



HAL
open science

Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la Mer Celtique

Jean-Yves Reynaud, Bernadette Tessier, Jean-Noël Proust, Gilles Lericolais, Tania Marsset, Serge Berné, Hervé Chamley

► **To cite this version:**

Jean-Yves Reynaud, Bernadette Tessier, Jean-Noël Proust, Gilles Lericolais, Tania Marsset, et al.. Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la Mer Celtique. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes, 1995, 320, pp.125-132. hal-04274367

HAL Id: hal-04274367

<https://hal.science/hal-04274367>

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.

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 320, série II a,
p. 125 à 132,
1995

Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la Mer Celtique

Jean-Yves Reynaud, Bernadette Tessier, Jean-Noël Proust, Gilles Lericolais, Tania Marsset, Serge Berné et Hervé Chamley

J.-Y. R., B. T., J.-N. P. et H. C. :
Université des Sciences et Technologies
de Lille, UFR des Sciences de la Terre,
Laboratoire de Sédimentologie et
Géodynamique, 59655
Villeneuve-d'Ascq Cedex, France ;

T. M., G. L. et S. B. : IFREMER DRO/GM,
Centre de Brest, BP n° 70,
29280 Plouzané Cedex, France.

Résumé L'analyse de profils sismiques très haute résolution obtenus avec une source « sparker » lors de la campagne Sédimanche 2 (en février 1993) conduit à reconsidérer l'origine des grands bancs sableux de la Mer Celtique méridionale. Le relief sous-marin que forme le banc du Kaiser-I-Hind est constitué par la superposition de deux unités acoustiques. Il apparaît que seule l'unité supérieure est franchement marine. L'unité inférieure, appelée système-base, constitue le scellement du système de paléovallées des Approches Occidentales de la Manche. L'attribution du système-base à un terme estuarien au sein d'une séquence transgressive nous conduit à repousser au moins à 140 000 ans la genèse du banc, jusque là considérée comme weichselienne.

Mots-clés : Sismique très haute résolution, Banc sableux, Mer Celtique, Plateau continental externe, Plio-quaternaire, Glacio-eustatisme, Séquence transgressive de dépôt.

Abstract Contribution of the very high-resolution seismic stratigraphy to the genetic interpretation of a Celtic Sea sand bank

Analysis of the geometry of sedimentary bodies from very high-resolution sparker seismic investigations carried out during the oceanographic cruise Sédimanche 2 (February 1993) led to a new genetic interpretation of the southern Celtic Sea sand banks. The bathymetric high forming the Kaiser-I-Hind bank is composed of two units, the only upper unit appears to be deposited offshore. The lower unit represents the top of the Western Approaches paleovalley system, and is thought to be estuarine. We therefore propose that the first growth stage of the Kaiser-I-Hind bank is at least as old as 140,000 BP, and not Weichselian as previously thought.

Keywords : Very high resolution seismics, Sand bank, Celtic Sea, Outer continental shelf, Plio-Quaternary, Glacio-eustacy, Transgressive depositional sequence.

Abridged English Version

BECAUSE of their location near the shelf edge of the Western Approaches of the English Channel at a water depth of 150 m (figure 1), the southern Celtic Sea sand banks have been described by Bouysse *et al.*, (1976) as "moribund" structures inherited from the last glacial period (Weichselian, around 20,000 BP), compared to the more shallow active tidal sand banks of the North Sea (Houbolt, 1968; Kenyon *et al.*, 1981). Arguments for this interpretation were given by Belderson *et al.* (1986) in a model showing that

sea level 100 m lower than present brings about increased tidal current speed, sufficient to generate tidal sand banks. We tried to check this hypothesis of sand bank genesis, on the basis of the geometry of depositional sequences as revealed by very high-resolution seismics.

The chosen study area consists of the Kaiser-I-Hind bank, a 35 m high, 60 km long, and 5 km wide sedimentary body. 64 real-time processed very high-resolution sparker seismic profiles were obtained on 4 sub-areas (figure 2). The internal structure of the bank was

Note

présentée par
Jean Dercourt.
remise le 28 février 1994,
acceptée après révision
le 28 juin 1994.

mainly deduced from one longitudinal profile, on which seismic reflectors were transferred from all transverse profiles. Above the substratum, which is formed by the Miocene calcarenitic prism of the Cockburn formation (Evans and Hughes, 1984), three seismic units were identified:

- The lower unit is the Upper Little Sole Formation (ULS). In the British sector of the Western Approaches it is attributed to the late Pliocene/early Pleistocene blanket-like deposits, which correlate in the study area with paleovalley infills (Evans and Hughes, 1984). The main paleovalley incisions, up to 240 m below present sea level in the La Chapelle Bank area, are either due to epirogenic movements (Pantin and Evans, 1984) or related to an early Quaternary glacioeustatic fall enhanced by isostatic compensation processes (Bouysse et al., 1976). Some cores from the presumed top of the ULS revealed clayey sands, including lower Pleistocene planktonic foraminifera (Evans and Hughes, 1984). Very high-resolution seismic data provide evidence that the ULS results from the stacking of several depositional sequences.

- The intermediate "base-system", here described for the first time, forms, in some places, the lower part of the bank, as the top of the base-system is higher than the flat regional Quaternary erosion surface that forms the sea-floor. The base-system constitutes the last paleovalley deposits as well, overlapping and truncating the paleovalley incision surfaces (figure 3 a).

- The upper unit, the Melville Formation (Pantin and Evans, 1984), constitutes the main part of the marine sand bank. It is, at least at the top, composed of shelly sands. Its base scours the underlying deposits. Internal structures of the Melville formation show numerous sinuous reflectors truncating each other. Especially in the thickest, southern part of the bank, these surfaces locally become planar and dip about 3° to the North. There, they constitute the erosive bases of depositional units up to 20 m thick, which show internal reflectors dipping 5° to the South interpreted as progradation surfaces. The top of the bank is an erosion surface (figure 5).

The previous interpretation of the Celtic

Sea sand banks as late Weichselian/early Flandrian structures is not consistent with the internal geometry of the Kaiser-I-Hind bank. In this previous interpretation, the whole banks should be composed only of the Melville formation, overlying a flat planation surface (which is the sea-floor around the banks) representing the Pleistocene regional hiatus. Our seismic data show that :

(1) The Kaiser-I-Hind bank is partly composed of two superimposed units : the lower one, not ubiquitous, is the upper part of the base-system, and the upper one is the marine Melville Formation. Both are separated by an erosion surface, locally higher than the sea floor around the bank.

(2) The bank surface is erosive, and might not correspond to the last depositional surface of the upper bank sediments. The external shape of the bank could be due to a lowstand sea-level reworking after deposition of the Melville Formation.

We suggest that the bank is a transgressive system, including paleovalley deposits at the base (the base-system) and marine sands at the top (the Melville Formation), both units being separated by a transgressive surface. The base-system could represent transgressive estuarine deposits, coeval with the last marine flooding over the study area. This should date, at least, from the pre-Eemian transgression, taking into account the absolute sea level variations and subsidence of the armorican margin (figure 6). In this case, the Melville Formation could represent offshore sands deposited during the first marine stage of this transgression at 120,000 BP, although we cannot presently exclude the possibility of late Weichselian reworking of these sands. Nevertheless, we suggest that the last glacial maximum sea-level fall of 120 m at 20,000 BP could have induced only the erosion responsible for the present day external shape of the bank.

The internal north-dipping surfaces of the Melville Formation sediments would represent climbing surfaces related to the southward migration of marine sand bodies, possibly composed of large 3D tidal sand dunes. The preservation of these surfaces is consistent with the progression of a transgression to the North.

INTRODUCTION

Situés par 150 m de fond sur le rebord de la plate-forme continentale des Approches Occidentales de la Manche, les grands bancs de sable de la Mer Celtique méridionale (**figure 1**) ont été interprétés par Bouysse *et al.* (1976) comme des corps sédimentaires inactifs hérités de la dernière période de bas niveau marin (autour de -20 000 ans). Cette interprétation, fondée sur l'analogie avec les bancs tidaux plus côtiers de la Mer du Nord (Off, 1963; Houbolt, 1968; Caston et Stride, 1970; Kenyon *et al.*, 1981), est argumentée par Belderson *et al.* (1986) dans un modèle montrant qu'un abaissement du niveau marin à -100 m produit une accélération de la vitesse des courants tidaux, rendant possible la genèse des bancs celtiques les plus profonds.

Nous avons voulu confronter cette hypothèse chronologique avec la géométrie des discontinuités sédimentaires reconnues en sismique très haute résolution (THR). En effet, le développement récent des techniques de traitement numérique permet dorénavant de reconnaître, à une échelle semi-métrique, le détail de la structure interne de corps sableux sous-marins, que l'on utilise des sources sismiques à 2,5 kHz (Berné *et al.*, 1989; Lericolais et Berné, 1990), ou bien des étincelleurs (« sparkers ») comme dans la présente étude. Nous publions ici les premiers résultats significatifs de ce travail, qui seront ultérieurement complétés par des données de carottage.

MÉTHODOLOGIE

Nous nous sommes attachés à l'étude d'un seul banc de la Mer Celtique, le Kaiser-I-Hind, choisi comme un des plus profonds (150-160 m) et des plus proéminents (35 m de hauteur au point culminant). Long de 60 km et large de 5, ce banc comprend deux hauts-fonds culminant à -115 m, rectilignes, obliques l'un par rapport à l'autre et reliés par une zone plus basse (-135 m), l'ombilic. Son profil bathymétrique transversal est symétrique, contrairement à celui de la plupart des bancs tidaux actuels (Kenyon *et al.*, 1981;

Beck *et al.*, 1991; Trentesaux *et al.*, 1993). 64 profils sismiques (sparker SIG 300J), numérisés et traités en temps réel avec le logiciel DELPH 2, ont été obtenus sur quatre secteurs de ce banc (**figure 2**), avec un calage de la navigation par le « GPS » différentiel (« Global Positionment System »).

DONNÉES STRATIGRAPHIQUES

Des corrélations avec les profils sismiques des campagnes BRGM/BEICIP de 1970 (P. Guennoc, comm. pers.) conduisent à attribuer un âge miocène à la formation constituant l'assise de la série sédimentaire décrite ci-après. Reconnu par Bouysse *et al.* (1975) comme un prisme progradant sur la base de son faciès sismique, cette assise correspond à la Formation calcarénitique de Cockburn des auteurs anglais (Evans et Hughes, 1984). Au-dessus de la Formation de Cockburn, trois unités acoustiques superposées ont été distinguées sur nos profils (**figures 3-5**), correspondant de toute évidence à la série sédimentaire sablo-argileuse fini pliocène-quaternaire reconnue au Nord de 49°N par Pantin et Evans (1984) :

1. L'unité inférieure correspond à la Formation de la Petite Sole Supérieure. Définie sous ce nom par Evans et Hughes (1984), elle est attribuée par Bouysse *et al.* (1976) au comblement des vallées fluviales incisées lors de la plus forte régression quaternaire. Le niveau de base des incisions atteint -240 m dans la zone du haut-fond de la Chapelle (**figure 1**). Alors que les auteurs anglais attribuent ces incisions à des mouvements épirogéniques (surrection progressive de la marge depuis le Miocène moyen et émergence au Pliocène terminal, suivie d'une subsidence de 200 m durant le Pléistocène), Bouysse *et al.* (1976) les interprètent comme le résultat d'un abaissement glacio-eustatique majeur du Quaternaire (Pratt et Dill, 1974), dont l'effet serait augmenté à la périphérie des îlandsis par des processus de compensation isostatique. Les assemblages de foraminifères planctoniques contenus dans des sédiments carottés au toit de la formation et datés par *Neogloboquadrina atlantica* du Pléistocène inférieur incitent Evans et Hughes (1984) à en-

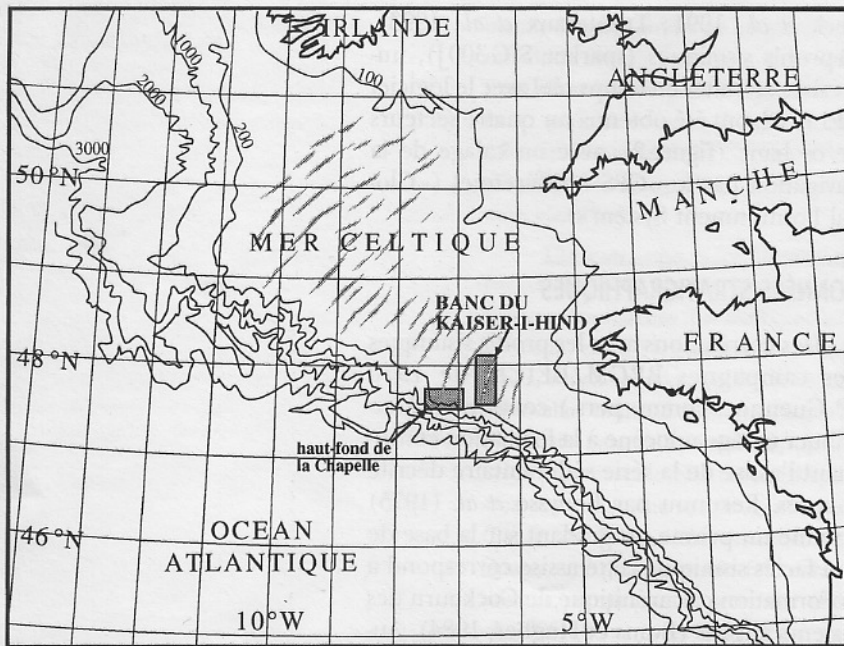


Figure 1 Localisation du secteur d'étude sur le plateau continental ouest-européen.

Location of the study area on the West-European continental margin.

Figure 2 Carte bathymétrique du banc du Kaiser-I-Hind (équidistance des isobathes : 5 m), avec la position des profils sismiques représentés sur les figures 3-5. En grisé : trace de navigation de la campagne Sédimanche 2 (février 1993). La carte bathymétrique est construite à partir des données du sondeur multifaisceaux SIMRAD EM 1000, extrapolées manuellement en dehors des quatre secteurs d'étude.

Bathymetric map of the Kaiser-I-Hind bank (equidistance of isobaths: 5 m), with the position of the seismic tracks represented in figures 3-5. The grey line points out the Sedimanche 2 route (February, 1993). Bathymetric data are from the SIMRAD EM 1000 multibeam echosounder, extrapolated by hand between the four areas covered.

visager un comblement marin précoce de ces paléovallées.

2. Le « système-base », unité intermédiaire que nous mettons pour la première fois en évidence, est caractérisé par un ensemble de réflecteurs parallèles et subhorizontaux (**figure 3 a et b**). Parfois absent, le système-base atteint 8 m d'épaisseur (**figure 5**) dans les parties les plus épaisses du banc. Il constitue alors la partie la plus basse du banc *s.l.* (le banc *s.l.* étant le relief au-dessus de la plaine sédimentaire), en même temps que les derniers dépôts de comblement d'une paléovallée, comme le suggère sur le profil 80 sa terminaison en biseau d'aggradation sur la berge sud et son débordement en troncature d'érosion sur la berge nord (**figure 3 b**). Il est probable que le système-base représente ce que Pantin et Evans (1984) nomment le « noyau primitif [du banc], érodé, mal différencié des dépôts sous-jacents ».

3. L'unité supérieure, correspondant à la formation de Melville (Pantin et Evans, 1984), qui constitue l'essentiel du banc, est composée, du moins à son sommet, de sables biogéniques à mollusques marins. Elle est limitée à sa base par un ensemble de surfaces d'érosion, planes (**figure 4**) ou surcreusant les dépôts sous-jacents (**figure 3 b**). Pantin et

Evans (1984) suggèrent la présence de nombreuses structures internes à cette formation de Melville, interprétées alors comme des figures de stratification entrecroisées. Le profil sismique longitudinal THR du banc du Kaiser-I-Hind présente effectivement un grand nombre de réflecteurs, généralement courbes, voire sinueux (rayon minimal de courbure 200 m), de pente maximale 3° et d'extension longitudinale 500 m à 10 km (**figure 3 a et b**). Ces discontinuités internes sont des surfaces d'érosion limitant des unités de dépôt dont l'épaisseur atteint 20 m dans la partie sud du banc. Les unités de plus faible extension longitudinale ont la forme de chenaux plurihctométriques. Au niveau de l'ombilic, la base érosive de ces unités de dépôt est globalement horizontale avec des ondulations atteignant 10 m d'amplitude, de sorte que les unités se tronquent en s'empilant verticalement. Au droit des zones les plus épaisses du banc, en revanche, les limites d'unités présentent souvent une partie haute plane et oblique, pentée au Nord de 2° en moyenne, et une partie basse courbe se terminant soit en troncature d'érosion sur une surface de même ordre, soit, pour les unités inférieures, en contact tangentiel sur la surface de base de la Formation. Cette structure longitudinale de la formation de Melville se traduit à l'échelle du banc par un chevauchement à vergence nord des unités de dépôt. La structure interne de chaque unité de dépôt est caractérisée par la présence de réflecteurs plans et parallèles pentés vers le Sud de 5° environ, interprétés comme des surfaces de progradation (**figure 3 a et b**). Ces surfaces semblent traverser de haut en bas des unités d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, et peuvent être suivies sur une centaine de mètres.

Le sommet du banc est une surface d'érosion qui regroupe la plupart des discontinuités internes de la formation de Melville.

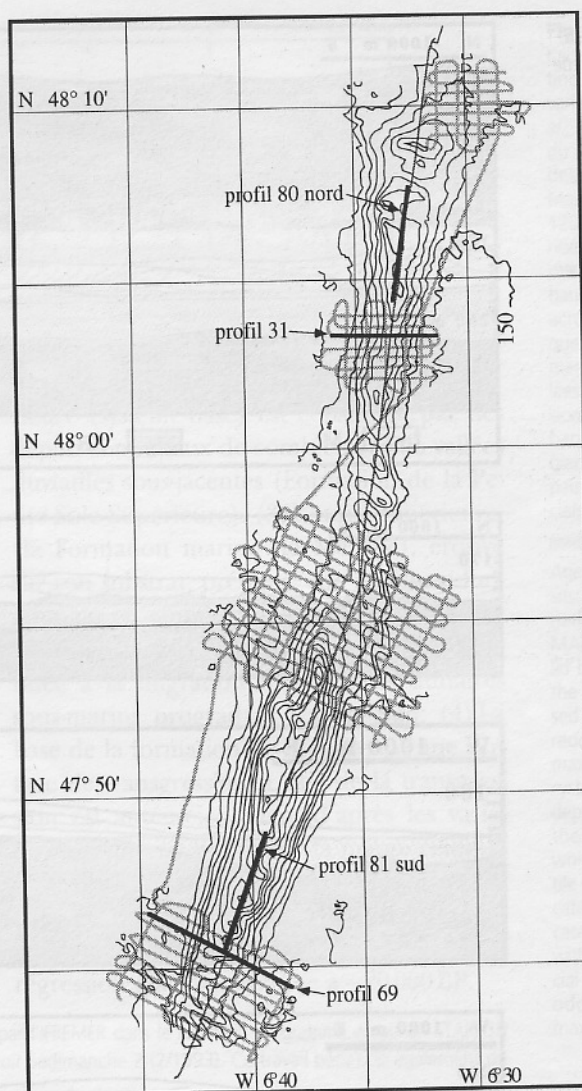
INTERPRÉTATION

D'après les travaux de Bouysse *et al.* (1976) et de Pantin et Evans (1984), les bancs *s.l.*, intégralement constitués par la formation de Melville, seraient créés par des cou-

rants tidaux à la faveur de la chute glacioeustatique du dernier maximum glaciaire (-20 000 BP). Selon ces auteurs, les bancs seraient séparés des dépôts sous-jacents par la surface régionale de pénélplanation marine (*i. e.* le fond de la mer entre les bancs, moins la couche métrique de sédiments superficiels). Cette surface, produite par les multiples régressions glacio-eustatiques quaternaires, tronque toutes les formations antérieures et représente le hiatus du Pléistocène. Dans notre interprétation, au contraire, le banc *s. l.* est une séquence transgressive polyphasée, mise en place au cours de plusieurs cycles eustatiques. Ce polyphasage s'explique par le fait que, pour les trois derniers cycles au moins, (1) le site n'est accessible à la dynamique marine (0-60 m d'eau) que lors des bas niveaux marins, et que (2) en période de haut niveau marin, le taux de sédimentation y est très faible.

Les données sismiques THR montrent que deux unités acoustiques distinctes participent du banc *s. l.*: (a) le système-base, dont l'assise est imbriquée dans les paléovallées sous-jacentes, et (b) la Formation marine de Melville, dont la surface de base, localement plus haute que la plaine sédimentaire autour du banc, ne semble pas correspondre à la surface de pénélplanation régionale. Ces arguments géométriques suggèrent que: (1) la genèse du banc (système-base) est contemporaine de la dernière phase de comblement des paléovallées (en domaine estuarien?), et que (2) la surface de base de la Formation de Melville n'est pas la surface de pénélplanation représentant le hiatus du Pléistocène, mais une surface de transgression, qui date la dernière invasion marine au droit du site.

Les indications sur le niveau marin absolu fournies par les isotopes de l'oxygène (Imbrie et al., 1984; Shackleton, 1987) montrent que, si on ne tient pas compte des effets de compensation isostatique, inférieurs à 10 m à cette distance de l'inlandsis (Cathles, 1975, *in* Pantin et Evans, 1984), la chute glacioeustatique à -120 m associée au dernier maximum glaciaire (vers -20 000 ans) n'a probablement pas découvert la zone du Kaiser-I-Hind. C'est pourquoi, nous émettons l'idée que, contrairement aux bancs situés plus en amont



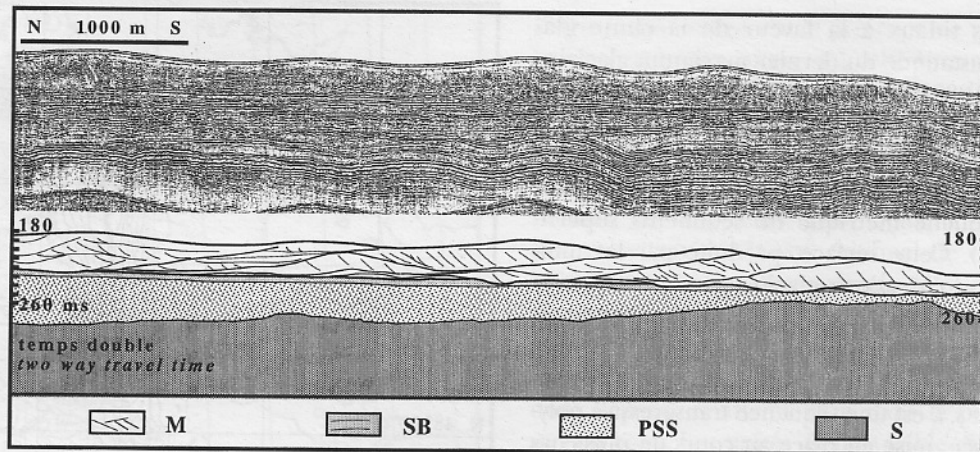
dans la Manche, la Formation de Melville est, au moins pour partie, une relique d'un ou plusieurs bas niveaux marins plus anciens que le dernier maximum glaciaire, et date en conséquence au moins de la transgression pré-émienne, ainsi que le laissent supposer les estimations de la paléoprosfondeur dans la zone d'étude (figure 6). On ne peut toutefois pas exclure l'éventualité d'un remaniement *in situ* des dépôts préexistants pendant le dernier maximum glaciaire. Cependant, la surface du banc actuel, franchement érosive sur plusieurs profils (figure 5), ne correspond probablement pas à une surface flandrienne d'abandon des structures de la formation de

Figure 2

Légende page précédente.

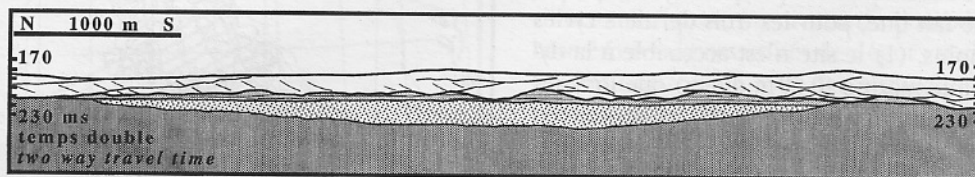
Caption on previous page.

Figure 3 a Profil sismique n° 81 (sud) et son interprétation. M = formation de Melville, SB = système base, PSS = formation de la Petite Sole Supérieure, S = substratum miocène.



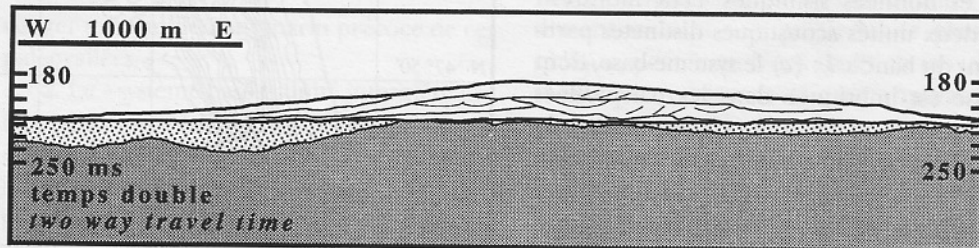
Seismic track No. 81 (south) and its interpretation. M = formation de Melville, SB = base-system, PSS = Upper Little Sole Formation, S = Miocene substratum.

Figure 3 b Interprétation du profil sismique n° 80 (nord).



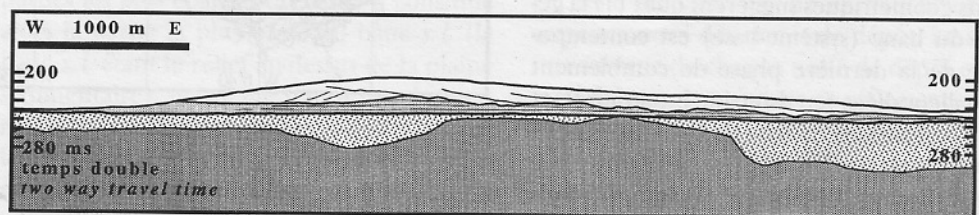
Interpretation of seismic track No. 80 (north).

Figure 4 Interprétation du profil sismique n° 31.



Interpretation of seismic track No. 31.

Figure 5 Interprétation du profil sismique n° 69.



Interpretation of seismic track No. 69.

Melville, mais plutôt à la cicatrice d'un bas niveau relatif postérieur à leur genèse. Nous avançons donc que seule la morphologie résiduelle du banc du Kaiser-I-Hind est imputable à un remaniement lors du dernier bas niveau marin à 20 000 BP, et que les dépôts sont, au moins pour partie, antérieurs.

Deux hypothèses concernant l'origine des grandes discontinuités limitant les unités de dépôt de la formation de Melville peuvent être émises. Les plus horizontales de ces dis-

continuités pourraient représenter des surfaces de déflation créées par des tempêtes millénaires. Cependant, il apparaît que les tempêtes décennales affectent peu la morphologie d'un banc tidal côtier sous 5-30 m d'eau, leur dynamique ayant tout au plus pour effet l'écrêtage des grandes dunes hydrauliques qui se trouvent dessus (Trentesaux, 1993). Les discontinuités obliques observées sur le profil longitudinal du banc du Kaiser-I-Hind seraient plutôt produites par la

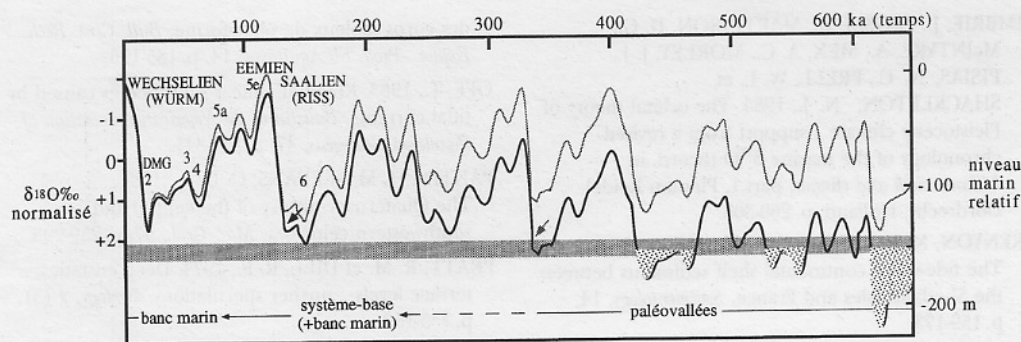


Figure 6 Âge des dépôts du Bank du Kaiser-I-Hind : (a) En pointillés : variation glacioeustatique, assimilée à la variation de $\delta^{18}\text{O}$ SPECMAP (Imbrie et al., 1984). (b) En trait plein : variation du niveau marin relatif sur la marge des Approches Occidentales de la Manche, basée sur une subsidence de 120 m/MA (valeur moyenne sur la période allant de l'incision maximale des paléovallées jusqu'à l'actuel). La bande grisée indique la profondeur actuelle du banc. Le figuré sablé indique les périodes d'incision et de sédimentation fluviale dans les paléovallées. Les flèches pointent les transgressions susceptibles d'être à l'origine du banc. Les derniers stades isotopiques glaciaires sont marqués par les chiffres pairs. DMG = dernier maximum glaciaire (Würm 3).

progradation de systèmes dunaires sous-marins. La structure interne de ces corps sédimentaires suggère un transport sédimentaire résiduel vers le Sud, ce qui est cohérent avec les données de migration actuelle de dunes hydrauliques sur le fond marin dans cette zone (Kenyon et Stride, 1970). La préservation des surfaces de migration de ces corps sédimentaires serait due au déplacement progressif vers le Nord des zones actives du banc sous l'effet de la transgression.

CONCLUSIONS

L'étude de profils sismiques THR du banc du Kaiser-I-Hind montre que : (1) Deux unités acoustiques superposées participent du relief formé par le banc. (2) L'unité inférieure (système-base) est constituée par des dépôts sommitaux de comblement de vallées fluviales sous-jacentes (Formation de la Petite Sole Supérieure). (3) L'unité supérieure, (la Formation marine de Melville), érosive sur son substrat, présente une structure longitudinale en empilement, avec une vergence Nord, d'unités de dépôt à base érosive, attribuée à la migration d'ensembles dunaires sous-marins progradant vers le Sud. (4) La base de la formation de Melville est une surface de transgression. L'âge de la transgression est anté-weichselien, d'après les variations de niveau marin sur la marge celtique au Pléistocène supérieur. (5) L'enveloppe du banc est une surface érosive qui peut être interprétée comme la cicatrice de la dernière régression glacio-eustatique à $-20\,000$ BP.

Les données de sismique très haute résolution ont été acquises par l'IFREMER dans le cadre du programme européen STARFISH (contrat MAST2-CT92-0029) au cours de la mission du *NO Le-Suroit* Sédimanche 2 (2/1993). Ce travail bénéficie également du soutien des partenaires du programme Sédimanche.

- BECK, C., CLABAUT, P., DEWEZ, S., VICAIRE, O., CHAMLEY, H., AUGRIS, C., HOSLIN, R. et CAILLOT, A., 1991. Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing, *Oceanologica Acta*, 11, p. 111-121.
- 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, p. 99-108.
- BERNÉ, S., BOURILLET, J. F., DURAND, J., LERICOLAIS G. et ONDREAS, H., 1989. Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest), *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 13 (2), p. 395-415.
- BOUYASSE, P., HORN, R. et LE LANN, F., 1975. Étude de la structure de la plate-forme continentale de la

Mer Celtique entre 7 et 8 degrés Ouest, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 30 (6), p. 855-863.

BOUYASSE, P., HORN, R., LAPIERRE, F. et LE LANN, F., 1976. Étude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique, *Mar. Geol.*, 20, p. 251-275.

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, p. M38-M42.

EVANS, C. D. R. ET HUGHES, M. J., 1984. The Neogene Succession of the South Western Approaches, Great Britain, *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 315-326.

HOUBOLT, J. J. H. C., 1968. Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea, *Geologie en Mijnbouw*, 47, p. 245-273.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., McINTYRE, A., MEX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. C., PRELL, W. L. et SHACKLETON, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *Milankovitch and climate*, part.1, Plenum Reidel, Dordrecht, Holland, p. 269-305.

KENYON, N. H. et STRIDE, A. H., 1970. The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France, *Sedimentology*, 14, p. 159-173.

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. Publs. Int. Ass. Sedim.*, 5, p. 257-268.

LERICOLAIS, G., et BERNÉ, S., 1990. Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 14, p. 185-196.

OFF, T., 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 47, p. 324-341.

PANTIN, H. M. et EVANS, C. D. R., 1984. The Quaternary history of the central and southwestern celtic sea, *Mar. Geol.*, 57, p. 259-293.

PRATT, R. M. et DILL, R. F., 1974. Deep eustatic terrace levels : further speculations, *Geology*, 2 (3), p. 155-159.

SHACKLETON, N. J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, p. 183-190.

TRENTESAUX, A., 1993. Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale, *Thèse*, Université de Lille, dépôt : Soc. géol. France.

REPERES
BIBLIOGRAPHIQUES

Mr. McIntyre, A. C., Hays, J. D., Martinson, D. G., Imbrie, J., Morley, J. J., Pisias, N. C., Prell, W. L., Shackleton, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in *Milankovitch and climate*, part 1, Plenum Press, New York, p. 269-305.

Kenyon, N. H., Belderson, R. H., Stride, A. H., Johnson, M. A., 1981. Offshore tidal sandbanks as indicators of net sand transport and as potential deposits, *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 5, p. 257-268.

Lericolaïs, G., Berné, S., 1990. Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme, *Bulletin du Centre de Recherches Exploratoire-Production Elf Aquitaine*, 14, p. 185-196.

Off, T., 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 47, p. 324-341.

Pantin, H. M., Evans, C. D. R., 1984. The Quaternary history of the central and southwestern Celtic Sea, *Marine Geology*, 57, p. 259-293.

Pratt, R. M., Dill, R. F., 1974. Deep eustatic terrace levels: further speculations, *Geology*, 2(3), p. 155-159.

Shackleton, N. J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, p. 183-190.

Trentesaux, A., 1993. Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale, *Thèse*, Université de Lille, dépôt : Société Géologique de France.