produit sur la marge une surface d'érosion dans la craie paléogène sur laquelle se développe le prisme de la formation Jones (Fig. 83). D'âge aquitainien à serravalien ([Powell, 1988] *in* Evans, 1990), de puissance maximale 180 m, cette formation montre des biseaux d'agradation de part et d'autre du synclinal des Approches de la Manche (Fig. 83a et b ; mission Sédimanche 1). Vers le sommet de la formation, les réflecteurs sismiques sont parallèles, horizontaux, et de très forte amplitude (mission Sédimanche 1). Ils pourraient marquer l'inondation maximale de la transgression langhienne (Guillocheau, comm. pers.). La formation Jones est constituée de calcilutites en alternance avec des bancs plus grossiers (Roberts et Montadert, 1979). Les constituants terrigènes ont une signature armoricaine. Les environnements de dépôts suggèrent une tranche d'eau légèrement supérieure à l'actuelle (200-300 m). La sédimentation s'effectue dans un contexte de subsidence faible et continue, la structure acoustique du prisme ne révélant pas de compartimentage tectonique ni de variation sensible d'épaisseur ou de faciès (Evans et Hughes, 1984). Seules quelques failles de faible rejet traversent le prisme (Evans et Hughes, 1984 ; Vanhauwaert, 1993).

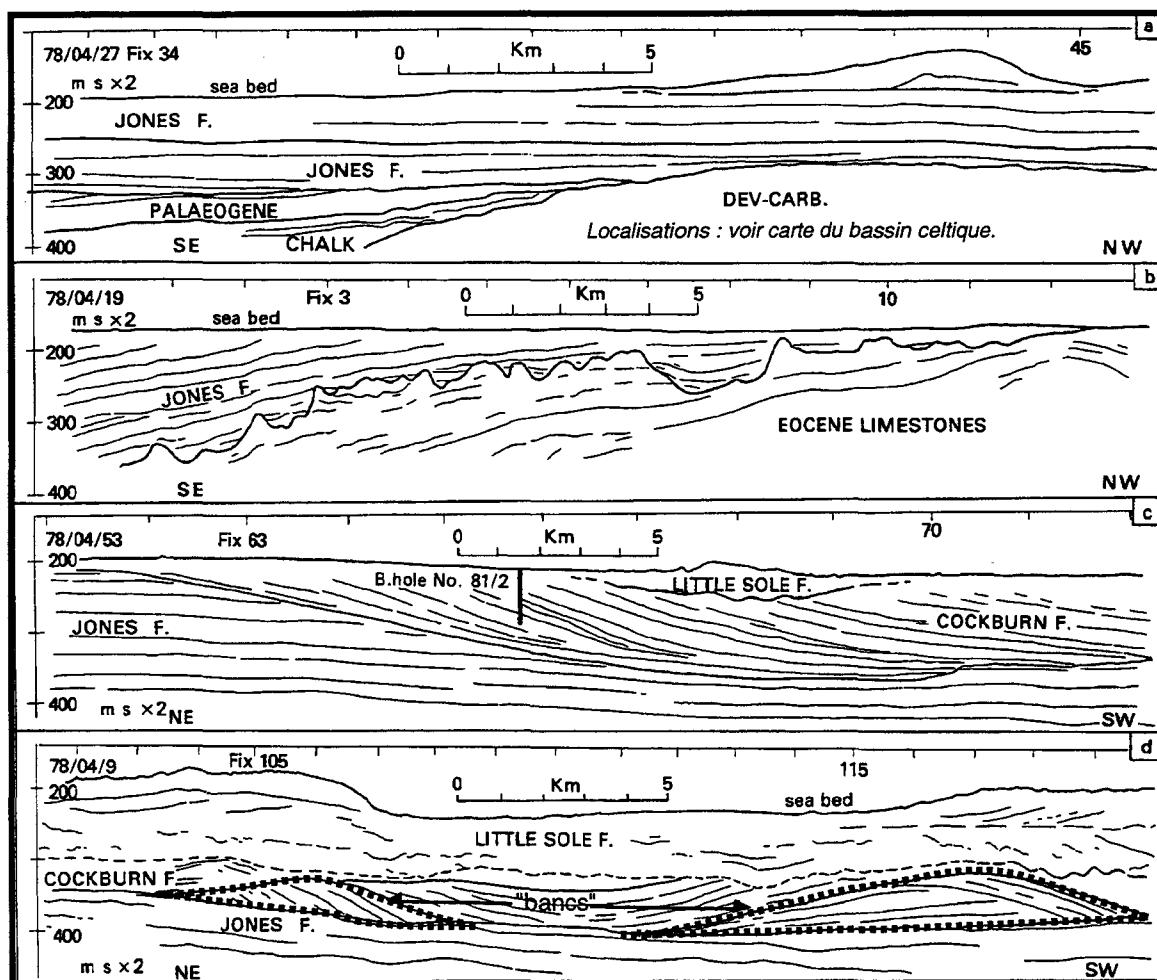


Fig. 83 : Coupes dans le bassin néogène des Approches de la Manche (Evans et Hughes, 1984). Loc. voir Fig. 82.

2. FORMATION COCKBURN (MIOCENE SUPERIEUR)

Elle correspond à la "séquence progradante" attribuée par Bouysse *et al.* (1975) au Pliocène (Fig. 85). De puissance 150 m au niveau du rebord de la plateforme continentale, la formation Cockburn s'amincit rapidement vers l'amont où elle se biseaute sur la formation Jones (Fig. 83).

D'âge serravalien à tortonien ([Bennet *et al.*, 1985] *in* Evans, 1990), cette formation montre des réflecteurs parallèles et horizontaux dans sa partie proximale, où elle repose sur la formation Jones par l'intermédiaire d'une surface d'érosion basculée vers l'Ouest. Dans sa partie externe, c'est un prisme progradant vers l'Ouest, qui incise la formation Jones sur 120 m au maximum (Fig. 83c).

Vers la base de la formation, des ensembles de réflecteurs simiques convexes emboîtés ont été définis par Evans et Hughes (1984) comme des "bancs" sédimentaires (Fig. 83d). Ce sont des objets parallèles de 60 m d'amplitude, de 6 à 8 km de large et d'espacement 12 à 20 km. Selon Evans et Hughes (1984), ils pourraient représenter des "bancs tidaux", de même que les bancs celtiques actuels. Dans la formation Cockburn, ces "bancs" sont ennoyés sans trace d'érosion dans les dépôts sommitaux du prisme (Fig. 83d), dont la structure acoustique est plus transparente.

La formation Cockburn est constituée de calcarénites gris-olive mal consolidées (Roberts et Montadert, 1979). Les éléments terrigènes ont une provenance écossaise. L'hydrodynamique du milieu semble plus intense que celle attribuée au dépôt de la formation Jones, ce qui est relié par Evans et Hughes (1984) à une possible connexion de la Manche avec la Mer du Nord au maximum de la transgression Miocène. Plusieurs discordances angulaires marquent des changements dynamiques dans le système progradant de la formation Cockburn. Bordant le haut-fond de la Chapelle, la formation Cockburn présente des lobes qui ont la géométrie d'un éventail deltaïque, ce qui suggère un dépôt sous une faible tranche d'eau (résultat de la mission Sédimanche 1).

B. PLIOQUATERNAIRE : EXTENSION DU DOMAINE CONTINENTAL

1. PRISME DE BORDURE DE PLATEFORME

La Petite Sole inférieure (Fig. 82 et Fig. 84) est un prisme perché attribué au Plio-pléistocène (Evans et Hughes, 1984 ; Vanhauwaert, 1993), mais dont nous préférons faire débiter la mise en place au Messinien (résultat Sédimanche 1). De base convexe, ce prisme, qui présente une puissance maximale de 300 m, se biseaute dans la pente vers 1700 m, en montrant des réflecteurs parallèles à sa base sous 1200 m et en biseau tangentiel au dessus de cette profondeur (Fig. 84). Il contient à son sommet des canyons comblés (Fig. 84).

2. DEPOTS GLACIAIRES

En Manche et jusque sur le rebord du plateau continental, le Plio-Quaternaire correspond à une époque de régression maximale, associée à des mouvements tectoniques et glacioeustatiques importants. Les dépôts plioquaternaires, exclusivement représentés par [1] des formations incisées (chenalisées ou en comblement de fosses) et [2] la formation des bancs celtiques, sont surmontés par des épandages glaciaires attribués au Pléistocène supérieur¹.

¹ A terre, les évidences de diamictites sont nombreuses sur la côte sud de l'Angleterre. Le tombolo de Portland est constitué de tillites, et les terrasses du fleuve Solent à +30 et +100 m sont fluvioglaciales (*in* Kellaway *et al.*, 1975). Dans les îles Scilly (Fig. 82), Barrow ([1906] *in* Evans, 1990) décrit la présence d'une tillite entre deux niveaux de plages exhaussées. Cette tillite est datée par ¹⁴C à 34500-21500 BP (*in* Evans, 1990). Dans d'autres sites des îles Scilly on observe des dépôts loessiques, datés par thermoluminescence à 18 500 BP ([Wintle, 1980] *in* Evans, 1990). L'appartenance de ces dépôts à la dernière phase glaciaire est confirmée par les pollens (*in* Evans, 1990). Sur les grèves des côtes de Cornouailles et du Devon, on observe des blocs erratiques d'origine locale ([Exley, 1987] *in* Evans, 1990), ou amenés par les glaces depuis l'Ecosse ([Flett et Hill, 1946] *in* Evans, 1990). Des blocs erratiques submergés sont observés en Manche. Sur la plateforme ouest-celtique, Hamilton *et al.* (1980) photographient des monticules de blocs qu'ils interprètent comme le produit de relargage d'icebergs. Plus au Sud en Mer Celtique, des vibrocarottes montrent la présence de sédiments glacio-marins entre les bancs celtiques et sur leurs flancs (Pantin et Evans, 1984). Ces dépôts glacio-marins sont composés d'une boue argilo-silteuse brun-jaune, avec des passées sableuses granoclassées. Ils sont caractérisés par un assemblage arctique d'ostracodes et de foraminifères (*in* Evans, 1990). La calotte de glace la plus développée du Pléistocène supérieur, datée du Saalien ([Scourse, 1991] *in* Devoy, 1995), n'aurait pas débordé des falaises formant la côte nord de Cornouailles ([Stephens, 1970] *in* Evans, 1990). Elle aurait atteint au maximum les îles Scilly. Plus au Sud, les dépôts glaciaires de la Manche seraient mis en place par une banquise épaisse (*ice sheet*, Kellaway *et al.*, 1975), et ceux de la Mer Celtique seraient des dépôts mixtes relargués d'icebergs et/ou de banquise. En Mer Celtique, les dépôts associés à la dernière déglaciation (Weichsélien supérieur) constituent une couche discontinue, centimétrique à décimétrique, de sable grossier bio-lithoclastique, contenant localement des graviers, voire des blocs de 0,5 m de diamètre (Hamilton *et al.*, 1980). Reconnue par Belderson et Stride (1966), cette "couche B" (Pantin et Evans, 1984), qui affleure également sur le pourtour du Massif Armoricaire (Bouysse *et al.*, 1979) est interprétée comme le reliquat du vannage des sables littoraux sous l'effet de la dernière transgression glacioeustatique. Sur la plateforme aquitaine, Pinot ([1974] *in* Evans, 1990) reconnaît l'équivalent de la couche B, qu'il interprète comme des sables d'embouchure estuarienne. Dans la zone des bancs celtiques, la couche B sépare la formation des bancs des sédiments superficiels étudiés en première partie de notre travail.

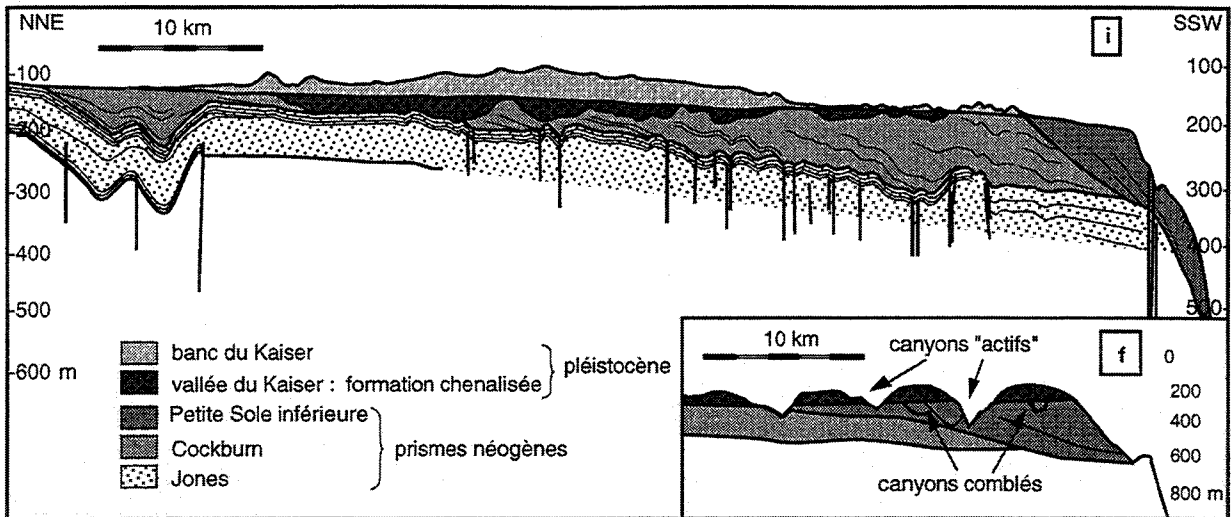


Fig. 84 : Coupe des formations post-paléogènes du bassin des Approches de la Manche au droit du banc du Kaiser (i : d'après Vanhauwaert, 1993 ; f : Evans et Hughes, 1984). Localisation voir Fig. 82.

a. Les formations incisées

1. Les formations chenalisées

◆ Petite Sole supérieure à l'Ouest ou vallées comblées à l'Est

Les formations chenalisées constituent l'essentiel des sédiments plioquaternaires. Elles incisent les formations sous-jacentes sur une épaisseur qui peut dépasser 50 m. Elles sont représentées [1] dans la zone anglaise par la formation de la Petite Sole supérieure, qui correspond à un système chenalisé de "structure chaotique" ("sheet like deposit" selon Evans et Hughes, 1984 ; Fig. 83) ; [2] dans la zone française à un réseau de vallées comblées (Bouysse *et al.*, 1976 ; Fig. 86). Dans les eaux anglaises la Petite Sole supérieure peut inciser le prisme perché de la Petite Sole inférieure jusqu'au rebord du plateau (Fig. 84B), mais dans la zone du banc du Kaiser, les vallées sont incisées en amont de ce prisme (Fig. 84A). Les formations chenalisées se biseautent sur la surface sous-marine : [1] vers l'amont, au voisinage de la bordure nord de la zone des bancs celtiques (Fig. 82) ; [2] vers l'aval, au niveau de la rupture de pente du plateau continental (Bouysse *et al.*, 1976 ; Fig. 86A). La pente à la base des formations chenalisées est oblique par rapport à celle du plateau continental (Fig. 86A).

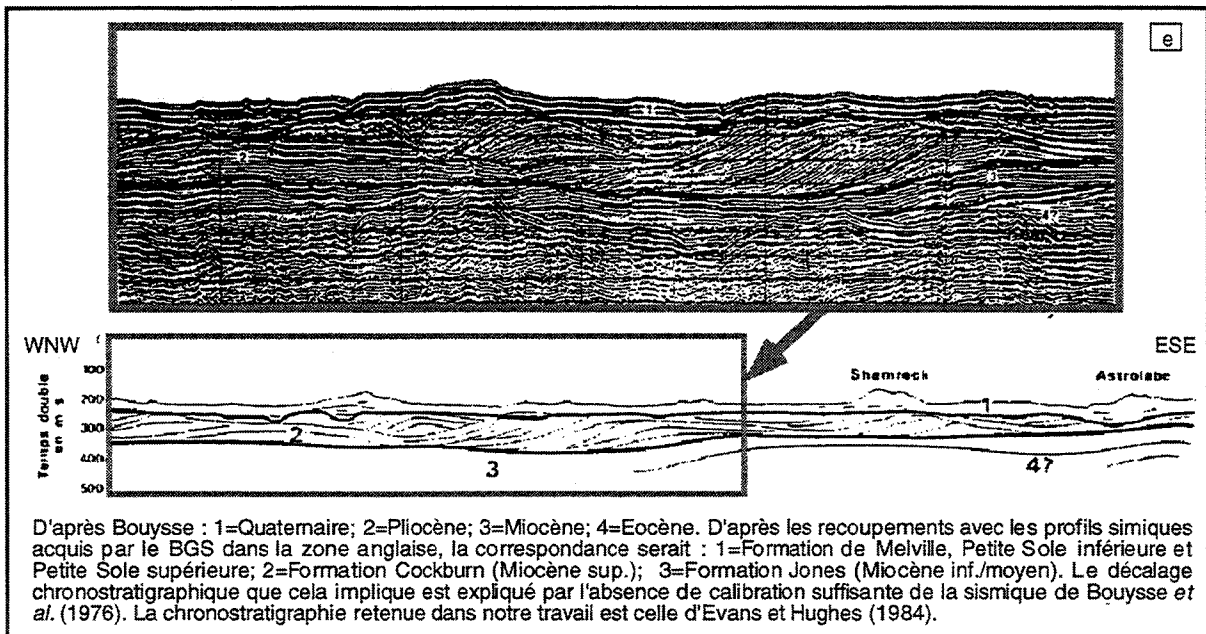


Fig. 85 : Coupe dans la zone des bancs (d'après Bouysse *et al.*, 1975, 1976). Localisation voir Fig. 82.

Sur la base d'arguments géométriques, les auteurs anglais interprètent les formations chenalisées comme des dépôts essentiellement fluviaux (Pantin et Evans, 1984). Leur incision serait la conséquence d'un mouvement de surrection induit par la phase alpine à partir du Miocène

supérieur¹. L'émersion durerait tout le Pliocène dans le bassin des Approches de la Manche, alors que le hiatus est très limité plus à l'Ouest sur l'éperon Goban (*in* Evans, 1990). A cause de l'incertitude causée par la durée de l'émersion, il n'est pas exclu que certains dépôts des formations chenalisées soient pliocènes. Cependant, l'essentiel du comblement fluvial s'effectue probablement au début du Quaternaire sous l'effet de la reprise de la subsidence.

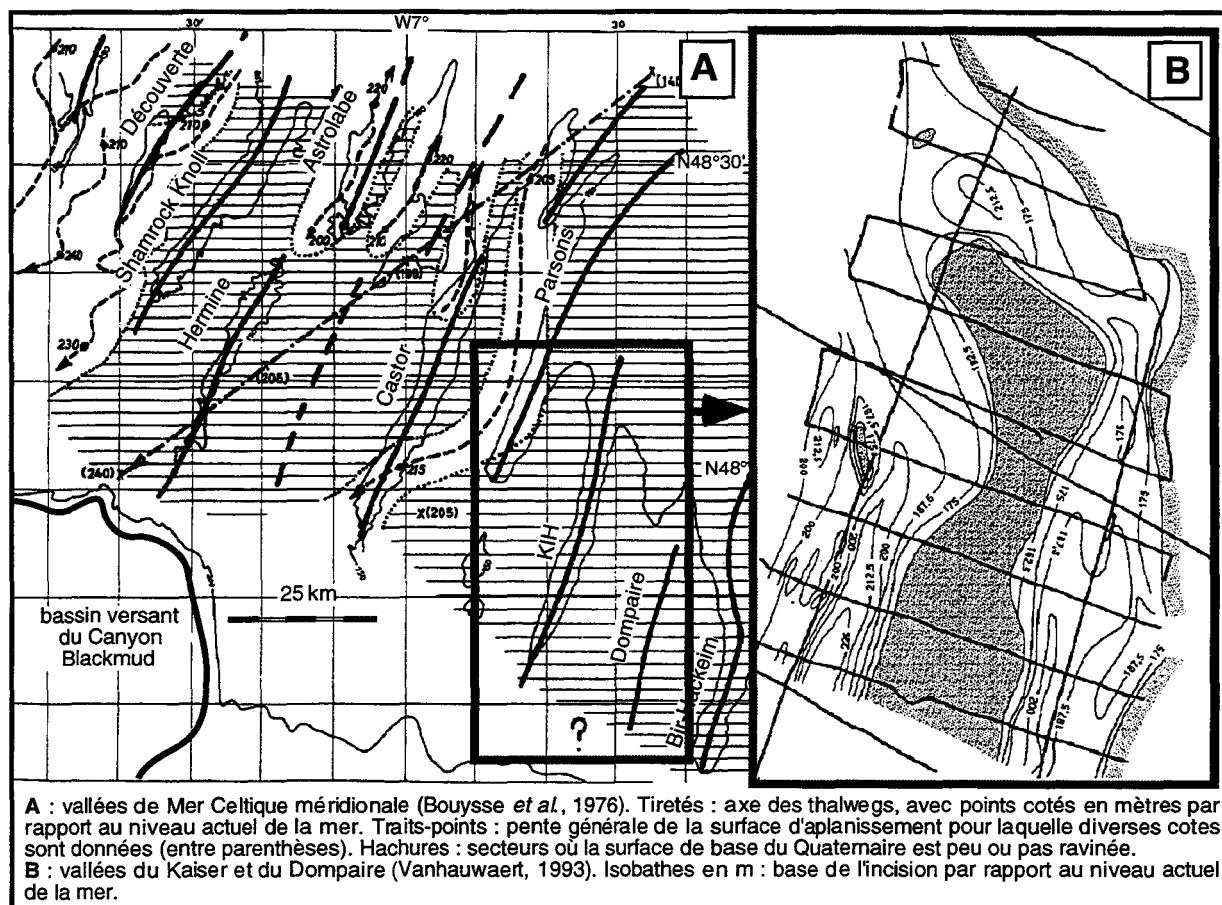


Fig. 86 : Carte des paléovallées de Mer Celtique Méridionale.

La formation de la Petite Sole supérieure est lithologiquement reconnue par Evans et Hughes (1984) à partir de trois échantillons prélevés à -170, -165 et -110 m (Fig. 82). Elle est constituée "d'argile gris olive" à *Globigerina bulloïdes* et *Neogloboquadrina pachyderma* (Evans et Hughes, 1984). L'absence de *Neogloboquadrina atlantica* suggère un âge post-pliocène. Selon Evans et Hughes (1984), cela confirmerait les résultats de Curry *et al.* [1965], et de Poore et Berggren [1975] (*in* Evans et Hughes, 1984), ces derniers attribuant le même assemblage au Pléistocène inférieur dans la carotte du site DSDP 116. L'assemblage de foraminifères indique un dépôt sous une tranche d'eau égale ou légèrement supérieure à 50 m (Evans et Hughes, 1984). Cela suggère que le comblement terminal des systèmes fluviaux s'est effectué en milieu marin.

◆ Relation avec les vallées de la Manche

Les vallées sous-marines constituent un réseau hydrographique fossile très développé en Manche orientale (Fig. 87B), et connecté aux distributaires fluviaux modernes, la Seine, la Somme et le Solent (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Larsonneur *et al.*, 1982). Ce réseau, partiellement comblé d'alluvions, débouche en Manche occidentale sur la fosse centrale de la Manche. Alors que l'origine de la fosse centrale de la Manche est discutée (Lericolais *et al.*, 1995), les vallées de Manche orientale correspondent à des incisions fluviales caractéristiques, creusées au cours du Quaternaire lors de bas niveaux marins glacio-eustatiques. En revanche, l'équivalent de ce réseau d'incisions fluviales est très peu développé en Manche occidentale, où la base des vallées côtières armoricaines est biseauté sur la surface du fond marin vers -30 m au large des côtes (Quesney, 1983).

La faible incision en mer des vallées de Manche occidentale, qui contraste avec le profond creusement des abers à terre et l'encaissement du réseau de vallées en Manche orientale, a deux

¹ Le hiatus entre l'incision des formations chenalisées de la plateforme et celle des têtes de canyons qui entaillent toutes les formations au niveau de la rupture de pente se manifeste par l'absence de connexions entre ces deux systèmes distributaires (Kenyon *et al.*, 1978). Néanmoins, Bouysse *et al.* (1976) montrent que les vallées principales du SE de la Mer Celtique méridionale sont dirigées vers le bassin versant du canyon Blackmud (Fig. 86A).

explications : [1] le réseau hydrographique de Manche orientale est plus incisé lors des glaciations Pléistocènes à cause d'une chute du niveau de base plus marquée qu'en Manche occidentale¹ ; [2] l'érosion marine est plus marquée à l'Ouest, parce que la durée d'occupation par la mer y est supérieure au cours d'un cycle glacio-eustatique. La pénénéplanation marine serait responsable [1] de la déconnexion des vallées côtières d'avec la fosse centrale de la Manche (Quesney, 1983) et [2] du biseautage amont des vallées de la Mer Celtique (Bouysse *et al.*, 1976).

2. Les remplissages de fosses

De nombreuses idées ont été émises pour expliquer les fosses de la Manche, dont l'incision atteint -270 m. Certains auteurs invoquent le rôle déterminant du contrôle par le substratum : surcreusement dans des assises meubles (Alduc, 1979), rejeu d'accidents ([Dangeard, 1928 ; Hirschberger, 1963] *in* Quesney, 1983 ; Lericolais *et al.*, 1995), dissolution karstique ([Boillot, 1964] *in* Quesney, 1983). D'autres invoquent un contrôle hydrodynamique : fluviale ([Bent, 1986] *in* Wingfield, 1990) ou marin ([Donovan et Stride, 1961] *in* Wingfield, 1990 ; Hamilton et Smith, 1972 ; Balson, 1994).

La surface bosselée du comblement des fosses diffère de celle qu'on observe au toit des nappes fluviales (Fig. 87A). La fosse celtique, en Mer d'Irlande, présente à la base un dépôt de diamictites (*poorly sorted glacial outwash containing cobbles*) d'épaisseur maximum 200 m, surmonté par des dépôts fluvioglaciaires incisés qui se biseautent sur le fond marin en direction du continent au niveau de la limite d'extension des calottes glaciaires du Quaternaire (*in* Evans, 1990). Le remplissage de la fosse centrale est constitué par des dépôts glaciaires de thermokarst et par un delta lacustre progradant vers le SW (Larsonneur *et al.*, 1982 ; Lericolais *et al.*, 1995).

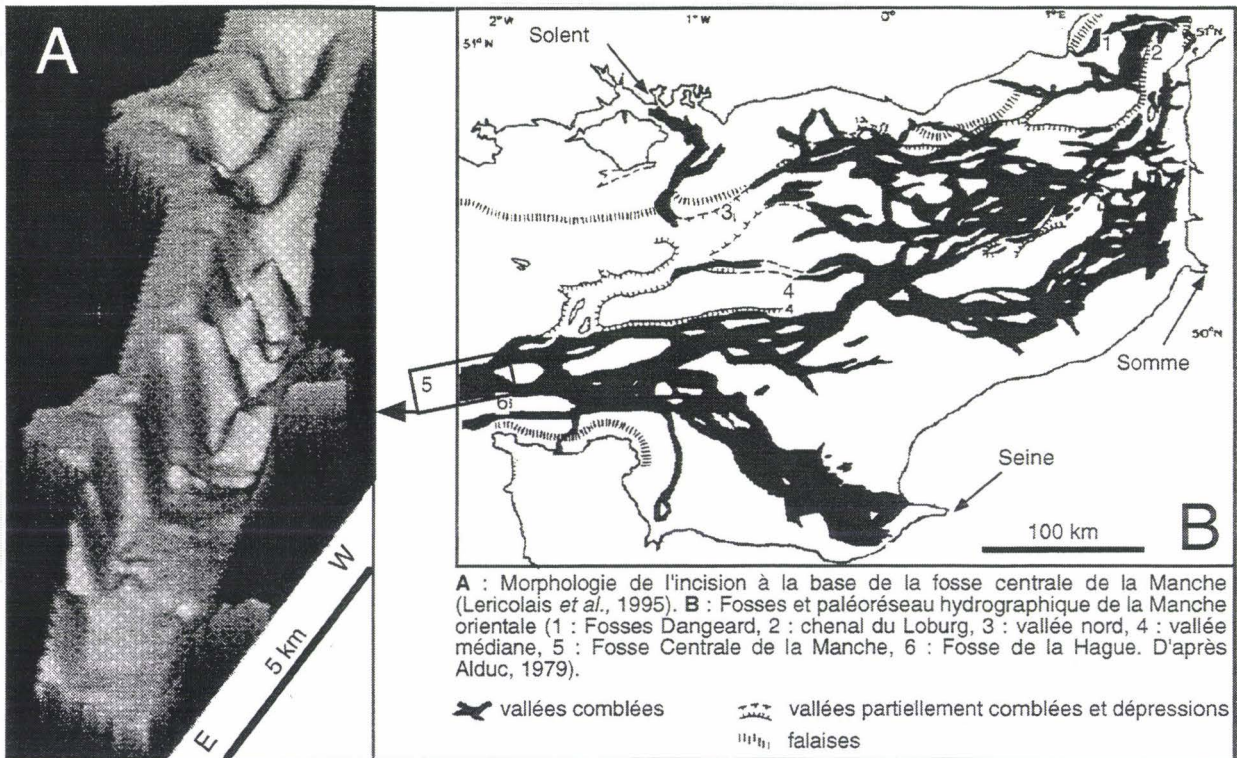


Fig. 87 : Fosse centrale et vallées de la Manche Orientale.

Ces observations plaident en faveur des hypothèses selon laquelle l'incision et le comblement des fosses de la Manche sont essentiellement le fait de processus glaciaires (Hamilton et Smith, 1972 ; Dingwall, 1975 ; Destombes *et al.*, 1975). Smith (1985) invoque la vidange "catastrophique" d'un lac glaciaire géant pour expliquer la rupture du Pas-de-Calais et le surcreusement en aval de la fosse Dangeard. Cette hypothèse est reprise par Wingfield (1990), qui compare certaines fosses "encloses" de Mer du Nord incisées jusqu'à -350 m avec les "jökulhlaups" scandinaves (*tunnels valleys* sous-glaciaires provoquées par la vidange de lacs lors des débâcles au front des calottes de glace).

Le remplissage composite des fosses de Manche orientale, avec plusieurs séquences

¹ En effet, le gradient de pente des vallées côtières de Manche occidentale est très faible par rapport à celui des vallées côtières de la Manche orientale (<0,1‰, contre 0,4‰ ; Quesney, 1983). Cela serait également corrélé à une baisse générale du niveau marin relatif au cours du Pléistocène supérieur, plus forte sur les côtes de la Manche orientale et centrale (Larsonneur, 1971) que sur celles de la Manche occidentale (Bretagne : Morzadeck-Kerfourn, 1990 ; Cornouailles : Keen, comm. pers.).

comprenant des dépôts glaciaires à la base, puis estuariens et marins vers le sommet, suggère un comblement polyphasé s'étendant sur plusieurs cycles climatiques du Quaternaire, et donc une incision plus ancienne que le dernier maximum glaciaire (Destombes *et al.*, 1975).

b. La formation des bancs celtiques

Les bancs celtiques, correspondant à la formation de Melville selon Pantin et Evans (1984), seraient des accumulations formées à la faveur d'une chute glacioeustatique à -120 m lors du dernier maximum glaciaire (20 000 BP). Les premiers enregistrements sismiques *sparker* du BRGM montrant la structure des bancs avec une résolution verticale moyenne de l'ordre de 40 ms temps double (ce qui correspond au tiers de l'épaisseur des bancs), ne contiennent pas un détail suffisant pour discuter l'hypothèse tidale de formation des bancs celtiques (Fig. 88).

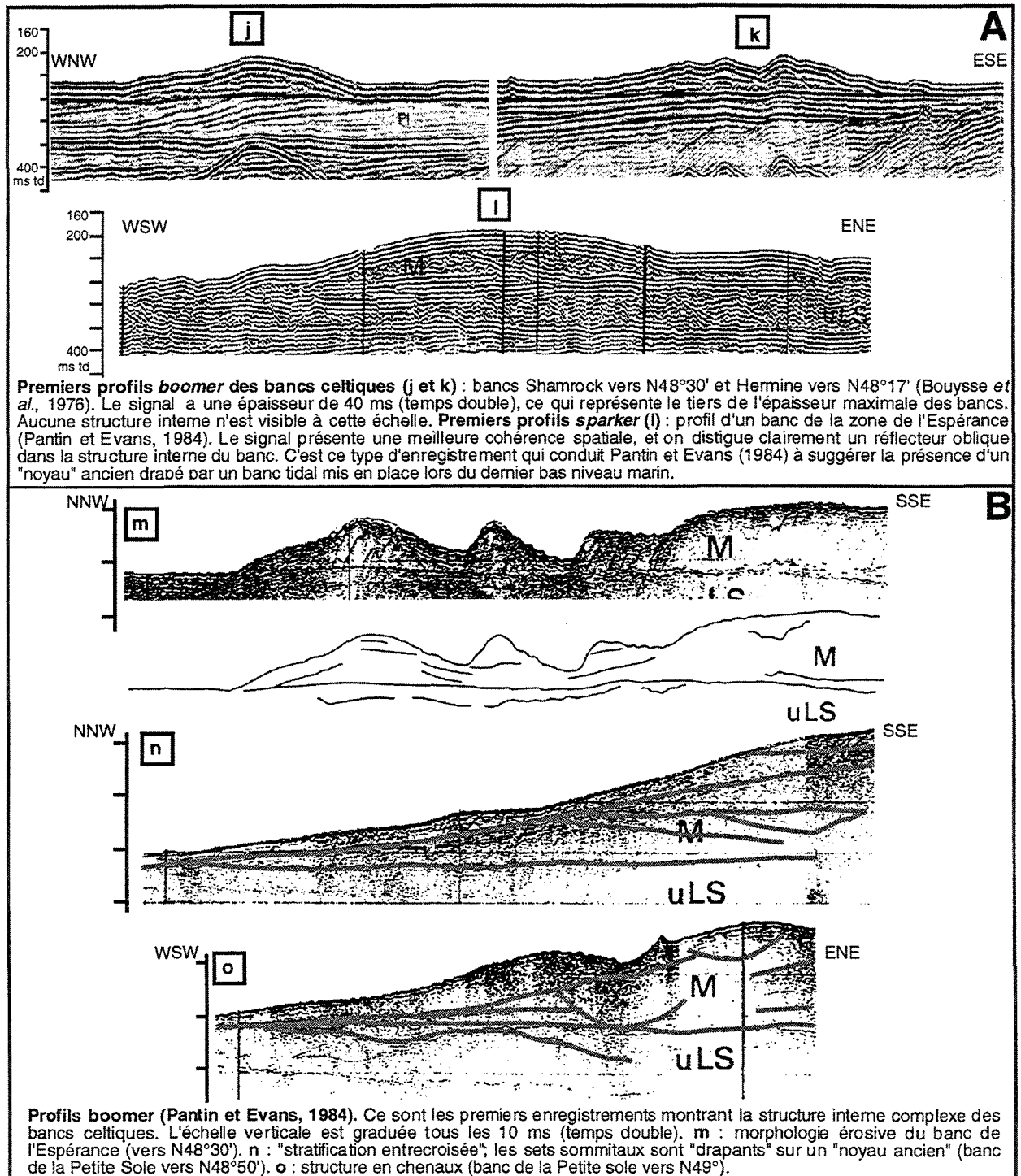


Fig. 88 : Premiers profils sismiques haute résolution des bancs celtiques (localisation voir Fig. 82).

Sur ces profils, le réflecteur du fond marin est interprété par Bouysse *et al.* (1976) comme un ensemble de dépôts drapant un "noyau ancien" (Fig. 88i et j). Cette hypothèse est argumentée par Pantin et Evans (1984) sur la base d'enregistrements sismiques à plus haute résolution (*boomer*)

montrant une "stratification entrecroisée" à l'échelle de sets obliques d'épaisseur plurimétrique (Fig. 88n). Pantin et Evans (1984) remarquent que sur certains profils, le réflecteur séparant la formation de Melville de la Petite Sole supérieure, c'est-à-dire la base des bancs, est invisible. Ils en déduisent que les sédiments sont de même nature dans les deux formations, essentiellement des sables "homogènes" à en juger par l'absence d'hyperboles de diffraction. Vanhauwaert (1993) signale en outre que la crête des bancs du Kaiser et du Dompaire est axée sur deux vallées appartenant aux formations chenalisées du Quaternaire (Fig. 86b).

La sismique des missions Sédimanche 2 et Belgica 94, avec une résolution verticale de l'ordre de 2 à 5 ms temps double, apporte des éléments nouveaux, concernant en particulier [1] la structure interne des bancs et [2] les relations stratigraphiques entre les formations chenalisées (vallées, Petite Sole supérieure) et la formation des bancs. Ces éléments sont présentés au chapitre suivant.

CHAPITRE 5 : DESCRIPTION DES ENREGISTREMENTS SISMIQUES

Abstract. - Below the Kaiser bank, the Kaiser and Dompair buried valleys (beneath the similarly named sand banks) represent part of the main drainage system of the Upper Little Sole Formation in the study area. The relief of the Kaiser valley increases from 20 to 50 m from North to South through the study area, reaching a maximum at the base of the bank crest. The floor of the incision is U-shaped or shows several channels, and its flanks display several terraces (Fig. 111 to Fig. 117). Several secondary, shallow N120°-trending branches join the western side of the N40°-trending Kaiser valley (Fig. 100). The infill is composed of at least 7 seismic sets that are about ten metres thick and several kilometres in horizontal extent. Three types of seismic surfaces are recognized (Fig. 89): [1] a-type surfaces which form the set boundaries and are of high amplitude and considerable lateral continuity. They are weakly concave upward and have a seaward dip that is slightly greater than that of the continental shelf surface (i.e., 0.04%). They truncate all other surfaces within the valley infill; and [2] b- and c-type surfaces within the sets. The b-type surfaces, which have a low-amplitude reflection, are sub-planar surfaces that downlap onto the a-type surfaces. They may be truncated by a c-type surface. The c-type surfaces, are sinuous (maximum 2% dip) and universally concave upward. They are truncated at the top by an a- or c-type surface. The b-type surfaces are more abundant in the lower part of each set, whereas the c-type surfaces occur mostly in the upper part. At the larger scale of the valley infill, the following observations can be made. [1] The envelope of sets n°2 to 5 (Fig. 102 to Fig. 105) displays a complex pattern of ramifications incised in the lower set. The thickness of these sets is less near the edges of the valley and increases toward the valley axis. [2] The northern limit of each set occurs progressively further southward from set n°2 to set n°3b, and northward from set n°3b to set n°4 (Fig. 103 and Fig. 104). [3] The longitudinal dip of the sets decreases from set n°2 (0,2%) to set n°5 (0,13%). [4] From North to South within the study area: (i) set n°1 has a decreasing thickness (Fig. 101); (ii) set n°3a has a constant thickness (Fig. 103); and (iii) set n°4 has an increasing thickness (Fig. 104). [5] Unlike the underlying sets, the thickness of sets n°4 and n°5 is greatest directly beneath the Kaiser Bank crest (Fig. 104 and Fig. 105). [6] The relative abundance of c-type reflectors: (i) decreases southward within sets n°1 and 2; (ii) increases in the South of the study area within sets n°1 to 3c; and (iii) decreases from set n°3c to set n°5 (Fig. 112).

Within the Kaiser bank itself, five sets of seismic units are identified. Each set is about ten metres thick and consists of several units showing the same architecture (several metres thick; about a hundred metres in extent). [1] Set n°6 constitutes the "base-system" of the bank (Reynaud *et al.*, 1995). It is characterized by nearly horizontal, high-amplitude reflectors (Fig. 91 and Fig. 106). At least locally it infills any remaining relief within the valley (Fig. 113). [2] Set n°7 constitutes the western flank of the bank. It consists of at least 3, slightly concave upward and sharp-based units. These units dip <1% toward the SW and their limits parallel the bank axis (Fig. 93 and Fig. 107). Their internal structure shows slightly concave (<2%) downlapping surfaces. [3] Set n°8 constitutes the main volume of the bank. It is composed of many erosive, sharp-based units (Fig. 95). The base of each unit dips 0.3-3% to the East and shows elongated sinuous hollows (100-300 m wide and >1000 m long; Fig. 96). Their internal structure consists of lateral-accretion surfaces dipping 1-6% toward the West (i.e., toward the axis of the hollows) and downlapping onto the base of the unit. [4] Set n°9 overlies set n°8 on the eastern side of the bank and is also present on the top of the bank, at elevations higher than -145 m (Fig. 99). It is bounded at the base by an erosional surface that is subparallel to the bank surface. Its internal structure is characterized by reflectors downlapping eastwards (Fig. 97). On the top of the bank, set n°9 is truncated locally by units from set n°10. [5] Set n°10 is constituted by a network of elongated and sinuous incised units, 200-600 m wide, up to 25 m deep and several kilometres long, directed NNW-SSE (Fig. 91 and Fig. 110). The present-day morphology of the bank is not concordant with the seismic sets that constitute the bank; the external surface of the bank is clearly erosive, truncating all internal surfaces within the bank. The basal surface of the bank (*s.l.*) lies within the valley infill. The southern part of the bank is twice as thick as the northern portion (40/20 m). The central trough plateau is at the same depth as the base of set n°9 on top of the bank.

1. ARCHITECTURE DE LA VALLEE DU KAISER

A. FORME DE L'INCISION

Les bancs du Kaiser et du Dompaire sont édifés sur le comblement de deux vallées incisées, dont l'axe est de direction voisine de celui des bancs (N40° ; Fig. 86B). La largeur de la vallée du Kaiser, qui présente un minimum de 700 m au niveau d'un rétrécissement vers N48°05', est ailleurs supérieure à celle des profils sismiques étudiés (Fig. 100). La largeur des vallées situées plus à l'ouest en Mer Celtique atteint 10 à 15 km (Bouysson *et al.*, 1976). Au Nord de ce rétrécissement, la vallée présente un confluent avec une autre vallée orientée N160°, qui rejoint au SE la vallée du Dompaire. Au Sud de la zone étudiée, la vallée est divisée en deux branches : la "branche orientale" et la "branche occidentale" de la vallée (Fig. 111 [SD57]).

Orientées NS, ces deux branches de l'incision suivent un cours parallèle entre N47°55' et N47°43'. La branche orientale est divisée en plusieurs axes, dont le plus oriental présente une courbure vers l'Est (Fig. 100 et Fig. 112 [SD76-77]). La branche occidentale est connectée à deux branches occidentales secondaires de la vallée, probablement reliées en amont à la vallée du Parsons (Fig. 100). Ces branches secondaires, de largeur hectométrique à kilométrique (Fig. 112 [SD71]), ont la même direction N120° que l'incision reliant la vallée du Kaiser à celle du Dompaire (Fig. 100). La première débouche dans la vallée du Kaiser vers N47°44' (Fig. 112 [SD71]) et la seconde au sud de la zone reconnue (Fig. 112 [SD75]). La profondeur de l'incision est de 20 m environ dans le Nord de la vallée, et atteint 50 m au Sud (Fig. 114 [SD81]).

La vallée du Kaiser présente un fond plat entre N48°00' et N47°55'. Au Sud de N47°55', l'incision comporte sur ses flancs des gradins topographiques, étagant son élargissement vers le sommet (Fig. 114 [SD81], Fig. 116 [B1-68], Fig. 111 [SD57], Fig. 112 [SD71-77]). Les branches occidentales secondaires sont incisées 10 à 20 m au-dessus du fond de la branche occidentale, à des profondeurs correspondant à celles de gradins topographiques de la vallée principale (Fig. 112 [SD71-75]).

B. STRUCTURE DU REMPLISSAGE

1. CONTENU DES ENSEMBLES SISMIQUES

Le remplissage de l'incision principale de la vallée est composite (Fig. 99), constitué d'au moins 7 ensembles sismiques. Chaque ensemble, dont l'épaisseur est comprise entre 3 et 45 m, occupe la vallée dans sa largeur entière et sur une distance au moins décakilométrique dans le sens longitudinal. Ces ensembles sont latéralement limités par les murs de la vallée, séparés par des réflecteurs de type *a*, et constitués à la base par un complexe de réflecteurs *b* et au sommet par un complexe de réflecteurs *c* (Fig. 89).

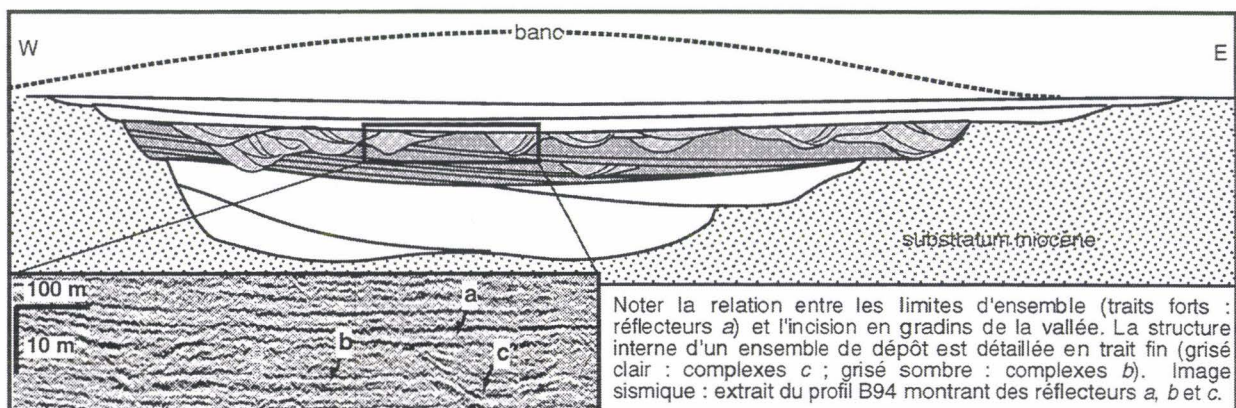


Fig. 89 : Architecture du remplissage de la vallée du Kaiser (image sismique : extrait du profil B94).

De très forte amplitude sismique et de continuité élevée (Fig. 89), les réflecteurs *a* sont plans ou légèrement concaves au droit de l'axe de la vallée (Fig. 111 [SD49-53]). De pente faible (maximum 0,6% à la base de l'ensemble 4 [Fig. 116 : B68]), ils traversent le plus souvent la vallée d'un flanc à l'autre en tronquant tous les complexes *b* et *c*, de même de même que certains réflecteurs *a* sous-jacents, et en incisant également le substratum de la vallée au niveau des gradins topographiques qui évasent ses berges (Fig. 111 [SD57], Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81], Fig. 117 [B59]...). Longitudinalement, les réflecteurs *a* présentent une pente vers l'océan légèrement

supérieure à celle du plateau continental (0,05% contre 0,03% en moyenne), et se terminent généralement vers le Nord en biseau sommital contre la base du banc ou la surface sous-marine (Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81]).

De forte continuité latérale mais de faible amplitude, les réflecteurs de type *b* correspondent à des surfaces sub-planes parallèles d'extension kilométrique, qui se terminent généralement en biseau tangentiel d'angle faible sur un réflecteur *a*. Les surfaces *b* sont faiblement obliques (de l'ordre de 1‰), et présentent un pendage vers le Nord (Fig. 114 [SD81]) et vers l'Est (Fig. 116 [B91 à B97]). Elles peuvent être tronquées en biseau sommital par des réflecteurs de type *a*, mais également à l'intérieur des ensembles par des réflecteurs du complexe *c*.

Caractérisés par une forte amplitude et une continuité moyenne, les réflecteurs *c*, d'extension hectométrique à kilométrique, sont des surfaces concaves de rayon de courbure 100-500 m et de pente comprise entre 1 et 5%. Ils se terminent en troncature d'érosion sommitale sur des réflecteurs *a* ou *b*. Ils tronquent généralement des réflecteurs *b*, mais parfois aussi le réflecteur *a* situé à la base de l'ensemble qui les contient. Sur certaines coupes, on distingue localement en remplissage de la concavité des réflecteurs *c* un faciès sismique avec des réflexions obliques parallèles (Fig. 111 [SD57]).

2. FORME ET EXTENSION DES ENSEMBLES SISMIQUES

a. L'ensemble 1

Il s'étend du Nord au Sud de la zone d'étude (Fig. 101, Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81]). Sa base correspond à la surface d'incision de la vallée. Il présente un maximum d'épaisseur au Nord de N47°51', où il comble la majeure partie de la vallée (45 m). Il présente dans cette zone un développement très important des complexes *c* (Fig. 113 [SD80], Fig. 111 [SD44-est]), et pourrait représenter la somme de plusieurs ensembles que les données ne permettent pas de distinguer. A l'Ouest de l'interfluve séparant la branche orientale de la branche occidentale de la vallée (Fig. 111 [SD44-57]), l'ensemble 1 présente une surface *b* dont la concavité est comblée par des cliniformes parallèles à la berge de la vallée (Fig. 111 [SD57]). L'ensemble 1 s'amenuise vers le Sud de la zone d'étude, où, tronqué obliquement (selon une pente de 1%) par l'ensemble 2, sa puissance est réduite à 10 m maximum sur le flanc occidental de l'incision principale (Fig. 116 [B91, B97], Fig. 112 [SD71-75]). Dans l'axe de la vallée, il n'apparaît que de manière discontinue en comblement des points bas de l'incision (au Sud de N47°50'). A ces endroits, ce sont essentiellement des réflecteurs *b* qui constituent la structure interne de l'ensemble 1 (Fig. 112 [SD71-75]).

b. L'ensemble 2

Il est restreint à la partie centrale de la vallée et au Sud de la branche occidentale, où, relativement aminci (10 m contre 22 m au maximum), il se superpose globalement à l'ensemble 1 (Fig. 102). Dans la partie centrale de la vallée, l'ensemble 2 dessine un réseau de d'incisions encaissées dans l'ensemble 1 (Fig. 102). Orientées N120°, de largeur 3-4 km, ces incisions ont une profondeur décamétrique au niveau de points de concavité de la surface de base *a* (Fig. 111 [SD49, SD53]). Ce réseau d'incisions semble se prolonger en amont vers le Nord-Ouest de la zone en s'amincissant (6 m, Fig. 111 [SD44]). La surface de base *a* de l'ensemble 2 montre une pente vers le Sud de 0,25% en moyenne dans l'axe de la vallée (mesuré entre SD44 et B79). Cet ensemble a une direction parallèle à celle de l'incision principale, et s'épaissit rapidement vers le Sud (19 m), sa base suivant une pente qui atteint localement 1% jusqu'à se confondre avec celle de la vallée (Fig. 112 [SD71, SD75], Fig. 116 [B91-94]). De même que pour l'ensemble 1, la structure interne de l'ensemble 2 est essentiellement constituée par des réflecteurs *c* au Nord de la zone d'étude et par des réflecteurs *b* au Sud (Fig. 114 [SD81]).

c. L'ensemble 3

D'épaisseur 10 à 15 m relativement constante du Nord au Sud, il est présent de N47°55' jusque dans le Sud de la zone d'étude (Fig. 103). Au Sud de l'interfluve situé vers N47°55' on distingue au toit de l'ensemble 3a les ensembles 3b et 3c, d'épaisseur et d'architecture comparable¹ (Fig. 103). L'ensemble 3b disparaît au Nord de N47°45' sous le réflecteur *a* basal de l'ensemble 3c. L'ensemble 3c, d'épaisseur 4 à 6 m, est biseauté vers le Nord à N47°50' sous l'ensemble 4 (Fig. 116 [B97]).

Les ensembles 3a et 3c présentent chacun une ou deux ramifications N120° vers l'ouest, dont le confluent est décalé de l'ensemble 3a à l'ensemble 3c vers le Sud (Fig. 103). Dans la partie centrale de la vallée, l'ensemble 3a déborde de l'interfluve qui sépare les branches orientale et occidentale (Fig. 111 [SD57]). La surface de base *a* de l'ensemble 3a montre une pente vers le Sud de 0,175% en moyenne dans l'axe de la vallée (mesuré entre B79 et B97). L'ensemble 3c forme la base du comblement des branches occidentales secondaires de la vallée (Fig. 103), incisées à la même cote que le gradin de la vallée situé vers -15 m par rapport à la surface du plateau continental, et sur

¹ Cette hiérarchie au sein des ensembles 3 vient du fait que les ensembles 3b et 3c ne sont visibles que sur quelques profils au Sud de la zone d'étude. Seul l'ensemble 3a est ubiquiste à cette échelle, comme les ensembles 1, 2, 4 et 5. Cependant, les ensembles 3b et 3c ne représentent pas des sous-structures de l'ensemble 3a.

lequel repose l'ensemble 3c plus à l'Est (Fig. 112 [SD71-75] et Fig. 114 [SD81 à la hauteur du B79]).

Le contenu des ensembles 3 varie peu d'un ensemble à l'autre et du Nord au Sud. Il est caractérisé par un fort développement des réflecteurs *c* (plus important dans le Sud de la zone d'étude que pour les autres ensembles; Fig. 112 [SD71-75]). Ces réflecteurs recourent fréquemment le réflecteur de base *a* de l'ensemble qui les contient (Fig. 112 [SD75]).

d. L'ensemble 4

D'épaisseur moyenne 7 à 14 m croissant vers le Sud de la zone d'étude (Fig. 104), l'ensemble 4 constitue le toit du comblement des branches occidentales secondaires de l'incision (Fig. 112 [SD71 et SD75]). Dans le Sud de la zone d'étude, il repose sur un gradin de la vallée situé vers -8 m par rapport à la surface du plateau continental (Fig. 112 [SD71-75] et Fig. 114 [SD81 à la hauteur du B79]). La surface de base *a* de l'ensemble 4 montre une pente vers le Sud de 0,15% en moyenne dans l'axe de la vallée (mesuré entre B79 et SD71). Il diffère des ensembles inférieurs : [1] Par rapport aux ensembles inférieurs dont l'épaisseur varie indépendamment de la position du banc, l'ensemble 4 est toujours plus épais au droit de l'axe du banc ; [2] contrairement aux ensembles inférieurs, dont la limite nord est plus méridionale que celle de l'ensemble sous-jacent, il présente une extension vers le Nord voisine de celle de l'ensemble 3a (ramification vers N47°55'; Fig. 104).

e. L'ensemble 5

D'épaisseur moyenne 3 à 7 m, il est restreint au Sud de la zone (Fig. 105). De même que les ensembles inférieurs, il constitue un réseau orienté N120°, mais dont les ramifications sont plus sinueuses et tendent à s'anastomoser. Il repose sur le gradin supérieur de l'incision, à moins de 3 m de la plaine sous-marine (Fig. 117 [B61], Fig. 112 [SD71-77]). De même que l'ensemble 4, l'ensemble 5 présente une épaisseur croissante vers la crête du banc. Sa surface de base *a*, beaucoup plus plane que celle des ensembles inférieurs, montre une pente vers le Sud de 0,13% en moyenne dans l'axe de la vallée (mesuré entre B82 et SD75). Contrairement à tous les autres ensembles, la structure interne de l'ensemble 5 présente une abondance relative très faible de réflecteurs *c*.

2. ARCHITECTURE DU BANC DU KAISER

A. ENSEMBLES D'UNITES

1. HIERARCHIE DES SURFACES

Contrairement aux vallées, où la faible diversité de réflecteurs et leur signature caractéristique imposent une classification évidente des surfaces, les dépôts du banc montrent un très grand nombre de surfaces de même type, caractérisant des *unités sismiques de dépôt*¹. Quatre ordres différents de réflecteurs sont distingués, les surfaces d'un ordre supérieur (moins importantes) devant se terminer en troncature d'érosion ou en biseau d'agradation sur les surfaces d'un ordre inférieur (plus importantes ; Fig. 90).

Les surfaces d'ordre 1, correspondant aux limites d'ensemble d'unités sismiques d'architecture différente, sont des surfaces régionales conforme ou d'érosion, d'extension multi-kilométrique, et de pente globalement faible (0,1 à 0,5%). Elle peuvent être constituées de la réunion de plusieurs surfaces d'ordre 2.

Les surfaces d'ordre 2, correspondant à des limites d'unités sismiques de même architecture, sont des surfaces d'érosion d'extension kilométrique de pente généralement comprise entre 0,5 et 4% et de géométrie bien définie sur les deux directions de profils. Elles peuvent être localement confondues avec une surface d'ordre 1.

Les surfaces d'ordre 3, correspondant aux limites de réactivation à l'intérieur d'une unité sismique, sont des surfaces d'érosion d'extension hectométrique et de pente le plus souvent comprise entre 2 et 4%.

Enfin, les surfaces élémentaires d'ordre 4, ou limites de construction, traduisent la construction des unités, par agradation ou accréation latérale. Elles présentent des pentes comprises en 0,5 et 6%. Quand leur pendage est fort, elles génèrent des hyperboles de diffraction (Fig. 95). Elles

¹ Mais ce sont avant tout des entités sismiques : bien que ces unités soient définies comme des volumes (limités par des surfaces d'ordre 1 ou 2), plusieurs unités distinctes ne représentent pas *a priori* autant de corps sédimentaires différents. Elles peuvent être des parties d'un même corps sédimentaire isolées par l'érosion. Par ailleurs, des corps sédimentaires de même nature peuvent être présents dans deux ensembles différents d'unités. A l'inverse, deux ensembles de dépôt différents peuvent contenir des dépôts cogénétiques, puisque les réflecteurs ne sont pas nécessairement des surfaces temps. Ce n'est au stade de l'interprétation que les ensembles cogénétiques de dépôt peuvent être distingués au sein de *systèmes de dépôt* au sens de Swift *et al.* (1991).

ne recoupent aucune autre surface, et se terminent toujours en biseau tangentiel sur la limite inférieure de l'unité qu'elle construisent, (ou bien sur une limite de réactivation de cette unité).

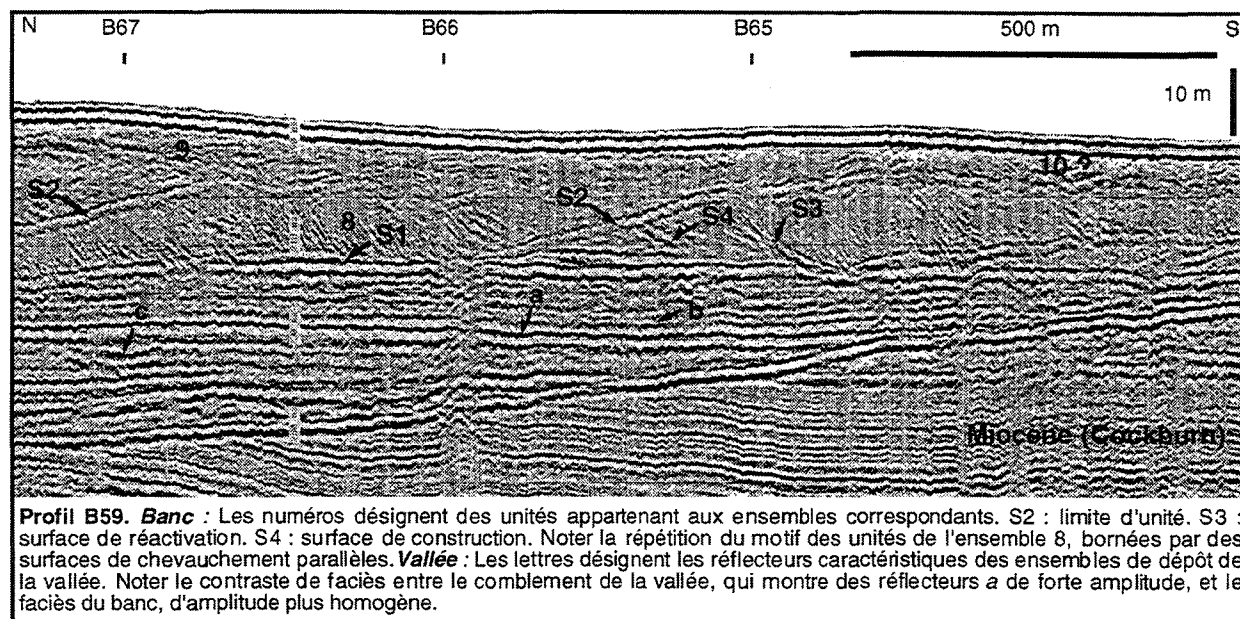


Fig. 90 : Coupe sismique montrant les différents réflecteurs caractéristiques des dépôts de la vallée et du banc du Kaiser (localisation Fig. 9).

2. DESCRIPTION DES ENSEMBLES

a. L'ensemble 6¹

Cet ensemble correspond au "système-base" du banc que nous avons défini récemment (Reynaud *et al.*, 1995). Il est présent du Nord au Sud du banc à la base du relief (Fig. 106). Son épaisseur est globalement croissante du Nord au Sud, et atteint 12 m (Fig. 112 [SD71]).

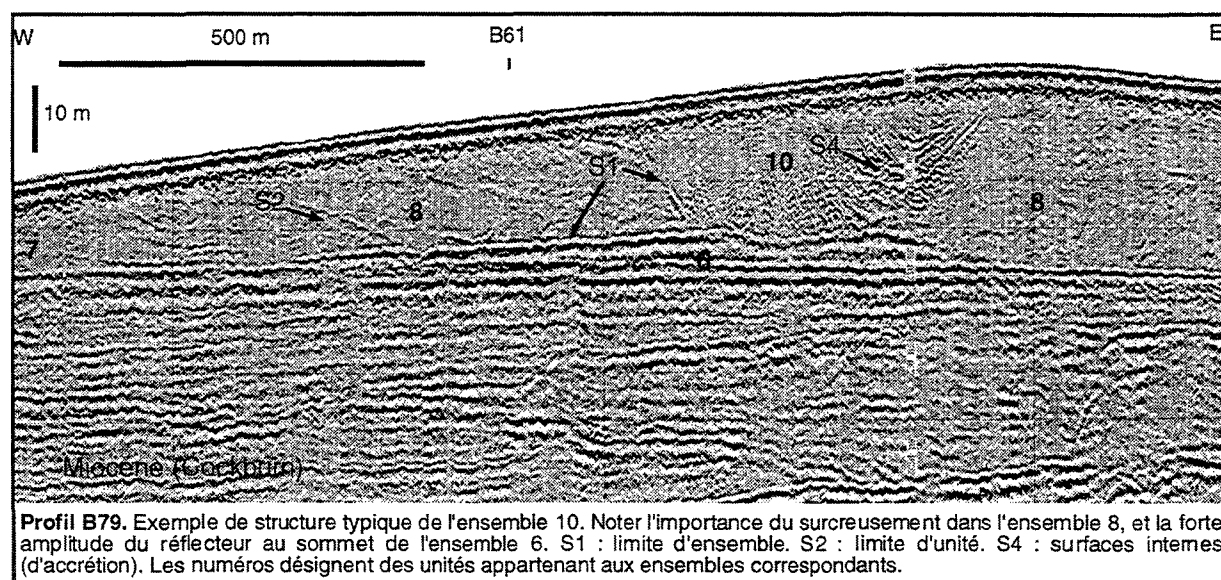


Fig. 91 : Image sismique des ensembles 6 et 10 (localisation du profil : Fig. 9).

L'ensemble 6 repose par le biais d'une surface d'érosion (Fig. 115 [B82-88]) sur les ensembles 4 et/ou 5 au Sud, et au Nord soit sur l'ensemble 1 soit directement sur le substratum miocène. Localement, sa base est légèrement plus basse que la surface régionale du plateau continental, de sorte qu'il constitue le scellement final de l'incision (voir notamment les biseaux d'agradation sur la berge orientale vers N48°04', Fig. 113 [SD80]). Cette relation à la vallée se manifesterait également par la disparition de l'ensemble 6 vers N47°52', à l'aplomb d'un important

¹ Les ensembles sismiques constitutifs du banc du Kaiser sont numérotés à la suite des ensembles comblant la vallée sous-jacente.

interfluve des ensembles 1 à 4 (Fig. 106 ; comparer avec Fig. 101 et Fig. 104). Cet ensemble est limité au sommet dans sa partie orientale par une surface d'érosion de forte impédance au contact de l'ensemble 8 (Fig. 91). Vers l'Est, cette surface surcreuse entièrement l'ensemble 6 : il n'apparaît jamais sur le flanc oriental du banc (Fig. 112 [SD71]). Dans la partie occidentale du banc, il est surmonté par une surface plus faiblement érosive, qui le sépare de l'ensemble 7. La structure des dépôts de l'ensemble 6 est caractéristique : ils apparaissent dans les deux directions de profils sous la forme de réflecteurs horizontaux plans de forte amplitude et de continuité élevée, espacés en moyenne de 5 ms temps double (Fig. 91).

b. L'ensemble 7

Limité à la moitié occidentale du banc, et s'amenuisant vers la plaine sédimentaire (Fig. 93), l'ensemble 7 est surtout présent dans la moitié Sud du banc, où sa puissance atteint 18 m (Fig. 107). Dans la moitié Nord, il est restreint à l'intervalle N48°00'-N48°05', et sa puissance n'y dépasse pas 7 m. Près de l'axe du banc, l'ensemble 7 repose sur l'ensemble 6, et il est surmonté par l'ensemble 8. Au pied du flanc ouest, il surcreuse les dépôts de la vallée, et affleure sous les sables superficiels (dunes : Fig. 115 [B82, B88]...).

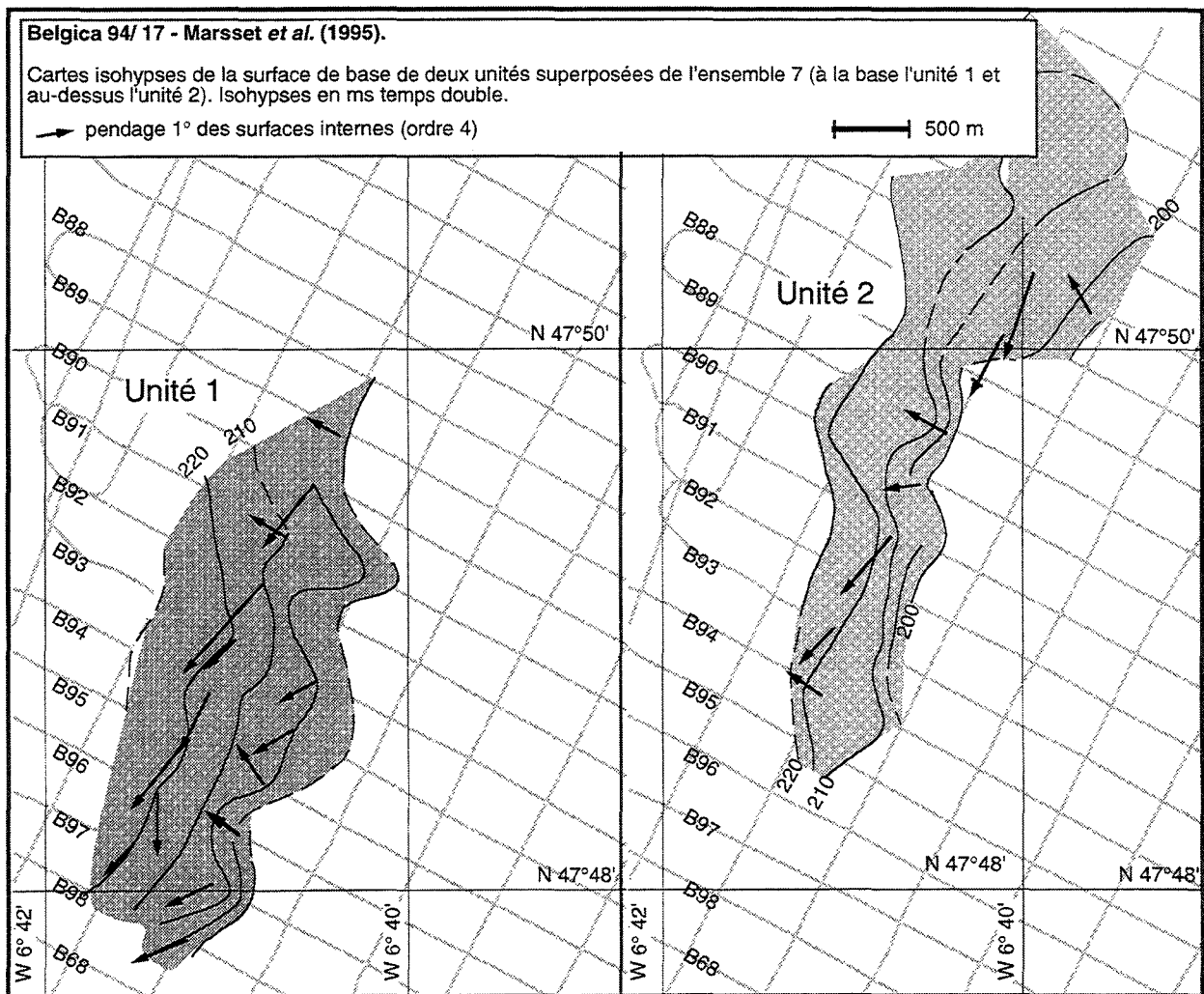


Fig. 92 : Carte de deux unités de l'ensemble 7 d'après Marsset *et al.*, 1995 (localisation des profils : Fig. 9).

Sa structure acoustique est caractérisée par l'empilement à vergence ouest d'un petit nombre d'unités (2 à 4). L'épaisseur moyenne de ces unités est de 5 à 6 m. Elles sont limitées par des surfaces érosives d'ordre 2 de pente maximale 0,75%. Sur les profils transversaux, ces surfaces sont faiblement concaves et globalement pentées vers l'ouest (Fig. 93). Sur les profils longitudinaux, elles présentent une sinuosité caractérisée par un rayon de courbure hectométrique (Fig. 117 [B61]). Ces surfaces sont de plus en plus érosives vers le Sud et vers l'extérieur du banc (Fig. 115 [B85]) : la base de l'unité 3 est plus basse que celle de l'unité 1 (Fig. 115 et Fig. 116 [B79 à B97]). Le faciès sismique des unités est tantôt bruité, réfléchissant beaucoup d'énergie (surtout unités 1 et 2), tantôt transparent (surtout unité 3). Les réflecteurs d'ordre 4 ont une pente maximale de 2%. Ce sont des surfaces en accréation vers le Sud-Ouest (Fig. 93 et Fig. 92).

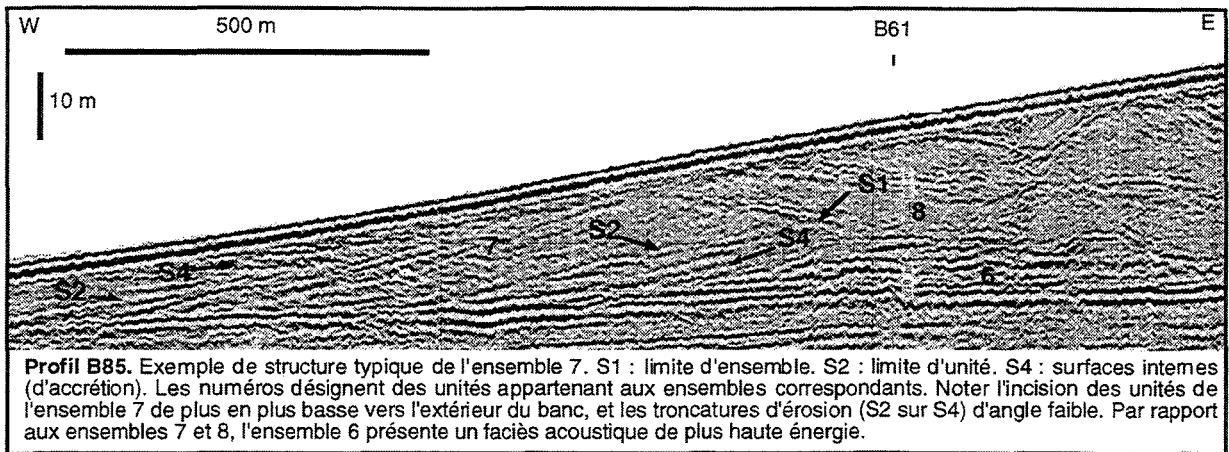


Fig. 93 : Image sismique des ensembles 7 et 8 (localisation du profil : Fig. 9).

c. L'ensemble 8

Son extension longitudinale est celle du banc *s.l.* (Fig. 108). Sa base présente un pendage général vers l'Est : située à mi-pente sur le flanc ouest du banc (vers 145 m), elle surcreuse les dépôts de la vallée à l'Est (vers 155 m ; Fig. 94). La puissance de l'ensemble 8 peut varier de 1 à 25 m sur moins de 600 m de distance en carte (Fig. 114 [SD81 Sud]). On observe néanmoins une tendance générale à l'épaississement vers le Sud (Fig. 108). La base de l'ensemble 8 est la réunion des surfaces d'ordre 2 qui surcreusent les ensembles sous-jacents. Elle érode indifféremment les dépôts des ensembles 6 et 7, ainsi que les unités de la vallée (Fig. 112 [SD71, SD77]).

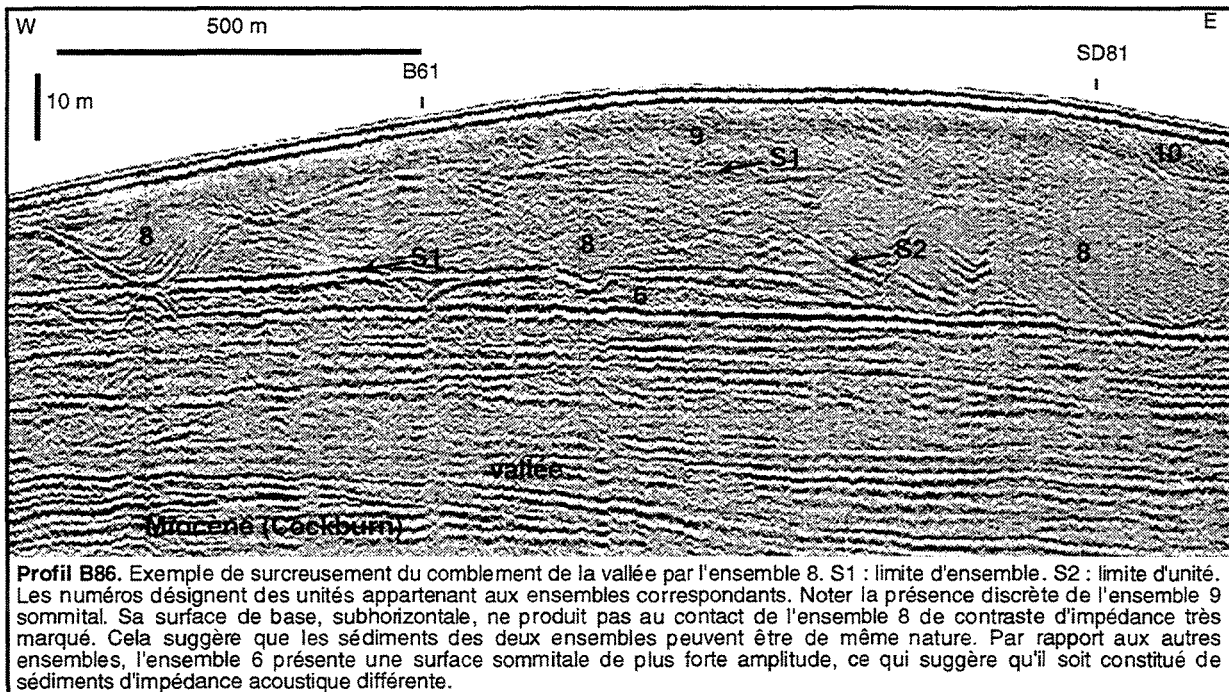


Fig. 94 : Image sismique des ensembles 8 et 9 (localisation du profil : Fig. 9).

Le sommet de cet ensemble est soit à l'affleurement (c'est-à-dire sous les sables superficiels : Fig. 111 [SD44]), soit tronqué par l'ensemble 9 (Fig. 116 [B68]). L'ensemble 8 contient un très grand nombre d'unités. Les surfaces d'ordre 2 ont généralement une forte amplitude et une bonne continuité latérale. On peut les suivre sur plusieurs kilomètres. Ces surfaces présentent une pente moyenne de 1,5% vers l'Est. On note des variations de pendage d'un groupe d'unités à l'autre : un pendage maximum NNE est observé dans la partie nord du banc vers N48°05' (Fig. 113 [SD80]) et dans la partie sud vers N47°46' (Fig. 114 [SD81]). La pente des surfaces d'ordre 2 est généralement plus faible pour les unités sommitales de l'ensemble que pour les unités basales (Fig. 114 [SD81, entre B94 et B68]). Ces surfaces sont accidentées de dépressions sinueuses, de section circulaire et de rayon de courbure 100 à 400 m (Fig. 95).

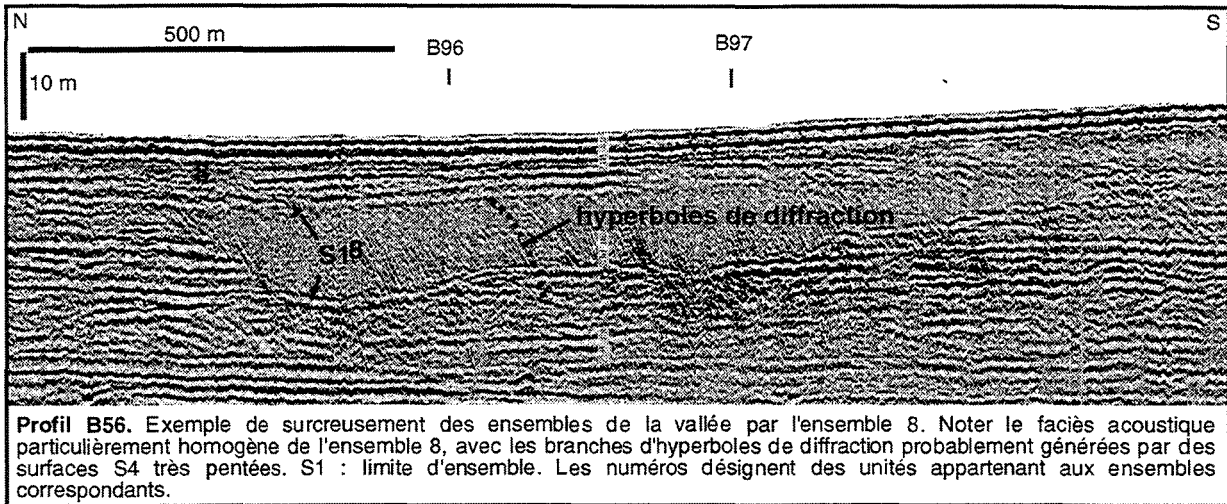


Fig. 95 : Image sismique de l'ensemble 8 (localisation du profil : Fig. 9).

La structure interne des unités de l'ensemble 8 est généralement très claire¹. Elle présente de nombreuses surfaces d'accrétion latérale, qui génèrent des hyperboles de diffraction, et se terminent en biseau tangentiel sur les limites d'unité (Fig. 95). Ces surfaces ont une pente générale de 2 à 6% vers le Sud/Sud-Ouest (Fig. 96), généralement plus forte dans les unités basales de l'ensemble que dans les unités supérieures (Fig. 117 [B59, entre B94 et B97]). Au droit des dépressions cylindriques, leur pente est tournée vers le point bas de la structure (Fig. 96).

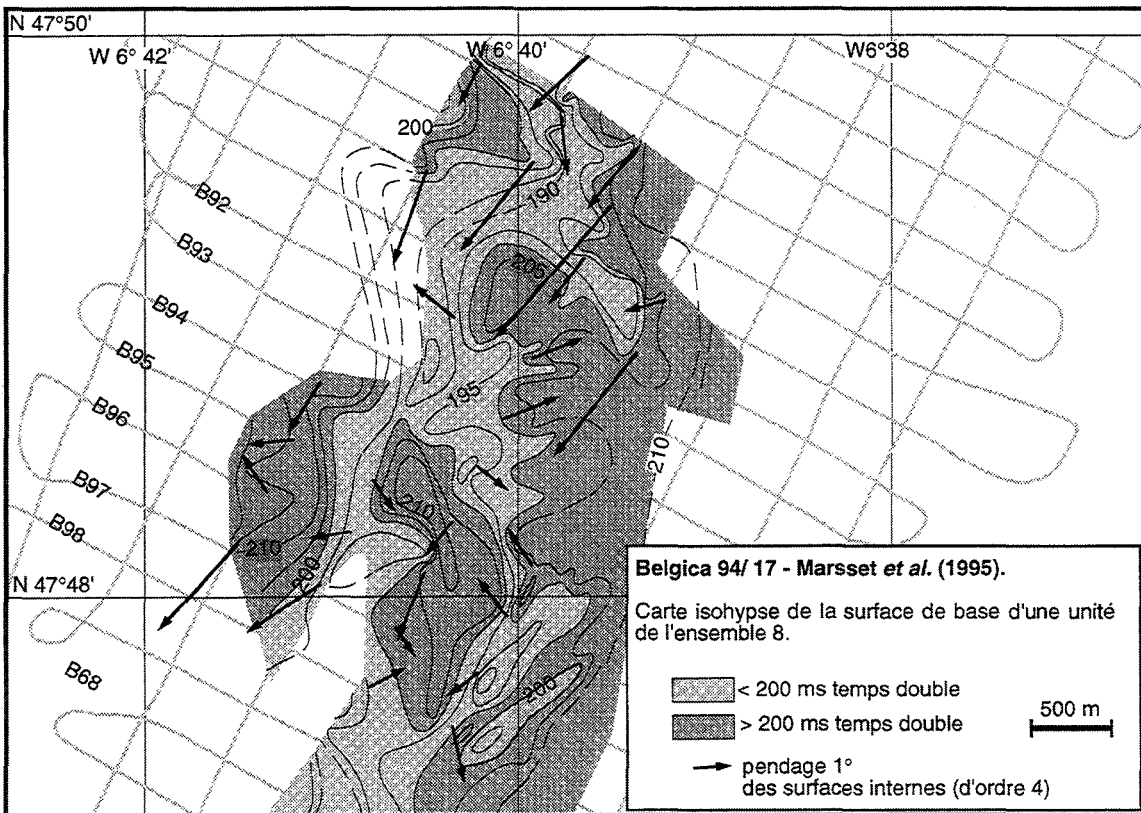


Fig. 96 : Carte d'une unité de l'ensemble 8 d'après Marsset et al., 1995 (localisation des profils : Fig. 9).

Cette architecture, qui conduit à une forte dispersion des mesures, est bien exprimée sur les cartes isohypses de la base des unités (Fig. 96). L'épaisseur des unités semble liée à leur mode d'empilement. Vers le milieu du banc (Fig. 114 [SD81, entre SD53 et SD57]), les surfaces d'ordre 2 sont peu pentées, et les unités n'excèdent pas 10 m en puissance. Aux extrémités du banc, les surfaces

¹ Cependant, à cause de la grande diversité d'aspect en coupe des unités de l'ensemble 8, il est parfois difficile de les différencier [1] des unités les plus érosives de l'ensemble 7 (Fig. 117 [Sud B61]), et [2] de certaines unités de l'ensemble 9 (Fig. 114 [SD81 vers B97]). La distinction choisie tient compte de la somme de toutes les observations dans les deux directions de profil (160 profils). Mais il semble possible qu'il y ait des transitions graduelles de faciès entre les unités sommitales d'un ensemble et les unités basales de l'ensemble supérieur.

d'ordre 2 sont globalement plus pentées et l'épaisseur des unités atteint 25 m (Fig. 114 [SD81 au niveau du B68]).

d. L'ensemble 9

Il est développé au sommet du banc et sur le flanc oriental, dans la moitié Nord du banc entre N47°58' et N48°05' et dans la moitié Sud entre N47°47' et N47°55' (Fig. 109). Il s'épaissit du Nord (10 m) au Sud (20 m). Sa surface de base, globalement parallèle à la surface du banc, dont elle suit localement les ondulations (Fig. 97), recoupe le flanc ouest du banc vers l'isobathe 145 m. Dans sa partie basse, sur le flanc est, cette surface pend de 1% vers l'Est : elle rejoint au pied du banc sur le flanc est la surface du plateau continental (Fig. 111 [SD53, SD57]). C'est une surface érosive parfois difficile à distinguer de la surface de base des unités sommitales de l'ensemble 8 (Fig. 117 [B59, vers B82]). Sur les flancs du banc l'ensemble 9 affleure, ou est localement couvert par les sédiments superficiels (Fig. 111 [SD57], Fig. 115 [B88]). Au sommet du banc, il est le plus souvent incisé par l'ensemble 10 (Fig. 111[SD31], Fig. 111 [SD53, SD57], Fig. 115 [B79-88], Fig. 116 [B91]). L'architecture de l'ensemble 9 montre des réflecteurs d'ordre 2 et 4 de pente générale 1 à 2% vers l'ESE et se terminant en biseau tangentiel d'angle faible sur sa surface de base (Fig. 97). Ces réflecteurs sont inclinés dans la même direction que la surface de base de l'ensemble, ce qui suggère une composante en aggradation dans la mise en place des dépôts (Fig. 114 [SD81, vers SD57]). Les surfaces d'ordre 2 (érosives) sont plus abondantes dans la partie haute de l'ensemble que sur le flanc est du banc.

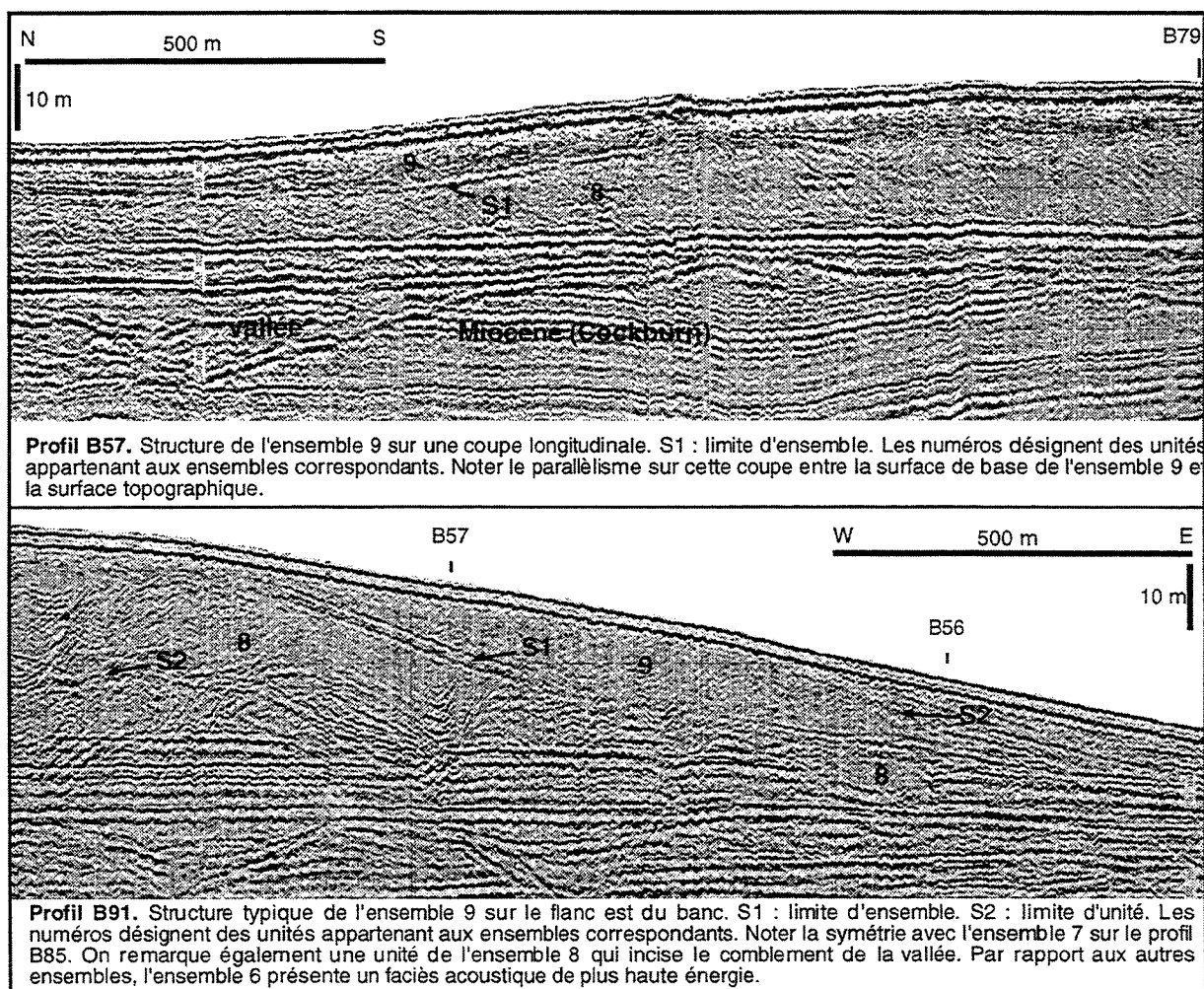


Fig. 97 : Images sismiques de l'ensemble 9 (localisation des profils : Fig. 9).

e. L'ensemble 10

Cet ensemble est constitué par un réseau comblé d'incisions recoupant complètement l'ensemble 9 et surcreusant l'ensemble 6 pour les unités les plus profondes (Fig. 91). Ces incisions présentent une section circulaire et un axe sinueux de direction générale NNW-SSE (Fig. 110). La largeur des incisions est comprise entre 100 et 500 m (Fig. 117 [B61], Fig. 114 [SD81]). Leur profondeur, comprise entre 7 et 10 m dans la partie nord, est maximum au voisinage du point culminant du banc (25 m vers N47°51'), puis décroît vers le Sud (8 m vers 47°48'). La cote maximale d'incision est 145 m (Fig. 111 [SD53], Fig. 115 [B79]) ; l'ensemble est biseauté par la surface du

banc dans les zones où celle-ci est plus profonde (Fig. 110). La structure interne des unités de l'ensemble 10 est comparable à celle des unités de l'ensemble 8. Elle présente des surfaces concaves d'accrétion latérale, qui se terminent en biseau tangentiel sur la surface d'incision (Fig. 91). Ces surfaces sont inclinées vers l'Est de 0,5 à 3%, et elles ont la même direction que la surface d'incision.

B. FORME DU BANC

1. LIMITES DE L'ENVELOPPE

La résolution de la sismique THR ne permet pas d'identifier avec confiance des dépôts d'épaisseur inframétrique. En première partie, nous avons observé que la couverture de sédiments superficiels était plus épaisse entre les dunes que la longueur des carottes Sédimanche 2, ce qui confirme le résultat de Pantin et Evans (1984) selon lequel la couverture sédimentaire mobile actuelle de Mer Celtique peut atteindre localement 3 m. Cet ordre de grandeur est confirmé par les données sismiques THR (Fig. 98). La couverture sédimentaire du Kaiser montre un faciès acoustique transparent et une épaisseur comprise entre 1 et 6 m sous la semelle des dunes superficielles (Fig. 111 [SD53, SD57]). Vers le bas, son extension dans la plaine sédimentaire dépasse celle des profils. Cette couverture s'amenuise vers le haut du banc où les dunes sont plus rares, et n'est pas sismiquement identifiable sur nos profils au sommet du banc, ce qui implique une épaisseur inframétrique. La couverture dunaire ne montre aucune structure interne sur ces profils.

Comme cela avait été suggéré par Pantin et Evans (1984), la base de la couverture de sédiments superficiels est une surface qui tronque les dépôts des ensembles 7 à 10 (Fig. 91, Fig. 93). Cette érosion contribue au morcellement des ensembles 9 et 10, dont la base est le plus souvent située au-dessus de l'isobathe -145 m (Fig. 109 et Fig. 110). L'érosion au toit de l'ensemble 7 est moins claire, car la pente de ses structures internes est voisine de celle du banc sur ces flancs. Les dépôts superficiels (dunes) drapant la surface érosive du banc ont peu d'influence sur la forme générale du banc : tout au plus constituent-ils les "éperons" N150° bien marqués sur le flanc est (voir Chapitre 2). La passes sud et la passe centrale, de même que les collines accidentant la crête du banc sont produits par l'érosion (Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81]).

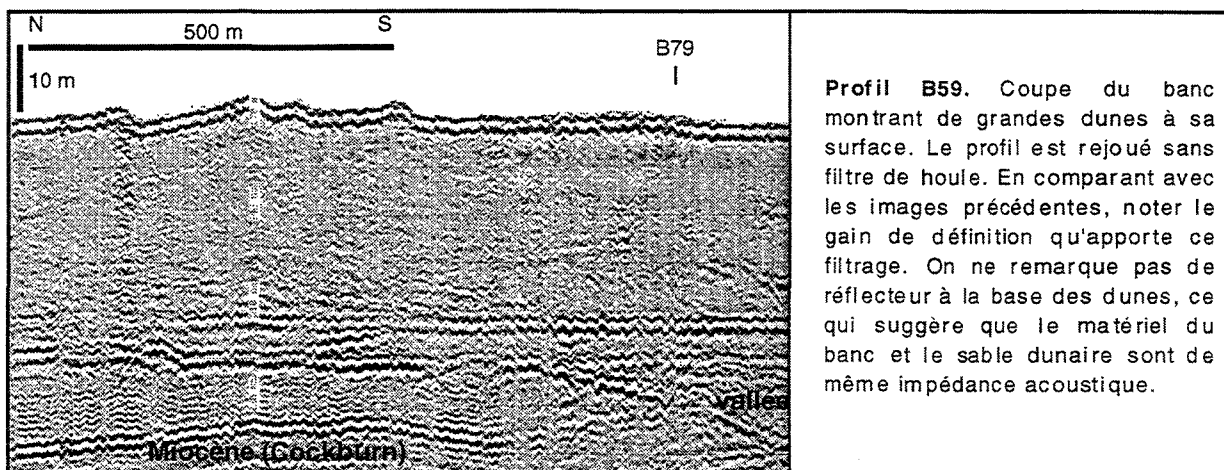


Fig. 98 : Aspect de la couverture dunaire en sismique (localisation du profil : Fig. 9).

Le banc peut être considéré soit [1] comme les dépôts faisant relief par rapport aux points bas environnants (banc *s.l.*), soit [2] comme un ensemble d'unités sismiques distinct du comblement de la vallée sous-jacente (banc *s.s.*). Ces deux entités ne coïncident cependant pas. Sur les profils transversaux, la base de l'ensemble 6 apparaît convexe sur certains profils : dans un cas extrême, à l'aplomb de la crête sur le profil B85 (Fig. 115), cette surface est plus haute de 12 ms (temps double) qu'au droit des bordures du banc. L'épaisseur du banc étant de 55 ms (temps double), cette géométrie convexe de la base du banc *s.s.* pourrait être due seulement au *pull-up* (estimé à 11 ms avec une vitesse de propagation des ondes sismiques proche 1500 m/s dans l'eau et 1800 m/s dans les sables). En revanche, la base du banc *s.l.* est enchâssée dans les dépôts de la vallée. Ceci est montré par : [1] l'incision sur plusieurs mètres des ensembles 4 et 5 par l'unité externe de l'ensemble 7 (Fig. 115 [B85...]) ou par les unités de l'ensemble 8 (Fig. 116 [B68...]) ; et [2] la présence de biseaux d'agradation de l'ensemble 6 sur une berge de la vallée (Fig. 113 [SD80]).

2. EPAISSISSEMENT VERS LE SUD

La pente du plateau continental dans le secteur du Kaiser est de 0,03 à 0,04% sur la carte 550 du SHOM (*in Bouysson et al., 1976*). A l'échelle du banc, entre N47°43' et N48°00', elle est de 0,048%. Cette augmentation correspond à un approfondissement de 15 m sur une distance de

31 km. Elle n'est pas visible dans la bathymétrie de la crête du banc, qui culmine au contraire à -115 m dans la moitié sud du banc (N47°51,5'). Ceci traduit un épaississement du banc s.s. du Nord au Sud (Fig. 99). Les profils sismiques longitudinaux permettent de mesurer l'épaisseur du banc du Nord au Sud par rapport au plateau continental (Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81]). Celle-ci est constante, autour de 15-18 m (max 21 m) entre N48°09' et N47°56'. La passe centrale ne correspond qu'à une faible diminution d'épaisseur vers N47°57' (12 m). Elle n'apparaît bathymétriquement importante qu'à cause d'un brusque épaississement du banc au Sud de N47°56: entre N47°56' et N47°47', l'épaisseur du banc est voisine de 35-38 m (max 41 m), et décroît progressivement au Sud de ce segment.

La passe centrale est à -145 m (environ -180 ms temps double). Cet abaissement de la crête du banc est corrélé à la disparition des ensembles 9 et 10 (Fig. 109 et Fig. 110). Du Nord au Sud du banc, cette cote correspond à [1] la profondeur moyenne de l'incision des unités 10 dans le banc, ainsi qu'à [2] la surface de base de la partie de l'ensemble 9 proche de la crête du banc (Fig. 111 [SD53, SD57], et Fig. 115 [B79, B85, B88]). La plus faible représentation de ces deux ensembles sismiques dans la sous-partie Nord du banc est justifiée par une épaisseur faible du banc au-dessus de la cote -145 m. Les ensembles 6 à 8, en revanche, n'ont pas une position contrôlée par la profondeur : leur base suit l'approfondissement du fond marin du Nord au Sud de la zone d'étude (Fig. 106 à Fig. 108).

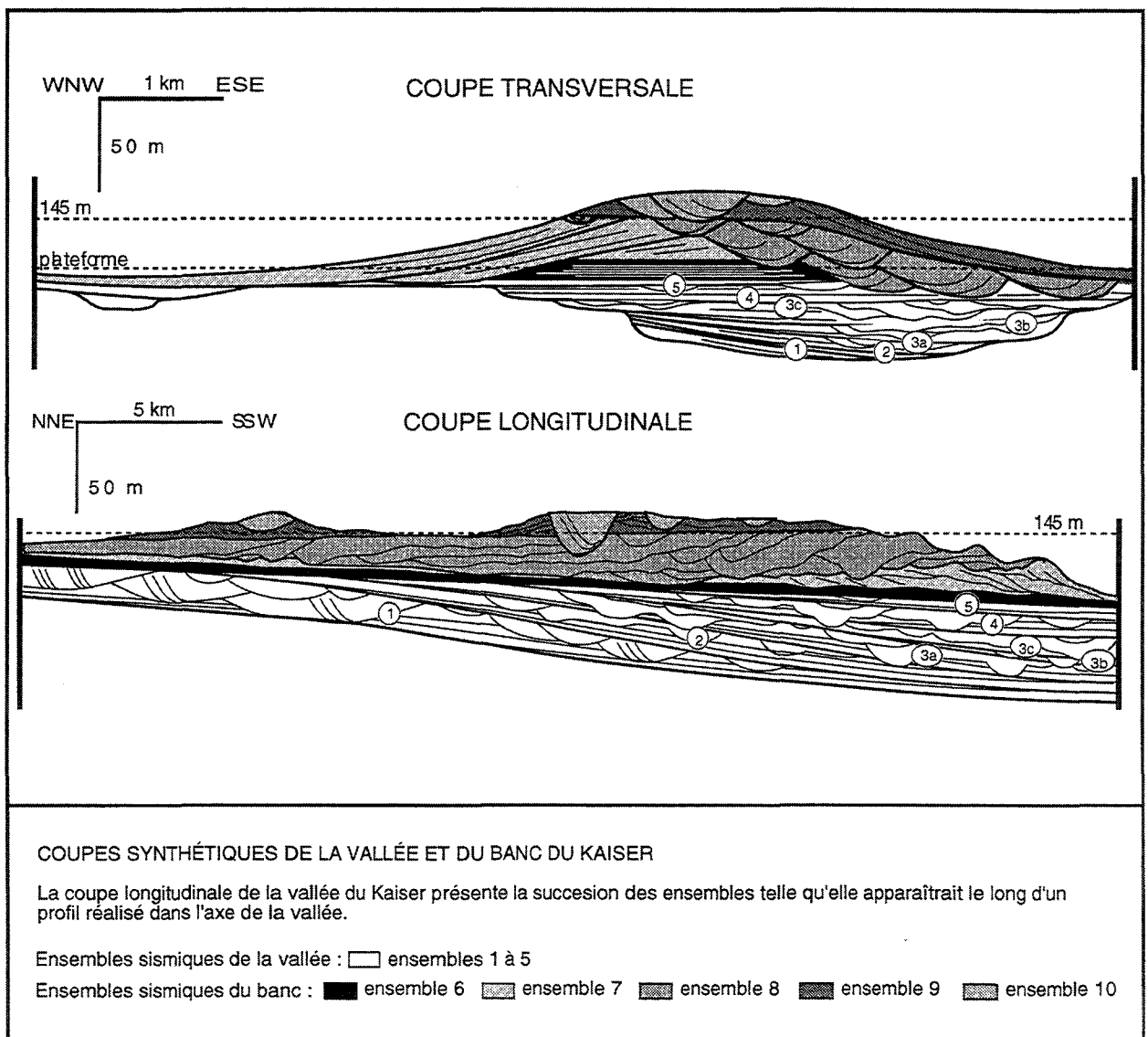


Fig. 99 : Coupes synthétiques interprétatives des ensembles d'unités du banc du Kaiser.

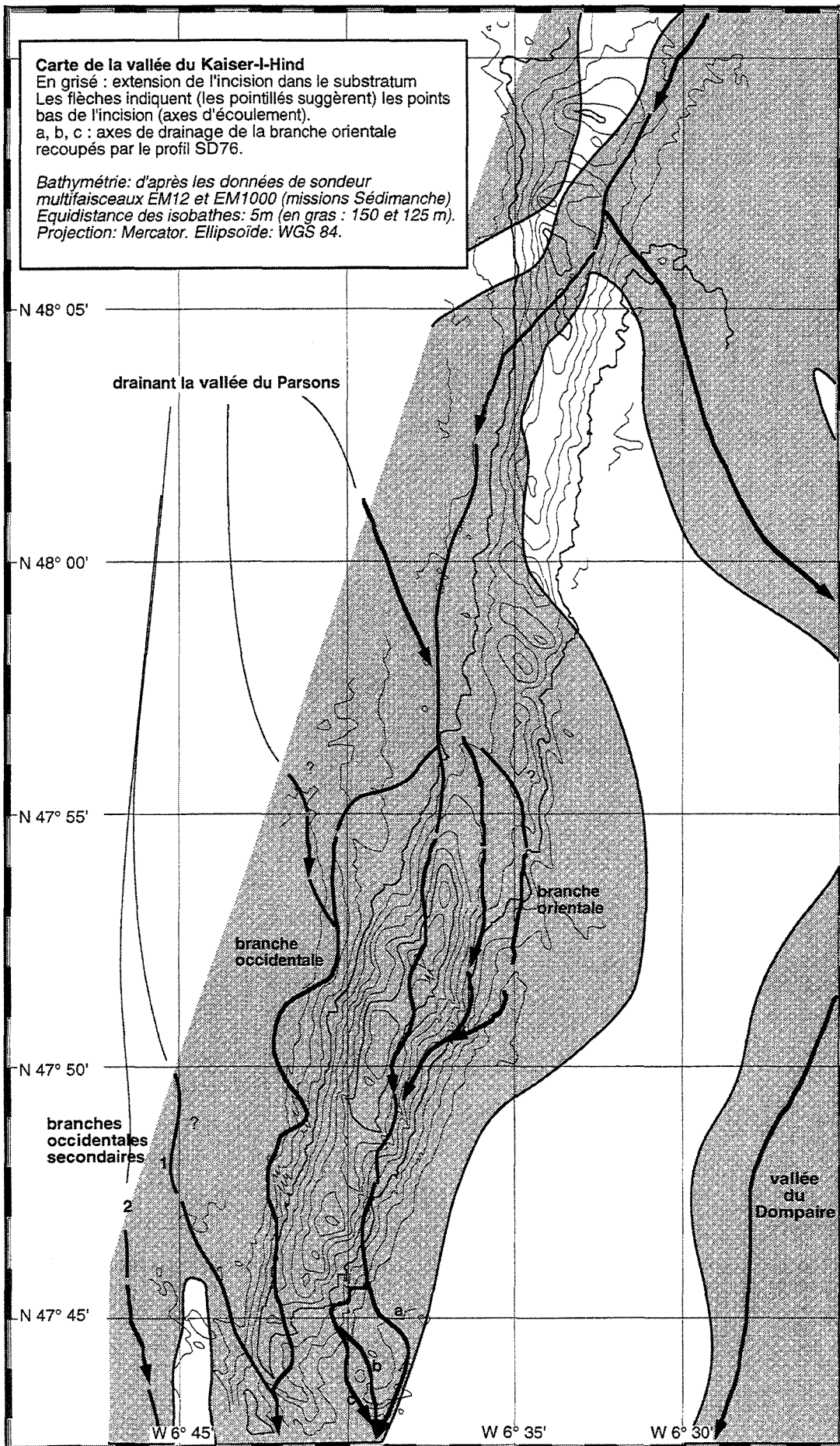


Fig. 100 : Incision des vallées du Kaiser et du Dompaire

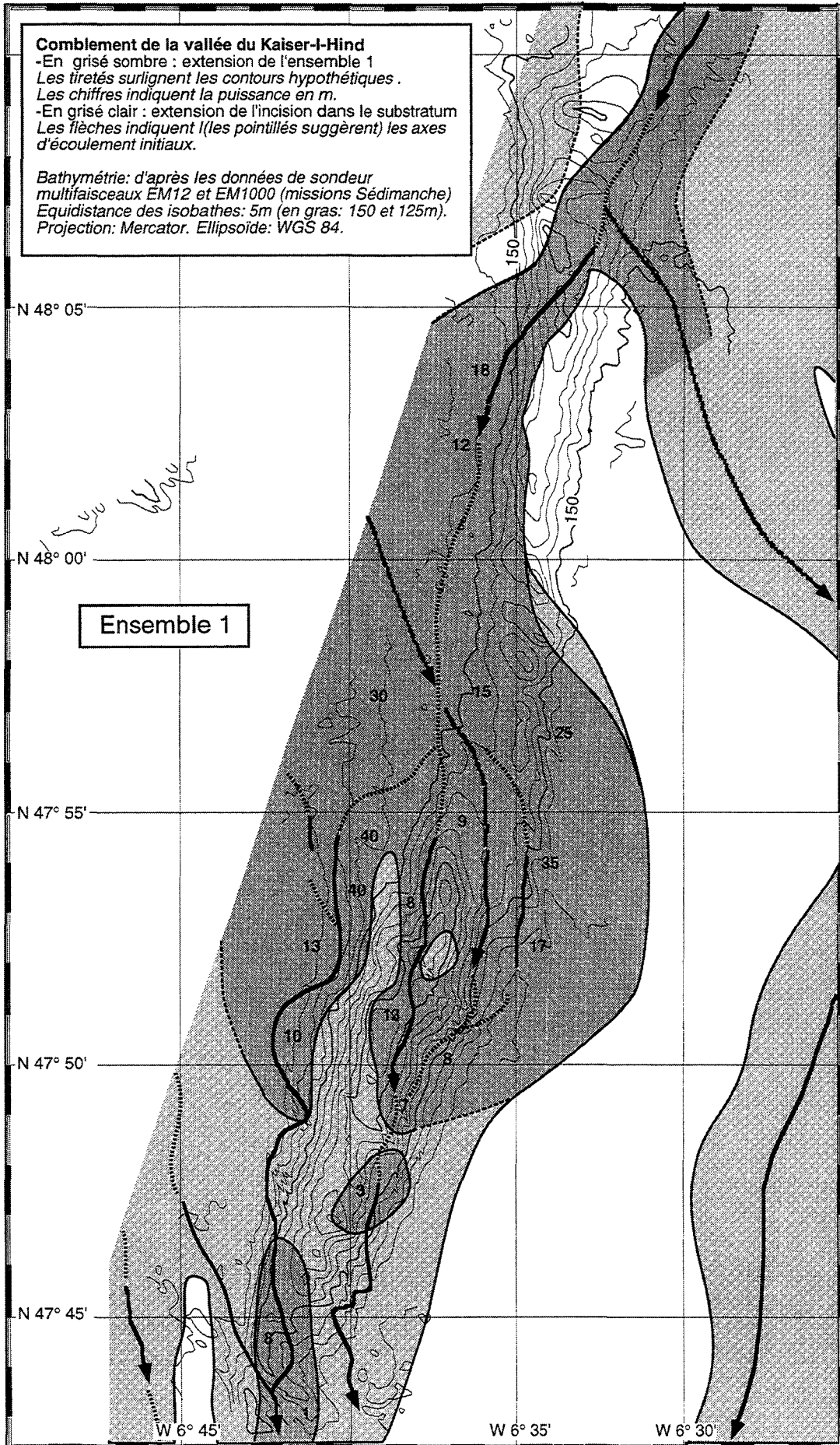


Fig. 101 : Carte de l'ensemble sismique n°1 (comblement de la vallée du Kaiser).

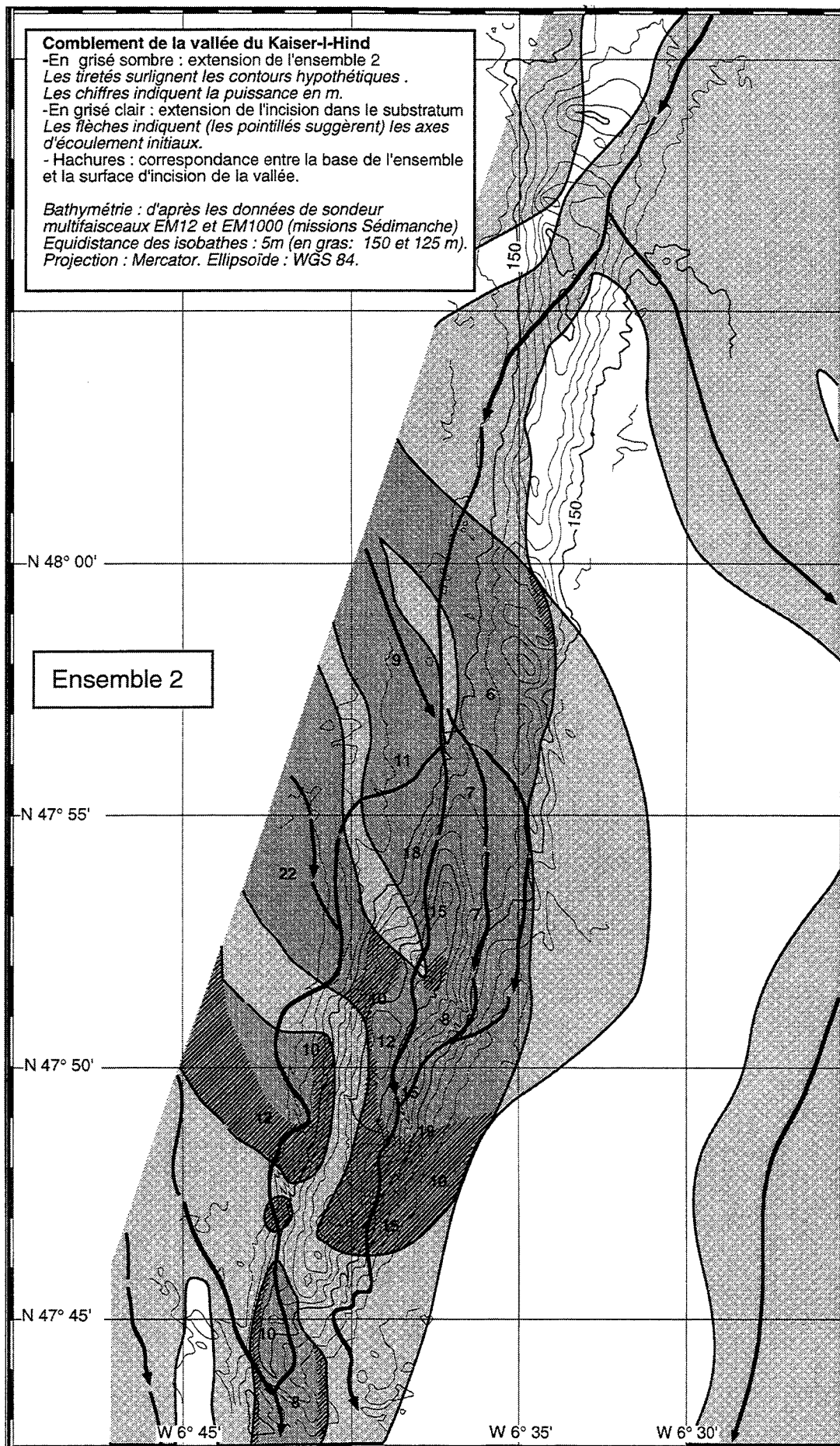


Fig. 102 : Carte de l'ensemble sismique n°2 (comblement de la vallée du Kaiser).

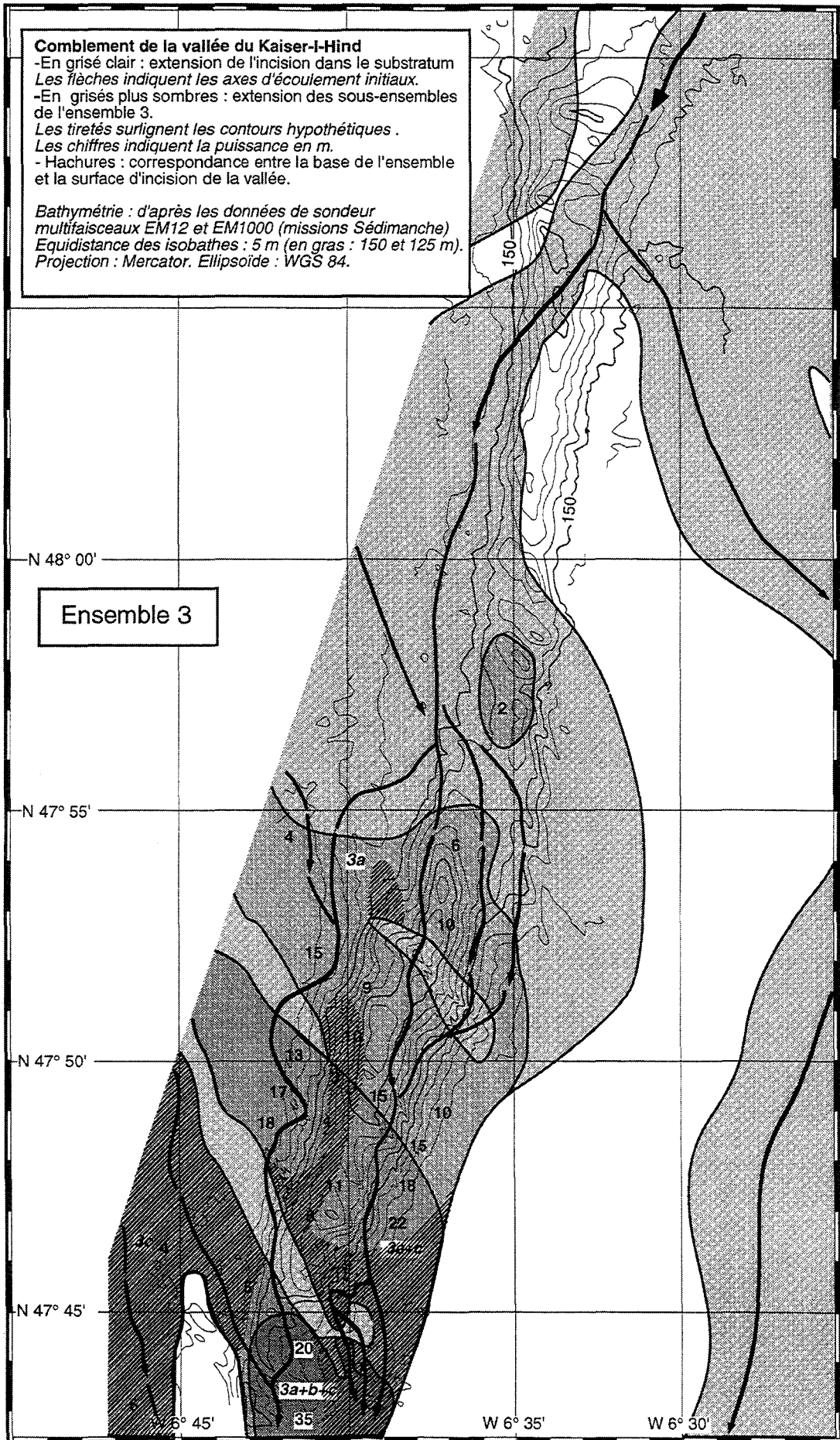


Fig. 103 : Carte de l'ensemble sismique n°3 (comblement de la vallée du Kaiser).

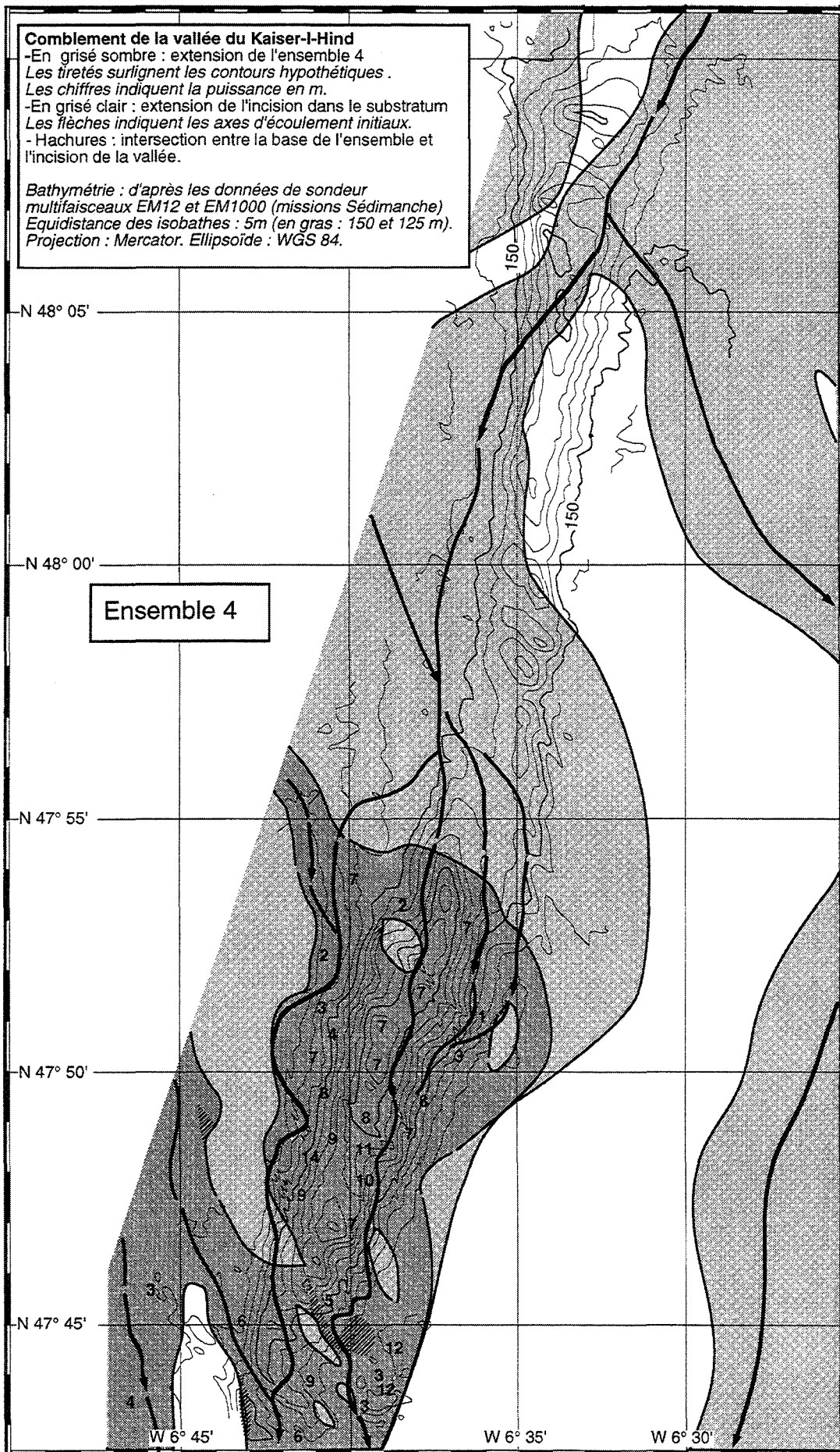


Fig. 104 : Carte de l'ensemble sismique n°4 (comblement de la vallée du Kaiser).

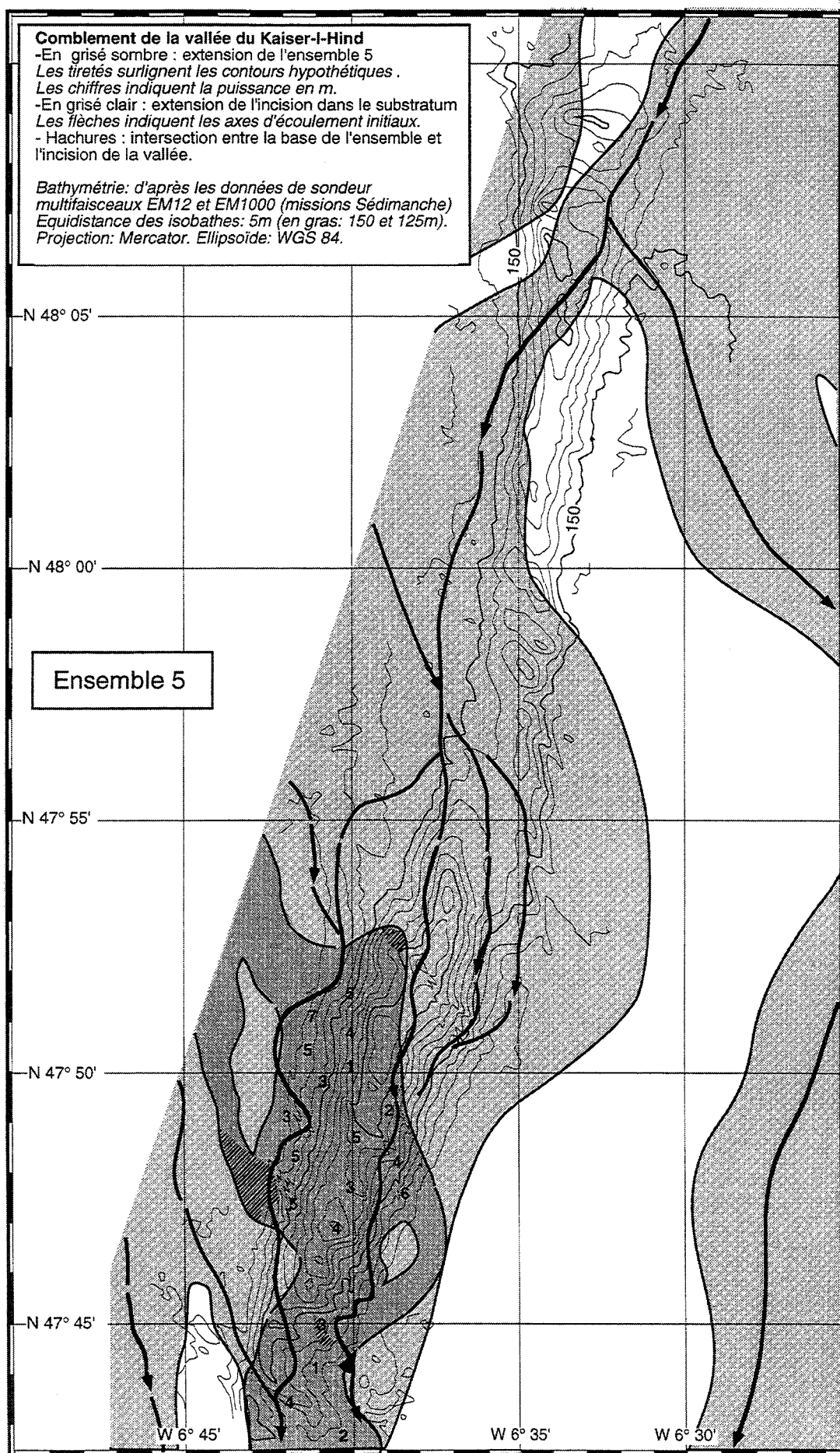


Fig. 105 : Carte de l'ensemble sismique n°5 (comblement de la vallée du Kaiser).

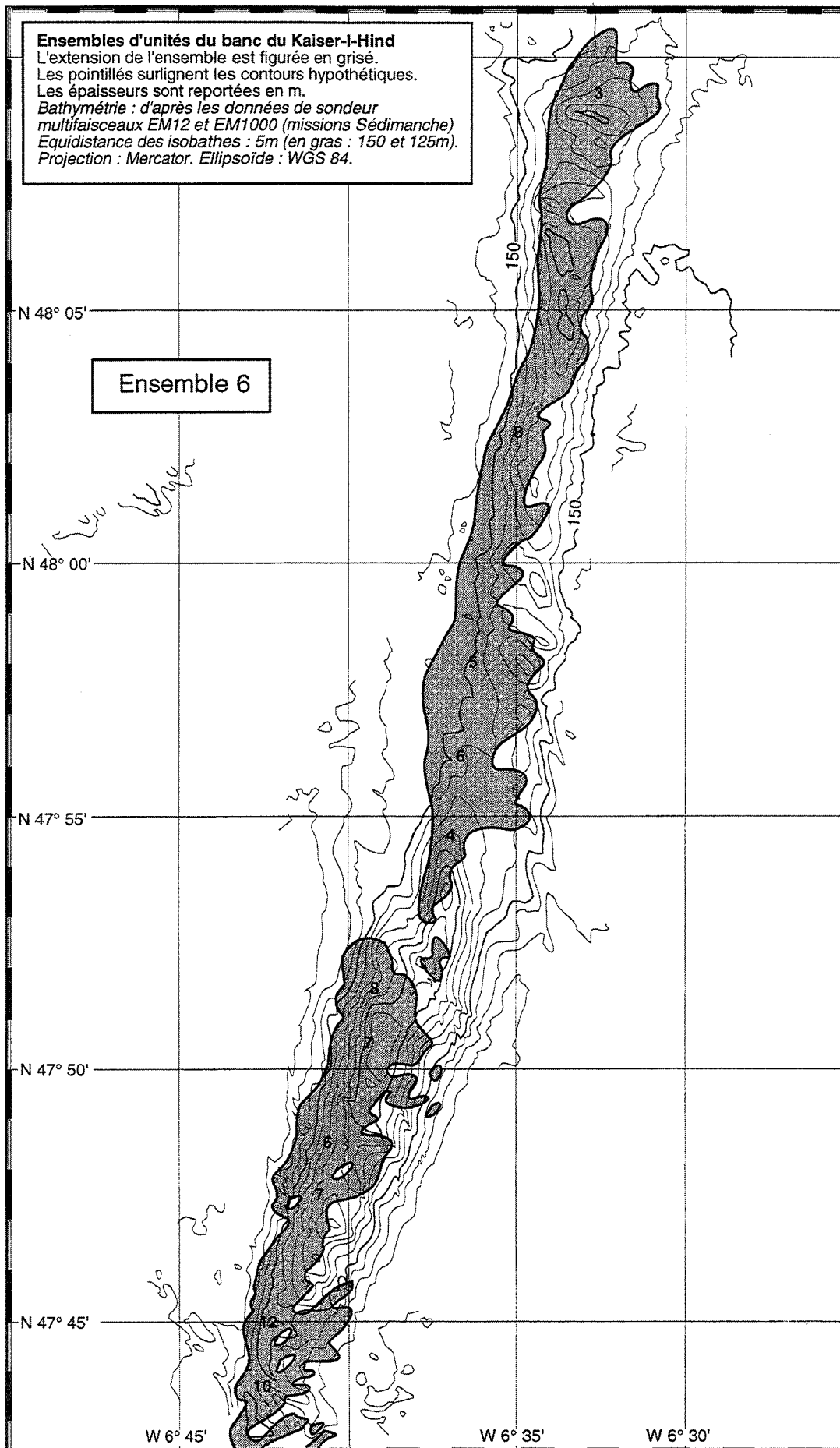


Fig. 106 : Carte de l'ensemble sismique n°6 (banc du Kaiser).

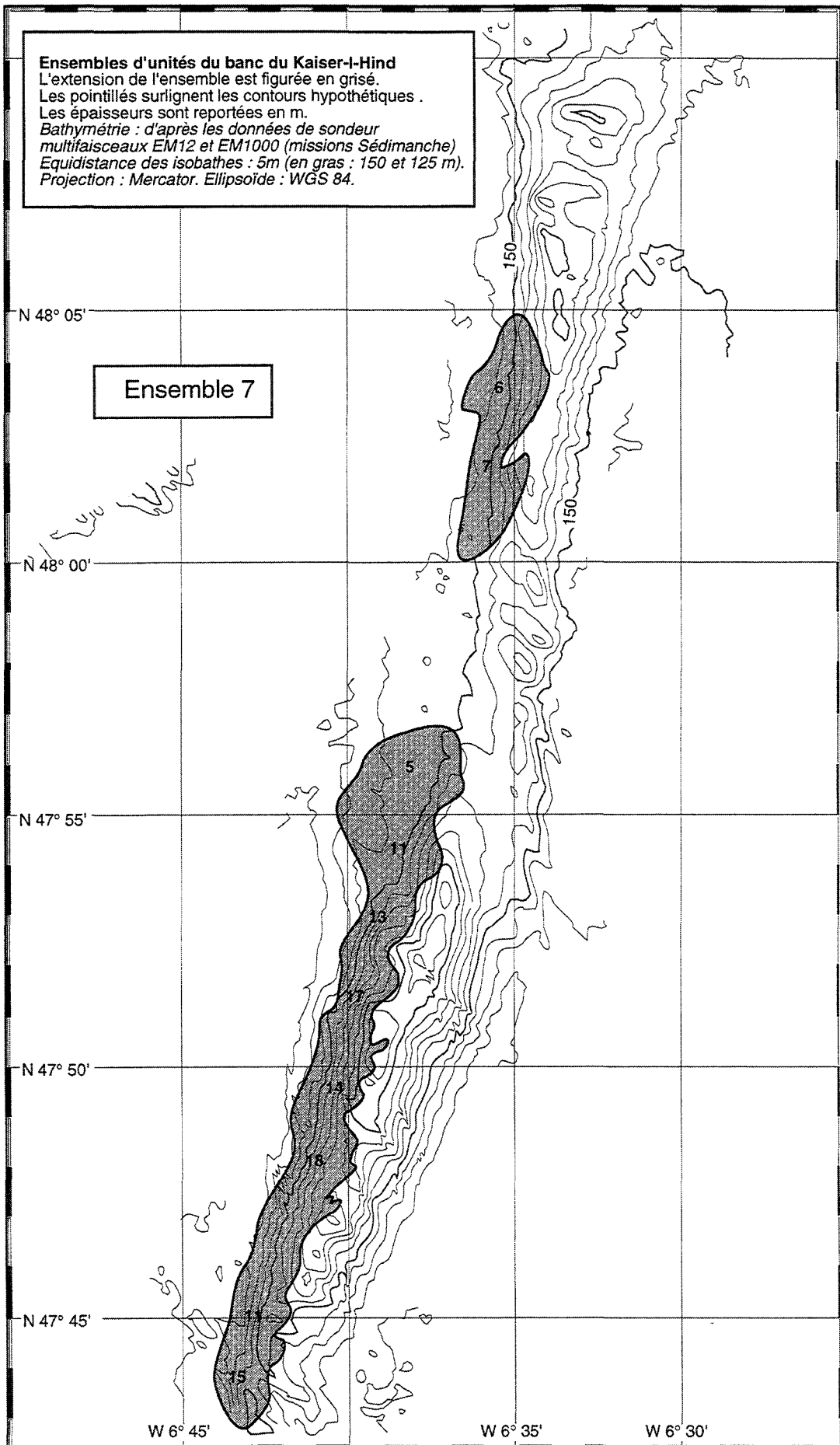


Fig. 107 : Carte de l'ensemble sismique n°7 (banc du Kaiser).

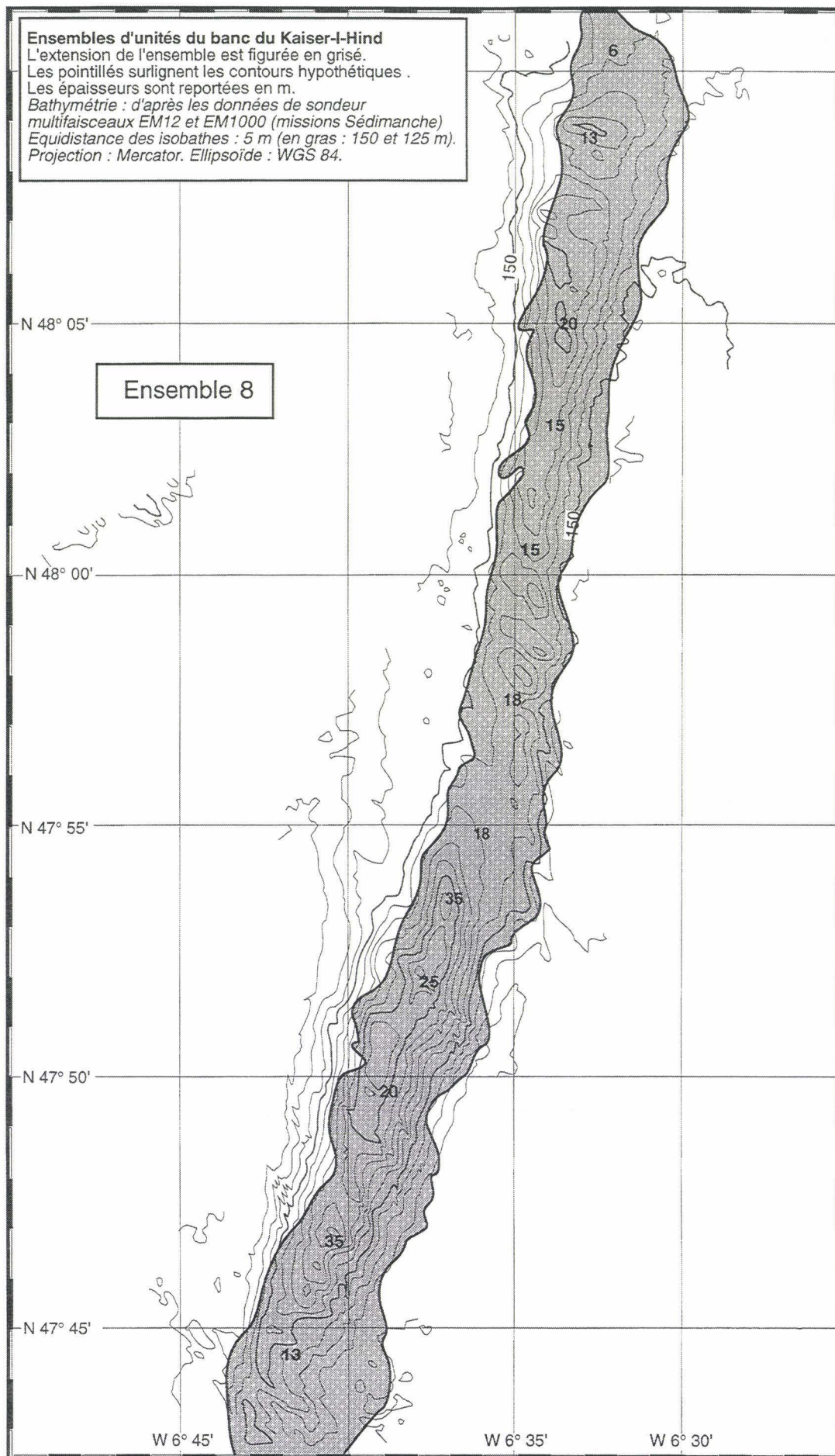


Fig. 108 : Carte de l'ensemble sismique n°8 (banc du Kaiser).

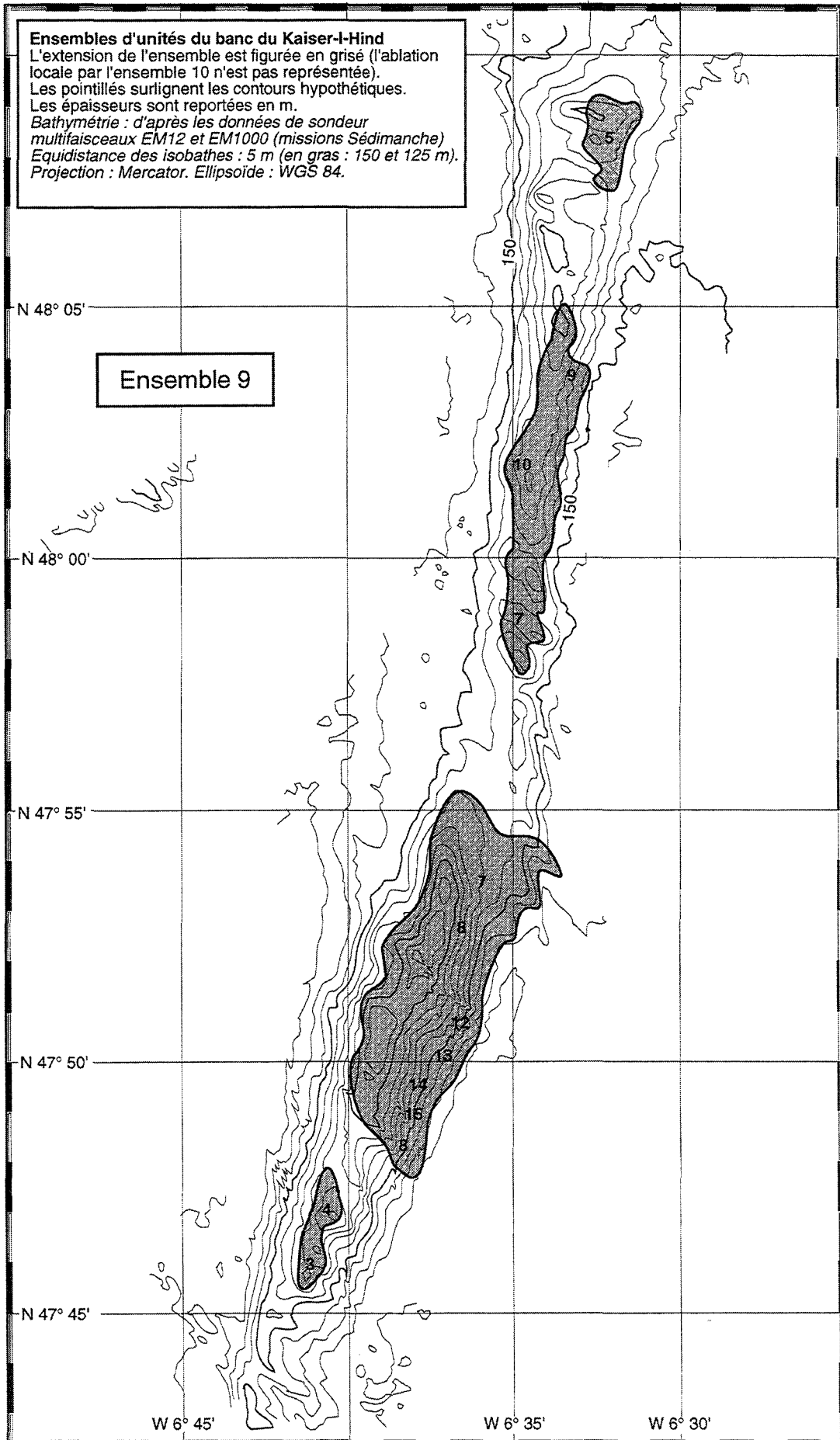


Fig. 109 : Carte de l'ensemble sismique n°9 (banc du Kaiser).

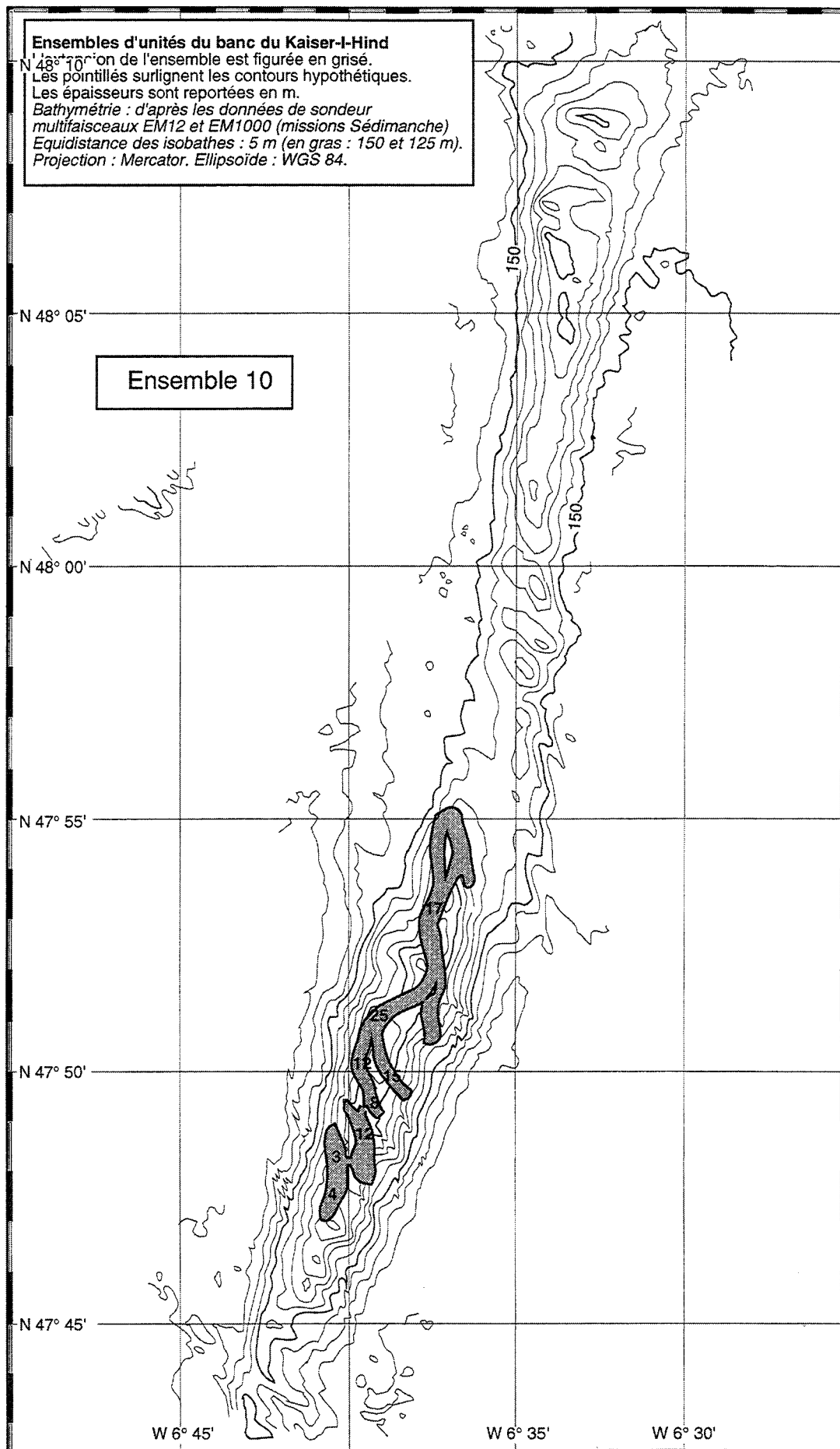


Fig. 110 : Carte de l'ensemble sismique n°10 (banc du Kaiser).

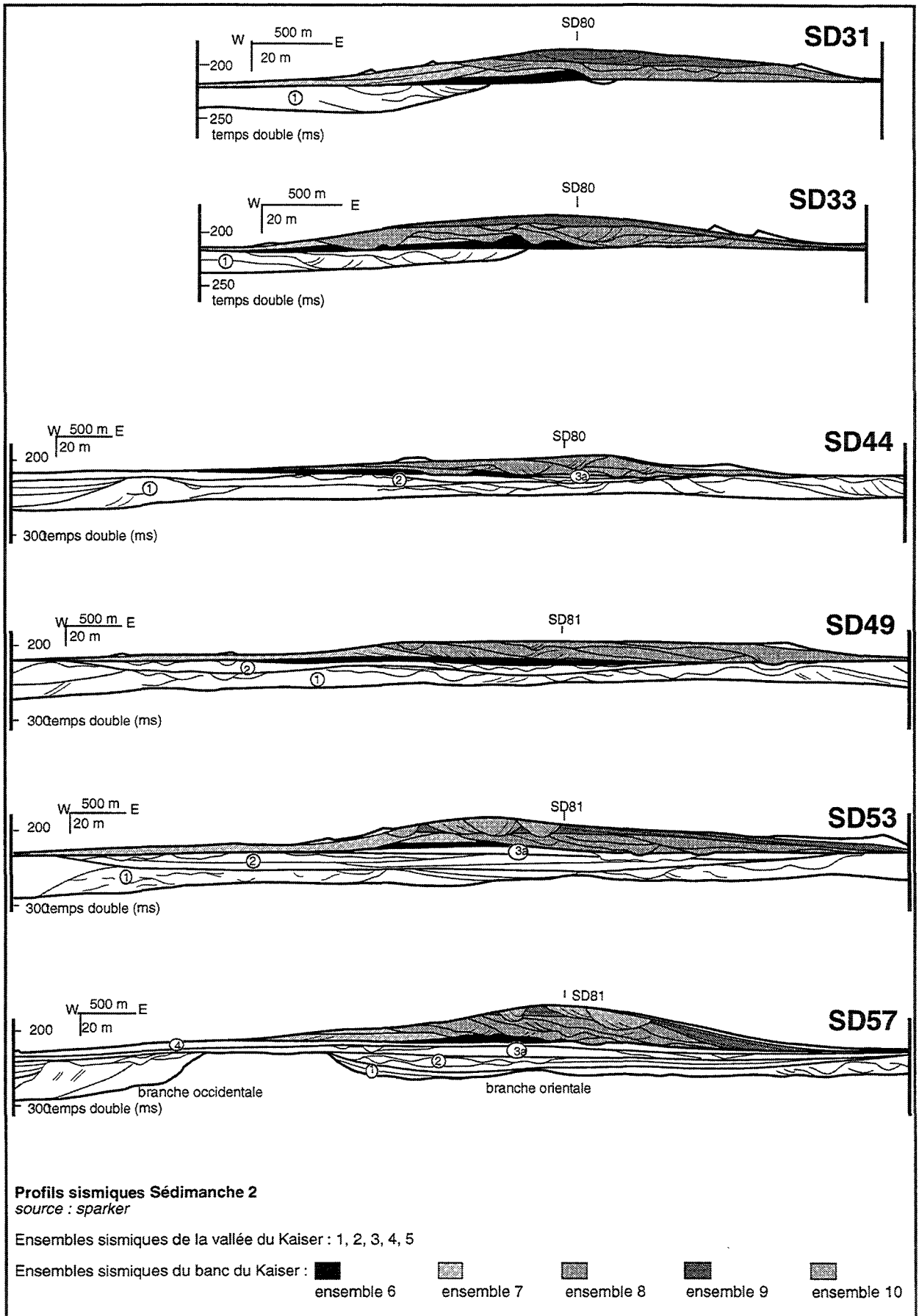


Fig. 111 : Profils transversaux Sédimanche 2, zones S2 et S3 (localisation : Fig. 9).

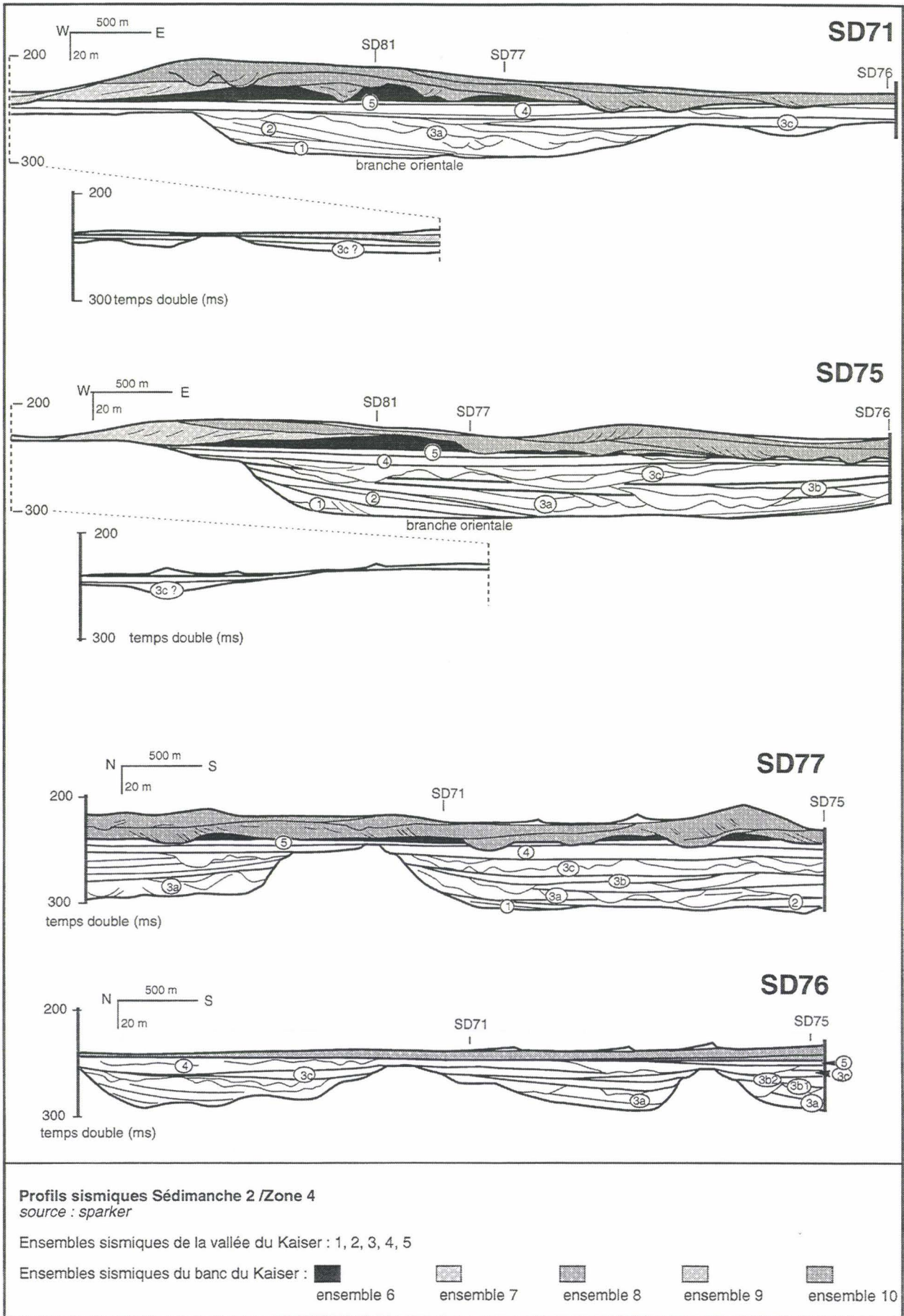


Fig. 112 : Profils Sédimanche 2, zone S4 (localisation : Fig. 9).

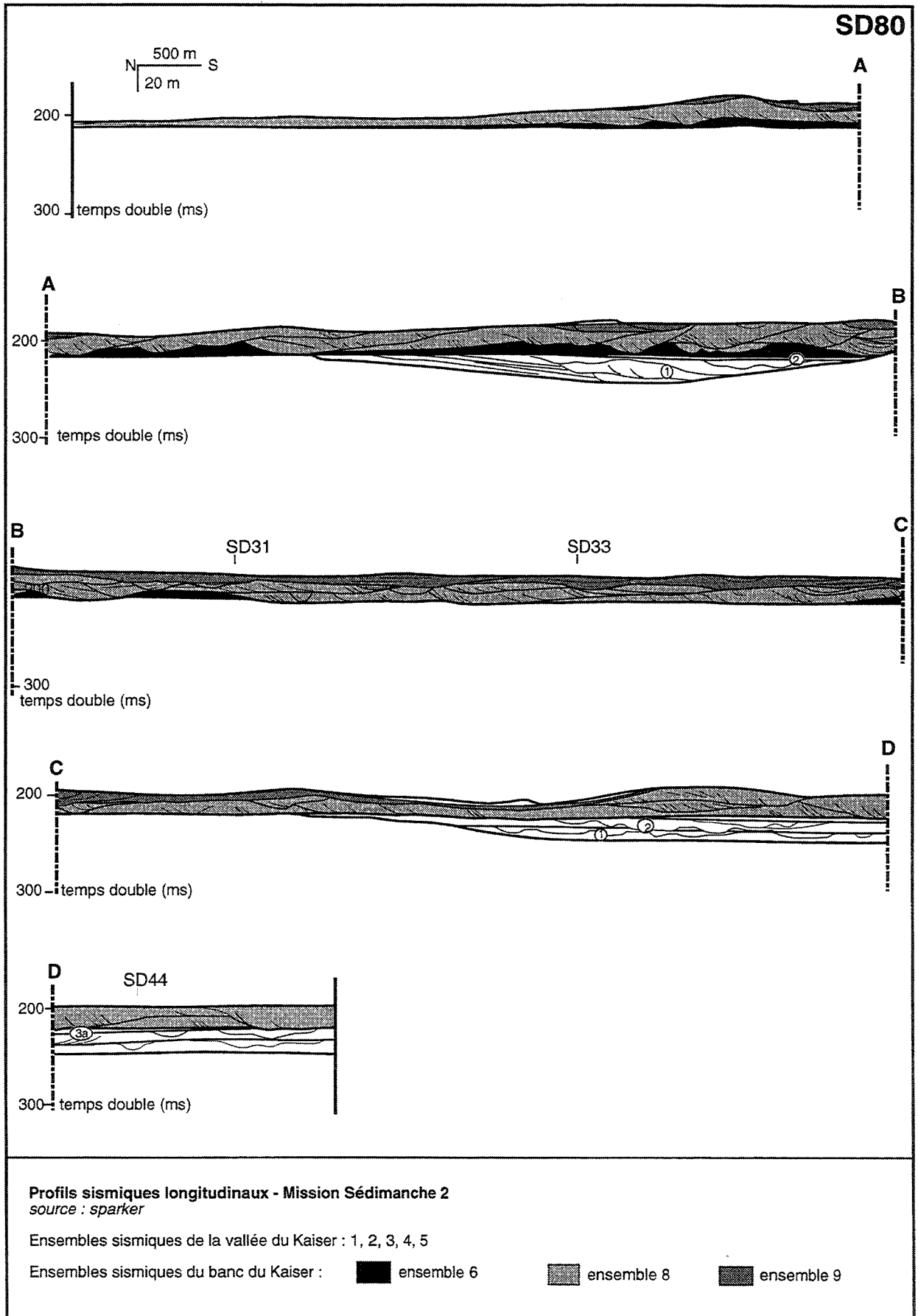


Fig. 113 : Profil longitudinal nord, Sédimanche 2 (localisation : Fig. 9).

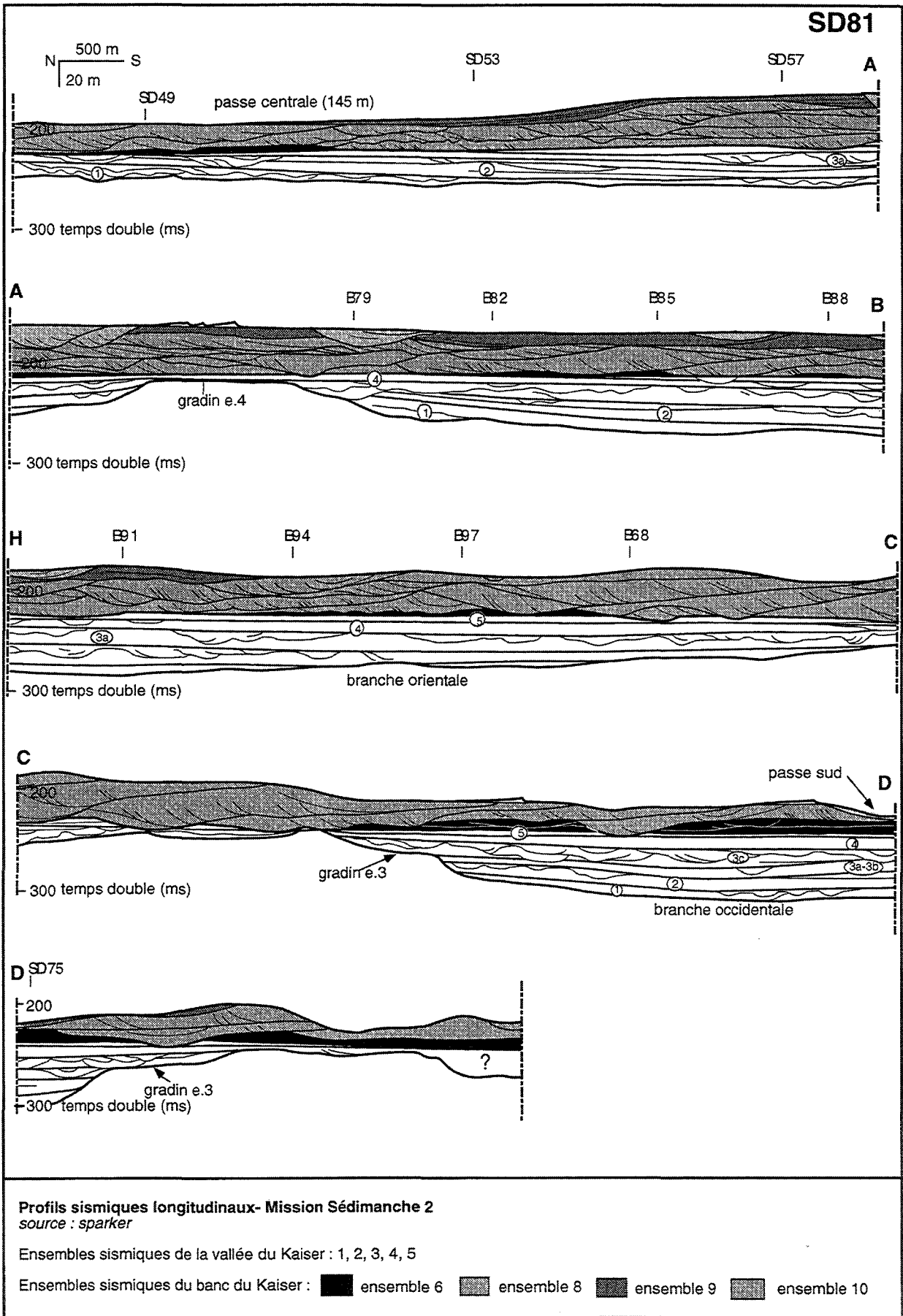


Fig. 114 : Profil longitudinal sud, Sédimanche 2 (localisation : Fig. 9).

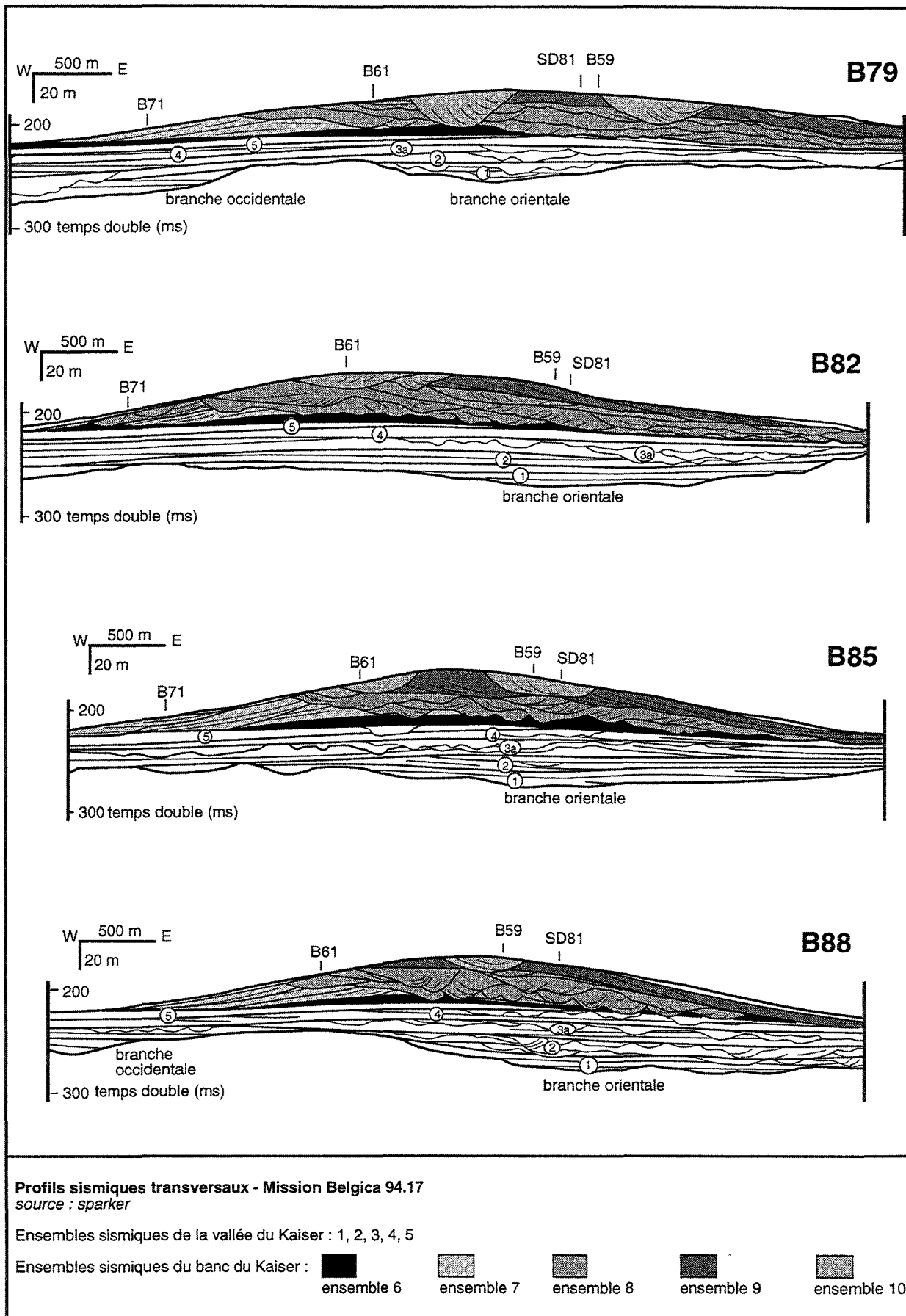


Fig. 115 : Profils transversaux Belgica 94, zone BS-nord (localisation : Fig. 9).

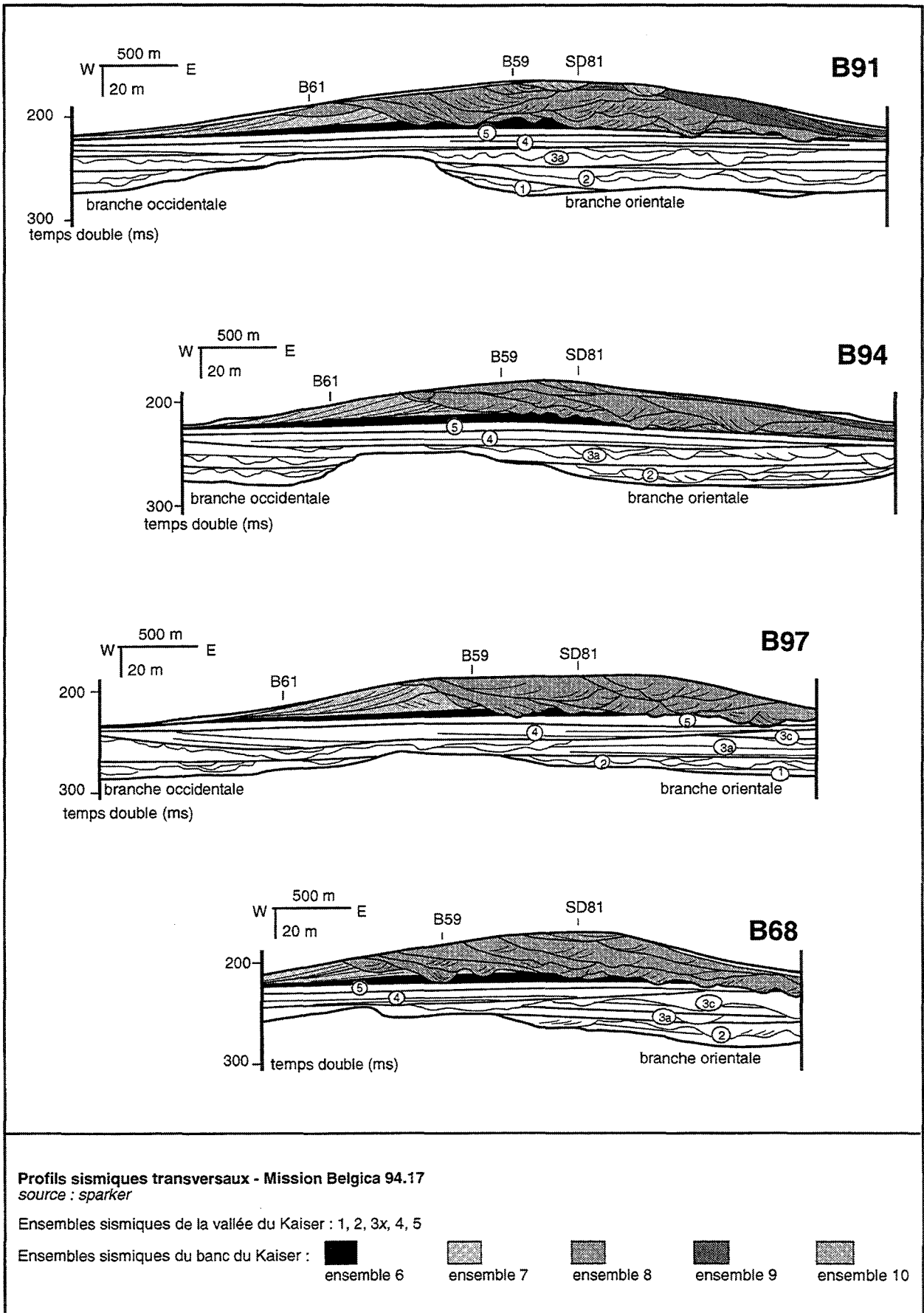


Fig. 116 : Profils transversaux Belgica 94, zone BS-sud (localisation : Fig. 9).

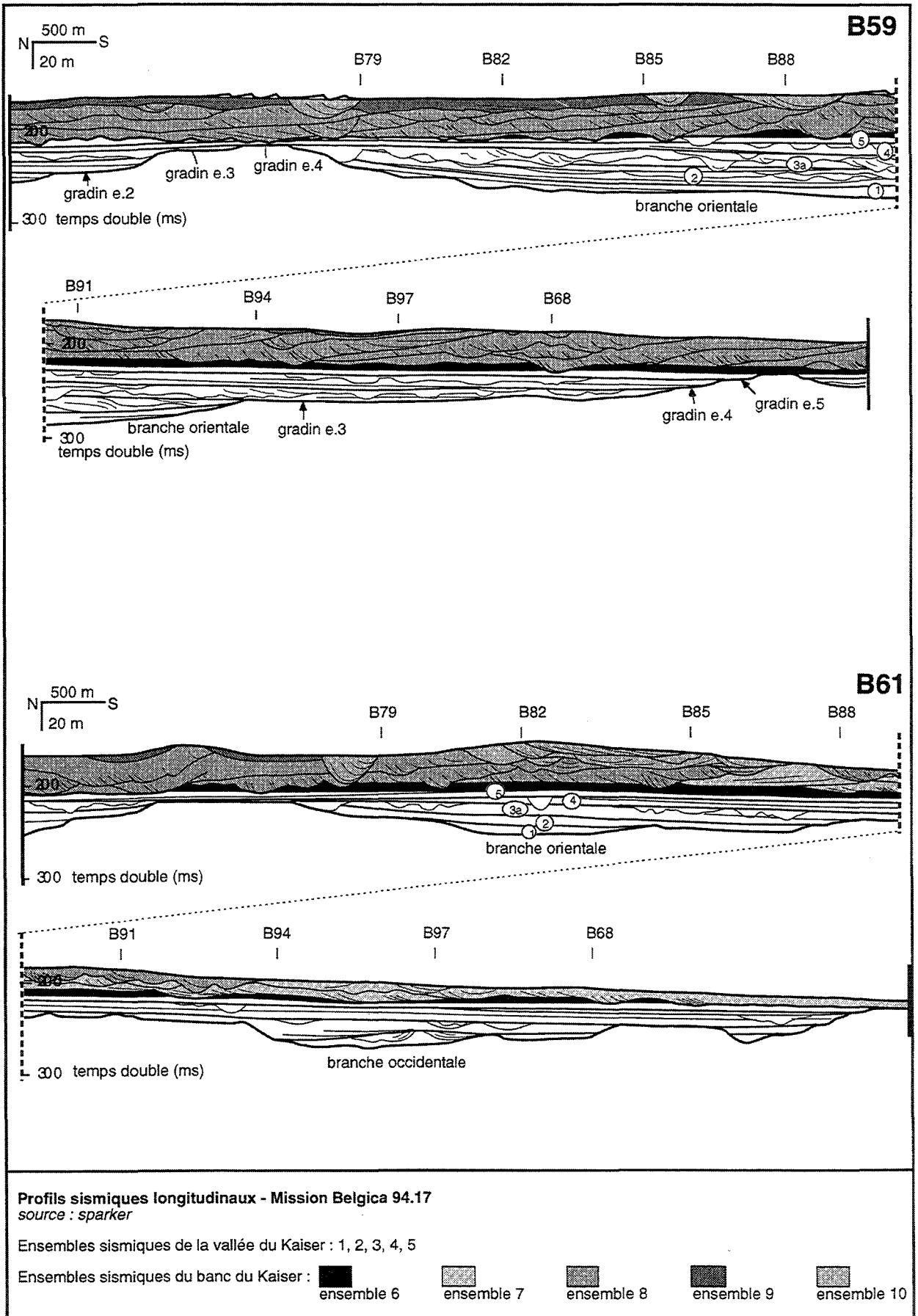


Fig. 117 : Profils longitudinaux Belgica 94, zone BS (localisation : Fig. 9).

CHAPITRE 6 : INTERPRÉTATION DE LA DYNAMIQUE ANCIENNE DU BANC DU KAISER

Abstract. - The c-type surface complexes within the the Kaiser valley are interpreted as fluvial deposits. Their configuration suggests an anastomosed river belt. They are bounded at their base by a base level drop surface due to a relative sea-level fall. The a-type surface could be caused by bay ravinement during a subsequent transgression shaping the walls and the terraces of the valley edges. The b-type surface complexes are interpreted as mainly bay transgressive deposits. Contrarily to our first interpretation of the bank deposits as tidal dunes (Reynaud *et al.*, 1995), we propose here a new interpretation as tidal delta mouth bars (set n°7) and channels (set n°8 and 10), prograding on subhorizontal bay/estuary deposits (set n°6), and at last partly reworked as shoreface by tides and waves (set n°9; Fig. 125 and Fig. 132).

The deltaic origin of the bank is suggested by: [1] the drainage direction of the sinuous channels within set n°8, which is the same as that of the underlying paleovalley channels; [2] the level of channel floors, predominantly higher than the surrounding continental-shelf surface; [1] a general seaward progradational structures of sets n°7 and n°8 (Fig. 126). The deltaic origin would also explain the seaward increase in thickness of the system (Fig. 99). As channels are relatively deep and numerous, so that they completely remove the underlying deposits down to the bottom of the bank in the mouth axis (Fig. 125), one can hypothesize that they are tide-dominated. In this interpretation, mouth bar units (set n°7) and channel complexes (set n°8) are coeval. This delta is believed to have grown in a transgressive setting, as suggested by: [1] the seaward deepening of the base of the channels; and [2] the high preservation of the channels (due to an high aggradation ratio, Fig. 130). In the continuing transgression, aggradation would be limited landward by a flattening of the continental-shelf gradient, over which transgression would be faster (Fig. 134). Set n°10, corresponding to deep and in-place buried channels, could represent this stage of abandonment. In our interpretation, the lateral position of the bank should be controlled by the outflow position of the fluvial distributaries. This would explain the superimposition of the Kaiser and Dompair banks over their respective valleys. Erosive bank morphogenesis, due to wave and tide action after the sediment supply decreased markedly in mid-transgression, would be restricted to the moulding of hills on the bank crest, reduction of the lobe width, and landward disconnection from the alluvial system.

An attempt of defining sequence stratigraphic units is made. Within the valley-fill, each depositional set is interpreted as one sequence (Fig. 135). In the simplest way, the bank (*s.s.*) is more likely a stack of autocyclic depositional successions (Fig. 136) forming only one depositional sequence, bounded at its base by a paralic transgression surface (bayline migration), and at its top by a marine transgression surface. The stacking pattern of these high-order sequences shows a stable to transgressive trend of sea-level lowstands on a longer time frame (Fig. 137). Consideration of the valley-bank system in the context of the entire Neogene succession (Fig. 138) leads to the interpretations that: [1] the high-order sequences within the valley-bank system are of 4th- to 5th-order (20-100 ka) according to Haq *et al.* (1988), and thus are exclusively forced by glacioeustasy, unlike the underlying formation boundaries which are more likely tectonically controlled at order 3; and [2] the observed transgressive trend is of order 2. The glacioeustatic influence would begin in the late Miocene, since sequential interpretation of Lower Little Sole Formation suggests that the buried canyons within this formation are 5th- order sequences.

The thickness of the fluvial sequences provides a means of estimating the subsidence rate during their deposition. Comparing this with the eustatic sea-level curve (Fig. 141), one can estimate the age of the Kaiser valley infill as late Pliocene, between Reuverian and Tiglian stages (2.6-1.7 MA). On the other hand, it is doubtful that the Kaiser Bank should not have been partially reworked during the last Pleistocene lowstands at -120 m. In this way, some of top bank deposits could be related to this reworking (set n°9, and maybe set n°10). In this case, there would be a hiatus surface at the top of set n°8. This points out the limits of high resolution sequence stratigraphy analysis related to architecture without the frame of a good chronostratigraphy. Nevertheless, as the overall, transgressive evolution of the system is of 2nd order, the banks are the sequential equivalent of basal deposits within the retrogradational, lower Miocene "Jones" wedge; therefore, their preservation potential is high at the million-year scale. Despite this, the present day bank still have chances to be partly eroded and reworked during the next 4th-order lowstand, unless the subsidence at 3rd order, very slow during the Upper Pleistocene, will start up again.

1. INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE ¹

A. NATURE DES DEPOTS

1. COMBLEMENT DE LA VALLEE DU KAISER

a. Interprétation de la structure

1. Origine fluviale de l'incision

Sur les plateaux continentaux, trois types d'incisions peuvent se produire : les incisions fluviales, les incisions tidales et les incisions glaciaires. On a vu au Chapitre 4 dans quelle mesure les phénomènes glaciaires pouvaient intervenir dans la formation des fosses de la Manche en générant d'importants surcreusements dans un réseau fluvial préexistant. Au contraire, le fond de la vallée du Kaiser semble s'approfondir de manière régulière vers le Sud de 0,2% (Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81]). Ceci conforte l'hypothèse de Bouysse *et al.* (1976) selon laquelle les vallées de Mer Celtique, débouchant à -240 m dans le secteur de la Chapelle, ont été creusées par les fleuves lors de très bas niveaux marins du Quaternaire.

La sismique apporte un argument supplémentaire à l'hypothèse d'un creusement fluvial : l'incision principale de la vallée du Kaiser et ses branches occidentales secondaires suggèrent un réseau de drainage hiérarchisé, avec des fleuves et leurs affluents. La profondeur de l'incision des affluents à leur embouchure correspond à celle des gradins topographiques sur le flanc de la vallée principale (Fig. 112 [SD71]). Cela suggère [1] que la morphogenèse de la vallée principale est liée à la jonction des affluents, [2] que l'ensemble est sous le contrôle d'un même écoulement vers la pente continentale.

2. Polyphasage du comblement

Une relation étroite s'observe entre la morphologie de la vallée et les unités qui la comblent : la base des ensembles sismiques supérieurs (réflecteur *a*) coïncide avec les gradins étagés des flancs de l'incision principale. Au Nord de la zone d'étude, l'incision de la vallée, ne présentant pas de gradin, est presque entièrement comblée par l'unité 1 ; Fig. 113 et Fig. 114 [SD80-81]. De plus, la direction N120° qui apparaît comme un axe important des enveloppes de ces ensembles est également la direction des affluents occidentaux de la vallée et de ses ramifications (Fig. 101 à Fig. 105).

Ces remarques suggèrent que l'évolution de la vallée est soumise à l'alternance de phases d'incision (base des ensembles) et de comblement (contenu des ensembles). L'évolution de cette dynamique dans le temps se traduit par des incisions de plus en plus larges et de moins en moins profondes dans la partie nord de la vallée (Fig. 101 à Fig. 105, et Fig. 111 à Fig. 117).

b. Nature du comblement

1. Diversité des hypothèses

Aucun argument lithologique ne permet de caractériser les milieux de dépôt de la vallée, dont les sédiments n'ont pas été carottés. Seul [1] le faciès acoustique et [2] la structure interne des unités permettent de discuter la nature du milieu de dépôt. D'après des études menées sur la plateforme continentale ouest européenne (Atlantique, Manche, et Mer du Nord), plusieurs types de comblements peuvent être invoqués *a priori* : les comblements glaciaires (Destombes, 1975 ; Wingfield, 1990), fluviaux (Alduc, 1979), estuariens (Allen et Posamentier, 1993) et marins (Balson, 1994). Contrairement [1] aux dépôts marins comblant les fosses de Mer du Nord, dont la structure est particulièrement monotone, voire transparente, en sismique THR (Balson, 1994) et [2] aux dépôts fluvio-glaciaires présents dans la fosse centrale de la Manche, qui sont caractérisés par des unités de structure interne chaotique montrant des limites accidentées par des dépressions circulaires décimétriques (Lericolais *et al.*, 1995 ; Fig. 87a), la vallée du Kaiser est comblée par des ensembles de dépôt dont l'enveloppe, caractérisée par des surfaces planes et subhorizontales à l'échelle hectométrique, est comparable à celle de nappes fluviales.

2. Comblement purement fluvial?...

◆ Un système chenalisé fluvial

Les réflecteurs de type *c*, tronqués les uns par les autres, sont interprétés comme des surfaces d'érosion marquant la base de complexes chenalisés (Fig. 116 [B68]). Sur la base de ces éléments, il est possible d'interpréter le remplissage de la vallée du Kaiser comme purement fluvial, les réflecteurs *c* représentant les chenaux distributaires, et les réflecteurs *b* les dépôts de crue de la plaine d'inondation (Fig. 89). Dans cette hypothèse, chaque ensemble de dépôt correspond à une nappe alluviale. La base de chaque ensemble (ou « nappe ») serait constituée principalement de

¹ Je propose ici une identification des dépôts d'après les arguments retirés de l'étude sismique. Dans cette démarche, je considère les *ensembles sismiques* reconnus comme des *ensembles de dépôts* et les réflecteurs comme l'expression de discontinuités lithostratigraphiques.

dépôts agradants de plaine d'inondation : la faible abondance relative des chenaux par rapport aux dépôts de crue caractérise une élévation rapide du niveau de base (fort taux d'accommodation). L'augmentation de ce *ratio* vers le sommet des nappes traduirait une diminution du taux d'agradation du système liée à un ralentissement de l'élévation du niveau de base (diminution du taux d'accommodation ; Wright et Marriott, 1993). Cette évolution apparaît cohérente avec la présence d'une surface *a* d'incision (accommodation négative) au toit de chaque nappe.

Les barres d'accrétion, comme celle, très épaisse (20 m), que l'on observe dans l'ensemble 1 au confluent des branches occidentale et orientale de la vallée (Fig. 111 [SD57]), caractériseraient un style fluvial à tendance méandrique (Miall, 1992). Pour les ensembles supérieurs, la forme concave des chenaux serait préservée dans les réflecteurs *c*. Cela implique que les chenaux ne migrent pas, et exclut donc que le système soit méandrique. Les nombreuses troncatures des réflecteurs *c* suggèrent l'incision et le remplissage des chenaux avec peu de migration, ainsi que de fréquentes avulsions dans le système. Ce sont des caractéristiques communes des appareils en tresse et anastomosés (Miall, 1992). Mais les systèmes en tresse sont essentiellement constitués d'empilements d'unités chenalisées d'épaisseur métrique (Miall, 1992), alors que les ensembles 2 à 3c comporteraient une part importante de dépôts de plaine d'inondation et des chenaux d'épaisseur décamétrique. Les unités chenalisées des ensembles 2 à 3c désignent plutôt un système en *ceinture de chenaux anastomosés* (Fig. 118). Plaident en faveur d'un tel style chenalisé : [1] le rapport d'échelle entre le rayon de courbure des réflecteurs *c* (hectométrique) et la largeur de la vallée (kilométrique), ainsi que [2] la sinuosité des réflecteurs *c*, aussi importante sur les profils longitudinaux que sur les profils transversaux.

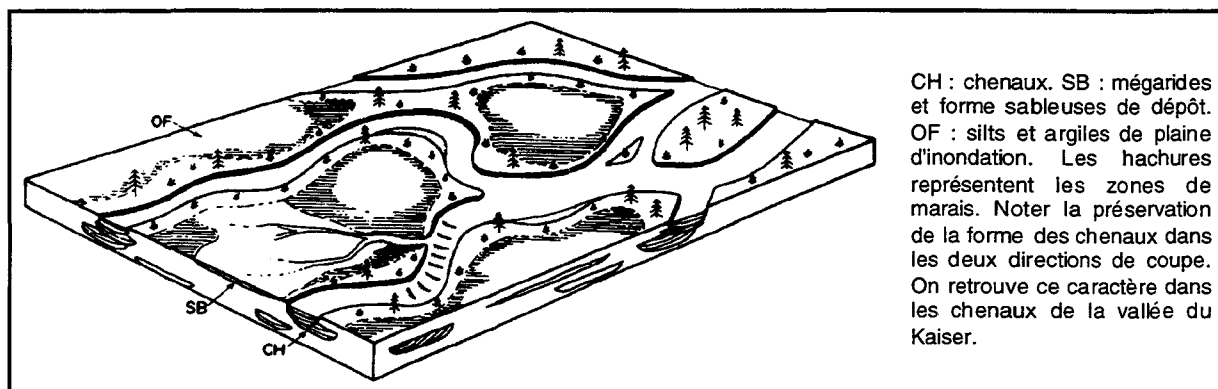


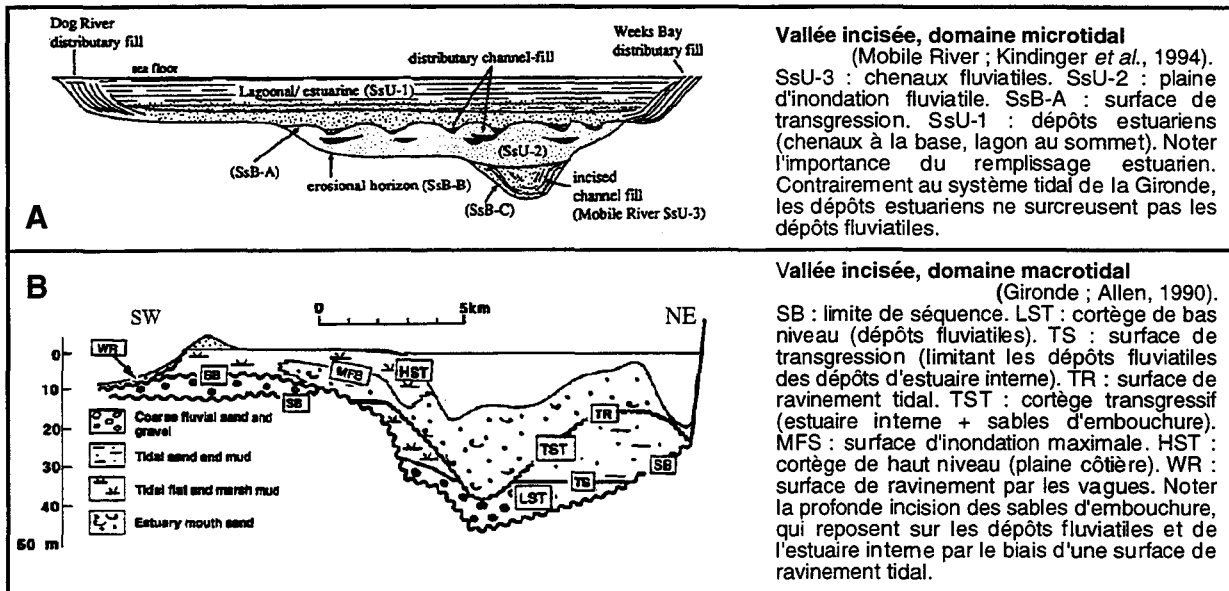
Fig. 118 : Réseau fluvial anastomosé (Miall, 1992).

3. ...ou comblement fluvio-estuarien?

Chaque ensemble de dépôt pourrait également être de nature composite, avec des dépôts fluviaux et des dépôts estuariens. Dans cette hypothèse, les dépôts estuariens seraient limités à la base par une surface de ravinement¹ subhorizontale de type «*bay ravinement*», qui aurait pour caractéristique de tronquer tous les dépôts sous-jacents et de recouper latéralement le substratum de l'incision fluviale au niveau de gradins topographiques élargissant les murs de la vallée (Kidinger *et al.*, 1994 ; Fig. 119). Ce schéma est en accord avec l'organisation interne du remplissage de la vallée du Kaiser : les surfaces *a* pourraient représenter ces surfaces de ravinement, les complexes *b* correspondant alors aux dépôts estuariens agradants, faiblement chenalisés, et les complexes *c* à des systèmes de chenaux fluviaux. Dans cette hypothèse cependant, la dynamique estuarienne ne contribuerait pas aux surcreusements tidaux tels qu'on les observe par exemple dans le comblement de la vallée incisée de la Gironde, où une surface d'érosion de forte amplitude sismique, la *surface de ravinement tidal*, incise au toit du comblement tous les dépôts sous-jacents sur plusieurs dizaines de mètres (Allen et Posamentier, 1993 ; Fig. 119).

En l'absence de données de sondage, il est difficile de trancher entre ces deux hypothèses. Néanmoins, plusieurs arguments plaident en faveur de la seconde, que nous retiendrons par la suite : [1] on conçoit mal comment il est possible de créer une incision fluviale à fond plat ou faiblement concave à l'échelle kilométrique (réflecteurs *a*) en l'absence d'un système d'éventail alluvial ou d'un réseau en tresse. Or ce sont des chenaux plutôt sinueux (réflecteurs *c*) qui caractérisent la phase chenalisée des ensembles de dépôt de la vallée du Kaiser. [2] les réflecteurs *b* présentent des biseaux tangentiels d'angle faible vers le Nord-Est, indiquant une discrète composante de rétrogradation vers l'amont de la vallée. Cette rétrogradation, peu explicable dans l'hypothèse de dépôts de plaine d'inondation purement agradants, est en revanche une caractéristique des comblements estuariens en domaine transgressif.

¹Au sens de Nummedal et Swift ([1987] in Thomas et Anderson, 1994).



Vallée incisée, domaine microtidal
(Mobile River ; Kindinger *et al.*, 1994).
SsU-3 : chenaux fluviatiles. SsU-2 : plaine d'inondation fluviatile. SsB-A : surface de transgression. SsU-1 : dépôts estuariens (chenaux à la base, lagon au sommet). Noter l'importance du remplissage estuarien. Contrairement au système tidal de la Gironde, les dépôts estuariens ne surcreusent pas les dépôts fluviatiles.

Vallée incisée, domaine macrotidal
(Gironde ; Allen, 1990).
SB : limite de séquence. LST : cortège de bas niveau (dépôts fluviatiles). TS : surface de transgression (limitant les dépôts fluviatiles des dépôts d'estuaire interne). TR : surface de ravinement tidal. TST : cortège transgressif (estuaire interne + sables d'embouchure). MFS : surface d'inondation maximale. HST : cortège de haut niveau (plaine côtière). WR : surface de ravinement par les vagues. Noter la profonde incision des sables d'embouchure, qui reposent sur les dépôts fluviatiles et de l'estuaire interne par le biais d'une surface de ravinement tidal.

Fig. 119 : Comblement fluviatile et estuarien des vallées incisées (A : Golfe du Mexique ; B : Gironde).

2. LES DEPOTS DU BANC S.L.

a. Hypothèse discutée : édifice dunaire

L'ensemble 8, qui constitue l'essentiel du banc en volume, avait été interprété par Reynaud *et al.* (1995) essentiellement à partir du profil SD80/81 (Fig. 113 et Fig. 114) et de quelques profils transversaux comme l'empilement de grandes dunes hydrauliques migrant vers le SW. Dans cette interprétation, les surfaces d'ordre 2 correspondaient aux surfaces de migration et de chevauchement des dunes, et les surfaces d'ordre 4 correspondaient aux surfaces de progradation dunaire - non pas les *foresets* (lits d'avalanche), à cause de leur pente trop faible 6%, mais les surfaces de réactivation constituant un litage composite de type litage en cosets (Berné, 1990). L'amplitude des dunes, d'après l'épaisseur des unités de l'ensemble 8, serait d'une dizaine de mètres, ce qui impliquerait une profondeur d'eau de 50-60 m selon la relation expérimentale de Yalin ([1964] *in* Allen, 1984). Ce résultat conforterait l'idée que les bancs celtiques sont des bancs tidaux, constitués principalement par des amas de dunes tidales. En effet, le rapport de 1:250 entre profondeur d'eau et distance entre les bancs tidaux établie par Huthnance (1982) prédit la construction des bancs celtiques, écartés de 16 km en moyenne, sous une tranche d'eau de 65 m environ.

Dans cette hypothèse, les unités de l'ensemble 7 pourraient représenter les phases de progradation vers le SW d'un banc tidal dont les dunes de l'ensemble 8 constitueraient le flanc doux. Cependant, l'hypothèse dunaire n'explique pas l'incision franche de certaines unités de l'ensemble 8 dans le comblement des vallées de la Mer Celtique. De même, elle explique mal l'incision de l'ensemble 10 au sommet de l'ensemble 8, de même que les dépressions sinueuses présentes à la base des unités de l'ensemble 8. Selon Dalrymple (comm. pers.), ces dépressions pourraient correspondre à des chenaux de vidange (*swathways*) qui recoupent obliquement les barres estuariennes du domaine intertidal (Dalrymple et Rhodes, 1995). Mais leur forte sinuosité dans le système du Kaiser demeure mal expliquée dans cette hypothèse. On peut également suggérer que ces dépressions correspondent à la migration de *scour pits*, dépressions ovoïdes érosives présentes au front des grandes dunes (Rubin et Hunter, 1987). Mais on conçoit mal comment la progradation dunaire pourrait conduire à la création de *scour pits* aussi sinueux que les sillons que l'on observe à la base des unités de l'ensemble 8 (Fig. 96).

b. Hypothèse retenue : édifice deltaïque

1. Ensemble 6 : semelle estuarienne du banc

L'ensemble 6 [1] tronque les rares complexes *c* visibles au sommet de l'ensemble 5 et [2] constitue localement la partie sommitale du comblement de la vallée du Kaiser dans la mesure où sa base est plus basse que la surface du plateau continental de part et d'autre du banc, et où les réflecteurs qui le constituent semblent se terminer en biseau d'agradation sur le mur de la vallée ([SD80-sud] ; Fig. 113). Ces éléments suggèrent que l'ensemble 6 correspond à la dernière nappe de comblement de la vallée du Kaiser, avec une surface de ravinement à sa base surmontée par des dépôts de lagune, de baie ou d'estran tidal estuarien (Reinson, 1992 ; Fig. 119). La position stratigraphiquement intermédiaire de cet ensemble entre le comblement de la vallée du Kaiser et les dépôts du banc argumente cette hypothèse. La forte amplitude des réflecteurs internes de l'ensemble 6 traduirait alors l'alternance entre des sédiments sableux et les argiles du bouchon vaseux (Allen et Posamentier, 1993).

Le scellement estuarien des vallées incisées est un modèle couramment exploité depuis les

travaux de Fisk, ([1944] in Thomas et Anderson, 1994). Mais cette interprétation pose plusieurs problèmes : [1] le faciès sismique de l'ensemble 6 est de plus forte amplitude que les complexes *b* présents à la base des ensembles sous-jacents ; [2] l'ensemble 6 n'est pas restreint à l'espace compris entre les berges de la vallée : il est localement présent à l'extérieur de ces berges, et à une altitude supérieure¹ ; [3] la géométrie des réflecteurs constituant l'ensemble 6, qui montrent des biseaux d'érosion d'angle faible, laisse supposer qu'ils ne représentent pas des dépôts essentiellement agradants, contrairement aux complexes *b*, mais localement des surfaces d'érosion ([SD81-sud] ; Fig. 114).

La nature érosive des structures internes de l'ensemble 6 suggère une dynamique de dépôt de plus haute énergie que celle qui prévaut pour le remplissage de la vallée du Kaiser. Deux hypothèses peuvent être formulées pour expliquer cela : [1] Du point de vue du faciès sismique, l'ensemble 6 pourrait correspondre à des dépôts *d'offshore supérieur*. Les discontinuités érosives internes correspondraient alors à des surfaces de ravinement par les vagues de tempête. Notre interprétation des dépôts du banc nous fait pencher en faveur d'une autre hypothèse, [2] selon laquelle l'ensemble 6 correspondrait à des dépôts de l'estuaire externe, soumis à l'action érosive des agents marins. Seules des données de sondage permettraient de trancher entre ces deux hypothèses. La première hypothèse est plausible dans la mesure où l'on interprète l'ensemble 7 comme un *shoreface* progradant sur l'ensemble 6 (voir ci-dessous). *A priori*, nous privilégions cependant la seconde hypothèse, car, contrairement à la première, elle est envisageable sans chute du niveau marin entre le dépôt de l'ensemble 6 et le dépôt de l'ensemble 7.

2. Ensembles 8 et 10 : des systèmes chenalisés

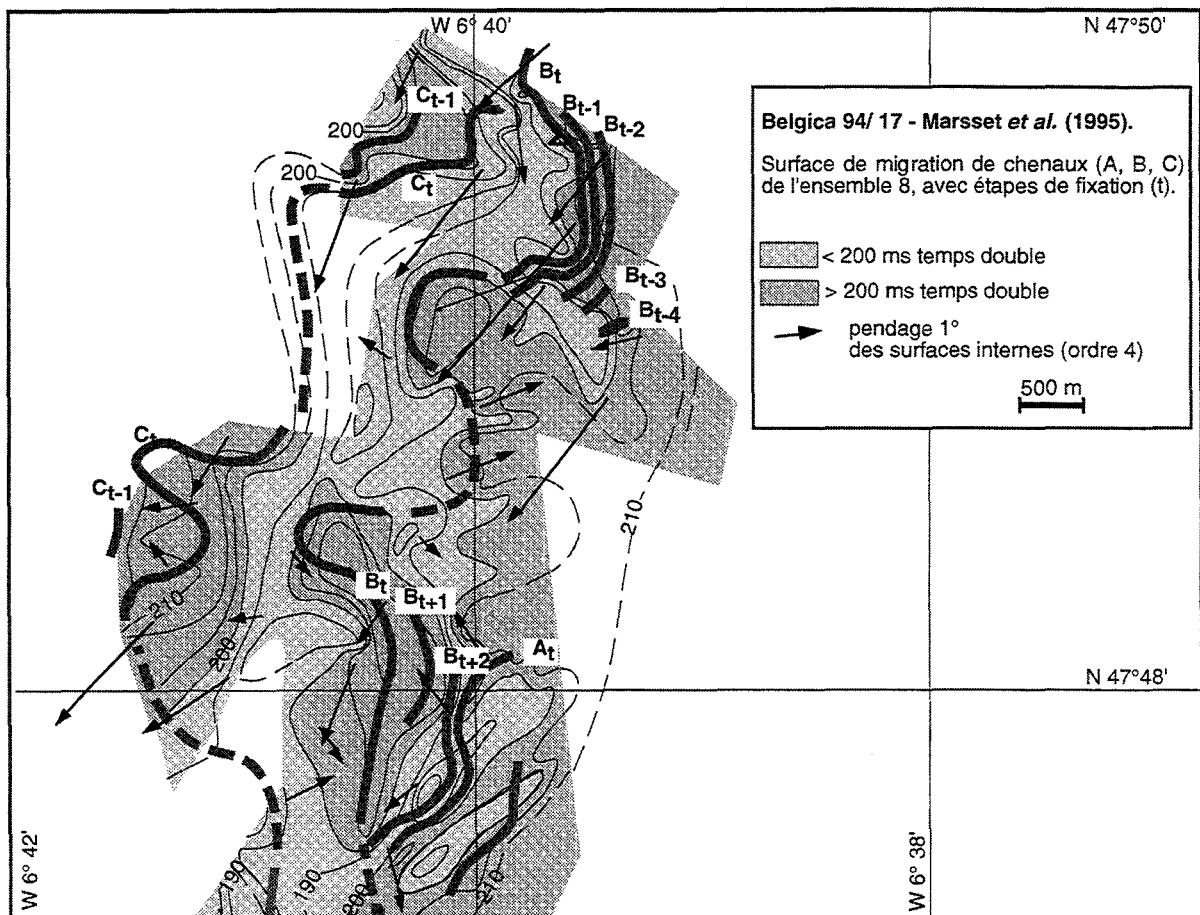


Fig. 120 : Aspect en carte des chenaux dans l'ensemble 8 (Marsset *et al.*, 1995).

La cartographie de la surface de base de certaines unités de l'ensemble 8 permet de revenir à l'hypothèse de Pantin et Evans (1984) selon laquelle les bancs contiennent des structures chenalisées. Les surfaces d'ordre 2 sont interprétées comme des surfaces diachrones de migration du

¹ Sur ce point, le fait que la base de l'ensemble 6 soit plus basse entre les berges de la vallée qu'au droit du substratum miocène pourrait alors traduire simplement une érosion différentielle entre les calcarénites du substratum et les dépôts meubles du remplissage de la vallée, et non pas une liaison génétique entre la vallée et le dépôt de l'ensemble 6.

fond des chenaux¹ (Fig. 120). Les dépressions d'axe sinueux présentes à leur base correspondent aux empreintes des chenaux, laissées lors des stades de ralentissement de la migration (Fig. 120, Fig. 121A). Sur les coupes transversales, plusieurs groupes d'unités présentent des dépressions à la même altitude : chacun représenterait un système de chenaux contemporains. Fortement inclinées (4-6%), les surfaces d'ordre 4 sont interprétées comme des surfaces d'accrétion latérale sur les flancs des chenaux (Fig. 95). Inclinaison majoritairement vers le SW, ces surfaces traduisent le comblement du système chenalisé par progradation vers la pente continentale.

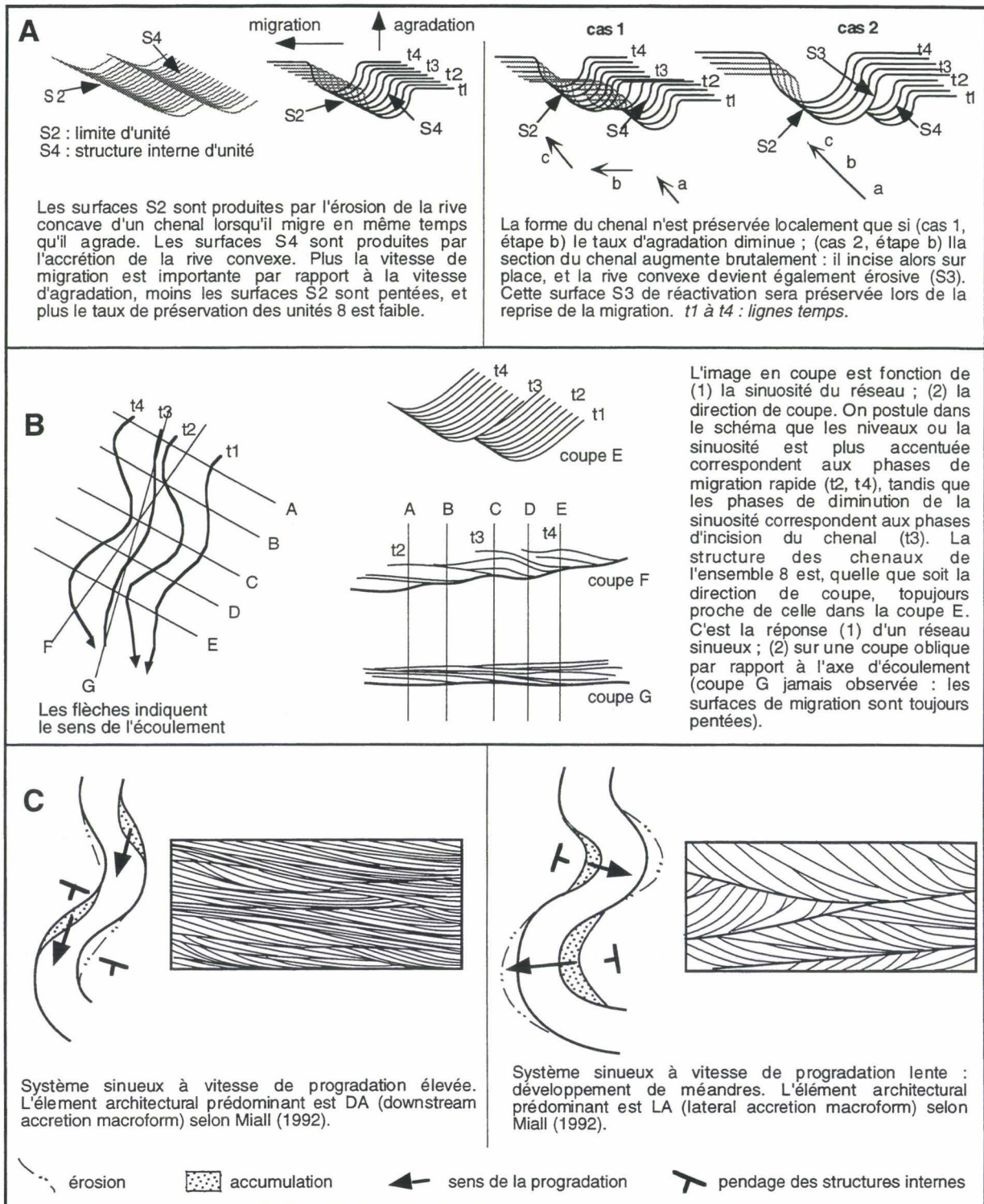


Fig. 121 : Chenaux de l'ensemble 8. A - interprétation schématique des surfaces d'ordre 2 en coupe. B - relations entre l'orientation des coupes et la pente des surfaces. C : Relation entre sinuosité et progradation des chenaux.

¹Cette interprétation expliquerait la non-préservation de l'ensemble 7 sous l'ensemble 8 dans la passe centrale par l'augmentation de la vitesse de migration latérale des chenaux (le flux sédimentaire étant considéré comme constant), qui se traduirait par la diminution de pente des surfaces d'ordre 2 qu'on observe localement dans cette zone (voir Chapitre 5).

Globalement, les chenaux ont une direction NS à la base de l'ensemble 8, se rapprochant de la direction du banc (N20°) pour les unités sommitales dans la partie sud du banc. C'est ce qui explique la diminution de pente apparente des surfaces d'ordre 2 et 4 vers le sommet de l'édifice sur les profils longitudinaux (Fig. 121B ; Fig. 114 [SD81], Fig. 117 [B59]). La préservation des surfaces d'ordre 2 est liée à leur pente : si celle-ci était nulle, toutes les surfaces d'ordre 2 seraient amalgamées. Le système chenalisé de l'ensemble 8 ne se comble donc pas par simple progradation, mais il agrade également, constituant le stock sédimentaire principal du banc du Kaiser. Ceci traduit des apports sédimentaires plus importants que la création d'espace d'accommodation.

La forme concave des dépressions basales dans les deux directions de coupe suggère qu'il s'agit d'un système sinueux, voire méandrique. Cela pose un problème, dans la mesure où les systèmes méandriques présentent en coupe des structures d'accrétion dans des directions opposées (Fig. 121C). Dans le cas du Kaiser, la prédominance de surfaces internes inclinées vers le SW implique que la vitesse de construction des seuils d'accrétion soit généralement inférieure à la vitesse de progradation du système vers l'aval, sauf lors des stades de ralentissement de la progradation, au cours desquels se fixent les chenaux dans les dépressions sinueuses (Fig. 121A).

A cause de leur aspect en coupe (Fig. 91) et en carte (Fig. 110), les unités incisées de l'ensemble 10 sont également interprétées comme des chenaux. La morphologie du réseau de drainage est bien conservée par le fait que, contrairement aux chenaux de l'ensemble 8, les chenaux de l'ensemble 10 montrent très peu de migration latérale : leur surface de base (ordre 1) peut être considérée comme une surface temps. Les tronçons préservés du réseau montrent un cours sinueux ponctué par de nombreux confluent. Outre le faible taux de migration latérale des chenaux, cette caractéristique suggère une configuration en ceinture de rivières anastomosées. Cela est argumenté par un approfondissement des chenaux au niveau des confluent (Mjös et Prestholm, 1993). La direction du drainage semble globalement parallèle à l'axe du banc. On note toutefois la présence de tronçons NS ou NNW-SSE obliques par rapport à la direction générale (Marsset *et al.*, 1995).

Les chenaux des ensembles 8 et 10 présentent en commun trois caractéristiques : [1] ils ont une profondeur au moins décimétrique ; [2] ils sont sinueux ; [3] ils montrent une direction de drainage similaire (Fig. 126). Sur ce dernier point, on remarque la pérennité de la direction NS/NNW-SSE, caractérisant les unités à la base de l'ensemble 8 et encore perceptible dans certains tronçons de l'ensemble 10. Cependant, les unités sommitales de l'ensemble 8 présentent une direction de drainage plus proche de l'axe du banc (N20°), ce qui semble également être la direction dominante dans l'ensemble 10 (Fig. 126). L'édifice chenalisé du banc montre donc une dynamique forcée par les mêmes pentes de la base de l'ensemble 8 au sommet l'ensemble 10, ce qui permet de suggérer que les deux ensembles chenalisés se mettent en place dans un continuum dynamique. L'évolution du système est à la diminution des taux de sédimentation : les chenaux migrent à la base, tandis qu'ils semblent se fixer et se combler sur place au sommet.

3. Ensembles 7 et 9 : dépôts de *shoreface*

Les unités de l'ensemble 7, à cause de leur structure en accrétion latérale¹ et de leur relation avec les unités de l'ensemble 8 (Fig. 99), ont été interprétées par Marsset *et al.* (1995) comme des levées du système chenalisé correspondant à l'ensemble 8. L'argument de cette interprétation est la direction de progradation des unités de l'ensemble 7 vers le SW, c'est-à-dire dans la même direction que le système chenalisé. Cette hypothèse n'explique cependant pas [1] l'érosion des surfaces à la base des unités² et [2] la concavité de ces surfaces dans leur partie basse, éléments qui nous conduisent à formuler l'hypothèse d'un ensemble d'unités de *shoreface* progradant³. Les surfaces d'ordre 4 représenteraient les surfaces de progradation du *shoreface*. La pente moyenne de 2% de ces surfaces et leur l'extension kilométrique argumentent en faveur de cette hypothèse. Les surfaces d'ordre 2, de même direction, représenteraient les cicatrices de stades [1] de chute du niveau marin

¹ On entend ici par accrétion le mode d'empilement des unités avec une composante purement verticale (agradation) ou bien une composante verticale et horizontale, définissant une translation des aires de dépôt en liaison avec le comblement de l'espace d'accommodation.

² Dans l'hypothèse où la dynamique de ces « levées » serait comparable à celle qui prévaut dans les systèmes fluviaux, où les seules surfaces d'érosion sont à la base des dépôts de crevasses. Le caractère érosif de ces surfaces est de plus en plus marqué en direction du chenal auquel les crevasses sont connectées. Or, c'est au point bas des unités 7, c'est-à-dire au plus loin du système chenalisé, que l'érosion semble maximale (voir par exemple le profil B85 [Fig. 115]). Par ailleurs, les dépôts de crevasse ne présentent pas des pentes aussi importantes que celles des unités 7.

³ Dans cette dénomination, *shoreface* n'est pas pris en tant que dépôt caractéristique des systèmes à prédominance de la houle, mais comme relatif aux dépôts intermédiaires entre le domaine intertidal et le domaine d'*offshore*.

ou [2] de ralentissement de la progradation, à la faveur desquels les processus d'érosion deviendraient dominants. Les unités de l'ensemble 7 évoluent de la base vers le sommet de l'ensemble dans le sens d'un abaissement du niveau de base associé aux surfaces d'ordre 2. Cela traduirait l'approfondissement de la base du *shoreface* au cours de la construction de l'édifice.

A cause de son aspect drapant, caractérisé par [1] des surfaces internes parallèles à l'axe du banc se terminant en biseaux tangentiels sur la surface de base des unités (Fig. 116 [B91]) et [2] des structures en remplissage de dépressions topographiques vers le sommet du banc (Fig. 117 [B61]), l'ensemble 9 pourrait représenter l'ennoïement d'un édifice plus ancien sous des dépôts d'*offshore* globalement agradants. C'est l'hypothèse qui prévalait dans les années 70 pour expliquer le stade "moribond" des bancs sableux de plateforme (Nio, 1976 ; Stride *et al.*, 1982). Dans cette hypothèse, un cycle transgressif-régressif est nécessaire pour expliquer la présence de l'ensemble 9 entre l'ensemble 8 et l'ensemble 10, la surface de base de l'ensemble 10 devenant une importante surface de chute du niveau marin. Mais alors pourquoi ne retrouve-t-on pas des dépôts d'*offshore* similaires sur le flanc ouest et ou au sommet de l'ensemble 10 (Fig. 99)? Ce problème ne se pose plus si on interprète l'ensemble 9 comme des dépôts de *shoreface* (Fig. 122). De plus, cette hypothèse est plus simple car elle n'implique pas de variation importante du niveau de base.

L'hypothèse des dépôts de *shoreface* est argumentée par : [1] la similitude entre les structures internes des ensembles 7 et 9, caractérisées par des biseaux tangentiels d'angle faible ; [2] la présence d'une direction voisine des surfaces d'ordre 4 (progradation du *shoreface*) et d'ordre 2 (érosion du *shoreface*, Fig. 126). La surface de base de l'ensemble 9 serait alors produite soit par : [1] la migration de l'ensemble 9 sur l'ensemble 8, auquel cas le premier se mettrait en place en même temps que l'édifice chenalisé (Fig. 122B) ; [2] l'érosion post-dépôt de l'ensemble 8, auquel cas ce serait une surface synchrone de même type que les limites d'unités de l'ensemble 7 (Fig. 122A). Nous privilégions cette deuxième hypothèse, dans la mesure où la surface de base de l'ensemble 9 apparaît concave sur plusieurs profils.

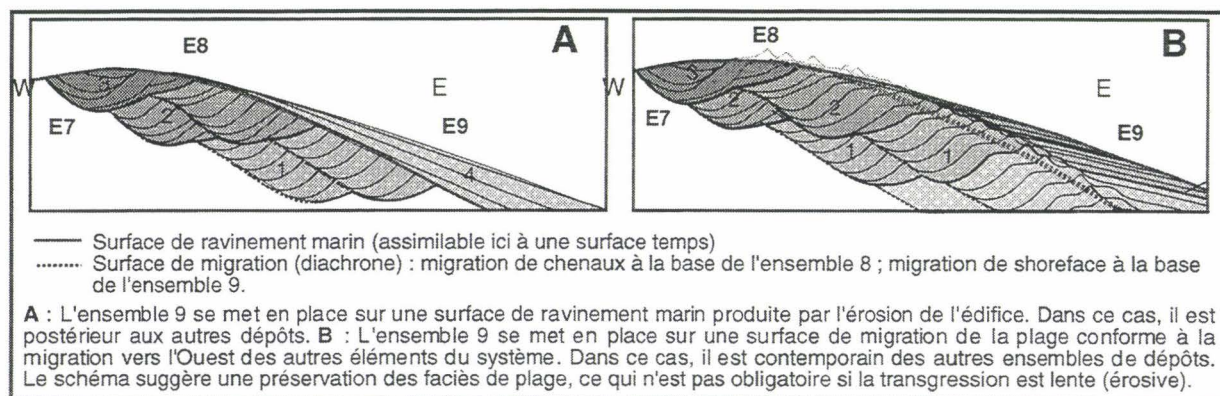


Fig. 122 : Deux interprétations de l'ensemble 9 comme dépôt de *shoreface*.

B. CONTEXTE DE MISE EN PLACE DU BANC

1. EDIFICE DELTAÏQUE

a. Mise en évidence

1. *Elévation des chenaux par rapport au plateau continental*

L'édifice chenalisé du Kaiser (ensembles 8 et 10) représente un système de drainage de la plateforme distale dont la direction est voisine de celle de la vallée du Kaiser sous-jacente (Fig. 126). Un tel édifice chenalisé pourrait *a priori* se trouver dans des environnements de dépôt fluviatiles (comme dans l'interprétation du comblement de la vallée sous-jacente), mais également en domaine paralique¹, aérien ou sous-marin. La configuration en réseau anastomosé est très fréquente dans la partie médiane des estuaires macrotidaux (Dalrymple *et al.*, 1992). Dans une moindre mesure, on retrouve également cette configuration stable dans les estuaires microtidaux à prédominance de la houle (Cooper, 1993). Enfin, elle est typique des plaines deltaïques végétalisées, où les avulsions sont fréquentes et le taux de migration faible (Törnquist, 1993).

¹ Paralique : environnement de dépôt situé sur la plateforme continentale en aval de la *bayline* selon Posamentier *et al.* (1988), c'est-à-dire de la surface la plus basse d'un profil d'équilibre fluviatile. Les environnements chenalisés du domaine paralique varient en fonction de la dynamique marine prépondérante à la côte. Tous les intermédiaires sont possibles entre les systèmes estuariens microtidaux ou mésotidaux influencés par la houle, comprenant notamment une barrière littorale et un lagon, et les systèmes macrotidaux caractérisés par les estuaires ouverts, comprenant un système de chenaux et d'estrans (Reinson, 1992).

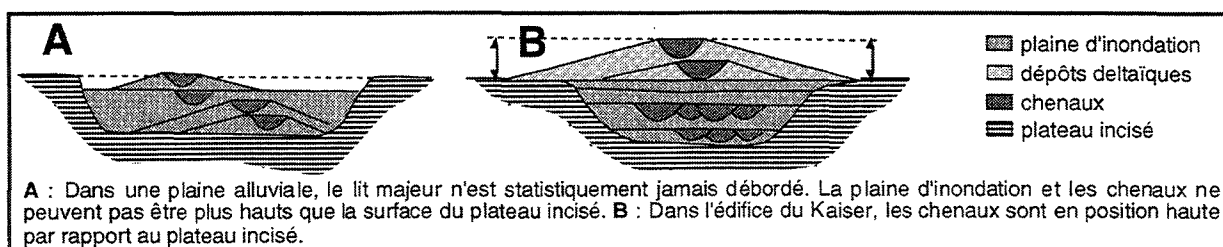


Fig. 123 : Elévation des chenaux par rapport à une plaine incisée.

L'hypothèse fluviale *sensu stricto* pose un problème : les chenaux du banc du Kaiser constituent un ensemble dont la base est incisée entre les berges de la vallée du Kaiser, mais dont les éléments sommitaux présentent une incision dont le niveau de base est plus haut de 10 à 20 m que la surface du plateau continental, qui est la plus haute surface d'interfluve de la vallée du Kaiser. Or les berges d'un chenal fluviale peuvent être plus hautes que la plaine d'inondation, mais sa base est nécessairement plus basse, dans la mesure où la plaine d'inondation représente un stock sédimentaire agraté au dessus du profil d'écoulement fluviale (Fig. 123A).

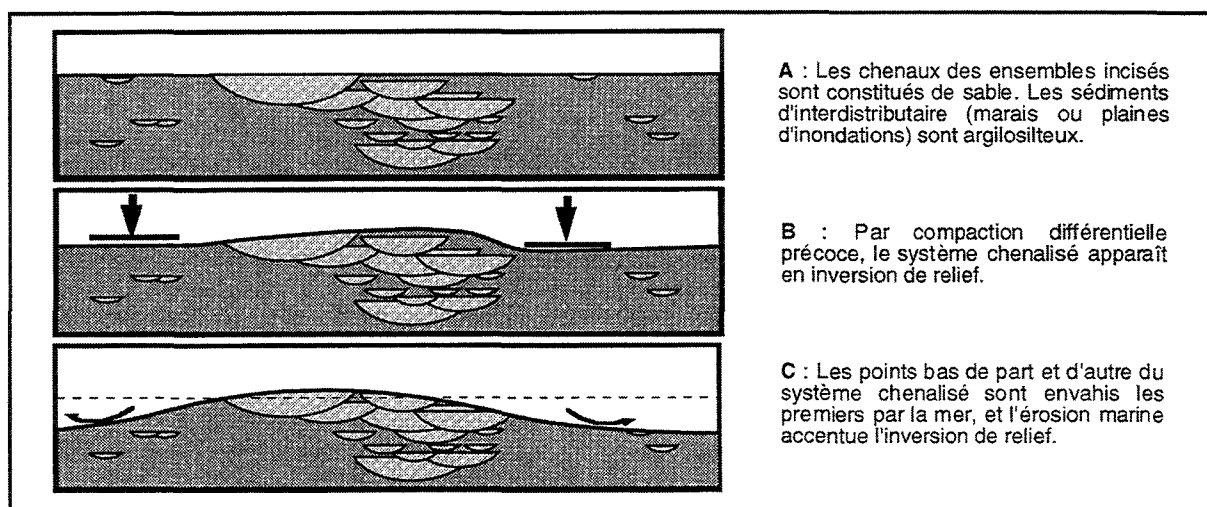


Fig. 124 : Inversion de relief d'un système chenalisé au cours d'une transgression (d'après G. Auffret, comm. pers.).

Les chenaux du banc du Kaiser sont donc nécessairement reliés à un système dont les berges sont aussi hautes, au maximum de son développement, que la crête du banc. L'inversion de relief apparente des chenaux par rapport au plateau continental pourrait alors s'expliquer par l'érosion de toute la plaine d'inondation fluviale de part et d'autre du banc sous l'effet d'une transgression, (Fig. 124). Nous pensons cependant que l'hypothèse d'un système paralique, c'est-à-dire *construit* sur le plateau continental, est plus simple. Elle est de plus argumentée par [1] la pente quasi-nulle des chenaux de l'ensemble 8, qui entraîne [2] une élévation vers l'aval du système.

2. Edifice progradant

◆ Définitions

Le mode d'empilement des systèmes chenalisés en domaine paralique, contrôlé par le bilan sédimentaire à la côte, permet de distinguer les édifices deltaïques et estuariens. Les édifices deltaïques se mettent en place en contexte régressif, c'est-à-dire quand les apports sont plus importants que la création d'espace d'accommodation (Bhattacharya et Walker, 1992 ; Nummedal *et al.*, 1993). Cela peut se produire en période de chute, de hausse ou de stabilité du niveau marin relatif. Les estuaires *sensu lato*, caractérisent un contexte transgressif, quand les apports sédimentaires ne compensent pas la création d'espace d'accommodation. Cela se traduit par une invasion marine des vallées côtières, et ne survient généralement qu'en contexte de hausse du niveau marin relatif (Reinson, 1992).

Parmi ces édifices, seuls les deltas montrent une architecture systématiquement progradante. Les édifices estuariens se construisent en se comblant rapidement dès que la vitesse de remontée du niveau marin ralentit (Dalrymple *et al.*, 1992). Ce comblement se fait en deux temps, d'abord par agradation et réduction de l'espace lagunaire (comblement centripète, avec des apports des domaines marin et fluviale), puis par progradation dans un estuaire en entonnoir (*funnel shaped*).

Dans la mesure où l'estuaire est considéré comme un domaine côtier "semi-ouvert" sur l'océan ([Pritchard, 1967] *in* Reinson, 1992), il est, à son stade de développement initial, entièrement compris en amont du trait de côte. Cependant, selon Dalrymple *et al.* (1992), lors des derniers stades de comblement d'un estuaire par progradation, on peut déjà parler de delta, même si l'édifice ne

forme pas une protubérance dans le bassin. Cela est argumenté par la définition générale des deltas que donne Elliott (1986) : "Un delta se développe quand un fleuve entre dans un bassin (mer ou lac) et apporte plus de sédiments que ne peuvent en redistribuer les processus propres au bassin".

◆ Application

Le banc du Kaiser constitue une partie d'un édifice qui pourrait donc correspondre à un système estuarien du point de vue environnemental, mais qu'on appelle *delta* à cause de sa *structure* :

[1] C'est un édifice essentiellement progradant : [i] On observe à la base de l'édifice le recouvrement vers l'aval des dépôts de *shoreface* (ensemble 7) par les ensembles chenalisés (Fig. 117 [B61], Fig. 115 [B85]) ; [ii] La pente de toutes les surfaces d'ordre 4 dans les unités de *shoreface* de l'ensemble 7 présente une composante dans le sens de la pente du plateau continental (Fig. 126). Ces deux points montrent que la dynamique du système conduit à une translation des aires de dépôt vers le bassin.

[2] Le stock sédimentaire principal du banc du Kaiser est constitué par les ensembles chenalisés se comblant d'amont en aval, conférant à l'édifice une structure qui occulte les processus propres au bassin. En outre, la section conique caractéristique des deltas transparait dans l'épaississement du banc du Nord au Sud (Fig. 99).

b. Delta à prédominance tidale

1. Hypothèse

Le banc du Kaiser n'est pas nécessairement un delta à part entière, mais un élément d'un grand delta qui devait s'étendre dans toute la zone des bancs celtiques. Plus précisément, le banc du Kaiser représenterait un édifice de barres et de chenaux d'embouchure à prédominance tidale, construits à l'aval d'une des branches du *fleuve Manche*, précisément celle qui aurait incisé la vallée du Kaiser lors de bas niveaux marins antérieurs. Les unités de *shoreface* représenteraient le front de delta¹. Les ensembles 8 et 10 correspondraient aux dépôts proximaux et distaux du complexe chenalisé d'une barre d'embouchure, et l'ensemble 7 aux dépôts de flanc de barre (Fig. 125). Le chevauchement des unités de l'ensemble 8, conséquence de la migration des chenaux du complexe de barre d'embouchure selon le modèle précisé par Harris (1988 ; Fig. 7), caractériserait un taux de sédimentation élevé, ce qui suggère que le banc du Kaiser correspond à un appareil distal de l'édifice deltaïque. Comme nous l'avons déjà suggéré, l'interprétation du banc en delta implique un synchronisme entre la mise en place des ensembles 7 et 8 : les unités inférieures de l'ensemble 7 sont contemporaines des chenaux présents à la base des unités de l'ensemble 8, tandis que les unités supérieures sont contemporaines des chenaux sommitaux (Fig. 125).

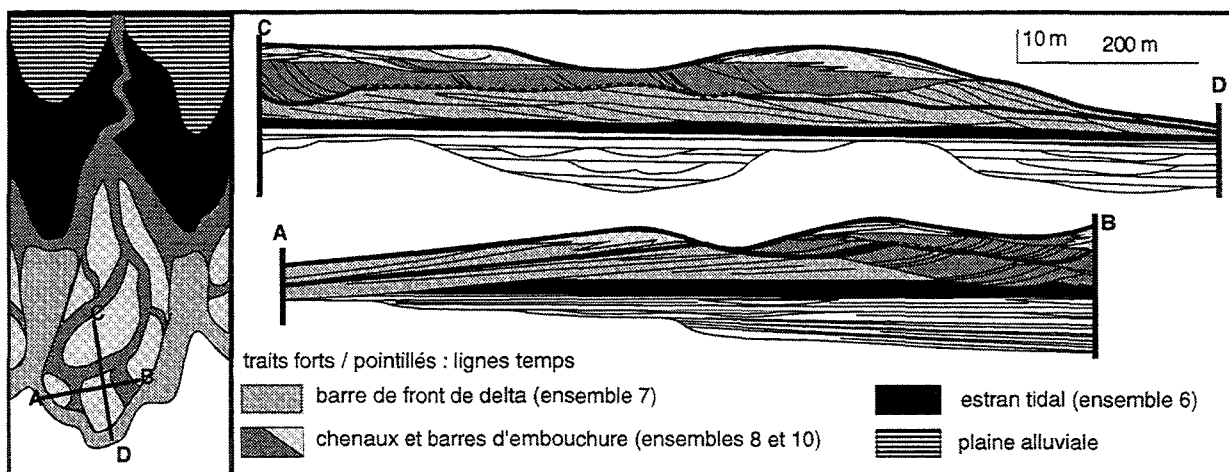


Fig. 125 : Interprétation deltaïque de la structure du banc du Kaiser.

2. Arguments

◆ Profondeur de l'incision du *shoreface*

Le point bas des unités de l'ensemble 7 correspondrait à la limite inférieure d'action des courants érosifs. Si l'on prend l'épaisseur du banc comme l'épaisseur minimum de l'édifice deltaïque terminal, cette limite inférieure serait de -50 m au maximum. Cette limite est plus basse que la limite inférieure d'action de la houle de beau temps, qui dépasse rarement -30 m (*in* Walker et Plint, 1992), ce qui suggère soit : [1] la présence d'une houle pérenne particulièrement forte, comme cela a été supposé pour les aires deltaïques situées au voisinage de la rupture de pente du plateau continental (*in* Battacharya et Walker, 1992) ; [2] soit la participation d'autres courants, comme les courants de

¹ Il n'y aurait pas de prodelta au droit du système du Kaiser, probablement à cause de la trop faible profondeur d'eau au moment de la progradation du delta. Les argiles du prodelta, dans l'hypothèse où elles feraient partie du flux sédimentaire, seraient en non-dépôt jusqu'à la pente continentale.

marée¹. Dans la mesure où les limites d'unités dans les ensembles de *shoreface* sont suborthogonales à la position estimée du rivage lors des bas niveaux marins dans la zone du Kaiser (supposée parallèle aux isobathes, Fig. 126), nous préférons retenir la seconde hypothèse.

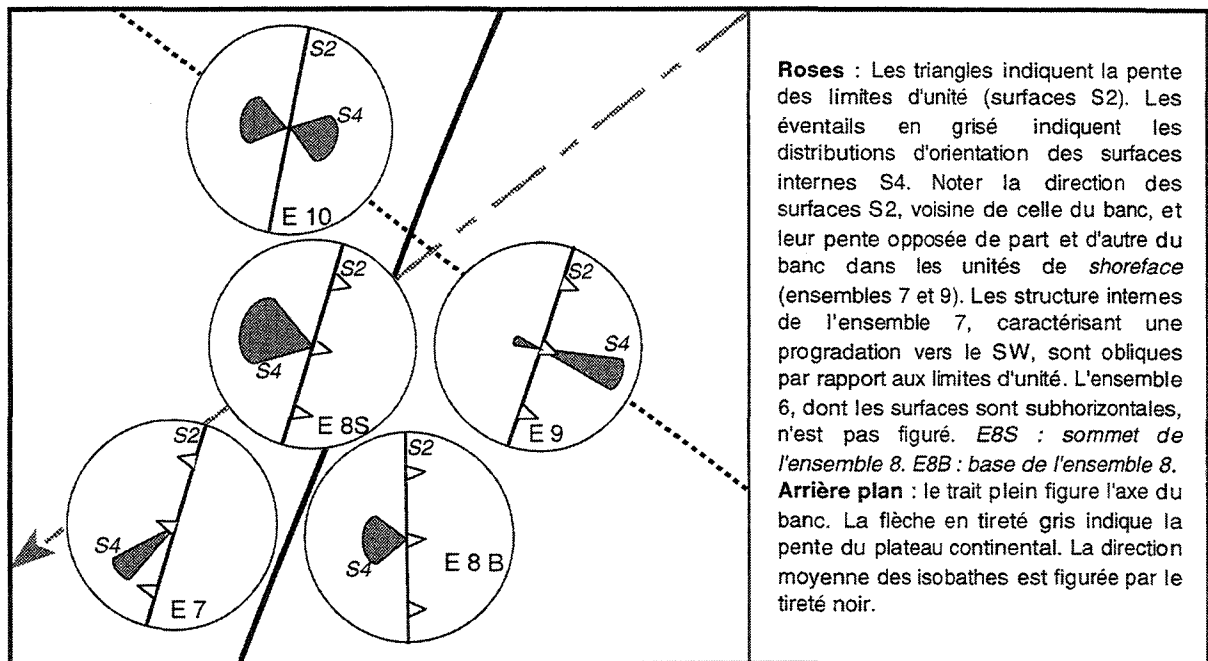


Fig. 126 : Direction et pendage des surfaces dans les ensembles de dépôt du banc du Kaiser.

◆ Parallélisme des chenaux et des unités de *shoreface*

La structure et l'orientation par rapport au distribuaire des corps sableux d'embouchure deltaïque est fonction des agents qui les façonnent (Fig. 127). Dans les deltas à prédominance de la houle (Fig. 127B), les lobes deltaïques sont principalement constitués de *shorefaces* perpendiculaires aux chenaux distributaires. Dans les deltas à prédominance fluviale progradant dans des bassins profonds (Wright, 1977), les lobes peuvent présenter des avancées en « doigt de gant » (*bar finger delta*), séparées en amont par des baies interdistributaires et bordées en aval par des *shorefaces* parallèles aux chenaux distributaires principaux (Fig. 127A). Dans les deltas à prédominance tidale (Fig. 127C), le front deltaïque immergé est globalement perpendiculaire aux distributaires, mais peut présenter des invasions vers l'amont dans l'axe des chenaux tidaux les plus développés, où il constitue les flancs des barres tidaux d'embouchure (Fig. 125).

Les surfaces internes de progradation du *shoreface* dans l'ensemble 7 (ordre 4) ont une direction oblique par rapport à celle des chenaux distributaires (marquée par la direction des surfaces d'ordre 2 dans l'ensemble 8, et visible en carte pour l'ensemble 10 ; Fig. 126). Cette direction correspondrait à une progradation du front de delta vers le SW, tandis que les chenaux ont une direction NS, voire NNE-SSE (Fig. 126). Cependant, les surfaces d'érosion à la base des unités de l'ensemble 7 ont une direction voisine de l'axe des chenaux des ensembles chenalésés, ce qui conduit à penser que ce sont les courants de marée qui façonneraient ces surfaces (Fig. 127C).

◆ Morphologie du système chenalé

Dans les deltas à prédominance de la houle ou fluviale, les chenaux distributaires de la plaine deltaïque, relativement peu abondants, ont une profondeur et une largeur qui décroît vers l'aval, de sorte qu'à l'embouchure ils recouvrent sans les inciser notablement les dépôts de front de delta, quelle que soit la direction de coupe (Fig. 127A et B). Dans les deltas à prédominance tidale, les chenaux de front de delta, très abondants (Bhattacharya et Walker, 1992), constituent des systèmes soit reliés en amont avec les chenaux distributaires de la plaine deltaïque, soit "aveugles", c'est-à-dire non connectés avec les chenaux distributaires, et formés sous la seule influence de la dynamique tidale (Fig. 127C). Les chenaux tidaux, dont le taux de migration est important dans ces systèmes, présentent une profondeur maximum au droit de l'embouchure. Le ravinement tidal surcreuse les distributaires sur plusieurs dizaines de mètres, érodant dans sa quasi-totalité le front de delta ([Allen *et al.*, 1979] in Allen et Mercier, 1987). C'est cette architecture particulière que nous croyons retrouver dans le delta du Kaiser, dont la majeure partie serait constituée selon notre interprétation par un système de chenaux tidaux à fort taux de migration latérale (ensemble 8), dont les plus profonds atteignent 20 m (ensemble 10).

¹ Les courants de marée génèrent des surfaces d'érosion jusqu'à -60 m dans l'estuaire de l'Escaut.

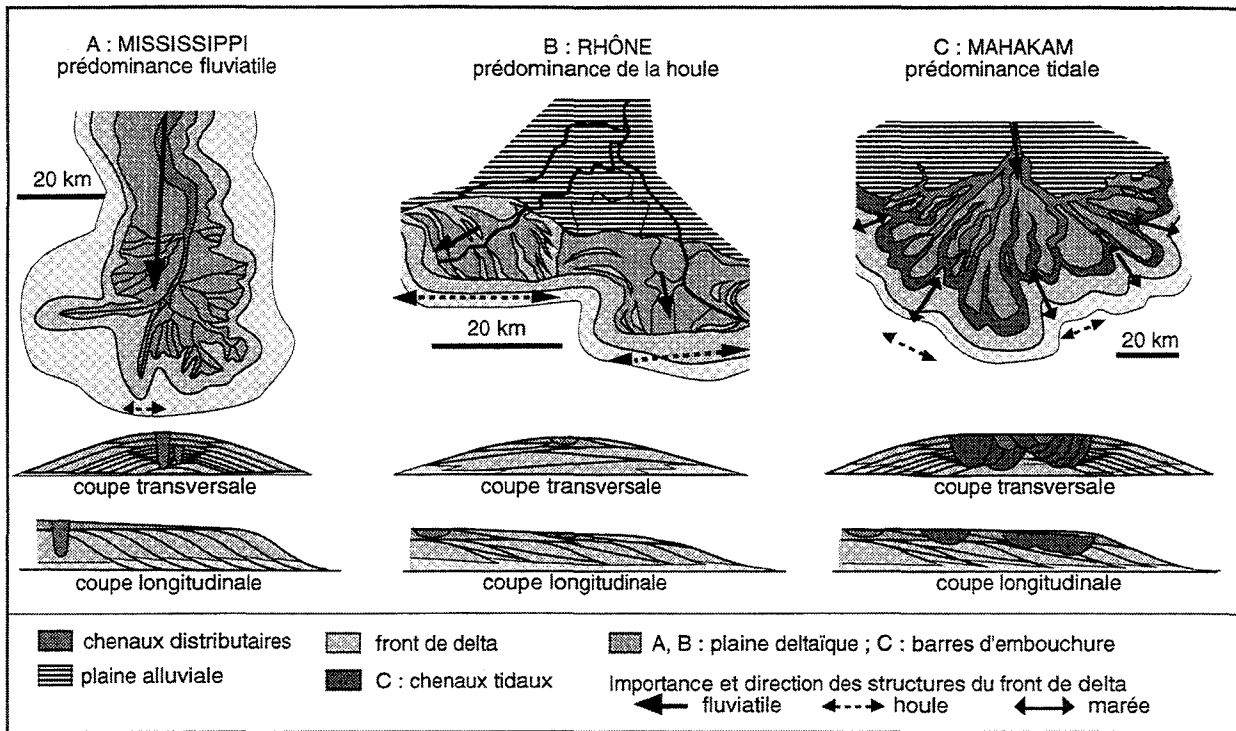


Fig. 127 : Comparaison des architectures de trois types de deltas.

L'hypothèse d'un delta à prédominance tidale nous semble convaincante : [1] la modélisation des courants tidaux tels qu'ils étaient lors des bas niveaux marins du Quaternaire sur la plateforme celtique suggère un régime macrotidal (Belderson *et al.*, 1986) ; [2] l'hypothèse permet d'envisager dans un continuum transgressif la sédimentation des ensembles de dépôt du banc du Kaiser et sa morphogenèse par les courants de marée et la houle. Dans notre interprétation, les dépôts aériens caractéristiques de la plaine deltaïque (marais, plaine d'inondation...) ne sont pas mis en évidence. Etant donné le fort taux d'agradation du système chenalisé, cela suggère soit [1] une construction entière de l'édifice en domaine intertidal ou subtidal, soit que [2] le sommet de la séquence deltaïque n'ait pas été préservé durant la morphogenèse du banc¹.

2. SYSTEME TRANSGRESSIF

a. Arguments de la structure

1. Faits : aggradation des chenaux et surfaces de ravinement dans le shoreface

◆ Aggradation du système chenalisé

Comme les constructions deltaïques sont surtout caractérisées par des processus de progradation, la plaine deltaïque n'est généralement qu'un milieu de transit, et ce sont essentiellement des dépôts de front de delta et de prodelta qui sont préservés dans l'édifice.

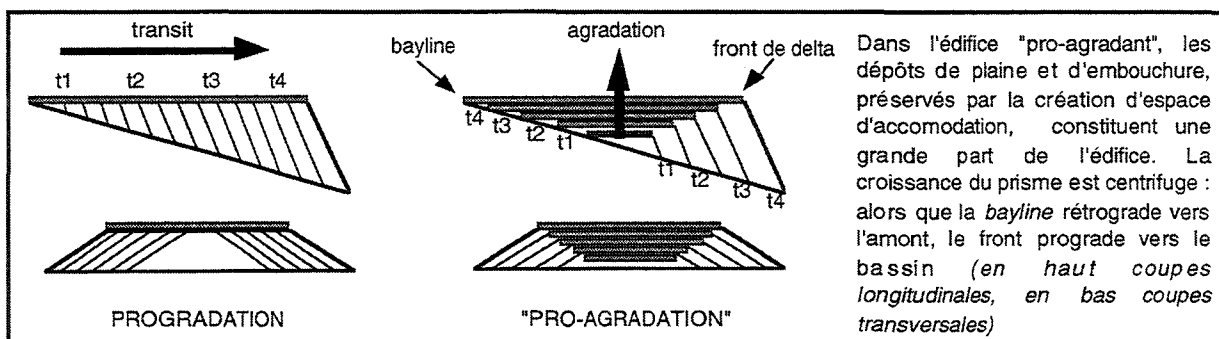


Fig. 128 : Progradation et « pro-aggradation » deltaïque.

Dans la partie avale d'un lobe, les chenaux distributaires de la plaine deltaïque et les barres d'embouchure ne seront présents qu'à son sommet (Fig. 128). Or ce ne sont pas les processus de

¹ Les chenaux tidaux, plus larges et plus profonds que les chenaux distributeurs aériens de la plaine deltaïque, seraient plus facilement préservés lors de la migration latérale de l'édifice. Par ailleurs, le faible développement des dépôts de marais interdistributaires semble caractéristique des deltas à prédominance tidale (*in* Bhattacharya et Walker, 1992).

progradation mais d'agradation qui dominent dans la structure du système chenalisé du banc du Kaiser, comme en atteste : [i] la présence de l'ensemble 8 de la base au sommet du banc (Fig. 99) ; [ii] la pente de 1 à 3% des surfaces de migration de ces chenaux, traduisant une élévation de leur niveau de base.

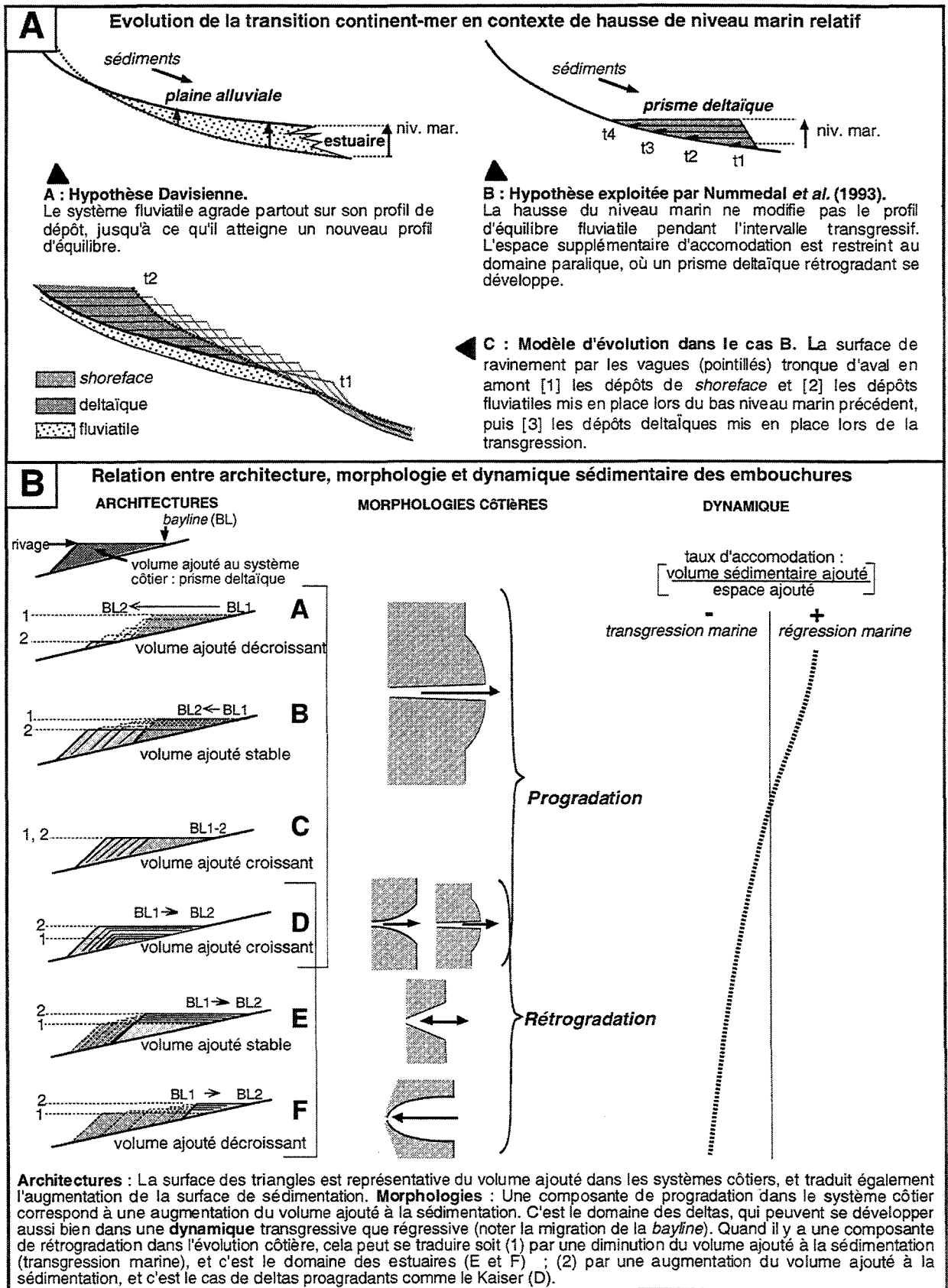


Fig. 129. Contexte de développement des prismes deltaïques.

◆ **Surfaces de ravinement dans le shoreface**

Sur une même coupe transversale, la base des unités de l'ensemble 7 est incisée de plus en plus profondément. Dans l'hypothèse où ce sont des surfaces de ravinement d'origine essentiellement tidale, ce fait traduit le passage d'un milieu plus interne de l'embouchure à un milieu plus externe, et suggère donc une transgression (Fig. 130).

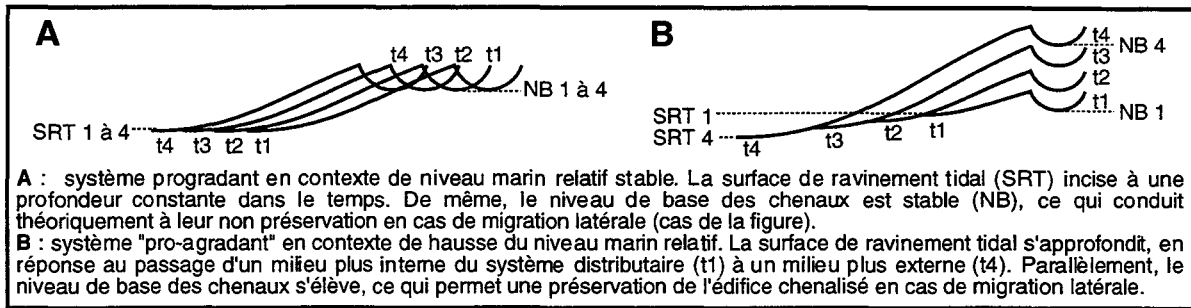
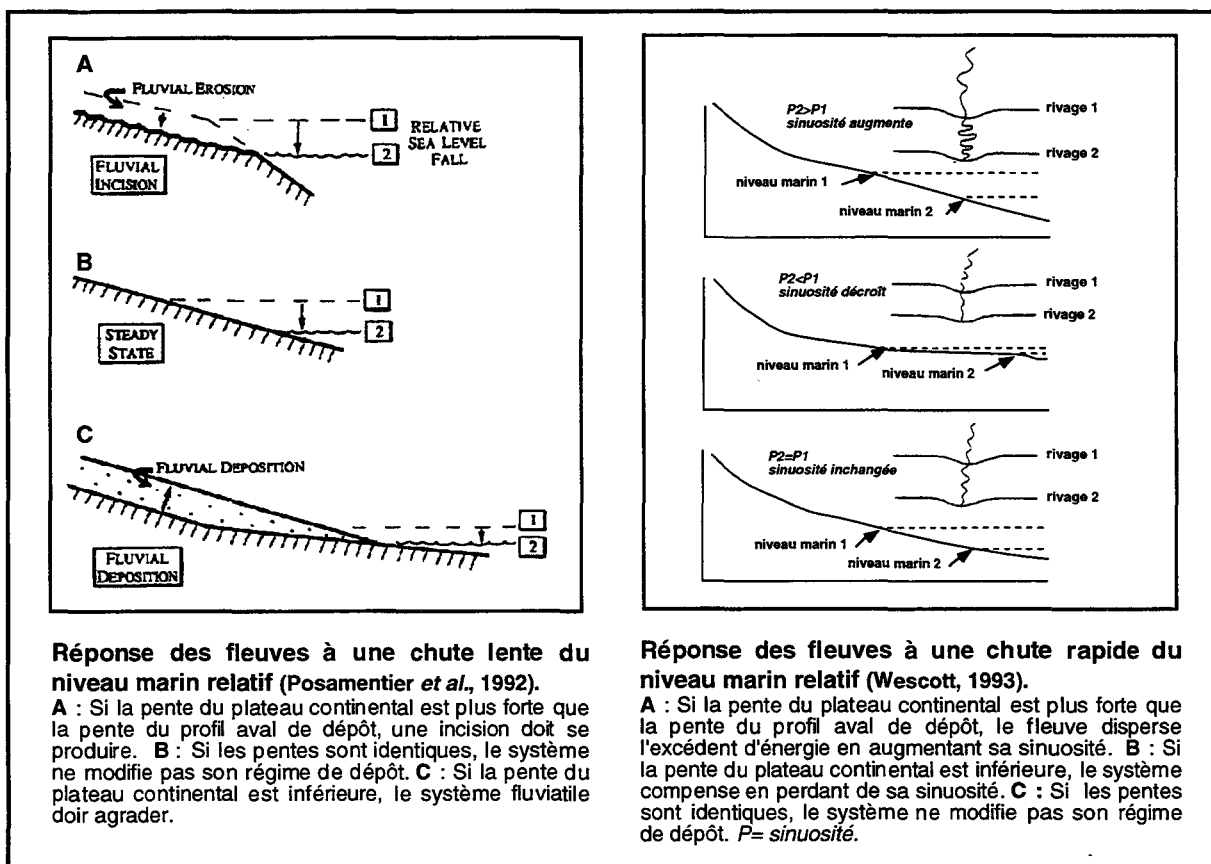


Fig. 130 : Evolution contraire du niveau d'incision dans le *shoreface* et dans les chenaux d'un système deltaïque sur une coupe parallèle à la côte.

Alors que les surfaces de progradation du *shoreface* sont obliques par rapport au banc, les surfaces de ravinement limitant les différentes unités du *shoreface* (surfaces d'ordre 2) ont une direction NS (Fig. 126), ce qui signifie que les stades de non progradation correspondent à une érosion tidale vers l'amont du *shoreface*. Cette érosion qui tend à paralléliser le *shoreface* avec les chenaux distributaires serait produite lors de stades transgressifs annonçant la transformation du delta en bancs (Fig. 132).

2. **Interprétation : construction en période de hausse du niveau marin relatif**



Réponse des fleuves à une chute lente du niveau marin relatif (Posamentier et al., 1992).

A : Si la pente du plateau continental est plus forte que la pente du profil aval de dépôt, une incision doit se produire. B : Si les pentes sont identiques, le système ne modifie pas son régime de dépôt. C : Si la pente du plateau continental est inférieure, le système fluvial doit agrader.

Réponse des fleuves à une chute rapide du niveau marin relatif (Wescott, 1993).

A : Si la pente du plateau continental est plus forte que la pente du profil aval de dépôt, le fleuve disperse l'excédent d'énergie en augmentant sa sinuosité. B : Si la pente du plateau continental est inférieure, le système compense en perdant de sa sinuosité. C : Si les pentes sont identiques, le système ne modifie pas son régime de dépôt. $P = \text{sinuosité}$.

Fig. 131 : Réponse morphosédimentaire des fleuves à une chute du niveau marin ([A] Posamentier et al., 1992 ; [B] Wescott, 1993).

◆ **Mécanisme de l'agradation : hypothèse**

Si on fait l'hypothèse que la vitesse de migration latérale des chenaux est de même ordre de grandeur que dans les embouchures tidales actuelles, la pente élevée des surfaces de migration des chenaux de l'ensemble 8 implique un taux d'agradation très supérieur à ce qui est connu dans les

systèmes actifs. Cela peut être expliqué soit par [1] une montée très rapide du niveau marin relatif, soit par [2] un taux de sédimentation tel que l'agradation du système n'est plus contrainte par la montée du niveau marin relatif. La deuxième hypothèse impliquerait une évolution régressive du système de dépôt du banc que nous ne mettons pas en évidence sur les coupes sismiques.

L'idée d'une construction deltaïque en période de hausse du niveau marin relatif, avancée par Green ([1936] in Nummedal *et al.*, 1993), est reprise par Nummedal *et al.* (1993), qui suggèrent que le profil d'équilibre des fleuves ne soit pas modifié durant cette période jusqu'à ce que l'agradation du domaine paralique ait comblé l'espace créé dans le bassin¹ (Fig. 129A). Dans cette hypothèse l'architecture du prisme paralique transgressif serait celle d'un delta présentant vers l'amont des biseaux d'agradation sur une surface fluviale de non-dépôt (Fig. 129A). Dans le cas du delta du Kaiser, l'agradation du système s'accompagnerait d'une progradation telle que le volume des apports sédimentaires excéderait l'espace d'accommodation créé par la hausse du niveau marin relatif (Fig. 129B).

◆ Cause morphoclimatique² de la progradation

L'intensité du flux sédimentaire justifiant la « pro-gradation » du système aurait une cause morphoclimatique. La pénélaine de la Manche, avec des pentes de 0,25‰ en moyenne vers l'Ouest, est relayée en amont par les bassins versants des grands fleuves Ouest européens : La Seine, et, via le Pas-de-Calais, le Rhin, la Meuse, la Tamise. Dans leur partie aval, ces bassins versants ont une pente très faible (moins de 0,1‰ pour la Seine entre Paris et Rouen), et les reliefs qu'ils drainent en amont sont soit faibles (Massif Central, Ardennes) soit lointains (Alpes). Le changement de pente entre le continent émergé et le plateau immergé (Manche) suggère qu'une chute du niveau marin absolu doit produire une érosion importante au voisinage de la charnière et donc un flux sédimentaire accru sur la plateforme distale (Fig. 131). Les apports sédimentaires dans la zone du Kaiser seraient d'autant plus importants que les sols périglaciaires des bassins versants, peu végétalisés, ne feraient pas rempart contre l'érosion (Erhart, 1955). Cela suggère que quel que soit le sens de la variation du niveau marin, il y ait progradation sur la plateforme celtique autour du maximum glaciaire, et justifierait en particulier la formation du delta du Kaiser au début d'une transgression post-glaciaire.

◆ Construction par étapes

Contrairement aux deltas construits de type « patte d'oiseaux » (comme le Mississippi par exemple), la « pro-gradation » du delta du Kaiser n'implique pas une protrusion deltaïque aussi développée que le banc. La construction pourrait se faire par étapes successives comportant chacune un stade de pro-gradation et un stade de d'érosion sous l'effet d'une pulsation transgressive (Fig. 132). La cicatrice des pulsations transgressives correspondrait dans cette hypothèse aux limites érosives des unités de *shoreface* (ensemble 7). Le banc du Kaiser ne représenterait alors dans sa longueur totale que la somme des protrusions élémentaires construites au cours d'une transgression à plus long terme.

Pour chaque phase de construction, la période d'agradation maximale est celle qui préside au développement de l'ensemble 8, comme en témoigne le fort pendage des surfaces de migration de chenaux. L'arrêt de la progradation et la transgression sur le delta se traduit par : [1] le ralentissement, puis, l'arrêt de la migration latérale des chenaux d'embouchure, qui, fixés, deviennent plus profonds et se comblent sur place (évolution de l'ensemble 8 à l'ensemble 10) ; [2] l'érosion d'une partie de l'édifice par une surface de ravinement par la houle (Fig. 129C).

L'abandon du système serait la conséquence soit [1] d'une accélération de la hausse du niveau marin relatif³, soit [2] d'une diminution brutale des apports sédimentaires liée à une avulsion en amont des distributaires, ce qui est le cas le plus fréquent⁴ ([Frazier, 1967] in Bhattacharya et

¹ En revanche, selon la théorie de Davis ([1899] in Thorne et Swift, 1991), une hausse du niveau marin relatif entraînerait une modification des profils d'équilibre du réseau fluviale en amont, de sorte que les plaines alluviales tendraient à agrader, avec un taux décroissant vers l'amont (Fig. 129A). Le stockage des sédiments dans les plaines alluviales aurait pour conséquence l'augmentation du potentiel d'accommodation à l'embouchure des fleuves et le développement d'estuaires (Wright et Marriott, 1993). Dans cette hypothèse, la progradation deltaïque en contexte de hausse du niveau marin relatif traduirait la redistribution des sédiments non piégés dans le système fluviale.

² Dans ce raisonnement, qui intègre une vaste zone géographique incluant la Manche et ses bassins versants, on considère que les systèmes de dépôt du banc sont mis en place à la faveur de variations du niveau marin eustatique que nous tenterons de mettre en évidence à la fin de ce travail.

³ On peut se demander si la variation de pente des surfaces de migration dans l'ensemble 8, dont l'inclinaison minimum est observée au droit de la passe centrale du banc, n'est pas proportionnelle à la vitesse de hausse du niveau marin relatif au cours de la transgression. Ceci laisserait envisager deux phases de hausse rapide, l'une au moment de la construction de la partie sud du banc, la suivante au moment de la construction de la partie nord. Davantage de mesures sur les surfaces serait nécessaires pour étayer cette hypothèse.

⁴ L'avulsion répondrait à un rajeunissement autocyclique du profil fluviale de dépôt (Wescott, 1993), qui correspondrait en amont à une divergence des fleuves vers d'autres distributaires permettant une dispersion plus élevée de la charge sédimentaire.

Walker, 1992). Nous optons pour la seconde hypothèse, qui est compatible avec un ralentissement de la progradation dont témoignerait la plus forte dispersion angulaire des surfaces internes dans les unités de l'ensemble 9 que dans les unités de l'ensemble 7 (Fig. 126). Le ralentissement de la progradation, à la fin de chaque étape serait également favorisé par l'augmentation de la surface de sédimentation au front de l'édifice (Fig. 132 stade 3).

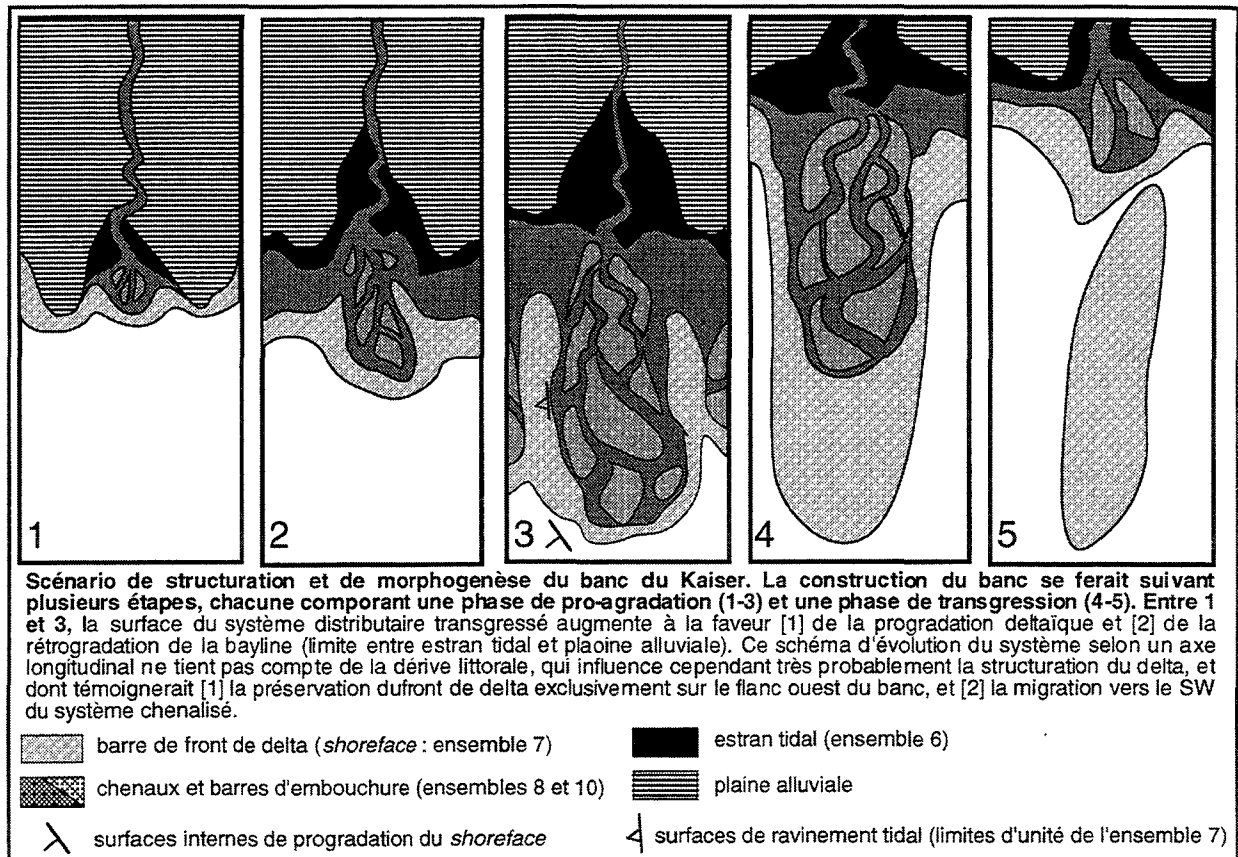


Fig. 132 : Evolution d'un delta à prédominance tidale en contexte transgressif.

b. Arguments de la morphologie

1. Contrôle de la position du banc

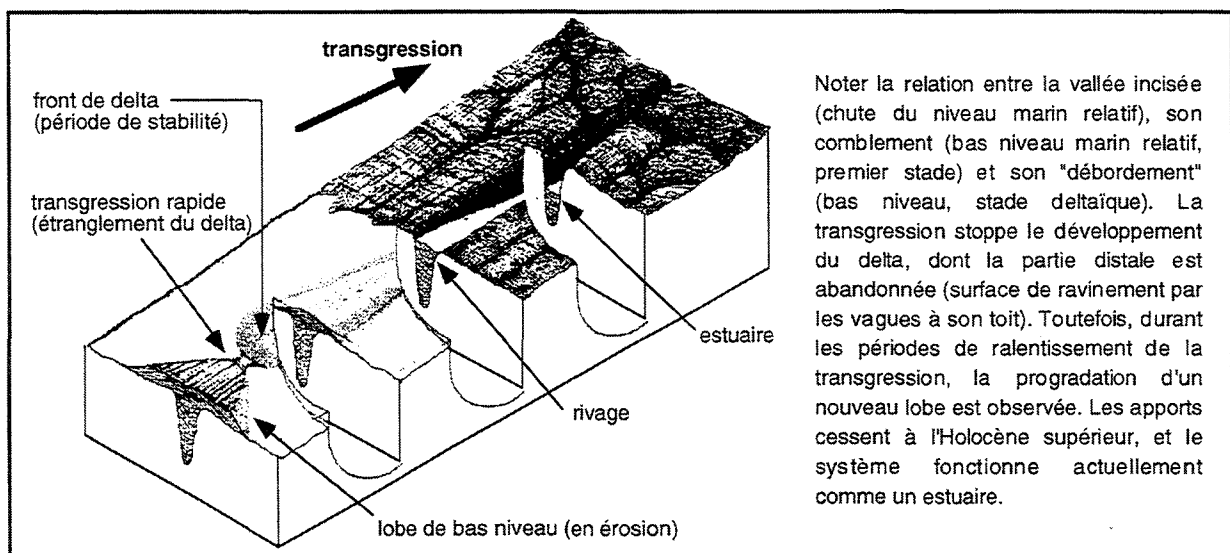


Fig. 133 : Conjonction entre un delta et son distributaire, sur la côte de la Grande Barrière, Australie (Johnson *et al.*, 1982).

Pourquoi les bancs sont globalement superposés aux vallées. - Jusqu'à la mise en place de l'ensemble 5, l'invasion marine présidant au dépôt des complexes *b* est vraisemblablement restreinte entre les berges de la vallée. La dernière phase du comblement correspondrait à la mise en place de l'ensemble 6 dans un domaine estuarien (ou de baie) débordant des berges de la vallée.

Cependant, dans la mesure où les fleuves celtiques seraient toujours en amont dans l'axe des vallées transgressées (Fig. 132), la croissance du delta se ferait principalement *au droit* de ces vallées. C'est une disposition relativement classique dans les systèmes de vallées incisées (Johnson *et al.*, 1982 [Fig. 133] ; Thomas et Anderson, 1994). Au cours de la transgression cependant, l'axe des bancs tendrait à se dissocier localement de celui des vallées sous-jacentes sous l'effet de l'érosion partielle par les courants tidaux, qui seraient en particulier responsables de l'espacement régulier et du parallélisme des bancs (Houbolt, 1968 ; Caston, 1972 ; Huthnance, 1982 ; Hulscher *et al.*, 1993). Par ailleurs, une dérive littorale dirigée SW-NE dans les embouchures du Kaiser pourrait expliquer la migration latérale vers l'ouest de l'édifice, qui persiste durant presque toute sa construction¹. Cette dérive² existe actuellement plus au Nord sous l'influence du courant côtier sud-armoricain, relayé dans les entrées de la Manche par le courant de Rennell (voir Chapitre 1).

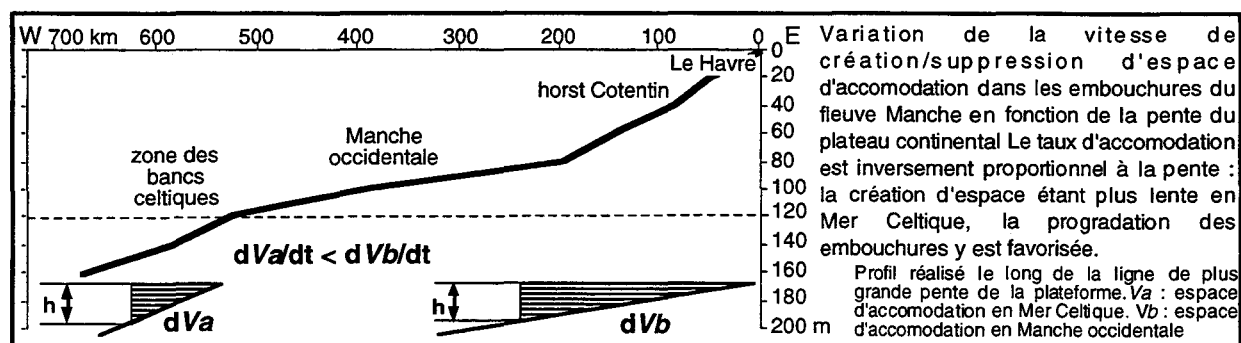


Fig. 134 : Contrôle de la position du delta par la pente du plateau continental.

Pourquoi les bancs sont limités par l'isobathe 120 m. - L'observation du profil bathymétrique NNE-SSW de la Manche depuis l'estuaire de la Seine jusqu'au Sud du banc du Kaiser montre que la limite nord des bancs est une charnière du plateau continental externe (Fig. 134). Cette charnière limite deux phases de pénélplanation marine de la plateforme, séparées par un basculement tectonique (Pantin et Evans, 1984 ; voir Chapitre 4). En amont de la charnière, la pente est de l'ordre de 0,25‰. Dans la zone des bancs, elle est de 0,4‰. Sur une plateforme continentale, [1] la vitesse de déplacement du rivage et [2] la variation de l'espace d'accommodation répondant à une variation du niveau marin relatif sont d'autant plus grandes que la pente de la plateforme est faible (Fig. 134). En période de hausse du niveau marin relatif, les contextes de progradation sont donc d'autant plus rares que la pente est plus faible. Dans le cas de la Mer Celtique, la charnière du plateau continental externe a pu jouer lors de la transgression le rôle d'une barrière à l'extension vers l'amont du delta du Kaiser. L'effet d'accélération de la rétrogradation du rivage à l'amont de celle-ci aurait stoppé brutalement la progradation du delta³. Le delta aurait été déconnecté de ses tributaires en amont par une érosion intense, [1] au moment de l'accélération de la transgression (Fig. 132) ; [2] éventuellement lors de bas niveaux marins postérieurs.

2. Morphogenèse érosive

La surface du banc, qui tronque tous les dépôts sous-jacents et s'amalgame de part et d'autre du banc avec la surface de pénélplanation de la plateforme celtique, serait produite par les vagues et/ou les courants tidaux à la faveur d'un ou plusieurs cycles de variation du niveau marin relatif au droit du delta après son abandon. Elle serait alors de même nature que les limites d'unité de l'ensemble 7 (cicatrices du *shoreface*). Le ravinement transgressif serait marqué par les graviers à blocs de la couche B qui sépare les sédiments marins superficiels des dépôts du banc (Pantin et Evans, 1984). La crête du banc ne suit cependant pas la pente du plateau continental, et semble plutôt limitée par l'isobathe 120 m (Fig. 99). Dans notre interprétation, cette profondeur est également celle où les embouchures transgressées cessent de prograder en delta, ce qui suggère que l'érosion marine n'a pas diminué sensiblement l'épaisseur de l'édifice.

L'idée d'une morphogenèse érosive des bancs, évoquée par Houbolt (1968), est reprise par Berné *et al.* (1994). La surface de ravinement par les vagues est souvent caractérisée par son horizontalité et sa planéité (Johnson *et al.*, 1982 ; Yang, 1988). Dans le cas du banc du Kaiser, elle

¹ Vers la fin de la construction, la migration du système chenalisé pourrait se faire vers l'Est, à en juger par l'intercalation de *shoreface* entre l'ensemble 8 et l'ensemble 10.

² On peut également évoquer l'action à long terme de la force de Coriolis pour expliquer cette migration, dans la mesure où le transport tidal prédominant, quasi-longitudinal par rapport au banc, inhiberait l'effet de dérive littorale.

³ Cette explication rejoint celle de Wood *et al.*, (1993) qui montrent grâce à un modèle analogique que la progradation deltaïque est initiée dès que le profil de dépôt fluvial recoupe le profil topographique. Sur un plateau au profil régulier, cela se produit généralement lors d'une chute très rapide du niveau marin. Sur la plateforme celtique, cela se produirait d'autant plus facilement au niveau de la charnière (Fig. 134).

présenterait néanmoins des dépressions de 30 m (entre les points hauts et les points bas de la crête du banc). La passe Sud par exemple, ainsi que les dépressions entre les « collines » accidentant la moitié nord du banc (Fig. 30) pourraient correspondre [1] à des évidements de matériel plus érodable, [2] aux vestiges de chenaux non comblés du système aval d'embouchure¹ ou encore [3] à un modelé de barres d'*offshore*, acquis sous l'action de la houle. La passe centrale pourrait représenter la cicatrice d'un ralentissement de la transgression, d'autant plus que c'est l'endroit du banc où le taux d'agradation dans les chenaux de l'ensemble 8 semble le plus faible. Elle pourrait s'individualiser de façon précoce, peut-être antérieurement à la mise en place du *shoreface* sommital (Fig. 114 [SD81] : biseaux tangentiels de l'ensemble 9 sur le plateau de la passe centrale).

Dans cette interprétation, les bancs ne sont pas les produits resédimentés de l'érosion transgressive, contrairement aux *shoals retreat massifs* de la côte est des Etats-Unis (Swift, 1975), qui correspondent à d'anciens dépôt-centres littoraux transgressés (Stubblefield *et al.*, 1983 ; McBride et Moslow, 1991), caractérisés par un *remaniement sur place* atteignant 80% du volume des édifices originels (Rine *et al.*, 1991). Alors que la structure première des *shoals retreat massifs* n'est généralement pas préservée, le banc du Kaiser est un exemple d'édifice montrant un héritage non seulement *matériel* mais également *structurel* : [1] La protrusion deltaïque du Kaiser est conditionnée par la présence d'un émissaire fluvial en amont. [2] La structure du banc, prédéterminée par la dynamique tidale de l'embouchure, est acquise par érosion/accrétion de *shoreface* sur les flancs de cette protrusion, qui se construit au cours d'une hausse du niveau marin. [3] La forme du banc est directement liée à la structure, la plupart des surfaces internes de ravinement tidal (limites d'unités dans l'ensemble 7) étant parallèles à l'axe du banc.

2. INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE

A. INTERPRETATION SEQUENTIELLE

La bonne qualité des profils sismiques à très haute résolution (THR) conduit à tenter une interprétation séquentielle de ces systèmes de dépôt, dans la mesure où peu d'informations sont disponibles par ailleurs sur le Plio-Quaternaire de la Manche et de la Mer Celtique, mis à part les dépôts très lacunaires comblant les fosses (*in* Evans, 1990). Le problème de la stratigraphie séquentielle telle que permettent de l'aborder les données sismiques THR est de reconnaître les surfaces-repères à l'échelle des *séquences génétiques* (Homewood *et al.*, 1992), ces surfaces étant amalgamées à l'échelle des cortèges de dépôt définis dans le modèle d'Exxon (Vail *et al.*, 1977).

Interpréter des *séquences* implique d'identifier la nature et la période de la cyclicité des processus. Dans le contexte d'une étude purement sismique (sans datations), nous ne pouvons que proposer des hypothèses, car l'architecture sédimentaire ne permet pas toujours de distinguer les *séquences de dépôt* (contrôlées par des processus *allocycliques* à basse fréquence : la tectonique et le climat) des *successions de dépôt* (produites éventuellement par des processus *autocycliques* à haute fréquence, comme les cycles géomorphologiques des profils fluviaux à l'équilibre ; Posamentier et James, 1993 ; Wescott, 1993).

1. SEQUENCES DE DEPOT

Le premier découpage a pour but d'isoler les successions de dépôt (assemblages horizontaux et verticaux de dépôts récurrents) limitées par des surfaces de chute du niveau de base. Parmi ces successions, seules seront appelées *séquences* celles dont la surface de base est une *unconformity*, c'est-à-dire formée par une chute du niveau marin relatif (Posamentier *et al.*, 1988).

a. Comblement de la vallée du Kaiser : plusieurs séquences de dépôt

1. Incision des complexes chenalisés : chute du niveau marin relatif

L'incision des complexes chenalisés, interprétés comme fluviaux (réflecteurs c), peut avoir une cause autocyclique ou allocyclique. Les causes autocycliques d'incision dans les systèmes de dépôt fluviaux sont les plus fréquentes, répondant à : [1] des changements du profil d'équilibre

¹ La passe sud délimite deux chenaux formant relief (Fig. 112 [SD75]). La direction de ces chenaux est celle des "éperons" topographiques qui bordent la passe sud (Fig. 30). On retrouve de tels éperons du Nord au Sud du banc, particulièrement plus développés sur le flanc Est (Fig. 111 [SD53]), qui représentent dans la plupart des cas (N48°01' à N48°05'), des dunes modelant la couverture de sédiments superficiels (Fig. 111 [SD44]). Cependant, la sismique suggère que les plus hautes et les plus longues des dunes soulignent un relief préexistant, comme les reliefs bordant la passe sud. Ces reliefs sont orientés NW-SE, et ne sont pas restreints au flanc du banc. On les trouve également au sommet de la crête (N48°06'), où ils correspondent à des tronçons de chenaux de l'ensemble 8 (Fig. 113 [SD80]). La direction de ces éperons est celle des surfaces de migration des chenaux.

forcés par la décharge sédimentaire¹ (Wescott, 1993), et à [2] des avulsions du réseau hydrographique en amont du milieu de dépôt. La période des successions fluviales élémentaires de dépôt (nappes) est inférieure à 20 000 ans selon Wescott (1993). Ces successions élémentaires ne sont de puissance modeste, et ne sont que rarement corrélables entre deux systèmes contemporains de dépôt.

Les causes allocycliques sont : [1] les mouvements tectoniques et [2] les variations climatoeustatiques, qui entraînent des changements du profil d'équilibre déterminant soit l'incision soit l'agradation des systèmes fluviaux. En domaine fluvial, il peut y avoir incision en phase de chute comme en phase de hausse du niveau marin relatif, selon la position considérée sur le profil de dépôt. En phase de hausse cependant, l'incision sera localisée dans la partie amont du système alluvial (Miall, 1991). La vallée du Kaiser étant située à 20 km de la bordure du plateau continental, c'est la partie aval d'un système alluvial à l'échelle de son profil d'équilibre, et dans ce cas une chute du niveau de base sous le profil d'écoulement ne peut être expliquée que par : [1] une surrection du soubassement, [2] une chute du niveau marin eustatique.

Nous pensons que les forçages autocycliques, cause de leur plus haute fréquence, concerneraient vraisemblablement des successions de dépôt moins épaisses que les ensembles sismiques de la vallée du Kaiser. Bien que les mouvements épirogéniques de la marge au Pléistocène soient inconnus dans le détail, une subsidence d'amplitude hectométrique est observée au Pléistocène inférieur (voir Chapitre 4). Dans l'hypothèse tectonique, seule une succession très rapide de soulèvements et d'affaissements de la plateforme celtique permettrait de générer des séquences de dépôt dans la vallée du Kaiser. C'est pourquoi nous suggérons que chacun des complexes chenalisés marquant le sommet de ces ensembles représente une succession de dépôt produite par une chute du niveau marin relatif. Cette dernière est possible parce que le gradient de la pente continentale est plus fort que celui du plateau continental² (Fig. 131).

2. Interprétation séquentielle des dépôts

Dans l'hypothèse où les complexes *b* présents à la base des ensembles de dépôt constituent un complexe estuarien reposant sur une surface *a* de type *bay ravinement*, celle-ci doit être considérée comme une surface de transgression, et les complexes *b* comme des intervalles transgressifs (Posamentier *et al.*, 1988). Les complexes *c*, correspondant à des chenaux, représenteraient alors soit [1] les intervalles de bas niveau (progradation de chenaux fluviaux), soit [2] l'amalgame entre les intervalles de haut et de bas niveau, avec à la base des chenaux estuariens caractérisant une progradation estuarienne de type *bayhead delta* (selon Dalrymple *et al.*, 1992), et au sommet des chenaux fluviaux.

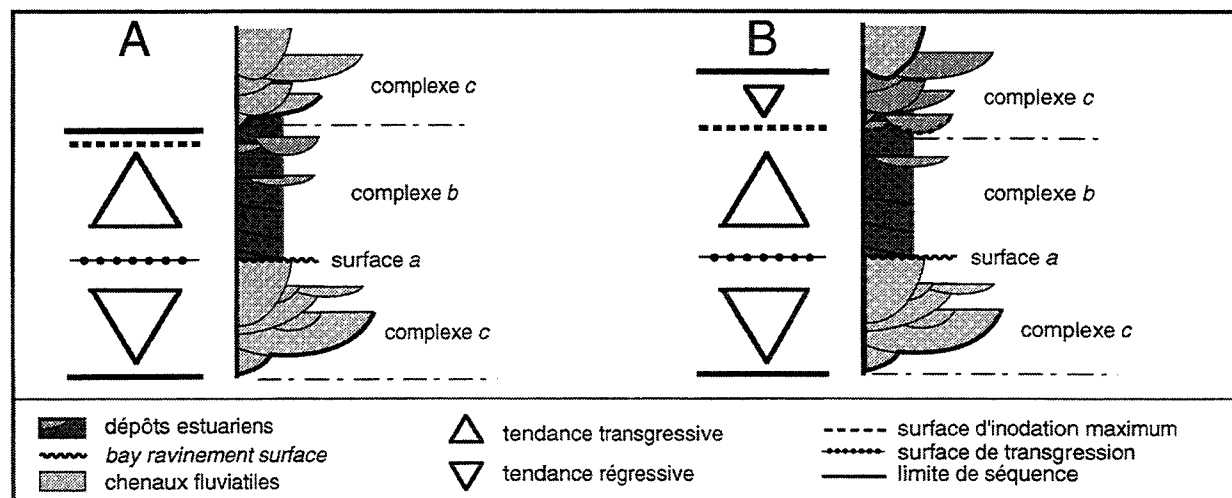


Fig. 135 : Deux hypothèses pour l'interprétation séquentielle des ensembles de dépôt de la vallée du Kaiser.

Dans la première hypothèse (Fig. 135A), les limites de séquence seraient constituées par la

¹ Wescott (1993) montre que l'évolution des cours d'eau vers leur profil d'équilibre diminue leur gradient de pente, et par conséquent leur charge solide ; la diminution de charge solide conduit à l'augmentation du potentiel d'érosion dans le cours aval, ce qui entraîne la réjuvenation du profil d'écoulement, avec une incision qui reprend de l'aval en progressant vers l'amont.

² C'est la présence du trait de côte en dessous de la rupture de pente du plateau continental qui justifie ces incisions, dont le niveau de base est vers -240 m dans le secteur du haut-fond de la Chapelle (Bouysse *et al.*, 1976). Cette situation est impossible jusqu'au Miocène moyen parce que la vitesse de chute eustatique à l'ordre 2 ou 3 est toujours plus faible que le taux de subsidence en bordure de marge (Pitman et Golovchenko, 1983). Ce n'est qu'à la faveur de chutes glacio-eustatiques du Plio-Quaternaire qu'une telle incision devient possible.

réunion des réflecteurs *c* présents à la base des complexes chenalisés, et il n'y aurait pas d'intervalle de haut niveau (celui-ci serait condensé avec la surface d'inondation maximale dans les réflecteurs sommitaux des complexes *b*). Dans la seconde hypothèse (Fig. 135B), les limites de séquence seraient la réunion de réflecteurs *c* internes aux complexes chenalisés, et la surface d'inondation maximale serait à la base des complexes chenalisés.

b. Banc du Kaiser : une seule séquence de dépôt

1. Découpage

Bien qu'on ne puisse écarter a priori l'hypothèse polyséquentielle¹, l'assemblage de dépôts du banc du Kaiser correspond dans notre interprétation à une seule séquence de dépôt (Fig. 136). Dans les ensembles de dépôt du banc, on peut hiérarchiser les surfaces de façon à isoler des successions de dépôt. Les surfaces temps ne sont pas les limites d'ensemble, qui correspondent à des surfaces de migration, mais passeraient par les limites d'unités, et caractériseraient les pulsations transgressives entre les phases de progradation deltaïque. On peut donc concevoir un découpage où chaque succession comprend des termes de différents systèmes de dépôt (Fig. 136). Les successions inférieures comprennent notamment des termes du *shoreface* de l'ensemble 7 et de l'embouchure deltaïque de l'ensemble 8, tandis que les successions supérieures correspondent aux dépôts des dernières pulsations transgressives mettant en place le *shoreface* transgressif de l'ensemble 9 (démantèlement du delta) et le comblement des chenaux les plus distaux de l'embouchure transgressée, soit l'ensemble 10 (Fig. 136). Au moins 5 successions de dépôt peuvent être ainsi isolées dans le delta du Kaiser (Fig. 136). Ces successions correspondent aux phases de construction progradantes-transgressives suggérées dans l'interprétation sédimentologique. Ces phases peuvent être interprétées soit : [1] comme des séquences de dépôt à part entière, soit [2] comme des éléments autocycliques d'une seule séquence transgressive.

2. Interprétation

Dans l'hypothèse où le banc représente autant de séquences de dépôt que de successions de dépôts (Fig. 136), chacune de ces successions ne contenant pas un *cyclotheme* deltaïque complet, cela implique que la période associée à la mise en place des séquences soit très courte (de la centaine au millier d'années). Contrairement à ce qui est observé dans les systèmes abyssaux (Broecker *et al.*, 1992), très peu de forçages allocycliques de cette fréquence sont enregistrés dans les systèmes marins proximaux (taches solaires, tremblements de terre), car ils sont occultés par les forçages autocycliques, plus fréquents et de magnitude supérieure (avulsions, migrations ; Wescott, 1993). Comme un delta se construit rapidement², l'épaisseur des successions autocycliques de dépôts peut aisément atteindre l'échelle décamétrique. Ces remarques amènent l'hypothèse selon laquelle les successions de dépôt du banc Kaiser, telles que nous les définissons (Fig. 136), appartiendraient à une seule séquence de dépôt *sensu stricto*.

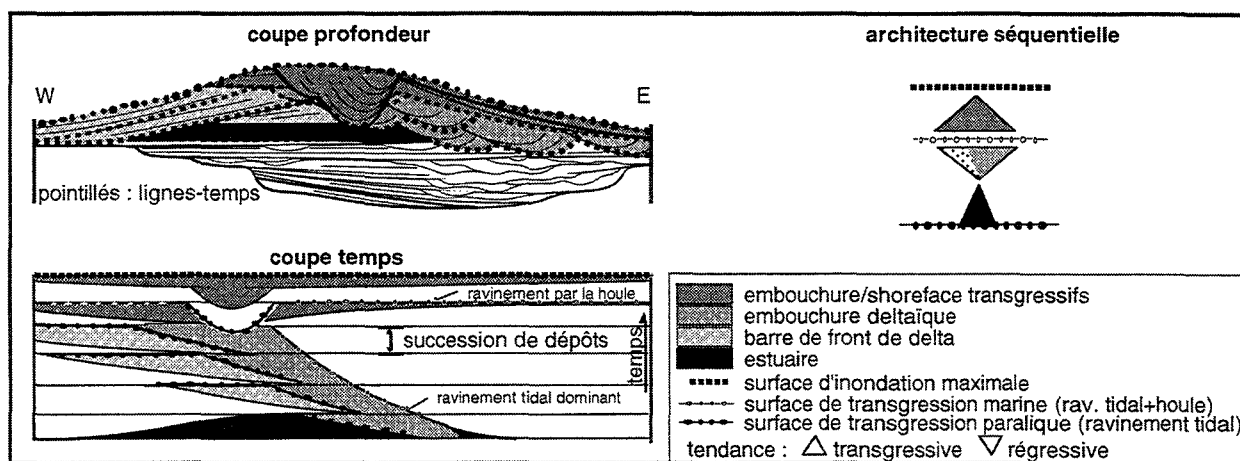


Fig. 136 : Interprétation séquentielle du banc du Kaiser.

¹ Le contraste de structure entre les différents ensembles de dépôt suggère en effet une interprétation séquentielle en plusieurs cortèges dont les limites seraient les limites d'ensemble. La première séquence serait constituée par l'ensemble 6, qui serait un cortège estuarien transgressif, et par l'ensemble 7, qui serait un cortège progradant de *shoreface* de haut niveau. Le caractère érosif et agradant du système chenalisé de l'ensemble 8 serait incompatible avec une progradation chenalisée de type *late highstand* (au sens de Posamentier *et al.*, 1988), ce qui suggère que l'ensemble 8 soit le cortège transgressif d'une autre séquence de dépôt. L'ensemble 9, interprété comme un *shoreface*, représenterait alors le cortège progradant de haut niveau de cette deuxième séquence. L'ensemble 10, fortement incisé, suggère une mise en place après une chute importante du niveau de base, de telle sorte qu'on peut l'interpréter comme un troisième cortège transgressif fluvial ou tidal. Le cortège de haut niveau de cette dernière séquence n'aurait pas été préservé, ou serait amalgamé avec la surface de ravinement marin formant l'enveloppe externe du banc.

² Quelques centaines d'années pour les lobes du Mississippi ([Coleman et Galiano, 1964] in Bhattacharya et Walker, 1992).

Dans cette hypothèse, que nous retenons ici, le delta dans son ensemble pourrait correspondre à l'intervalle transgressif de la dernière séquence chenalisée fluviale de la vallée¹, et la durée de mise en place de l'édifice deltaïque serait donc inférieure à la période d'une séquence de même ordre que les séquences sous-jacentes de comblement de la vallée.

2. EMPILEMENT DES SEQUENCES DE DEPOT

a. Evolution stable puis transgressive

Dans l'hypothèse où les surfaces d'incision fluviale sont sur leur profil d'équilibre, la pente de leur profil longitudinal doit augmenter vers l'amont du système. Nous avons estimé la pente des profils de dépôt de chaque séquence, non pas à partir des complexes *c* chenalisés, trop discontinus, mais d'après la pente des surfaces *a* de transgression. La variation de pente de ces surfaces dans l'axe de la vallée, ainsi que la position de leur biseau amont, traduit un mode d'empilement régressif jusqu'à la séquence 3b puis transgressif à partir de la séquence 3c (Fig. 137). Cette évolution est liée à une variation du niveau marin à l'ordre inférieur : la migration vers l'aval (ou *progradation*) des séquences 1 à 3b traduit une relative stabilité² des bas niveaux marins relatifs associés, tandis que la migration vers l'amont (ou *rétrogradation*) des séquences supérieures implique une hausse des bas niveaux marins correspondants (Fig. 137).

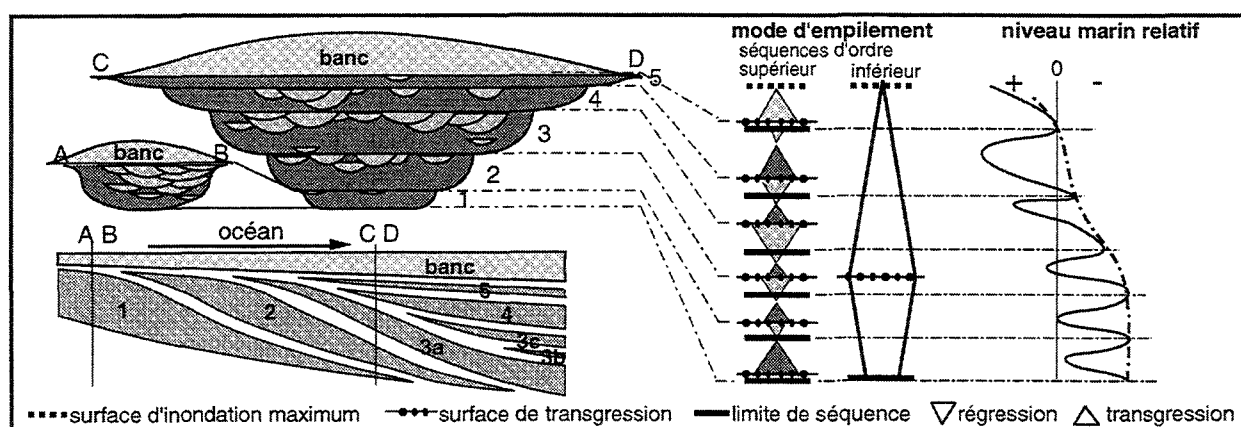


Fig. 137 : Analyse séquentielle du mode d'empilement des dépôts de la vallée et du banc du Kaiser.

Alors que les surfaces *a* associées aux séquences 3c à 5 présentent un profil « parabolique » relativement conforme à ce qui est attendu des profils d'équilibre, cela n'est pas clair pour les surfaces *a* associées aux séquences 2 à 3b (Fig. 137). Les séquences 2 à 3b pourraient ne pas être sur leur profil d'équilibre si la période des cycles de variation du niveau marin relatif à l'ordre supérieur est trop petite pour que l'ajustement soit réalisé. Cela pourrait par exemple se produire dans le cas de chutes du niveau marin relatif de grande amplitude, alors que les chutes du niveau marin auxquelles répond l'incision des séquences supérieures correspondraient à une chute moins importante du niveau marin sous la plateforme, telle que l'ajustement du profil d'équilibre serait réalisé au cours de chaque cycle. Dans cette logique, si l'incision de la séquence 1 semble plus proche de son profil d'équilibre, c'est parce que la durée d'incision aurait été supérieure.

b. Intégration dans l'évolution du Néogène et du Quaternaire

1. Découpage séquentiel du Miocène et du Plio-quaternaire de Mer Celtique

La base du Miocène est une limite de séquence marquée par des indices de karstification. Elle marque la régression de l'Oligocène supérieur, qui est un hiatus mondial majeur (Haq *et al.*, 1988). Il n'y a pas de système de bas niveau reconnaissable à l'échelle de la sismique BGS au-dessus de cette surface (Evans et Hughes, 1984). Celui-ci serait représenté par des systèmes fluviaux incisés et des argiles de décalcification.

◆ Formation Jones

La formation Jones qui repose sur cette surface d'érosion continentale est un prisme transgressif (paléobathymétrie 150 m), montrant des biseaux d'agradation vers l'amont (Fig. 83a). La

¹ On ne peut cependant affirmer que les dépôts de l'ensemble 6 appartiennent à la même séquence que les rares chenaux présents au sommet de l'ensemble 5 comblant l'incision de la vallée du Kaiser. En effet, comme on l'a suggéré plus haut, les réflecteurs subhorizontaux rapprochés et de forte amplitude qui caractérisent l'ensemble 6 pourraient représenter l'amalgame de plusieurs surfaces de ravinement sous la première succession deltaïque de dépôt, voire de plusieurs cortèges condensés de dépôt.

² Voir une chute à l'ordre inférieur. Cette hypothèse, non écartée, n'est cependant pas la plus simple : on conçoit plus aisément qu'à cette chute à l'ordre inférieur soit associée plutôt l'incision principale de la vallée.

surface d'inondation maximum est voisine de son sommet apparent, caractérisée par des réflecteurs horizontaux très rapprochés de forte amplitude ; elle pourrait marquer la transgression langhienne (résultat Sédimanche 1). A une échelle plus fine de découpage, la formation Jones est probablement un ensemble de successions, dont certaines pourraient être identifiées comme des séquences de dépôt d'ordre supérieur. Mais celles-ci ne sont pas visibles en sismique, probablement à cause [1] de la résolution du signal ; [2] de la position distale du système. En effet, sous 150 m d'eau (formation Jones : *offshore* inférieur), les limites de séquence ne seraient pas représentées par des surfaces d'érosion (*unconformities*), mais par les surfaces conformes qui les prolongent en aval (*correlative conformities*). Seule une étude terrain permettrait un découpage séquentiel à cette échelle.

◆ Formation Cockburn

La surface d'érosion limitant la formation Jones de la formation Cockburn est interprétée comme une limite de séquence : le prisme de la Cockburn se met en place en position basse par rapport au prisme Jones, et sous une tranche d'eau faible, ce qui implique une chute du niveau marin relatif de plus de 100 m entre le dépôt des formation Jones et Cockburn. Cela est argumenté par une période de hiatus mondial à la transition Miocène moyen-Miocène supérieur ([Moore et Ross Heat, 1977] *in* Auffret, 1983), associée à une chute importante du niveau eustatique (Vail *et al.*, 1977 ; Haq *et al.*, 1988). Contrairement au prisme de la formation Jones, le prisme de la formation Cockburn est clairement une pile de successions de dépôts (résultat Sédimanche 1). Chacune est représentée par des ensembles de sigmoïdes progradants tronqués au sommet par la surface basale de progradation de la succession supérieure (Fig. 83d). Il est peu probable que ces successions soient d'origine allocyclique, dans la mesure où ce sont le plus souvent des avulsions qui contrôlent le développement des lobes deltaïques. Cependant, si tel était le cas, il serait impossible de le déterminer avec les données dont nous disposons. A la base de la formation, les successions prennent l'aspect de structures convexes, de même taille et même orientation que les "bancs tidaux" de la Mer Celtique (Evans et Hughes, 1984 ; Fig. 83d). Si on les compare avec notre interprétation des bancs celtiques, ces structures pourraient représenter les premiers lobes de l'édifice deltaïque sus-jacent, ennoyés à la faveur d'une subsidence rapide dans des lobes supérieurs plus étendus.

◆ Petite Sole inférieure

Le prisme de la formation Cockburn est tronqué à son front par une limite de séquence sur laquelle se développe le prisme de la Petite Sole inférieure (Fig. 84) : c'est la surface polygénique d'émersion ("pontienne"), dans laquelle est imprimée en particulier le paléocours de la Loire (Vanne, 1977). Actuellement, on associe cette émersion avec la chute eustatique du Messinien, d'amplitude estimée 80 m (Mercer et Suter, 1982). La base du prisme de la Petite Sole inférieure est une surface caractérisée par un surcreusement de la limite de séquence inférieure (Fig. 84). Le prisme repose en conformité vers l'amont avec les réflecteurs sommitaux de la formation Cockburn, et vers l'aval en biseau tangentiel sur les clinofformes frontaux de cette formation, ce qui traduit une chute du niveau marin relatif. Le prisme de la Petite Sole inférieure contient plusieurs générations de canyons comblés. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'incision et le comblement de ces canyons :

[1] La genèse des canyons peut être exclusivement sous-marine ([Shepard, 1972] *in* Reineck et Singh, 1980), des phénomènes gravitaires présidant à l'érosion de leurs flancs (Farre *et al.*, 1983). Ces phénomènes se marqueraient au front du prisme de la Petite Sole inférieure à la faveur d'un arrêt de la progradation. La sédimentation reprenant, le canyon serait comblé par des sédiments de la Petite Sole inférieure (hypothèse autocyclique).

[2] Les phénomènes gravitaires ne font qu'entretenir le slumping sur les flanc d'un canyon quand celui-ci est immergé. Le stade initial d'incision implique le plus fréquemment une chute du niveau marin relatif sous la rupture de pente du plateau continental, et le canyon est initialement rempli avec des dépôts d'éventail alluvial (May *et al.*, 1983). Le système est déconnecté de son distributaire fluvial sous une tranche d'eau de 50 m (Pitman et Golovchenko, 1983), et comblé en domaine marin franc par des argiles de plateforme. La présence de plusieurs systèmes de canyons sécants dans la Petite Sole inférieure impliquerait donc plusieurs chutes du niveau marin relatif, et chaque remplissage de canyon peut être considéré comme une séquence de dépôt.

Nous retenons la deuxième hypothèse, dans la mesure où [1] la position des incisions au front du prisme rappelle les *delta front troughs* connectés vers l'amont aux fleuves distributaires de deltas (*in* Reineck et Singh, 1980) ; [2] elle permet d'expliquer dans une chute par étapes du niveau marin relatif la transition entre un prisme de bas niveau (Petite Sole inférieure) et un système fluvial (Petite Sole supérieure).

◆ Petite Sole supérieure et Melville Sands

La formation de la petite Sole supérieure correspond dans le secteur d'étude au comblement de la vallée du Kaiser. La formation de Melville serait représentée par le banc du Kaiser.

2. Ordre des séquences

Le mode d'empilement des séquences tel qu'il apparaît dans un diagramme espace-temps (Fig. 138) suggère que les séquences 1 à 3b représentent la terminaison d'une évolution régressive qui débute après l'inondation maximum au toit de la formation Jones (datée du Serravallien par Evans et Hughes, 1984). La base de la séquence 3c peut être donc considérée comme une surface de

transgression à l'ordre 2 (selon la charte de Haq *et al.*, 1988), mais vis-à-vis du comblement de la vallée du Kaiser (à l'échelle du Plio-Quaternaire) c'est également une surface de transgression à l'ordre 3 (Fig. 138). Les séquences d'ordre supérieur mises en évidence dans la vallée du Kaiser, de même que la séquence constitutive du banc du Kaiser serait dans notre interprétation des séquences d'ordre 4 et/ou 5. Cette interprétation rejoint celle de Bouysse *et al.* (1976) et Auffret (1983) selon laquelle ce sont les cycles glacioeustatiques d'ordre 4 et 5 qui contrôlent la sédimentation au Plio-quaternaire, tandis que les formations sont individualisées à la faveur de variations du niveau marin relatif d'ordre 3, principalement d'origine tectonique. Les cycles d'ordre 5 prédominant jusqu'au Pléistocène supérieur, la période élémentaire de 20 KA peut donc être proposée pour l'intervalle de dépôt de chaque séquence de comblement de la vallée.

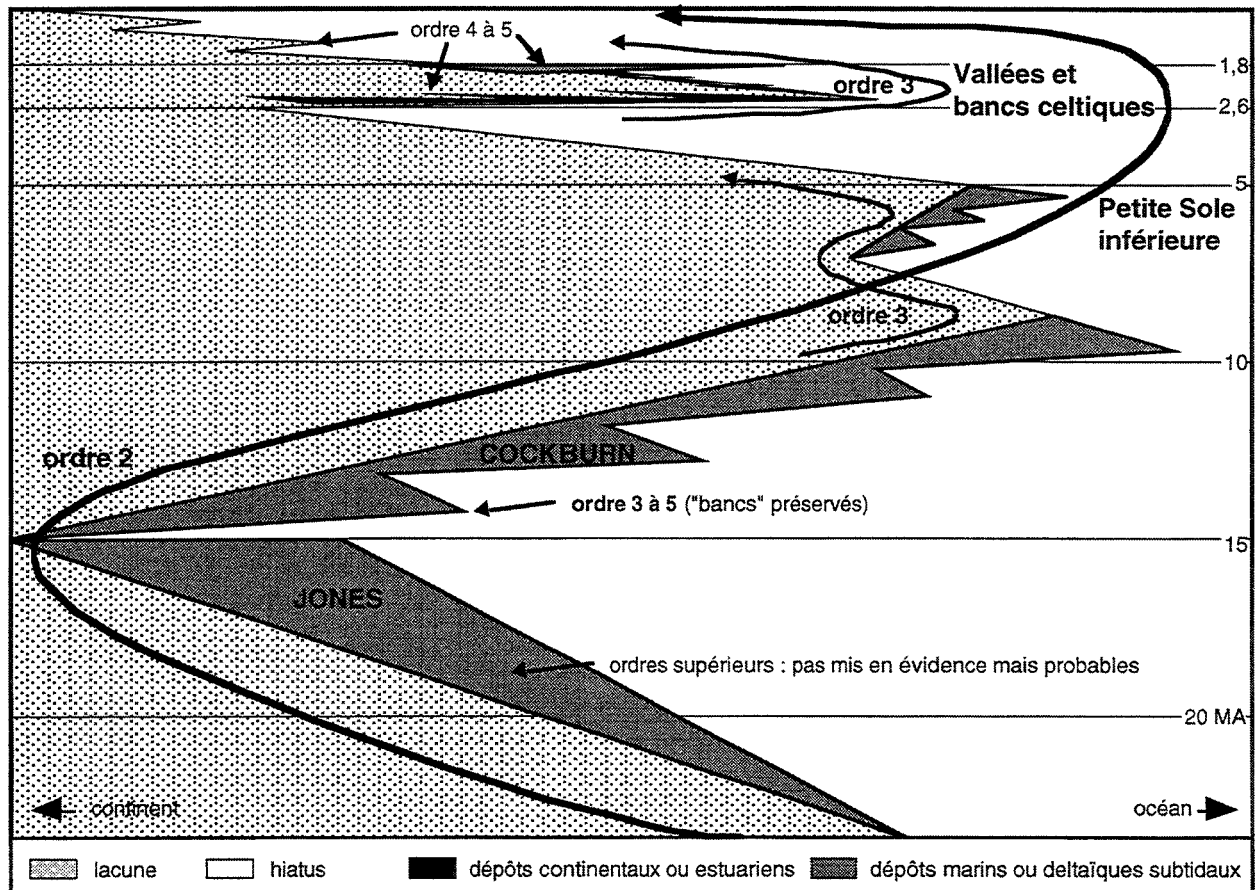


Fig. 138 : Diagramme espace-temps du Néogène et du Quaternaire de Mer Celtique au droit de la crête du banc du Kaiser.

B. APPLICATIONS DE L'ANALYSE SEQUENTIELLE

1. INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

a. Age des bancs celtiques

Partant de l'hypothèse selon laquelle le développement du delta fait suite au comblement de la vallée dans le cadre d'une même transgression d'ordre 3, on peut dater ce comblement en replaçant les bas niveaux marins responsables de l'incision des séquences d'ordre 5 sur la courbe des variations du niveau marin relatif établie au Chapitre 4.

Le calage chronologique du comblement de la vallée est fondé sur deux hypothèses (Fig. 139) : [1] la durée de comblement est de l'ordre de 140 KA (dans le cas de séquences d'ordre 5, c'est-à-dire de période 20 KA) ; [2] au cours du comblement, le niveau de base des surfaces de transgression associées aux séquences d'ordre 5 passe de -260 m à -230 m (altitudes déduites en extrapolant vers l'aval le profil des surfaces de transgression). Ces deux hypothèses permettent d'estimer le comblement de la vallée autour du Reuvérien/Prétigien (vers 2,6 MA ; Fig. 141).

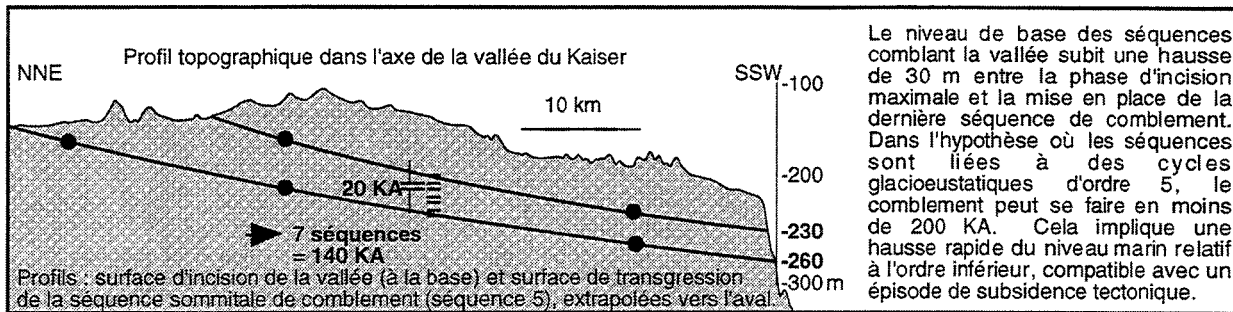


Fig. 139 : Niveaux de base des séquences de comblement de la vallée du Kaiser.

L'hypothèse d'un comblement de la vallée du Kaiser en 140 KA implique que sur cette période, la vitesse de montée du niveau marin relatif à l'ordre 3 soit de 0,4 mm par an en moyenne. Si cette vitesse demeurait constante après le comblement de la vallée, comme le suggère l'évolution du niveau marin relatif (Fig. 141), cela impliquerait d'avoir au moins 4 limites de séquence dans le banc à son endroit le plus épais. Or nous avons suggéré la construction du delta du Kaiser au cours d'un seul intervalle transgressif d'ordre 5. Si cela est vrai, il faut envisager deux hypothèses :

Hypothèse continuum.- Dans cette hypothèse, tout se construit dans un *continuum* transgressif d'ordre 2 à la faveur : [1] d'une accélération instantanée de la subsidence d'un facteur 5 entre la séquence 5 et le delta, ce qui est *a priori* possible (Lenôtre, comm. pers., Fig. 140A) ; [2] d'un arrêt subit des oscillations glacioeustatiques d'ordre 5, à partir de la séquence 5 et sur plus de 100 KA (Fig. 140B). Cette situation pourrait se présenter à plusieurs reprises, comme par exemple au Tiglien A, où le signal isotopique enregistre un arrêt des oscillations d'ordre 5 sur 300 KA (Fig. 141).

Hypothèse hiatus.- Une alternative serait de considérer que la base du delta est une somme de limites de séquences, auquel cas il y aurait un hiatus entre les nappes fluviales et le delta (Fig. 140C). Cela justifierait l'hypothèse de Pantin et Evans (1984), qui voyaient dans le réflecteur basal très contrasté des bancs un *coarse lag deposit*. Cette hypothèse impliquant un hiatus entre le comblement de la vallée et la construction du banc était jusqu'à ce jour la seule envisagée, dans la mesure où les premiers enregistrements sismiques suggéraient la continuité de la surface de pénéplanation « pléistocène » du plateau continental sous la base des bancs celtiques (Pantin et Evans, 1984).

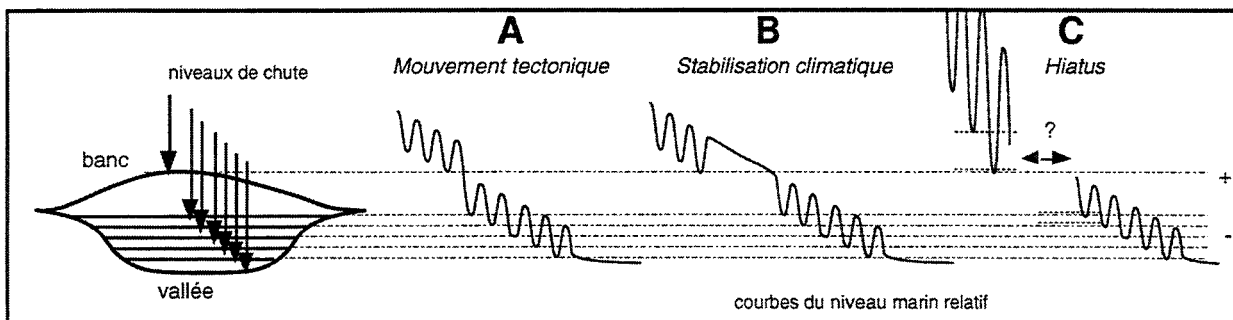


Fig. 140 : Hypothèses expliquant la différence d'épaisseur entre les séquences de comblement de la vallée et la séquence du banc du Kaiser.

Il est impossible de trancher entre ces hypothèses en l'absence de datations, mais nous pensons que si la construction de l'édifice deltaïque commence entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur, il n'est pas exclu que la structure soit au moins partiellement remaniée à la faveur des chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur (Fig. 141). En effet, si la position du système sur la plateforme distale explique sa préservation en période de haut niveau marin, il est en revanche probable que les bancs ont été intensément réactivés¹ à la faveur des bas niveaux marins du dernier maximum glaciaire et des deux bas niveaux d'ordre 4 précédents (Fig. 141).

¹ Nous ne pouvons estimer cette érosion, mais elle ne serait probablement pas supprimée par un flux sédimentaire important : le delta du Rhône montre à la base de chaque lobe associé aux cycles d'ordre 4 du Pléistocène supérieur, une surface très marquée de ravinement par les vagues. Il est très probable qu'une chute du niveau marin à -50 m contribuerait à une déstabilisation du banc sous l'effet de la houle (voir Chapitre 3). Par exemple, sur les côtes flamandes, on a mis en évidence des chenaux tidaux *incisant* jusqu'à 20 m de profondeur des complexes flandriens d'estuaires et de *shoreface* (Trentesaux, 1993). Dans l'estuaire de l'Escaut, les courants tidaux peuvent *entretenir* des mouilles jusqu'à 60 m de profondeur (Trentesaux, comm. pers.). Guilcher ([1965] in Quesney, 1983) mettrait en évidence des chenaux tidaux *actifs* à 100 m de profondeur sur les côtes de Madagascar.

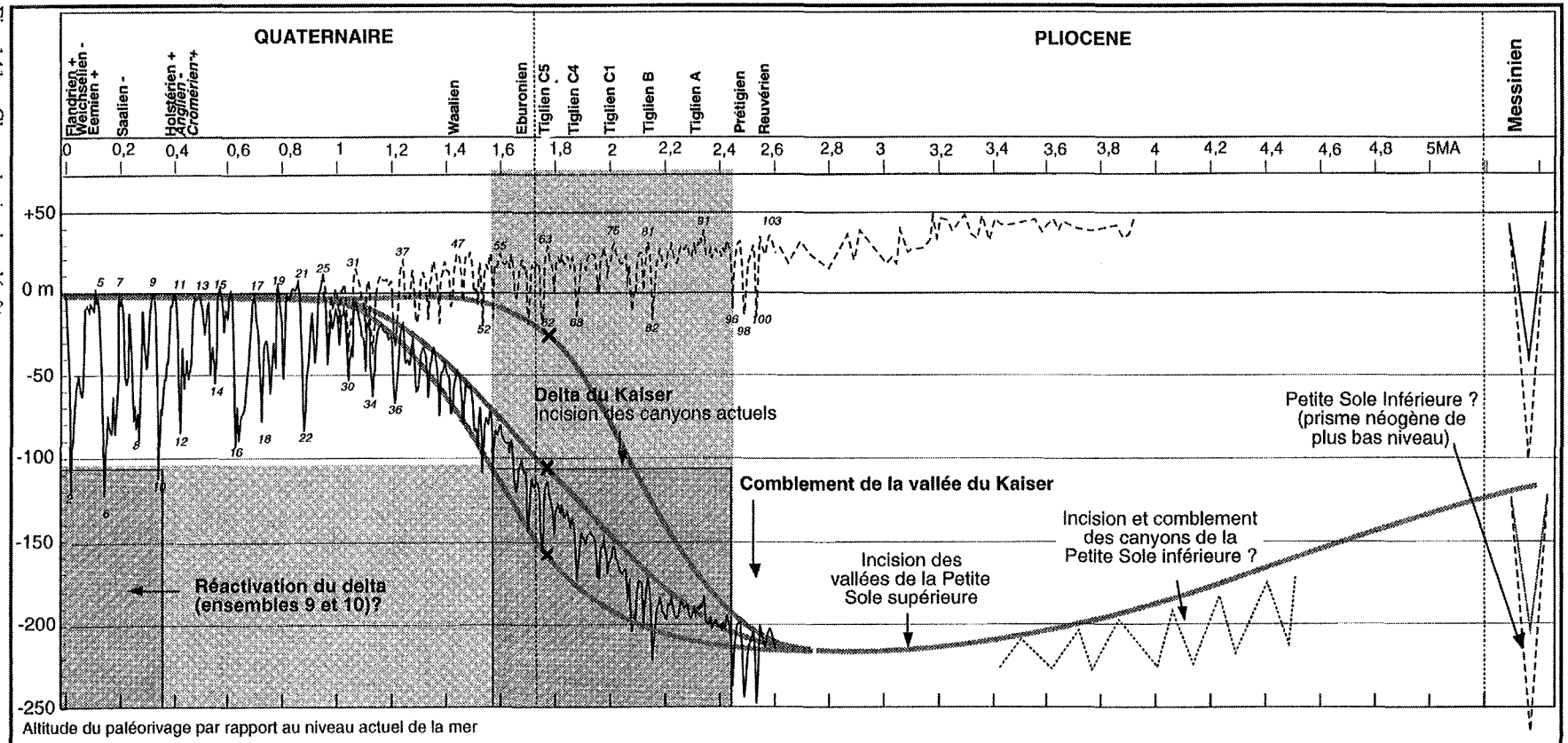


Fig. 141 : Chronologie des dépôts.

Age des bancs celtiques : hypothèse fondée sur les paléoniveaux marins.

Chronostratigraphie : Les stades anglais sont en italique, les stades des Pays-Bas en caractères romains (stades glaciaires : -, interglaciaires : +). Les stades isotopiques sont en italique sur la courbe. La limite Mio-Pliocène est posée à 5,3 MA (chute eustatique messinienne : Mercer et Suter, 1982).

Variations glacioeustatiques : Estimées d'après les variations de composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer. D'après Shackleton *et al.* (1991) et Funnel (1995) pour l'intervalle 0-2,6 MA, et d'après Shackleton et Opdycke (1977) pour l'intervalle 1,6-3,9 MA (carotte V28-179 [trait tireté], calée à 1,8 MA, 2,4 MA, 2,9 MA, 3,1 MA et 3,3 MA sur les inversions magnétiques). Faute de données de calage nécessaires, les 5 cycles eustatiques post-messinien d'ordre 3 de la courbe de Haq *et al.* (1988) ne sont pas pris en compte. Alors que l'effet de ces chutes est probablement occulté sur la plateforme celtique par les mouvements tectoniques au Pliocène supérieur, leur influence pourrait expliquer les différentes phases d'incision des canyons comblés de la Petite Sole inférieure. A l'ordre 2, la courbe isotopique est corrigée par un biais représentant une chute eustatique d'environ 40 m depuis le Miocène supérieur (Williams, 1988). Une fourchette est proposée pour l'amplitude de la chute messinienne (Mercer et Suter, 1982).

Niveau marin relatif : Obtenu par addition d'une composante tectonique (trait grisé) au niveau marin eustatique. Pour le Quaternaire, la subsidence tectonique jouerait essentiellement au Pléistocène inférieur : au Pléistocène moyen et supérieur, les variations du niveau marin relatif dans le secteur celtique seraient essentiellement eustatiques (Morzadec-Kerfoum, 1990). Trois courbes de subsidence sont possibles, selon l'hypothèse paléobathymétrique retenue pour le milieu de dépôt de la Petite Sole supérieure (intertidal, marin 50 m, marin 100 m : Evans et Hughes, 1984 ; Pantin et Evans, 1984). Le Miocène terminal est supposé sub-émersif, de même que sur le plateau aquitain (Vanney, 1977).

Age des bancs : Dans l'hypothèse minimisant la subsidence tectonique, le delta de la Mer Celtique peut se mettre en place au cours du Tiglien, entre 2,4 MA et 1,6 MA (rectangle grisé). Cependant, les chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur pourraient être responsables de sa réactivation (ensembles 9 et 10 : embouchure distale et *shoreface* transgressif) et de sa morphogénèse.

Dans le cas où ce remaniement serait total, il faudrait envisager la construction des bancs celtiques lors de la dernière transgression (vers 15 KA). Cependant, le prisme deltaïque devant se construire dans notre interprétation à la faveur d'une transgression du paléotlitoral entre -180 m et

-120 m, il est peu probable qu'il date de cette époque d'après notre interprétation des niveaux marins relatifs dans la zone sud-celtique (voir Chapitre 4). C'est pourquoi nous pensons que l'essentiel de l'édifice des bancs est relique. Seule la partie sommitale pourrait avoir été remaniée à la faveur des chutes glacioeustatiques du Weichsélien et du Saalien (Fig. 141).

Le remaniement constituerait en la réactivation : [1] du système chenalisé de l'embouchure distale du delta, dont les chenaux principaux seraient préservés au droit des bancs (ensemble 10) ; [2] du *shoreface* transgressif, dont témoigneraient les unités préservées de l'ensemble 9 sur la crête du banc au dessus de -140 m ; [3] de la morphogenèse par les courants de marée, qui contribuerait notamment à l'ablation d'une importante partie de l'édifice chenalisé entre les bancs, comme le suggère la troncature de l'ensemble 10 sur les flancs du banc du Kaiser.

b. Vue d'ensemble sur le Plio-Quaternaire

La surrection pliocène permet d'expliquer l'évolution du prisme perché de la Petite Sole Inférieure, dont la mise en place avait été attribuée à la chute Messinienne (Adams *et al.*, 1977 ; mission Sédimanche 1). La surrection commence au Miocène terminal avec le blocage de la sédimentation progradante de la formation Cockburn sur la plateforme, dont les dépôts les plus récents sont datés du Miocène moyen (Evans et Hughes, 1984). La troncature d'érosion au front du prisme Cockburn manifesterait le début l'inversion tectonique, au cours de laquelle l'augmentation de l'inclinaison de la pente continentale entraînerait la migration vers l'aval des aires de dépôt, et la mise en place du prisme perché. Les canyons comblés de ce prisme traduiraient l'émergence de la bordure de plateforme au cours du développement de la surrection au Pliocène moyen. Les canyons constituant plusieurs générations d'incisions sécantes, cette émergence se ferait par étapes, peut être à la faveur d'oscillations glacioeustatiques (Fig. 141 et Fig. 138).

Le réseau de vallées de la Petite Sole supérieure se mettrait définitivement en place à partir de l'émergence pérenne de la bordure du plateau au début du Pliocène supérieur. Dans notre interprétation (Fig. 141), la subsidence tectonique surviendrait au Pliocène supérieur. Elle serait marquée par [1] la profondeur importante de la rupture de pente du plateau (250 m) ; [2] un basculement vers l'océan de la pénéplaine pliocène, dont ne serait préservée que la partie aval (zone des bancs celtiques), l'amont étant tronqué au-dessus de -120 m lors des chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur. Lors de l'inondation marine succédant à la mise en place du delta de la Mer Celtique, un système de canyons se développerait au front de la plateforme, tronquant la terminaison avale des vallées comblées de la Petite Sole supérieure (cela a été particulièrement bien observé lors de la mission Belgica 96 ; Tessier, comm. pers.).

2. CONTROLES DE LA SEDIMENTATION

a. Différents facteurs à différentes constantes de temps

On retrouve dans la série néogène de Mer Celtique de grandes discontinuités à l'ordre 3 (selon Haq *et al.*, 1988), correspondant aux *limites de formations*. Cela avait déjà été remarqué par Hays et Southam ([1977] in Auffret, 1983). Cependant, les imprécisions sur les datations demeurant nombreuses (résultat Sédimanche 1), ces discontinuités ne peuvent être attribuées aux chutes eustatiques d'ordre 3. En revanche, la synthèse structurale de la région (Ziegler, 1987a ; Evans, 1990) met en évidence une relation entre ces discontinuités et des phases de fermeture des bassins (Miocène moyen : phase pyrénéenne ; Miocène supérieur : phase alpine), ce qui suggère qu'à cette échelle de temps, le facteur tectonique contrôle la sédimentation de manière prédominante. A plus petite échelle de temps, l'analyse séquentielle à très haute résolution permet de mettre en évidence des oscillations glacioeustatiques d'ordre 4 et 5 (20-100 KA), et cela peut-être dès le Miocène, en l'espèce [1] de discordances angulaires internes aux formations Jones et Cockburn, et [2] de surfaces d'incision dans les formations plio-quaternaires.

b. Potentiel de préservation

1. A long terme (ordre 2)

Le mode d'empilement des séquences permet de reconnaître une transgression à l'ordre 2 dans la vallée du Kaiser, ce qui tendrait à prouver que les dépôts piégés sur la plateforme distale ont un potentiel de préservation non négligeable (Fig. 138). Le diagramme espace-temps suggère les remarques suivantes (valables pour la partie des systèmes de dépôt relative au plateau continental) : [1] Les séquences déplacées vers l'océan (au sens de Proust, 1992) sont peu préservées sur la plateforme¹. [2] Les séquences migrées vers l'océan (au sens de Proust, 1992) ont un taux de préservation décroissant vers leur sommet (prismes de la Cockburn et de la Petite Sole inférieure) et les séquences migrées vers le continent un taux de préservation croissant vers leur sommet (prisme Jones). [3] Pour les séquences migrées vers le continent, ce sont les intervalles transgressifs qui sont préservés, alors que ce sont plutôt les successions régressives qui sont préservées dans les séquences migrées vers l'océan. Le faible taux de préservation des systèmes incisés de rebord de plateforme

¹ Voire pas du tout, comme le suggère la lacune des séquences de plus bas niveau à la base de la vallée du Kaiser, et la lacune des séquences de plus haut niveau qui devraient coiffer la formation Jones.

(vallées) est expliqué par l'espace d'accommodation limité dont ils disposent. Le taux de préservation augmente significativement dès que les bas niveaux remontent sur la plateforme (bancs). Du point de vue de ces remarques, les dépôts du banc du Kaiser auraient un potentiel de préservation non négligeable à l'ordre 2 : ils peuvent être comparés aux dépôts deltaïques présents à la base du prisme de la formation Jones.

2. A plus court terme (ordres 3 et 4)

Nous avons suggéré l'hypothèse selon laquelle une partie du delta pliocène de la Mer celtique était remaniée lors des chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur, ce qui tendrait à démontrer la précarité de sa préservation à l'ordre 4. La préservabilité du système semble liée à l'ordre 3 à l'évolution tectonique de la marge, parce que la subsidence passive de celle-ci est faible : c'est une marge qui tend à perdre des sédiments, soit par érosion gravitaire sur la pente continentale (Baltzer, 1994), soit par non-dépôt sur le plateau, contrairement par exemple aux marges du Rhône ou du Mississippi, où le taux de sédimentation élevé entretient une forte subsidence passive.

c. Perspectives de comparaisons avec d'autres systèmes

1. Influence de la subsidence

La construction des grands deltas correspond à l'empilement de séquences en contexte de transgression à l'ordre 3 (Fig. 142). Chaque séquence se met en place à la faveur d'un ralentissement de la transgression ([Boyd *et al.*, 1989] in Bhattacharya et Walker, 1992), qui s'explique généralement par la superposition de cycles eustatiques d'ordre supérieur. Une rétrogradation rapide sépare les étapes de construction par progradation, de sorte que chaque séquence contient un terme transgressif plus ou moins développé (Piper et Aksu, 1992).

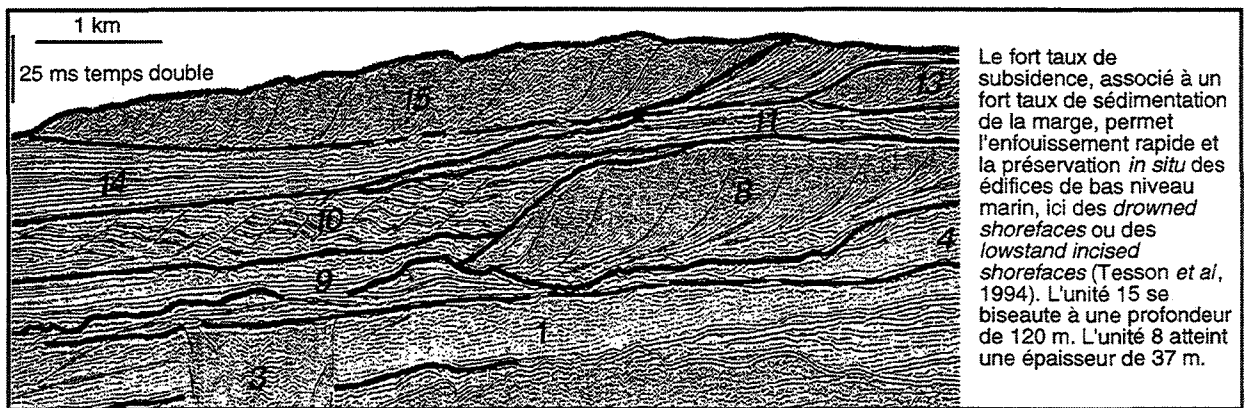


Fig. 142 : Préservation de corps sableux dans les dépôts quaternaires de la plateforme distale du Golfe du Lion (Lericolais *et al.*, 1993).

Dans certains systèmes quaternaires du Golfe du Mexique (Thomas et Anderson, 1994), à chaque transgression glacioeustatique d'ordre 5 correspond un remaniement en banc de la partie externe de l'embouchure progradée (*flood delta*), alors que la partie interne n'est conservée qu'à la faveur de la subsidence à l'ordre 3 (Fig. 143). Cela suggère que si la subsidence était faible, tout le système estuarien serait remanié en bancs d'*offshore*. La préservation du système d'embouchure dans la structure des bancs celtiques s'inscrit dans un contexte comparable de forte subsidence.

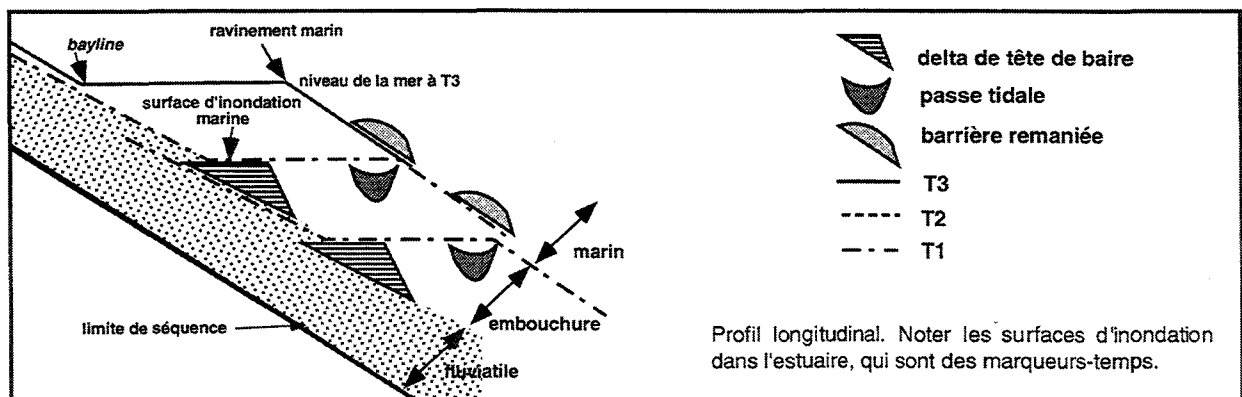


Fig. 143 : Mode de remaniement transgressif d'un système d'embouchure (Thomas et Anderson, 1994).

2. Influence de l'hydrodynamique

Dans tous les cas dont nous avons connaissance, les architectures d'empilement de lobes deltaïques d'ordre 5 montrent une prédominance des dépôts de front de delta. Le cas du banc du

Kaiser, probablement intermédiaire entre les systèmes estuariens et deltaïques classiques, montre en revanche une prédominance de dépôts chenalisés d'embouchure. Bien que le développement de ces dépôts soit favorisé par la transgression, celle-ci ne peut être la cause de leur prédominance : les prismes transgressifs du delta du Rhône, par exemple, ne montrent que des structures de cliniformes (Gensous *et al.*, 1993). La structure particulière du delta de la Mer Celtique est contrôlée par la dynamique macrotidale, qui est à l'origine des systèmes chenalisés les plus développés des baies et deltas modernes (Harris *et al.*, 1990 ; Dalrymple *et al.*, 1992). Les deltas à prédominance tidale sont peu étudiés à ce jour, et il n'y a pas à notre connaissance dans la littérature d'exemple bien documenté de structure deltaïque macrotidale en domaine transgressif. Le banc du Kaiser, de par sa position intermédiaire entre l'ancien et l'actuel est une bonne base de comparaison pour de futures interprétations de ces architectures particulières dans l'ancien.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES GÉNÉRALES

Modern dynamics. - From side scan sonar, multibeam echosounding and sea-floor lithology studies, the Kaiser Bank acts in its relief as a tidal sand bank. It is not "moribund", since large tidal dunes are found on its top, but it is clearly wave influenced in water depths shallower than -145 m. The wave action tends to flatten its top and to winnow the fine sand content from the bank crest and deposit it at the foot of the bank. By contrast, the tidal activity of the system tends to trap part of the sand moving seaward into an accumulation cell. Nevertheless, the Celtic Banks appear to be too close from each other (relative to the water depth in which they occur) to be generated as tidal sand banks in accordance with the mechanism proposed by Huthnance (1973, 1982). They only act as tidal banks because of the influence that their relief has on the hydrodynamics. Neogene nearshore molluscan species identified in the Kaiser surficial sands suggest another origin for the Celtic Banks.

Genesis and growth. - From seismic stratigraphic studies, the Kaiser Bank has nothing of the internal structure of classic tidal banks. Very complex, it could represent a part of a tide dominated delta mouth bars and channels deposits. Erosive, its external shape results from the coupled action of wave and tidal ravinement during transgression. Its position is controlled by a particular relationship with a river distributary that supplied deltaic sediments. It grew up seaward of a fluvial distributary during the first stages of a late Pliocene 5th order glacioeustatic transgression, when sediment supply remained high enough for both progradation and aggradation. The architecture of Kaiser Bank should be a good starting point for new interpretations of ancient deposits. In this model, deep shelf banks could be related to high aggradational lowstand/early transgressive mouth systems. Moreover, some applications could be found for petroleum geology. Still, there is a need for coring the Celtic Banks as to confirm this model of a « pro-aggrading stratigraphic pattern » (Fig. 144).

Dynamique superficielle. - Le banc du Kaiser, constitué à sa surface de sables biolithoclastiques de composition conforme à celles décrites pour d'autres sites du plateau continental externe de la Mer Celtique, fonctionne comme un système mixte houle/marée en raison de sa profondeur. La limite d'action des vagues sur le sédiment vers -140 m, et limite deux domaines : [1] un domaine supérieur (« haut de banc ») caractérisé par une dynamique intermittente marée/houle, qui génère des corps dunaires symétriques et provoque une mise en suspension et une exportation des sables fins du sommet vers le pied du banc, et [2] un domaine inférieur (« flanc de banc ») caractérisé par une dynamique tidale pérenne, qui génère des dunes asymétriques convergeant vers la crête du banc (Fig. 69). Outre le rôle supposé des ondes de marée interne dans le blocage sur le rebord de la plateforme d'une partie du sédiment en transit vers la pente continentale, notre interprétation suggère que le banc constitue une cellule de la plateforme où le flux sédimentaire résiduel vers la pente continentale est susceptible d'être ralenti (Fig. 75).

L'essentiel de cette analyse reposant sur l'aptitude des courants tidaux à transporter le sédiment, les résultats obtenus par le calcul devraient être confirmés par une étude en bassin des vitesses critique d'entraînement (G. Chapalain). Néanmoins, seule l'analyse d'autres échantillons, plus nombreux et prélevés de manière plus systématique, permettrait une vérification du schéma dynamique proposé. Cela pourrait être tenté par une approche statistique des paramètres granulométriques (D. Hartmann, comm. pers.). Par ailleurs, il serait important de mettre en relation l'état des formes de dépôt avec les événements météorologiques ayant précédé les campagnes d'observation.

Dans notre interprétation, le schéma de transport sédimentaire à la surface du banc est conforme à celui des bancs tidaux, principalement contrôlé par [1] le relief du banc et [2] l'obliquité de son axe par rapport à celui de l'ellipse tidale (Fig. 74). Cependant, à la différence des bancs tidaux actifs dont la construction et la morphologie sont entièrement commandées par les courants de marée, les bancs celtiques seraient « moribonds », et la dynamique tidale que nous observons à la surface du banc du Kaiser pourrait n'être qu'un phénomène secondaire commandé par sa morphologie. Le relief initial du banc correspondrait représenterait alors soit (1) une accumulation d'un type différent, soit (2) une morphologie en érosion d'une formation non nécessairement représentée par des bancs. Dans ce deuxième cas en particulier, le système des bancs pourrait constituer une formation plus ancienne que la dernière phase de bas niveau marin, comme le laisse penser la présence possible de quelques organismes marins pliocènes dans les carottes effectuées sur le banc du Kaiser. Pour trancher sur ce point, nous avons étudié la structure interne du banc.

Croissance et morphogénèse. - L'édifice du banc du Kaiser *n'a pas la structure ni l'histoire des bancs tidaux*. La structure des bancs tidaux traduit généralement une *accumulation* de sables d'offshore dans une cellule convective résiduelle à la faveur de l'asymétrie des courants tidaux. Des cliniformes parallèles à leur flanc raide montrent que les bancs tidaux *migrent* avec ces cellules convectives, afin de demeurer en *équilibre* dans le champ dynamique qui les maintient. Cela implique un remaniement perpétuel du stock sableux qui constitue ces bancs¹. Depuis quelques années, de nombreux bancs tidaux ont été mis en évidence en Manche (bancs de Sercq, banc d'Ouessant, banc d'Ar Men), tandis que d'autres ont été réinterprétés comme des *bancs composites*, formés à la base d'un *relief sédimentaire résiduel* provenant du démantèlement lors de la transgression flandrienne d'estrans estuariens ou de barrières littorales, et coiffés par un banc tidal au sens propre (c'est-à-dire un amalgame de dunes tidales).

L'étude du banc du Kaiser, et nous supposons qu'il en est de même pour les autres bancs celtiques², représente une nouvelle étape dans la connaissance des systèmes résiduels de plateforme. Dans ce banc, seule la couverture sableuse superficielle a une dynamique comparable à celle des bancs tidaux. Cette couverture, d'épaisseur métrique, drapée une structure d'érosion constituée par un édifice deltaïque pro-gradant où prédominent des dépôts d'embouchure tidale et de *shoreface* (Fig. 125). Cet édifice deltaïque représente la séquence sommitale d'un système de dépôt comprenant à la base plusieurs séquences fluvio-estuariennes comblant les vallées incisées de la Mer Celtique. Son architecture résulterait d'une transgression tectonique d'ordre 3 ponctuée par des cycles glacioeustatiques d'ordre 5, et se mettrait en place à la fin du Pliocène ou au début du Pléistocène (Fig. 141). Son démantèlement et la morphogénèse des bancs (Fig. 132) seraient la conséquence du ravinement tidal lié à la transgression. La réactivation du système lors des chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur serait limitée au remaniement des dépôts sommitaux de l'édifice.

Cette étude ouvre la perspective d'une réinterprétation de certaines formations dans les séries anciennes. Alors que les bancs tidaux caractériseraient des faciès de « haut de plateforme »

¹ Et il en est de même pour 50 à 80% du matériel contenu dans les bancs d'offshore non tidaux de la côte est des États-Unis (Rine *et al.*, 1991).

² Les premiers profils obtenus sur le banc du Castor (mission Belgica 96) permettent de mettre en évidence un système chenalisé de direction voisine de celui du banc du Kaiser.

(c'est-à-dire de haut niveau marin), les barres d'embouchure à très fort taux de sédimentation pourraient caractériser des faciès de « bas de plateforme »¹ (c'est-à-dire de bas niveau marin), mis en place à la faveur [1] d'une restriction de l'espace de sédimentation et [2] d'une augmentation des flux sédimentaires liées à des chutes importantes du niveau marin relatif. En outre, le modèle des bancs celtiques pourrait fournir un guide prospectif intéressant pour la recherche d'hydrocarbures : les prismes d'embouchure (roches réservoir), qui scellent des dépôts paraliques internes (roches mères) et qui sont *in fine* drapés par des argiles de plateforme (roches couvertures), constitueraient un modèle géologique plus satisfaisant que les prismes de régression forcée ou les barrières littorales, modèles dans lesquels la juxtaposition entre roches mères et roches réservoir n'est pas aussi évidente.

Le prolongement de cette étude serait de rechercher à confirmer et à préciser le « motif stratigraphique pro-agradant » que nous proposons ici (Fig. 144). Dans ce motif, [1] l'assemblage continental serait remplacé par un assemblage paralique, [2] l'assemblage de progradation pourrait se trouver sous une surface de « transgression paralique ».

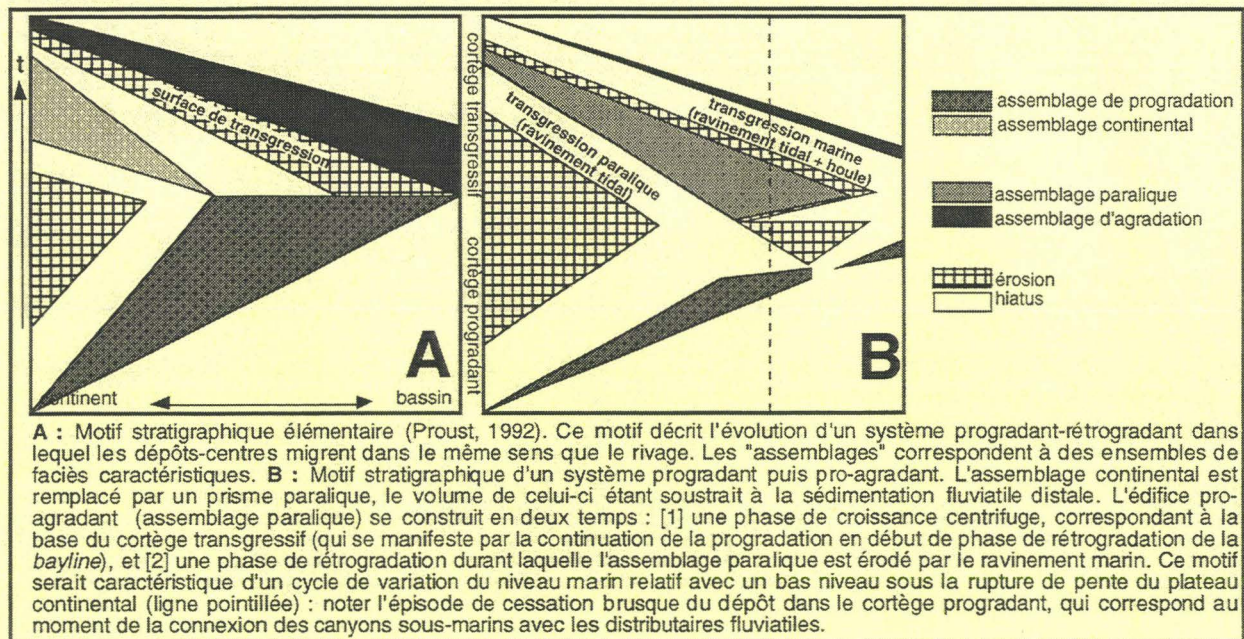
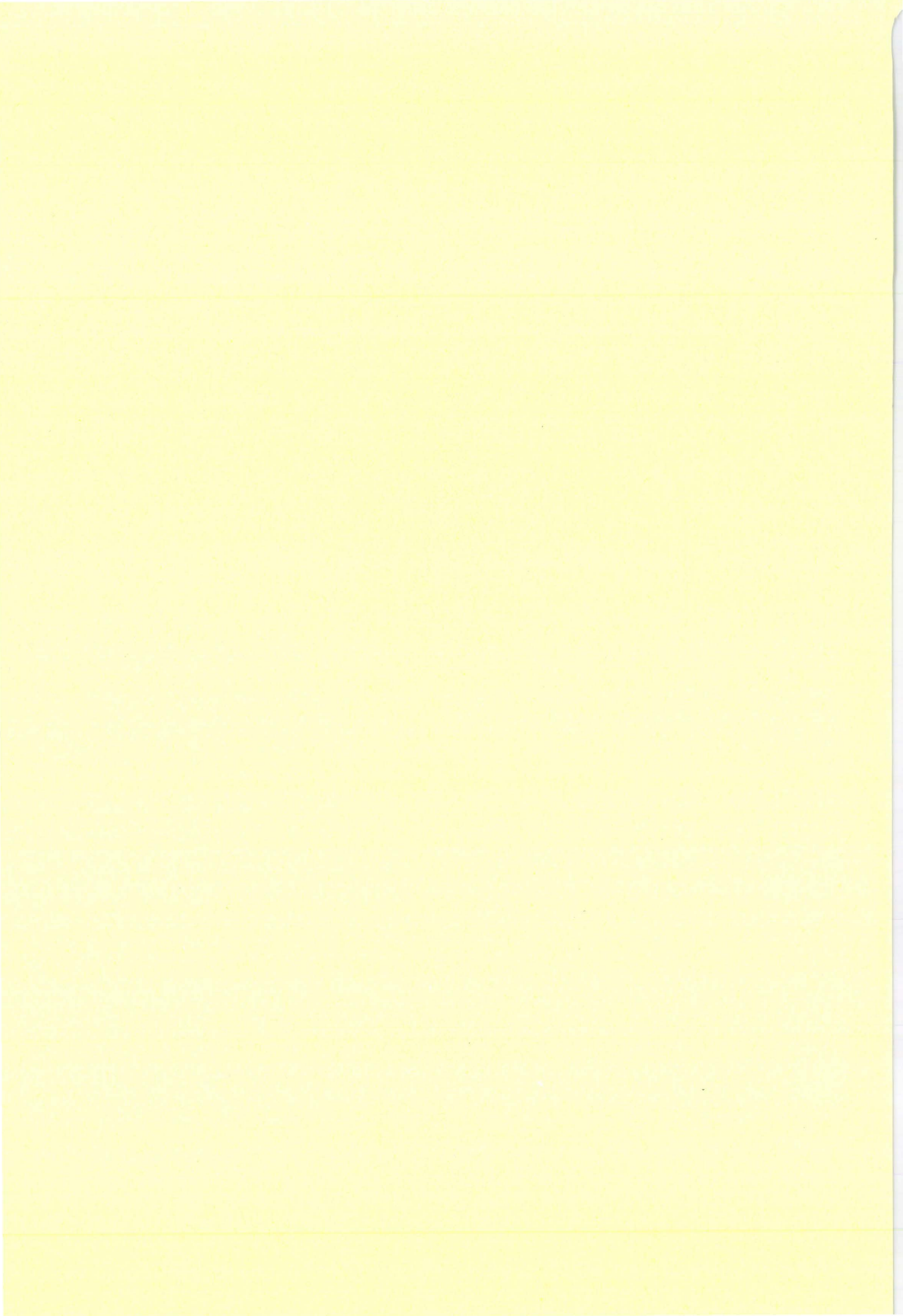


Fig. 144 : Ebauche d'un motif stratigraphique pro-agradant.

¹ Alors que dans les modèles actuels, les dépôts d'embouchure ne sont préservés que (i) dans le comblement de vallées estuariennes et (ii) en contexte transgressif ou de haut niveau (Dalrymple *et al.*, 1992), la plupart des systèmes de bas niveau étant interprétés comme : (1) des « bancs de plateforme », c'est-à-dire la plupart du temps comme des systèmes de barrière littorale sableuse transgressée et englobée dans des argiles de plateforme, (Tillman et Martinsen, 1984) ; (2) des prismes de régression forcée (Posamentier *et al.*, 1988 ; Berné *et al.*, 1994).



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS C.G., BENSON R.H., KIDD R.B., RYAN W.B.F. ET WRIGHT R.C. (1977) - The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature*, 269 : 383-386.
- AHARON P. (1983) - 140,000-yr isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea. *Nature*, 304 : 720-723.
- ALDUC D. (1979) - La Manche Orientale : étude géomorphologique du réseau de paléovallées. Thèse de 3ème cycle, Université de Caen, 146 p.
- ALLEN, G.P. ET MERCIER F. (1987) - Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (3) : 1247-1269.
- ALLEN G.P. ET POSAMENTIER H.W. (1993) - Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde estuary, France. *J. Sediment. Petrol.*, 63 (3) : 378-391.
- ALLEN J.R.L. (1968) - Curent ripples. North Holland, Amsterdam, 433 p.
- ALLEN J.R.L. (1979) - A model for the interpretation of wave ripple-marks using their wave length, textural composition and shape. *J. Geol. Soc. London*, 136 : 673-682.
- ALLEN J.R.L. (1984) - Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier, Oxford, 663 p.
- ALOÏSI J.C., AUFFRET G-A., AUFFRET J-P., BARRUSSEAU J-P., HOMMERIL P., LARSONNEUR C. ET MONACO A. (1977) - Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bull. Soc. Géol. France*, 19 (2) : 183-195.
- AMOS C.L. ET JUDGE J.T. (1991) - Sediment transport on the eastern Canadian continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 11 (8-10) : 1037-1068.
- ANDREIEFF P., BOUYSSSE P., HORN R. ET MONCIARDINI C. (1972) - Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. *Mém. Bur. Géol. Minières*, 79 : 32-48.
- ANDREIEFF P., BOUYSSSE P., CHATEAUNEUF J.-J., L'HOMER A. ET SCOLARI G. (1971) - La couverture sédimentaire meuble du plateau continental externe de la Bretagne méridionale. *Cah. Océanogr.*, 23 (4) : 343-381.
- ANTIA E.E. (1993) - Surficial grain-size statistical parameters of a North Sea shoreface-connected ridge: patterns and process implications. *Geo-Mar. Lett.*, 13 : 172-181.
- ASHLEY G.M. (1990) - Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.*, 60 (1) : 160-172.
- AUFFRET G-A. (1983) - Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique : évolution Cénozoïque - spécificité du Pléistocène supérieur et de L'Holocène. Thèse d'Etat, Université de Bordeaux, 335 p.
- AUFFRET G-A., BERTHOIS L. ET DOUVILLE J.-L. (1975) - Observations sur les rides sous-marines du plateau continental. *La Houille Blanche*, 7 (8) : 467-478.
- BALSON P.S. (1994) - The origin and evolution of southern North Sea bathymetric "deeps". *1st Congress on The Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, Gand, Résumés, 12.
- BALTZER A. (1994) - Dynamique sédimentaire des marges de Nouvelle-Ecosse et des Entrées de la Manche au Quaternaire. Thèse de l'Université de Bretagne occidentale, 221 p.
- BARTHE X. ET CASTAING P. (1989) - Etude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne. *Oceanol. Acta*, 12 (4) : 325-334.
- BELDERSON R.H. ET STRIDE A.H. (1966) - Tidal currents fashioning of a basal bed. *Mar. Geol.*, 4 : 237-257.
- BELDERSON R.H., JOHNSON M.A. ET KENYON N.H. (1982) - Bedforms. In A.H. Stride (Ed.) *Offshore tidal sands : processes and deposits*. Chapman and Hall, London, 95-126.
- 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., KENYON N.H., STRIDE A.H. ET STUBBS A.R. (1972) - Sonographs of the sea floor. Elsevier, Amsterdam, 185 p.
- BERGGREN W.A. (1972) - Late Pliocene-Pleistocene Glaciation. *Init. Repts. DSDP*, Washington (U.S. Govt Printing Office), 12 : 953-963.
- BERNE S. (1991) - Architecture et dynamique des dunes tidales. Thèse de l'Université de Lille, 295 p.
- BERNE S., CASTAING P., LE DREZEN E. ET LERICOLAIS G. (1993) - Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde estuary (France). *J. Sediment. Petrol.*, 63 (5) : 780-793.
- BERNE S., AUGUSTIN J-M., BRAUD F., CHENE G. ET WALKER P. (1986) - Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plate-formes continentales : améliorations de la technique d'observation par sonar. *Bull. Soc. Géol. France*, 82 : 437-446.
- BERNE S., BOURILLET J.F., DURAND J., LERICOLAIS G. ET ONDREAS H. (1989) - Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 132 : 395-415.
- BERNE S., LERICOLAIS G., BOURILLET J-F., M'HAMMDI N., REYNAUD J-Y. ET TRENTESAUX A. (1994) - The interplay of hydrodynamics, sediment supply and relative sea-level changes in formation and preservation of "offshore sand ridges". *Second High-resolution sequence stratigraphy conference*, Tremp, Résumés, 1-5.
- BERTHOIS L. (1975) - Les roches sédimentaires : 1, étude sédimentologique des roches meubles. Doin, 276 p.
- BHATTACHARYA J.P., ET WALKER R.G. (1992) - Deltas. In R. Walker et N. James (Eds.) *Facies Models: response to sea-level change (3rd Ed.)*. Geological Association of Canada, Toronto, 157-177.

- BLACKWELDER B.W. (1981) - Late Cenozoic Marine deposition in the United States Atlantic coastal plain related to tectonism and global climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 34 : 87-114.
- BOCZAR-KARAKIEWICZ B., AMOS C.L. ET DRAPEAU G. (1990) - The origin and stability of sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 10 (7) : 683-704.
- BOILLOT G. (1964) - Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Thèse de l'Université de Paris. *Ann. Inst. Océanogr.*, 42 (1), 219 p.
- BOUCHET P., DANRIGAL F. ET HUYGENS C. (1978) - Coquillages des côtes atlantiques et de la Manche. Editions du Pacifique, Papeete, 145 p.
- BOURCART J. (1945) - Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 45 : 395-476.
- BOURCART J. (1947) - Les sables roux du plateau continental français. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 225 : 316-318.
- BOURILLET J.-F. ET LOUBRIEU B. (1995) - Carte bathymorphologique de la marge des entrées de la Manche (1:250 000 à 46° Nord). IFREMER.
- BOUYASSE P., HORN R. ET LE LANN F. (1975) - Etude de la structure de la plate-forme continentale de la Mer Celtique entre 7 et 8 degrés ouest. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 30 (6) : 855-863.
- BOUYASSE P., LELANN F. ET SCOLARI G. (1979) - Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche. *Mar. Geol.*, 29 : 107-135.
- BOUYASSE P., HORN R., LAPIERRE F. ET LELANN F. (1976) - Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Mar. Geol.*, 20 : 251-275.
- BROECKER W.S., BOND G., KLAS M., CLARK E. ET MCMANNUS J. (1992) - Origin of the Northern Atlantic's Heinrich Events. *Climate Dynamics*, 6 : 265-273.
- CARRUTHERS J.N. (1963) - History, sand waves and near-bed currents of La Chapelle Bank. *Nature*, 197 : 942-946.
- CARTWRIGHT D. ET STRIDE A.H. (1958) - Large sand waves near the edge of the continental shelf. *Nature*, 181 : 41.
- CASTON G.F. (1981) - Potential gain and 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. ET STRIDE A.H. (1970) - Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Mar. Geol.*, 9 : 38-42.
- CAVANIE A. (1975) - Application à la zone au large du Finistère d'une méthode d'estimation statistique des courants de houle au voisinage du fond. *La Houille Blanche*, 7 (8) : 497-500.
- CAVANIE A. ET HYACINTHE J.L. (1976) - Etude des courants et de la marée à la limite du plateau continental d'après les mesures effectuées pendant la campagne "Golfe de Gascogne 1970". rapport CNEXO.
- CHAKHOTIN P.S., MEDVEDEV V.S. ET LONGINOV V.V. (1972) - Sand ridges and waves on the shelf of tidal seas. *Oceanology*, 12 : 386-394.
- CHANNON R.D. ET HAMILTON D. (1976) - Wave and tidal current sorting of shelf sediments, Southwest of England. *Sedimentology*, 23 : 17-42.
- CHAPPEL J. ET SHACKLETON N.J. (1986) - Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324 (6093) : 137-140.
- CRAIG J. ET GORDON W. (1965) - Deuterium and oxygen 18 variation in the Ocean and the marine atmosphere. In E. Tongiorgi (Ed.) *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Consiglio nazionale delle ricerche : Laboratorio di geologia nucleare, Spoleto, 9-122.
- CRICKMORE M.J. ET LEAN G.H. (1962) - The measurement of sand transport by the time integration method with radioactive tracers. *Proc. Roy. Soc. of London, Ser. A.* (270) 1340 : 27-47.
- DALRYMPLE R.W. (1984) - Morphology and internal structure of sand waves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31 : 365-382.
- DALRYMPLE R.W. ET RHODES R.N. (1995) - Estuarine dunes and bars. In G.M.E. Perillo (Ed.) *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Oxford, 359-422.
- DALRYMPLE R.W., ZAITLIN, B. ET BOYD, R. (1992) - Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petrol.*, 62 : 1130-1146.
- DALRYMPLE R.W., KNIGHT, R.J., ZAITLIN, B.A. ET MIDDLETON, G.V. (1990) - Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37 : 577-612.
- DAVIS R.A., KLAY J. ET JEWELL P. (1993) - Sedimentology and stratigraphy of tidal sand ridges southwest Florida inner shelf. *J. Sediment. Petrol.*, 63 (1) : 91-104.
- DE GRACIANSKY P.-C. ET POAG C.W. (1985) - Geologic history of Goban Spur, Northwest Europe continental margin. *Init. Repts. DSDP*, Washington (U.S. Govt Printing Office), 80 : 1187-1215.
- DE BATIST M., MARSSET T., REYNAUD J.-Y. ET TESSIER B. (1995) - Internal Structure and dynamics of the Bassure de Baas sand bank. CEE MAST 2 STARFISH project final report.
- DESTOMBES J.-P., SHEPARD-THORN E.R. 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. (1995) - Deglaciation, Earth crustal behaviour and sea-level changes in the determination of insularity: a perspective from Ireland. In R.C. Preece (Ed.) *Island Britain: a Quaternary perspective*. Geol. Soc. Spec. Publ., 181-208.
- DEWEZ S. (1988) - Sédimentation et dynamique en Manche orientale (de la baie d'Authie au Cap d'Alprech), Thèse de l'Université de Lille, 276 p.
- DINGWALL R.G. (1975) - Sub-bottom infilled channels in an area of the eastern English Channel. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, (279) : 233-241.
- DOODSON A.T. ET CORKAN R.H. (1932) - The principal constituent of the tides in the English and Irish Channels. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 231 : 29-53.
- DRAPER L. (1967) - Wave activity at the sea bed around Northwestern Europe. *Mar. Geol.*, 5 : 133-140.
- DUANE D.B., FIELD M.E., MIESBERGER E.P., SWIFT D.J.P. ET WILLIAMS S.J. (1972) - Linear shoals on the Atlantic continental shelf, Florida to Long Island. In D.J.P. Swift, B.D. Duane et O.H. Pilkey (Eds.) *Shelf Sediment Transport: Process and Patterns*. Doudsen Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 447-498.

- DYER K.R. (1970) - Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22 : 53-161.
- DYER K.R. (1982) - The initiation of sedimentary furrows by standing internal waves. *Sedimentology*, 29 : 885-889.
- ELIOTT T. (1986) - Deltas. In H.G. Reading (Ed.) *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 113-154.
- ERHART H. (1955) - « Biostasie » et « Rhexistasie ». Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 241 : 1218-1220.
- EVANS C.D.R. (1990) - The geology of the western English Channel and its western approaches. *United Kingdom Offshore Regional Report n°9*. HMSO, London, 93 p.
- EVANS C.D.R. ET HUGHES M.J. (1984) - The Neogene Succession of the South Western Approaches, Great Britain. *J. Geol. Soc. London*, 141 : 315-326.
- FARRE J.A., MCGREGOR B.A., RYAN W.B.F. ET ROBB J.M. (1983) - Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In D.J. Stanley et G.T. Moore (Eds.) *The Shelfbreak: critical interface on continental margin*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 33 : 25-39.
- FERENTINOS G. ET COLLINS M. (1979) - Tidally Induced Secondary Circulations and Their Associated Sedimentation Processes. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35 : 65-74.
- FLEMMING B.W. (1978) - Underwater sand dunes along the southern African continental margin - observations and implications. *Mar. Geol.*, 26 : 177-198.
- FOLK R.L. ET WARD W.C. (1957) - Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27 : 3-26.
- FUNNEL B.M. (1995) - Global sea-level and the (pen)-insularity of late Cenozoic Britain. In R.C. Preece (Ed.), *Island Britain: a Quaternary perspective*. Geol. Soc. Spec. Publ., 96 : 3-13.
- GENSOUS B., WILLIAMSON D. ET TESSON M. (1993) - Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône Delta, France). *Spec. Publs. Int. Ass. Sedim.*, 18 : 197-211.
- GLEMAREC M. (1978) - Distribution bathymétrique et latitudinale des Bivalves du Golfe de Gascogne. *Haliotis*, 9 (2) : 23-32.
- GROCHOWSKI N.T.L., COLLINS M.B., BOXALL S.R. ET SALOMON J.-C. (1993) - Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models. *J. Geol. Soc. London*, 150 : 683-695.
- GROUSSET F. (1977) - Etude géologique du Quaternaire terminal de la zone Meriadzeck-Treyvelan (Golfe de Gascogne). Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux, 227 p.
- HALL C.A. (1964) - Shallow water marine climates and molluscan provinces. *Ecology*, 4 (2) : 226-233.
- HAMILTON D. ET SMITH A.J. (1972) - The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel, with additional notes on other deeps in the western English Channel. *Mem. Bur. Geol. Minières*, 79 : 59-78.
- HAMILTON D., SOMMERVILLE J.H. ET STANFORD P.N. (1980) - Bottom currents and shelf sediments, Southwest of Britain. *Sediment. Geol.*, 26 : 115-138.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. ET VAIL P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42 : 71-108.
- HARRIS P.T. (1988) - Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sediment. Geol.*, 57 : 273-298.
- HARRIS P.T., PATTIARATCHI C.B., KEENE J.B. ET COLE A. (1990) - Modelling the Evolution of a linear sandbank field, Moreton Bay, Queensland: Report of results obtained during the Cruise of A.M. Brolga in July, 1989. Report n°41, Ocean Sciences Institute, University of Sydney.
- HEATHERSHAW A.D. (1981) - comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. *Mar. Geol.*, 42 : 75-104.
- HEATHERSHAW A.D. ET CODD J.M. (1986) - Depth-controlled changes in grain size and carbonate content on a shelf-edge sand bank. *Mar. Geol.*, 72 : 211-224.
- HEATHERSHAW A.D., NEW A.L. ET EDWARDS P.D. (1987) - Internal tides and sediment transport at the shelf break in the Celtic Sea. *Cont. Shelf Res.*, 7 (5) : 485-517.
- HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. ET CROSS T.A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 16 (2) : 351-381.
- HOUBOLT J.J.H.C. (1968) - Recent sediments in the southern bight of the North sea. *Geol. en Mijnb.*, 47 (4) : 245-273.
- HOWARTH M.J. ET HUTHNANCE J.M. (1984) - Tidal and residual currents around a Norfolk sandbank. *Estu., Coast. Shelf Sciences*, 19 : 105-117.
- HULSCHER S.J., DE SWART H.E. ET DE VRIEND H.J. (1993) - The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Cont. Shelf Res.*, 13 : 1183-1204.
- HUTHNANCE J.M. (1973) - Tidal current asymmetries over the Norfolk Sandbanks. *Est. Coast. Marine Sci.*, 1 : 89-99.
- HUTHNANCE J.M. (1982) - On One Mechanism Forming Linear Sand Banks. *Estu., Coast. Shelf Sciences*, 14 : 79-99.
- IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS G., PRELL W.L. ET SHACKLETON N.J. (1984) - The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine dO18 record. In A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, Kukla G. et B. Salzman (Eds.) *Milankovitch and climate*. NATO ASI Series, Reidel Publishing Company, 269-305.
- JACKSON J. (1995) - The geology of the Irish Sea. *United Kingdom Offshore Regional Report n°6*. HMSO, London.
- JOHNSON D.P., SEARLE D.E. ET HOPLEY D. (1982) - Positive relief over buried post-glacial channels, Great Barrier Reef province, Australia. *Mar. Geol.*, 46 : 49-150.
- KELLAWAY G.A., REDDING J.H., SHEPARD-THORN E.R. ET DESTOMBES J.-P. (1975) - The Quaternary history of the English Channel. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 279 : 189-218.
- KENYON N.H. (1970) - The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea. *Geol. Mag.*, 107 : 389-394.

- KENYON N.H. ET STRIDE A.H. (1970) - The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14 : 159-173.
- KENYON N.H., BELDERSON R.H. ET STRIDE A.H. (1978) - Channels, canyons and slump folds on the continental slope between south-west Ireland and Spain. *Oceanol. Acta*, 1 : 369-380.
- KENYON N.H., BELDERSON R.H., STRIDE A.H. ET JOHNSON M.A. (1981) - Offshore tidal sand-bank as indicator of net sand transport and as potential deposits. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.* 5 : 257-268.
- KINDINGER J.L., BALSON P.S. ET FLOCKS J.G. (1994) - Stratigraphy of the Mississippi-Alabama shelf and the Mobile River incised-valley system. In R.W. Dalrymple (Ed.) *Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 51 : 83-95.
- KIRBY R. ET OELE E. (1975) - The geological history of the Sandettie-Fairy Bank area, southern North Sea. *Philosophical Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 279 : 257-267.
- KOEHLER R. (1921) - Faune de France. I : Echinodermes. Lechevalier, Paris, 210 p.
- LAMBECK K. (1995) - Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. *J. Geol. Soc. London*, 152 : 437-448.
- LANCELOT Y., NESTEROFF W. ET MELIERES F. (1970) - Sur la mise en place des dépôts grossiers du plateau continental dans la partie nord du Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Géol. France*, 22 (5) : 748-754.
- LAPIERRE F. (1975) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Manche Occidentale. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 279 : 177-187.
- LARSONNEUR C. (1971) - Manche Centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse d'Etat, Université de Caen, 394 p.
- LARSONNEUR C., BOUYASSE P. ET AUFFRET J.-P. (1982) - The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29 : 851-864.
- LAURIAT-RAGE A. (1986) - Les Bivalves du Pliocène de Normandie. *Bull. Mus. Natn. Hist. Nat. 4e sér.*, 8 C (1) : 3-51.
- LAURIAT-RAGE A. ET AL. (1993) - Paleontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage. In Proceedings of the first Congress R.C.A.N.S. Ciencias da Terra (UNL), Lisboa, 167-179.
- LECKIE D. (1988) - Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sediment. Petrol.*, 58 (4) : 607-622.
- LERICOLAIS G., MERCADER H., ALOÏSI J.-C. ET BERNE S. (1993) - Séquences haute résolution et sismique très haute résolution : empilement de séquences génétiques sur la plateforme externe au large de Sète (Méditerranée, France). Quatrième Congrès français de sédimentologie. *Publ. ASF*, 19 : 219.
- LERICOLAIS G., AUFFRET J.-P., BOURILLET J.-F., BERNE S., GUENNOG P., LE DREZEN E., NORMAND A. ET GUILLOCHEAU F. (1995) - L'énigmatique fosse centrale de la Manche : Une approche de sa morphologie et de son remplissage par géophysique haute résolution. *C. R. Acad. Sc. Paris B*, 321 : 39-46.
- M'HAMMDI N. (1994) - Architecture du banc sableux tidal de Sercq (Iles Anglo-Normandes). Thèse de l'Université de Lille, 221 p.
- MARSSET T., DE BATIST M., REYNAUD J.-Y. ET TESSIER B. (1995) - Internal Structure and ancient dynamics of the Kaiser-Hind sand bank. CEE MAST 2 STARFISH project final report.
- MAY J.A., WARME J.E. ET SLATER R.A. (1983) - Role of submarine canyons on shelfbreak erosion and sedimentation: modern and ancient examples. In D.J. Stanley et G.T. Moore (Eds.) *The Shelfbreak: critical interface on continental margin*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 33 : 315-332.
- MCBRIDE R.A. ET MOSLOW T.F. (1991) - Origin, evolution, and distribution of shoreface connected sand ridges, Atlantic inner shelf, USA. *Mar. Geol.*, 97 : 57-85.
- MCCAVE I.N. (1972) - Transport and escape of fine grained sediment from shelf areas. In D.J.P. Swift, B.D. Duane et O.H. Pilkey (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Patterns*. Doudsen Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 225-248.
- MCCAVE I.N. ET LANGHORNE D.N. (1982) - Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, 29 : 95-110.
- MCLEAN S.R. (1981) - The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Mar. Geol.*, 42 : 49-74.
- MERCER J.H. ET SUTTER J.F. (1982) - Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice-sheet history. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 38 : 185-206.
- MIALL A. (1991) - Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *J. Sediment. Petrol.*, 61 : 497-505.
- MIALL A. (1992) - Alluvial deposits. In R. Walker and N. James (Eds.) *Facies models response to sea level change (3rd Ed.)*. Geological Association of Canada, Toronto, 119-156.
- MIDDLETON G.V. ET SOUTHARD J.B. (1984) - Mechanics of sediment movement. SEPM Short course n°3 (2nd Ed.), Providence, 401 p.
- MIGNIOT C. (1977) - Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche*, 1 : 1-47.
- MIGNIOT C. (1989) - Manuel sur l'hydrodynamique sédimentaire et l'érosion et sédimentation du littoral. SOGREAH-LCHF, 236 p.
- MILLER M.C., MCCAVE I.N. ET KOMAR P.D. (1977) - Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24 : 507-527.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. ET SANGREE J.B. (1977) - Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In C.E. Payton (Ed.) *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., Tulsa, Oklahoma, 26 : 117-133.
- MJOS R. ET PRESTHOLM E. (1993) - The geometry and organization of fluviodeltaic channel sandstones in the Jurassic Saltwick Formation, Yorkshire, England. *Sedimentology*, 40 : 919-935.
- MONTADERT L., ROBERTS D.G., DE CHARPAL O. ET GUENNOG P. (1979) - Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. *Init. Repts. DSDP*, Washington (U.S. Govt Printing Office), 48 : 1025-1060.

- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1990) - De l'importance relative des transgressions et régressions marines glacio-eustatiques sur le massif armoricain. *Rev. archéol. Ouest*, suppl. 2 : 37-40.
- NIO S.D. (1976) - Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes. *Geol. en Mijnb.*, 55 (1-2) : 18-40.
- NUMMEDAL D., RILEY G.W. ET TEMPLET P.L. (1993) - High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq et G.P. Allen (Eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 18 : 55-68.
- OFF T. (1963) - Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 47 : 324-341.
- PANAGIOTOPOULOS I., SYLAIOS G. ET COLLINS M.B. (1994) - Threshold studies of gravel size under the co-linear combined action of waves and currents. *Sedimentology*, 41 : 951-962.
- PANTIN H.M. ET EVANS C.D.R. (1984) - The Quaternary History of the Central and Southwestern Celtic Sea. *Mar. Geol.*, 57 : 259-293.
- PAREYN C. (1980) - Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bull. Soc. Géol. France*, 12 (4) : 695-701.
- PATTIARACHI C. ET COLLINS M. (1987) - Mechanisms for Linear Sandbank Formation and Maintenance in relation to Dynamical Oceanographic Observations. *Prog. Oceanogr.*, 19 : 117-176.
- PINGREE R.D. ET GRIFFITHS D.K. (1979) - Sand transport paths around the British Isles resulting from M2 and M4 tidal interactions. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 59 : 497-513.
- PINGREE R.D. ET LE CANN B. (1989) - Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Prog. Oceanogr.*, 23 : 303-338.
- PINGREE R.D. ET MADDOCK L. (1979) - The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Mar. Geol.*, 32 : 269-289.
- PINGREE R.D., GRIFFITHS D.K. ET MARDELL G.T. (1983) - The structure of the internal tide at the Celtic Sea shelf break. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 64 : 99-113.
- PINGREE R.D., MARDELL G.T., HOLLIGAN P.M., GRIFFITHS D.K. ET SMITHERS J. (1982) - Celtic Sea and Armorican current structure and the vertical distributions of temperature and chlorophyll. *Cont. Shelf Res.*, 1 (1) : 99-116.
- PIPER D.J.P. ET AKSU A.E. (1992) - Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotopic curve. *Geology*, 20 : 415-418.
- PITMAN W.C.I. ET GOLOVCHENKO X. (1983) - The effect of sea-level change on the shelfedge and slope of passive margins. In D.J. Stanley et G.T. Moore (Eds.) *The Shelfbreak: critical interface on continental margin*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 33 : 41-58.
- POSAMENTIER H.W. ET ALLEN G.P. (1993) - Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sediment. Geol.*, 86 : 91-109.
- POSAMENTIER H.W. ET JAMES D.P. (1993) - An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq et G.P. Allen (Eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 18 : 3-18.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. ET VAIL P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42 : 109-124.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JALES D.P., ET TESSON M. (1992) - Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 76 (11) : 1687-1709.
- POSTMA H. (1967) - Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In G.H. Lauff (Ed.), *Estuaries*. Am. Assoc. Adv. Sci. Publ., Washington D.C., 158-179.
- PRATT R.M. ET DILL R.F. (1974) - Deep Eustatic Terrace Levels : Further Speculations. *Geology*, 2 (3) : 155-159.
- PROUST J.-N. (1992) - Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires : exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental. *Sciences Géologiques n°92*. Publ. Université Louis Pasteur et CNRS, 152 p.
- QUESNEY A. (1983) - Manche occidentale et Mer Celtique : étude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles, Thèse de 3ème cycle, Université de Caen, 162 p.
- READING H.G. (1986) - Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 688 p.
- REINECK H.E. ET SINGH I.B. (1980) - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 549 p.
- REINSON G.E. (1992) - Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems. In R. Walker and N. James (Eds.) *Facies models, response to sea-level change (3rd Ed)*. Geological Association of Canada, Toronto, 179-194.
- REYNAUD J.Y., TESSIER B., PROUST J.-N., LERICOLAIS G., MARSSET T., BERNE S. ET CHAMLEY H. (1995) - Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la mer Celtique. *C. R. Acad. Sc. Paris B*, 320 : 125-132.
- RINE J.M., TILLMAN R.W., CULVER S.J. ET SWIFT D.J.P. (1991) - Generation of late Holocene sand ridges on the middle continental shelf of New Jersey, USA - Evidence for formation in a mid-shelf setting based on comparisons with nearshore ridge. *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, 14 : 395-423.
- RIVIERE A. (1977) - Méthodes granulométriques, techniques et interprétations. Masson, Paris, 170 p.
- ROBERTS D.G. ET MONTADERT L. (1979) - Margin paleoenvironments of the Northeast Atlantic. *Init. Repts. DSDP*, Washington (U.S. Govt Printing Office), 48 : 1099-1118.
- RUBIN D.M. ET HUNTER (1987) - Bedform alignment in directionally varying flows. *Science*, 237 : 276-278.
- RUBIN D.M. ET IKEDA (1990) - Flume experiments on the alignment of transverse, oblique, and longitudinal dunes in directionally varying flows. *Sedimentology*, 37 : 673-684.
- SALOMON J.-C. ET BRETON M. (1993) - Atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanol. Acta*, 16 (5-6) : 439-448.

- SHACKLETON N.J. ET OPDYKE N.D. (1977) - Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270 : 216-219.
- SHACKLETON N., BERGER A. ET PELTIER W.R. (1991) - An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. Royal Soc. Edinburgh (Earth Sci.)*, 81 : 252-261.
- SHEPARD F.P. (1932) - Sediments on continental shelves. *Bull. Geol. Soc. America*, 43 : 1017-1034.
- SMITH A.J. (1985) - A catastrophic origin for the paleovalley system of the Eastern English Channel. *Mar. Geol.*, 64 : 65-75.
- SMITH J.D. (1969) - Geomorphology of a sand ridge. *J. Geol.*, 77 : 39-55.
- SMITH J.D. (1970) - Stability of a sand bed subjected to a shear flow of low Froude number. *J. Geophys. Res.*, 75 : 5428-5940.
- STRIDE A.H. (1963) - Current-swept sea-floors near the southern half of Great Britain. *Q. J. Geol. Soc. London*, 119 : 175-199.
- 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 (Ed.) *Offshore tidal sands : processes and deposits*. Chapman and Hall, London. 95-126.
- STUBBLEFIELD W.L., KERSEY D.G. ET MCGRIL D.W. (1983) - Development of middle continental shelf sand ridges: New Jersey. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 67 (5) : 817-830.
- SWIFT D.J.P. (1975) - Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. *Mar. Geol.*, 18 : 105-134.
- 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., PHILLIPS S. ET THORNE J.A. (1991) - Sedimentation on continental margins, IV : lithofacies and depositional systems. In D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman et J.A. Thorne (Eds.) *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, facies and Sequence Stratigraphy*. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 14 : 89-152.
- TERS M., DELIBRIAS G., DENEFLÉ M., ROUVILLOIS A. ET FLEURY A. (1980) - Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichsélien Ancien. *Bull. AFEQ*, (1-2) : 11-25.
- THOMAS M.A. ET ANDERSON J.B. (1994) - Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised valley system, Texas continental shelf. In R.W. Dalrymple (Ed.) *Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 51 : 64-82.
- THORNE J.A. ET SWIFT D.J.P. (1991) - Sedimentation on continental margins, II : application of the regime concept. In D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman et J.A. Thorne (Eds.) *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, facies and Sequence Stratigraphy*. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 14 : 33-58.
- TILLMAN R.W. ET MARTINSEN R.S. (1984) - The Shannon shelf-ridge sandstone complex, Salt Cree Anticline area, Powder River Basin, Wyoming. In R.W. Tillman et C.T. Siemers (Eds.) *Siliciclastic Shelf Sediments*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 34 : 82-142.
- TÖRNQVIST T.E. (1993) - Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (Central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *J. Sediment. Petrol.*, 63 : 683-693.
- TRENTESAUX A. (1993) - Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale. Thèse de l'Université de Lille, 229 p.
- TÜRQC B., CIRAC P., BERNE S. ET WEBER O. (1986) - Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale Nord-Aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 39 : 149-164.
- TWICHELL D.C., BUTMAN B. ET LEWIS R.S. (1984) - Shallow Structure, Surficial Geology, and the Processes Currently Shaping the Bank. In R.H. Backus (Ed.) *Georges Bank*. MIT Press, Cambridge MA (USA), 31-37.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. ET THOMPSON S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In C. Payton (Ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 26 : 49-212.
- VAILLANT P. (1988) - La marge continentale Nord-Gascogne. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, 267 p.
- VANHAUWAERT P. (1993) - Hoge-resolutie reflectie seismische studie van Neogene en kwartaire afzettingen in de keltische zee. Master of Science, Gand, 97 p.
- VAN VEEN J. (1936) - Onderzoekingen in de Hoofden's. Gravenhage, 252 p.
- VANNEY J.R. (1977) - Géomorphologie des plate-formes continentales. Doin, Paris, 300 p.
- WALKER R.G. ET PLINT A.G. (1992) - Wave- and Storm-dominated Shallow Marine Systems. In R. Walker and N. James (Eds.), *Facies models, response to sea-level change (3rd Ed.)*. Geological Association of Canada, Toronto, 219-238.
- WESCOTT W.A. (1993) - Geomorphic Threshold and Complex Response of Fluvial Systems-Some Implications For Sequence Stratigraphy. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 77 (7) : 1208-1218.
- WILLIAMS D.F. (1988) - Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42 : 31-36.
- WILSON J.B. (1988) - A model for temporal changes in the faunal composition of shell gravel during a transgression on the continental shelf around the British Isles. *Sediment. Geol.*, 60 : 95-105.
- WINGFIELD R.T.R. (1990) - The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea. *Mar. Geol.*, 91 : 31-52.
- WINGFIELD R.T.R. (1995) - A model of sea-levels in the Irish and Celtic seas during the end-Pleistocene to Holocene transition. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 96 : 209-243.
- WOOD A. (1976) - Successive regressions and transgressions in the Neogene. *Mar. Geol.*, 22 : 23-29.

- WOOD L.J., ETHRIDGE F.G. ET SCHUMM S.A. (1993) - The effects of rate of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq et G.P. Allen (Eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 18 : 43-53.
- WRIGHT L.D. (1977) - Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88 : 857-868.
- WRIGHT V.P. ET MARRIOT S.B. (1993) - The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sediment. Geol.*, 86 : 203-210.
- YANG C-S. (1986) - Estimates of sand transport in the Oosterschelde tidal basin using current-velocity measurements. *Mar. Geol.*, 72 : 143-170.
- YANG C-S. (1988) - Tidal sand ridges on the East China Sea shelf. In P.L. de Boer, A. van Gelder et S.D. Nio (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel, Dordrecht, 23-38.
- ZIEGLER P.A. (1987a) - Celtic Sea-Western Approaches area: an overview. *Tectonophysics*, 137 : 285-289.
- ZIEGLER P.A. (1987b) - Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics*, 137 : 341-346.
- ZIMMERMAN J.T.F. (1981) - Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies. *Nature*, 290 : 549-555.

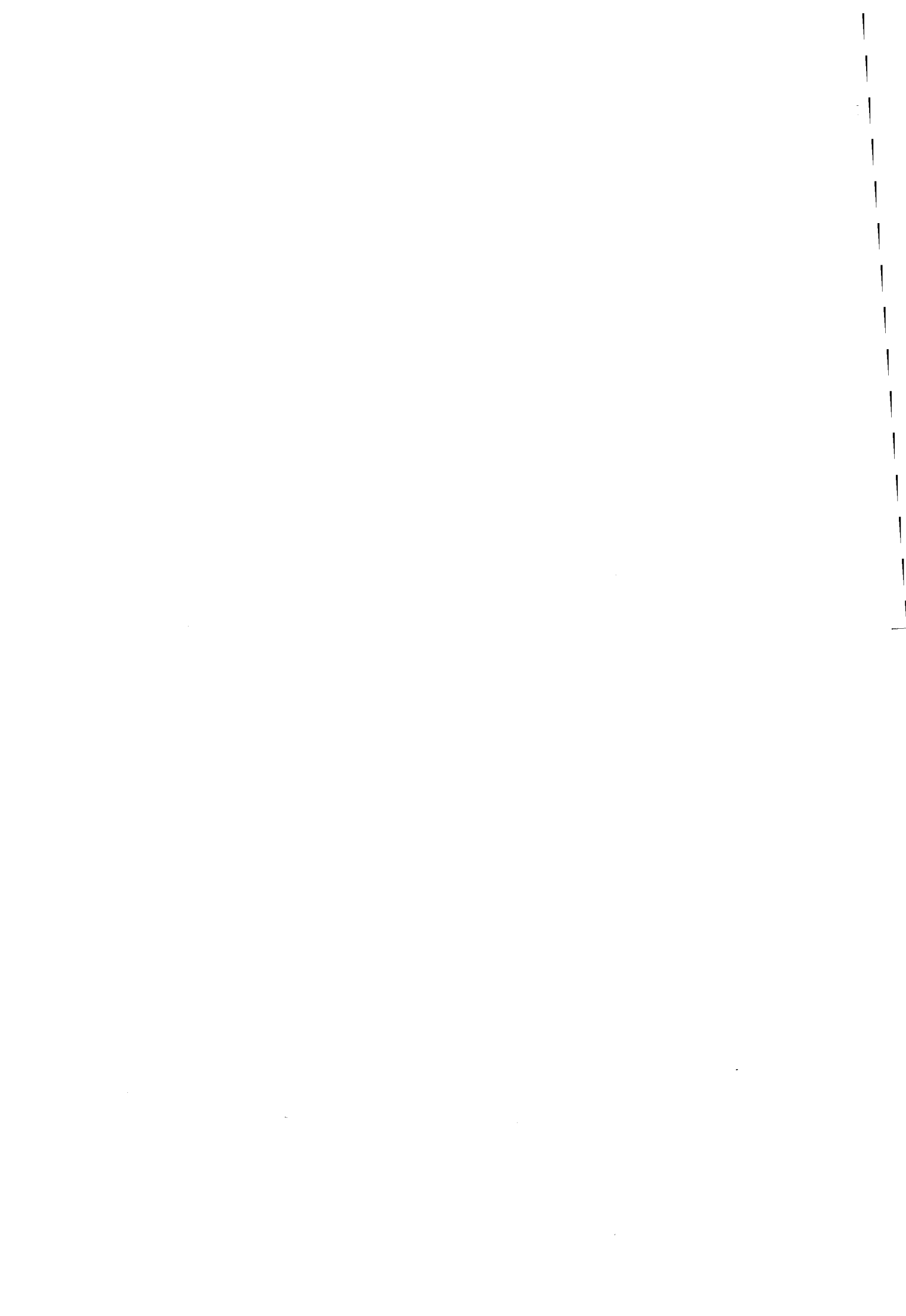


TABLE DES ILLUSTRATIONS

	Page
INTRODUCTION	
Fig. 1 : Structure interne d'un banc sableux composite.....	5
Fig. 2 : Modèle d'évolution des bancs celtiques.....	7
Fig. 3 : Influence de la morphologie côtière sur les courants de marée semi-diurnes.....	7
Fig. 4 : Structure et migration des bancs tidaux.....	8
Fig. 5 : Dynamique des bancs sableux.....	9
Fig. 6 : Transport à la surface des bancs tidaux.....	9
Fig. 7 : Origine estuarienne des bancs tidaux.....	10
Fig. 8 : Modèles de préservation des bancs tidaux.....	10
Fig. 9 : Plan des données géophysiques et sédimentologiques exploitées.....	11
Fig. 10 : Localisation des bancs de la Mer Celtique.....	12
Fig. 11 : Reconnaissance des dunes au sonar à balayage latéral.....	13
Fig. 12 : Pull-up : importance pour la restitution des géométries.....	15
Fig. 13 : Relations granulométriques et morphoscopiques utilisées.....	17
CHAPITRE 1	
Fig. 14 : Carte bathymétrique de la Mer Celtique méridionale.....	22
Fig. 15 : Granulométrie et pourcentage en minéraux lourds des sédiments superficiels de Mer Celtique.....	24
Fig. 16 : Forme de la marée semi-diurne en Mer Celtique.....	25
Fig. 17 : Relation entre amplitude et vitesse de l'onde de marée.....	25
Fig. 18 : Courants de marée en Mer Celtique méridionale.....	26
Fig. 19 : Combinaison d'harmoniques de l'onde semi-diurne de la marée.....	26
Fig. 20 : Direction et vitesse des courants de marée au voisinage du fond sur le site de forage Krogen.....	27
Fig. 21 : Courants résiduels en Mer Celtique.....	28
Fig. 22 : Impact de la houle en Mer Celtique.....	29
Fig. 23 : Séquence de formes sableuses de dépôt sur les plateformes tidales.....	30
Fig. 24 : Profil bathymétrique transversal du banc de l'Hermine.....	30
Fig. 25 : Haut-fond de la Chapelle.....	30
Fig. 26 : Transport sableux résiduel en manche et Mer celtique.....	31
Fig. 27 : Relation entre la vitesse des courants tidaux près de la surface et la lithologie du fond en Mer Celtique.....	32
Fig. 28 : Transport sédimentaire par les courants de marée interne.....	32
Fig. 29 : Modèle de sédimentation sur les marges continentales.....	34
CHAPITRE 2	
Fig. 30 : Carte bathymétrique du banc du Kaiser.....	37
Fig. 31 : Dunes barkhanoïdes.....	38
Fig. 32 : Chaînes dunaires, avec faciès taché au centre (image sonar).....	39
Fig. 33 : Terminaison dunaire par ramification de la crête (image sonar).....	40
Fig. 34 : Ondulations topographiques en domaine de haut de banc (image sonar).....	40
Fig. 35 : Mégarides (images sonar).....	41
Fig. 36 : Deux images de ruban sableux (images sonar).....	42
Fig. 37 : Faciès moucheté et mégarides (image sonar).....	43
Fig. 38 : Deux images du faciès linéé (image sonar).....	43
Fig. 39 : Relations entre faciès linéé, faciès taché et corps dunaires (image sonar).....	43
Fig. 40 : Etudes de paramètres mesurés sur les dunes du Kaiser.....	45
Fig. 41 : Carte d'assemblage des exemples d'images sonar Belgica 94.....	47
Fig. 42 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 1 (Sédimanche 2).....	48
Fig. 43 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 2 (Sédimanche 2).....	49
Fig. 44 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 3 (Sédimanche 2).....	50
Fig. 45 : Image multifaisceaux et carte morphobathymétrique de la zone 4 (Sédimanche 2).....	51
Fig. 46 : Cartographie de la zone nord - Belgica 94.....	52
Fig. 47 : Carte morphosédimentaire de la zone sud - Belgica 94.....	53
Fig. 48 : Carte des faciès acoustiques de la zone sud - Belgica 94.....	54
Fig. 49 : Carte des variations de rétrodiffusivité dans la zone sud - Belgica 94.....	55

Fig. 50 : Carte d'assemblage - éléments morphosédimentaires du banc du Kaiser (bathymétrie, corps sableux).....	56
Fig. 51 : Carte d'assemblage - domaines sédimentaires du banc du Kaiser.....	57
Fig. 52 : Contenu litho-biologique des bennes B1 à B3.....	59
Fig. 53 : Contenu litho-biologique des bennes B4 à B6.....	60
Fig. 54 : Calcimétrie et répartition qualitative des minéraux lourds dans les sédiments des bennes Belgica 94.....	61
Fig. 55 : Analyse granulométrique des sédiments contenus dans les bennes Belgica 94.....	62
Fig. 56 : Morphoscopie des grains de quartz contenus dans les bennes Belgica 94.....	63
Fig. 57 : Logs des carottes Sédimanche 2.....	64
Fig. 58 : Liste des espèces relatives aux groupes les plus représentés dans les carottes Sédimanche 2.....	66
Fig. 59 : Modèle d'évolution faunistique de Wilson (1988).....	69

CHAPITRE 3

Fig. 60 : Relations entre vitesse du courant et mobilité sédimentaire.....	72
Fig. 61 : Atténuation de la houle en profondeur.....	73
Fig. 62 : Détermination des paramètres de la houle sur un enregistrement sismique.....	74
Fig. 63 : Relation entre profondeur d'eau et amplitude de la houle.....	75
Fig. 64 : Relation entre profondeur d'eau et longueur d'onde de la houle.....	75
Fig. 65 : Mécanisme de la pluie sableuse.....	76
Fig. 66 : Formation d'un ruban sableux dans une cellule de Langmuir.....	77
Fig. 67 : Hypothèses de mise en place des rides de houle dans le domaine de haut de banc.....	78
Fig. 68 : Hypothèses pour la mise en place du faciès linéé.....	79
Fig. 69 : Schéma général de la dynamique sédimentaire sur un profil transversal du banc du Kaiser.....	80
Fig. 70 : Hypothèse pour la chronologie des formes de dépôt en haut de banc.....	82
Fig. 71 : Directions moyennes du transport sur les formes de dépôt observées.....	84
Fig. 72 : Transport résiduel par les dunes du banc du Kaiser, rapporté pour chaque dune dans chaque zone d'étude.....	85
Fig. 73 : Bilan du transport résiduel à l'échelle des grandes dunes tidales du banc du Kaiser.....	86
Fig. 74 : Hypothèse pour l'asymétrie EW de la dynamique sédimentaire du banc du Kaiser.....	87
Fig. 75 : Schéma de flux sédimentaire résiduel au droit du banc du Kaiser.....	88
Fig. 76 : Superposition de trois cartes bathymétriques établies dans la zone du Kaiser depuis un siècle.....	89

CHAPITRE 4

Fig. 76 : Synthèse structurale de la région celtique et coupes dans les bassins de Mer Celtique méridionale.....	94
Fig. 77 : Coupe de la marge celtique.....	95
Fig. 78 : Variations du niveau marin eustatique.....	97
Fig. 79 : Effets glacioisostatiques.....	98
Fig. 80 : Variation du niveau marin relatif en Mer Celtique.....	100
Fig. 81 : Carte du bassin néogène et quaternaire des Approches de la Manche.....	101
Fig. 82 : Coupes dans le bassin néogène des Approches de la Manche.....	102
Fig. 83 : Coupe des formations post-paléogènes au droit du banc du Kaiser.....	104
Fig. 84 : Coupe sismique dans la zone des bancs.....	104
Fig. 85 : Carte des paléovallées de Mer Celtique Méridionale.....	105
Fig. 86 : Fosse centrale et vallées de la Manche Orientale.....	106
Fig. 87 : Premiers profils sismiques haute résolution des bancs celtiques.....	107

CHAPITRE 5

Fig. 89 : Architecture du remplissage de la vallée du Kaiser.....	110
Fig. 90 : Coupe sismique montrant différents réflecteurs caractéristiques.....	113
Fig. 91 : Image sismique des ensembles 6 et 10.....	113
Fig. 92 : Carte de deux unités de l'ensemble 7.....	114
Fig. 93 : Image sismique des ensembles 7 et 8.....	115
Fig. 94 : Image sismique des ensembles 8 et 9.....	115
Fig. 95 : Image sismique de l'ensemble 8.....	116
Fig. 96 : Carte d'une unité de l'ensemble 8.....	116
Fig. 97 : Images sismiques de l'ensemble 9.....	117
Fig. 98 : Aspect de la couverture dunaire en sismique.....	118
Fig. 99 : Coupes synthétiques interprétatives des ensembles d'unités du banc du Kaiser.....	119
Fig. 100 : Carte de l'incision des vallées du Kaiser et du Dompair.....	120
Fig. 101 : Carte de l'ensemble sismique n°1 (comblement de la vallée du Kaiser).....	121
Fig. 102 : Carte de l'ensemble sismique n°2 (comblement de la vallée du Kaiser).....	122
Fig. 103 : Carte de l'ensemble sismique n°3 (comblement de la vallée du Kaiser).....	123

Fig. 104 : Carte de l'ensemble sismique n°4 (comblement de la vallée du Kaiser).....	124
Fig. 105 : Carte de l'ensemble sismique n°5 (comblement de la vallée du Kaiser).....	125
Fig. 106 : Carte de l'ensemble sismique n°6 (banc du Kaiser).....	126
Fig. 107 : Carte de l'ensemble sismique n°7 (banc du Kaiser).....	127
Fig. 108 : Carte de l'ensemble sismique n°8 (banc du Kaiser).....	128
Fig. 109 : Carte de l'ensemble sismique n°9 (banc du Kaiser).....	129
Fig. 110 : Carte de l'ensemble sismique n°10 (banc du Kaiser).....	130
Fig. 111 : Profils sismiques transversaux Sédimanche 2 (zones S2 et S3).....	131
Fig. 112 : Profils sismiques Sédimanche 2 (zone S4).....	132
Fig. 113 : Profil sismique longitudinal nord Sédimanche 2.....	133
Fig. 114 : Profil sismique longitudinal sud Sédimanche 2.....	134
Fig. 115 : Profils sismiques transversaux Belgica 94 (zone BS-nord).....	135
Fig. 116 : Profils sismiques transversaux Belgica 94 (zone BS-sud).....	136
Fig. 117 : Profils sismiques longitudinaux Belgica 94 (zone BS).....	137

CHAPITRE 6

Fig. 118 : Réseau fluvial anastomosé.....	141
Fig. 119 : Comblement fluvial et estuarien de vallées incisées (A : Golfe du Mexique ; B : Gironde).....	142
Fig. 120 : Aspect en carte des chenaux dans l'ensemble 8.....	143
Fig. 121 : Interprétation schématique des chenaux de l'ensemble 8.....	144
Fig. 122 : Deux interprétations de l'ensemble 9 comme dépôt de <i>shoreface</i>	146
Fig. 123 : Elévation des chenaux par rapport à une plaine incisée.....	147
Fig. 124 : Inversion de relief d'un système chenalisé au cours d'une transgression.....	147
Fig. 125 : Interprétation deltaïque de la structure du banc du Kaiser.....	148
Fig. 126 : Direction et pendage des surfaces dans les ensembles de dépôt du banc du Kaiser.....	149
Fig. 127 : Comparaison des architectures de trois types de deltas.....	150
Fig. 128 : Progradation et «pro-agradation» deltaïque.....	150
Fig. 129. Contexte de développement des prismes deltaïques.....	151
Fig. 130 : Evolution contraire du niveau d'incision dans le <i>shoreface</i> et dans les chenaux d'un système deltaïque..	152
Fig. 131 : Réponses morphosédimentaires des fleuves à une chute du niveau marin.....	152
Fig. 132 : Evolution d'un delta à prédominance tidale en contexte transgressif.....	154
Fig. 133 : Conjonction entre un delta et son distributaire (Grande Barrière, Australie).....	154
Fig. 134 : Contrôle de la position du delta du Kaiser par la pente du plateau continental.....	155
Fig. 135 : Deux hypothèses pour l'interprétation séquentielle des ensembles de dépôt de la vallée du Kaiser.....	157
Fig. 136 : Interprétation séquentielle du banc du Kaiser.....	158
Fig. 137 : Analyse séquentielle du mode d'empilement des dépôts de la vallée et du banc du Kaiser.....	159
Fig. 138 : Diagramme espace-temps du Néogène et du Quaternaire au droit de la crête du banc du Kaiser.....	161
Fig. 139 : Niveaux de base des séquences de comblement de la vallée du Kaiser.....	162
Fig. 140 : Hypothèses pour la différence d'épaisseur entre les séquences de de la vallée et celle du banc du Kaiser.	162
Fig. 141 : Chronologie des dépôts.....	163
Fig. 142 : Préservation de corps sableux dans les dépôts quaternaires de la plateforme distale du Golfe du Lion ...	165
Fig. 143 : Mode de remaniement transgressif d'un système d'embouchure.....	165

CONCLUSION

Fig. 144 : Ebauche d'un motif stratigraphique pro-agradant.....	169
---	-----

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION : PROBLEME SCIENTIFIQUE, SITE ET METHODOLOGIE DE L'ETUDE.....	5
1. PROBLEMATIQUE ET ETAT DES CONNAISSANCES	6
A. <i>INTRODUCTION AU SUJET</i>	6
1. DIVERSITE ET INTERET DES BANCs	6
2. LE PROBLEME DES BANCs CELTIQUES.....	6
B. <i>BANCs TIDAUX : ETAT DES CONNAISSANCES</i>	8
1. DYNAMIQUE.....	8
2. MODELES DEVOLUTION.....	10
2. SITE ET MATERIELS D'ETUDE.....	12
A. <i>IMAGERIE ACOUSTIQUE</i>	12
1. RAPPELS.....	12
2. OUTILS UTILISES	13
3. EXPLOITATION DES DONNEES ACQUISES SUR LE BANC DU KAISER.....	14
B. <i>LES DONNEES DE SISMIQUE TRES HAUTE RESOLUTION</i>	14
1. RAPPELS.....	14
2. EXPLOITATION DES DONNEES	15
C. <i>ANALYSE DES ECHANTILLONS LITHOLOGIQUES</i>	16
1. PRELEVEMENTS DE SURFACE	16
2. CAROTTAGES.....	17

CHAPITRE 1 : CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET HYDRODYNAMIQUE A LA SURFACE DU BANC DU KAISER.....	21
1. NATURE ET ORIGINE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS	22
A. <i>RAPPEL SUR LES SEDIMENTS DE LA MANCHE</i>	22
1. CONTENU LITHO-BIOLOGIQUE.....	22
2. IMPORTANCE DE LA DERNIERE TRANSGRESSION	23
B. <i>PARTICULARITE DE LA PLATEFORME DISTALE</i>	23
1. CARACTERES LITHOLOGIQUES.....	23
2. ORIGINE GLACIAIRE DES SEDIMENTS	24
2. DYNAMIQUE DES MASSES D'EAU.....	24
A. <i>LA MAREE</i>	24
1. NATURE ET IMPORTANCE DU FACTEUR SEMI-DIURNE.....	24
2. LA MAREE INTERNE	27
B. <i>LES AUTRES COURANTS</i>	27
1. COURANTS RESIDUELS SUR LA PLATEFORME DISTALE.....	27
2. INFLUENCE DE LA HOULE.....	28
3. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.....	29
A. <i>FORMES DE DEPOT</i>	29
1. CORPS SEDIMENTAIRES.....	29
2. DIRECTIONS DE TRANSPORT.....	31
B. <i>DYNAMIQUE TIDALE</i>	31
1. MISE EN EVIDENCE	31
2. AUTRES FACTEURS	32
C. <i>BILAN SEDIMENTAIRE A L'HOLOCENE SUR LA PLATEFORME</i>	32

CHAPITRE 2 : DESCRIPTION DES ENREGISTREMENTS SONAR ET DES PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES	35
1. ETUDE DES ENREGISTREMENTS DE SONAR ET DE SONDEUR MULTIFAISCEAUX	36
A. MORPHOLOGIE	36
B. IMAGERIE	36
1. LES CORPS SEDIMENTAIRES ACTIFS	38
2. LES FACIES ACOUSTIQUES	42
C. SYNTHESE GEOMETRIQUE	44
1. FORME ET DISTRIBUTION DES GRANDES DUNES DANS L'ESPACE	44
2. RELATIONS ENTRE MORPHOBATHYMETRIE ET COUVERTURE SEDIMENTAIRE	46
2. ETUDE DES PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES	58
A. LITHOLOGIE	58
1. CONTENU DU SEDIMENT	58
2. TYPES LITHOLOGIQUES	61
3. ANALYSE GRANULOMETRIQUE	61
B. SUBSURFACE	63
1. PRESENTATION DES CAROTTES	63
2. DONNEES PALEONTOLOGIQUES (QUATERNAIRE)	65

CHAPITRE 3 : INTERPRETATION DE LA DYNAMIQUE SUPERFICIELLE ACTUELLE DU BANC DU KAISER	71
1. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES	72
A. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES A L'ECHELLE DES PARTICULES	72
1. MODE DE CALCUL DE LA MOBILISATION	72
2. CALCULS DE MOBILISATION DES SEDIMENTS DU KAISER	74
B. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES A L'ECHELLE DES CORPS SEDIMENTAIRES	76
1. CORPS SEDIMENTAIRES GENERES PAR LA MAREE	76
2. CORPS SEDIMENTAIRES ENGENDRES PAR LA HOULE	77
3. MISE EN PLACE DES STRUCTURES DU FACIES LINEE	78
2. INTERPRETATION DYNAMIQUE	79
A. SCHEMA DYNAMIQUE	79
1. CONTROLE TOPOBATHYMETRIQUE DE LA DYNAMIQUE	79
2. CHRONOLOGIE RELATIVE DES PHASES DE DEPOT	81
B. BILAN SEDIMENTAIRE	82
1. DONNEES SUR LE TRANSPORT RESIDUEL A LA SURFACE DU BANC	82
2. EVOLUTION DU SYSTEME	86

CHAPITRE 4 : PRÉSENTATION DU SUBSTRATUM DU BANC DU KAISER.....	93
1. CONTROLES DE LA SEDIMENTATION	94
A. CONTROLE STRUCTURAL	94
1. STRUCTURATION DU BASSIN DES APPROCHES DE LA MANCHE	94
2. PHASES TECTONIQUES MAJEURES	95
B. VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF	96
1. VARIATIONS EUSTATIQUES	96
2. MOUVEMENTS DU SOUBASSEMENT	97
3. SYNTHESE : COURBE DES PALEONIVEAUX MARINS RELATIFS	100
2. SEDIMENTATION APRES LE PALEOGENE	101
A. MIOCENE : PRISMES DE PLATEFORME	101
1. FORMATION JONES (MIOCENE INFERIEUR A MOYEN)	102
2. FORMATION COCKBURN (MIOCENE SUPERIEUR)	102
B. PLIOQUATERNAIRE : EXTENSION DU DOMAINE CONTINENTAL	103
1. PRISME DE BORDURE DE PLATEFORME	103
2. DEPOTS GLACIAIRES	103

CHAPITRE 5 : DESCRIPTION DES ENREGISTREMENTS SISMIQUES.....	109
1. ARCHITECTURE DE LA VALLEE DU KAISER.....	110
A. <i>FORME DE L'INCISION</i>	110
B. <i>STRUCTURE DU REMPLISSAGE</i>	110
1. CONTENU DES ENSEMBLES SISMIQUES.....	110
2. FORME ET EXTENSION DES ENSEMBLES SISMIQUES.....	111
2. ARCHITECTURE DU BANC DU KAISER.....	112
A. <i>ENSEMBLES D'UNITES</i>	112
1. HIERARCHIE DES SURFACES.....	112
2. DESCRIPTION DES ENSEMBLES.....	113
B. <i>FORME DU BANC</i>	118
1. LIMITES DE L'ENVELOPPE.....	118
2. EPAISSISSEMENT VERS LE SUD.....	118
CHAPITRE 6 : INTERPRÉTATION DE LA DYNAMIQUE ANCIENNE DU BANC DU KAISER.....	139
1. INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE.....	139
A. <i>NATURE DES DEPOTS</i>	139
1. COMPLEMENT DE LA VALLEE DU KAISER.....	140
2. LES DEPOTS DU BANC S.L.....	142
B. <i>CONTEXTE DE MISE EN PLACE DU BANC</i>	146
1. EDIFICE DELTAÏQUE.....	146
2. SYSTEME TRANSGRESSIF.....	150
2. INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE.....	156
A. <i>INTERPRETATION SEQUENTIELLE</i>	156
1. SEQUENCES DE DEPOT.....	156
2. EMPILEMENT DES SEQUENCES DE DEPOT.....	159
B. <i>APPLICATIONS DE L'ANALYSE SEQUENTIELLE</i>	161
1. INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE.....	161
2. CONTROLES DE LA SEDIMENTATION.....	164
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES GÉNÉRALES.....	167
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	171
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	179
TABLE DES MATIERES.....	183

