

Évolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (littoral atlantique, France)

Éric Chaumillon^{a,*}, Hervé Gillet^b, Nicolas Weber^{a,c}, Michel Tesson^d

^a Centre littoral de géophysique (CLDG), université de La Rochelle, pôle Sciences, av. Michel-Crépeau, 17042 La Rochelle cedex 1, France

^b IUEM–UMR 6538–Domaines océaniques, technopôle Brest-Iraise, place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

^c EPSHOM, cellule de sédimentologie, 13, rue du Châtelier, BP 30 316, 29603 Brest, France

^d Cefrem, UMR 5110, université de Perpignan, 66860 Perpignan, France

Reçu le 5 avril 2001 ; accepté le 15 octobre 2001

Présenté par Jean Dercourt

Abstract – The evolution and the internal architecture of an estuary type sand ridge has been studied with a set of bathymetric data recorded during the last two centuries and with a dense grid of recent very high resolution seismic profiles. Bathymetric data of the so-called, Longe de Boyard sand ridge, displays sand losts due to wave and tide erosion. Internal geometry, through seismic profile analysis, indicates two main phases of deposition recording both, a recent high energy environment and an older low energy one, respectively. Such an evolution is believed to record changes in sedimentation processes mainly related to the end of the Holocene transgression (8 000–5 000 yr BP). *To cite this article: É. Chaumillon et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 119–126.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

estuary type sand ridge / bathymetry / seismic reflection / sedimentary dynamic / sea level changes

Résumé – À partir de l'analyse d'un suivi bathymétrique séculaire et d'un réseau récent de profils sismiques très haute résolution, l'évolution morphologique et l'architecture interne d'un banc sableux estuarien ont été respectivement quantifiés et caractérisés. Les mouvements sédimentaires, contrôlés par l'action de la houle et des courants de marée, se traduisent par un bilan globalement négatif et donc par l'érosion du banc. L'architecture interne des paraséquences indique une mise en place selon deux phases d'accumulation principales : une ancienne, qui correspondrait à des conditions de dépôt en milieu d'énergie modérée, et une, actuelle à récente, correspondant à un milieu de forte énergie. Cette évolution, dans les conditions de sédimentation, serait associée à l'épisode final de remontée eustatique de l'Holocène (8 000–5 000 ans BP). *Pour citer cet article : É. Chaumillon et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 119–126.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

bancs de sables estuariens / bathymétrie / sismique réflexion / dynamique sédimentaire / variations du niveau marin

Abridged version

1. Introduction

A recent review dedicated to sand banks and ridges point out that theoretical ideas relevant to estuary type sand ridges, or type II sand ridges, are still primitive [7]. Morphological evolution and internal architecture of a

typical estuary type sand bank, the Longe de Boyard (Bay of Biscay, France), is investigated to analyse its hydrodynamic and sedimentary features. Bathymetric data (1822, 1882, 1960 and 2000) allow us to describe its morphological evolution during the last two centuries. This middle term evolution as well as a longer term evolution are also constrained with a dense grid of very high resolution seismic data.

* Correspondance et tirés à part.

Adresses e-mail : echaumil@univ-lr.fr (É. Chaumillon),
weber@shom.fr (N. Weber), tesson@univ-perp.fr (M. Tesson).

2. Morphologic, hydrodynamic and sedimentary setting

The Longe de Boyard sand bank (Fig. 1) is 8.6 km long, 2.2 km wide and 10 m high relative to the surrounding seafloor (Fig. 2). It exhibits an asymmetric shape with a steep round tail slope toward southeast and a gentle shallow tail slope northwestward (Fig. 2). It lies in a tidal inlet and is aligned with the water flow induced by a macrotidal environment [14]. This general water flow between Aix and Oléron Islands is flood-dominated and controls the water inflow of the Baie de Marennes Oléron southward (Fig. 1). The Longe de Boyard is bounded by two channels (Figs. 1 and 2), an eastern one ('Passage de l'Est'), which is flood-dominated and a western one ('Passage de l'Ouest'), which is ebb-dominated [14]. The Longe de Boyard is emplaced at the easternmost boundary of ocean wave propagation (Fig. 1, [10]) and is covered by fine sands (120 to 200 μm , [1, 13]). The characteristics of this sand bank, together with its location in a mixed tide and among wave environment-receiving sediments from both marine and fluvial sources, allow to consider it as an estuary-type sand ridge [4–9].

3. Bathymetric and seismic data

Bathymetric monitoring of the Longe de Boyard is based on four surveys: 1822, 1882, 1960 and 2000. Data of 1822 and 1882 were carried out by lead line (SHOM) and were digitalized as from the original collector tracking. Other measurements are numerical; the data of year 1960 were extracted from the bathymetric database of SHOM and the last sounding, in 2000, was acquired by DDE17 at our request. In order to compare these four data files, we homogenized location with the same data (WGS 84) and conversion in the same reference level of sounding reduction (marine chart sounding datum). From these data, digital elevation models were developed with grid spacing of 0.08 min, accordingly to the mean initial data sampling. Taking into account corrections brought and uncertainties, the error margin does not exceed 10 m in position and 1 m in deep. This reliability of measurements was checked by the enroachment stability between each survey.

Seismic profiles were recorded during three surveys (SIFADO, 1999; MOBIDYC1, 2000; MSTULR1, 2001) conducted by the 'Centre littoral de géophysique' (University of La Rochelle). Eighty kilometers long of very high resolution seismic profiles (Sparker 50 J) were shot across the Longe de Boyard and reveal unpublished features of its internal structure.

4. Results

Comparisons between the four bathymetric maps (Fig. 2) point out three main morphological evolutions: (1) lateral accretion of the southwest and northeast edges of the sand bank; (2) erosion of the sand bank top and breach of a channel within the northwestern swallow tail; (3) erosion of the southeastern flank. Global localisation of the bank remains quite stable during the last two centuries. Nevertheless,

erosion appears to be irregular. From 1822 to 1882, erosion reaches: $3.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ($56\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$). Later on, from 1882 to 1960, erosion becomes less dramatic: $0.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ($6\,400 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$). The most recent period, from 1960 to 2000, displays mainly erosion of the southeastern edge of the bank: $0.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ($22\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$).

Seismic profiles display two main acoustic units (Figs. 3 and 4): (1) a lower unit, which exhibits strong amplitude, low frequency, subparallel reflectors; (2) an upper unit, which exhibits low amplitude reflectors with some progradational configurations. Between the upper and lower units lies a typical erosional truncature. The lower unit is interpreted as the faulted Mesozoic bedrock. The erosional truncature is believed to record subaerial and fluvial incision in response to base level fall during the Latest Quaternary lowstands [3]. Within the upper unit, we identify two sub-units (Fig. 3): the lower one shows low angle clinoform, while the upper one displays high angle clinoforms. Such geometrical patterns indicate sedimentary environment variations, interpreted as an increase in the hydrodynamic rate [12].

Bathymetric data recorded during the last two ones are compared with the high resolution seismic profiles (Figs. 2 and 4). We attempt some correlation between accreted segments since 1822 and high angle clinoforms (Fig. 4). This confirms that some high angle clinoforms are emplaced during present-day high energy environment. Rate of progradation can exceed $6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. Other high angle clinoforms correlate with some erosional portion of the bank and they display some truncations of the reflectors and a concave shape of the seabed (Fig. 3). Thus, during the latest high energy depositional period, high angle clinoform can alternatively experience erosion or accretion.

5. Discussion

This preliminary study points out middle and long-term evolution of the Longe de Boyard. At middle-term time scale, the sand bank is submitted to erosion, mainly located (1) along its northwestern edge where wave breaks occur and (2) at its southeastern end, which is bounded by an ebb-dominated tidal channel. Indeed, erosion seems to be controlled both by tidal currents and waves. During the period, high angle clinoforms are emplaced and probably indicate sand reworking of the eroded bank tails. At longer-term time scale, internal geometry changes of sedimentary units, record increasing energy environments [12]. We suggest that those changes correlate with the end of the Holocene sea level rise [2, 11]. When the sea level was lower (-10 m , 7000 years BP [2, 11]), wave energy was dissipated on seaward shoals (Fig. 1) and the Longe de Boyard was submitted to weaker hydrodynamics conditions recorded by low angle clinoforms deposits. In that case, the Longe de Boyard would illustrate an estuary type sand bank, not only emplaced thank to present-day sand bed load convergence, but emplaced earlier, during the last Holocene transgression, like some open shelf ridges [15].

6. Conclusion

Preliminary results of this study, focused on estuary-type sand banks, are based on relevant comparisons between bathymetric data recorded at different periods and very high resolution seismic profiles. This allows to depict sand bank evolutions at middle and long term time scales.

For the last 178 years, the Longe de Boyard recorded erosion due to strong tidal currents and wave energy. At a longer time scale, its internal geometry record increasing energy environments. We propose that this bank was emplaced during the Latest Holocene sea level rise, while it experiences erosion under highstand stronger energy from recent time only.

1. Introduction

Une récente synthèse à propos des bancs de sable souligne une lacune de connaissances au niveau des processus gouvernant l'évolution et la mise en place de bancs de sables de type estuarien, également qualifiés de bancs de type II [7]. Nous présentons les résultats d'une étude préliminaire d'un banc de ce type, la Longe de Boyard. Cette étude repose sur l'analyse conjointe de l'évolution morphologique et de l'architecture interne du banc. La Longe de Boyard est un banc sableux subtidal localisé dans un détroit séparant les îles d'Aix et d'Oléron sur le littoral atlantique (Fig. 1). Le suivi temporel du banc repose sur l'utilisation de données bathymétriques obtenues à différentes époques (1822, 1882, 1960, 2000). L'architecture interne du banc, mise en évidence par sismique réflexion THR (mini sparker 50 J), est interprétée en termes de fluctuation de l'hydrodynamique, en relation avec la variation du niveau de la mer durant l'Holocène.

2. Contexte morphologique, hydrodynamique et sédimentaire

La Longe de Boyard est située dans un détroit, entre les îles d'Aix et d'Oléron, qui fait communiquer le Pertuis d'Antioche, un segment de la vallée incisée de la Charente, avec le bassin de Marennes–Oléron (Fig. 1). Cette portion océanique de vallée incisée, qui reçoit à la fois des sédiments marins et fluviaux sous le contrôle des marées, des houles et du fleuve Charente [1] est assimilable à un estuaire [4, 5]. La Longe de Boyard est un banc de sable subtidal, allongé parallèlement à l'axe du détroit, de 8,6 km de long pour 2,2 km de large. Son sommet présente des profondeurs maximales de -6 m par rapport au zéro hydrographique et constitue un haut-fond surplombant, de quelques mètres à une dizaine de mètres, les zones sous-marines environnantes (Figs. 1 et 2). Il présente une forme générale lobée, avec une extrémité effilée vers le sud-est et une extrémité opposée échancrée « en queue d'hirondelle » (Fig. 2). Son profil longitudinal est asymétrique (Fig. 2), avec une pente forte au niveau de l'extrémité sud-est et une pente douce au nord-ouest.

Dans le détroit où se localise la Longe de Boyard, le régime macrotidal (6 m de marnage en période de vive eau) engendre des courants alternatifs, atteignant $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ par vive-eau (Fig. 1), qui permettent le remplissage du bassin de Marennes–Oléron et, dans une moindre mesure, sa vidange [14]. Ce banc, qui s'apparente à un lobe de flot, sépare deux chenaux (passage de l'Ouest et passage de l'Est, Fig. 1) qui montrent chacun un régime de courants particulier. Le passage de l'Ouest (Fig. 1) se caractérise par une circulation subtidale à deux couches (dominance du jusant en surface et dominance du flot au fond) [14]. Le passage de l'Est (Fig. 1) montre une opposition entre sa bordure sud-ouest (en contact avec le banc), dominée par le flot, et sa bordure nord-est, dominée par le jusant [14]. Les houles atlantiques (2 m de hauteur ou plus dans 55 % des cas [10]) pénètrent, en se réfractant, jusqu'à la Longe de Boyard (Fig. 1) et déferlent sur son toit. Le passage de l'Est est dans le prolongement de l'estuaire actuel de la Charente (Fig. 1), dont le débit maximum en période de crues varie, selon les années, entre 160 et $370 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ [14].

D'un point de vue sédimentologique, la Longe de Boyard est située à la jonction entre un domaine occidental où les fonds sont sableux et un domaine oriental mixte sablo-vaseux (Fig. 1). Elle est constituée, en surface, par des sables fins, dont le diamètre moyen est de 120 à 200 μm [1, 13].

L'ensemble des caractéristiques de la Longe de Boyard (forme allongée et parallèle aux courants, localisation dans une baie marine assimilable à un estuaire dominé par les vagues et les marées [4, 5]) permet de la classer dans les bancs de type estuarien [6–9].

3. Données bathymétriques

Les données bathymétriques utilisées pour caractériser l'évolution temporelle de la Longe de Boyard ont été obtenues à quatre époques différentes : 1822, 1882, 1960 et 2000. Les données de 1822 et 1882 (plomb suifé) ont été digitalisées à partir des minutes de sonde originales du service hydrographique et océanographique de la Marine nationale (SHOM). Les données concernant l'année 1960 ont été extraites de la base de données bathymétriques du SHOM. Les

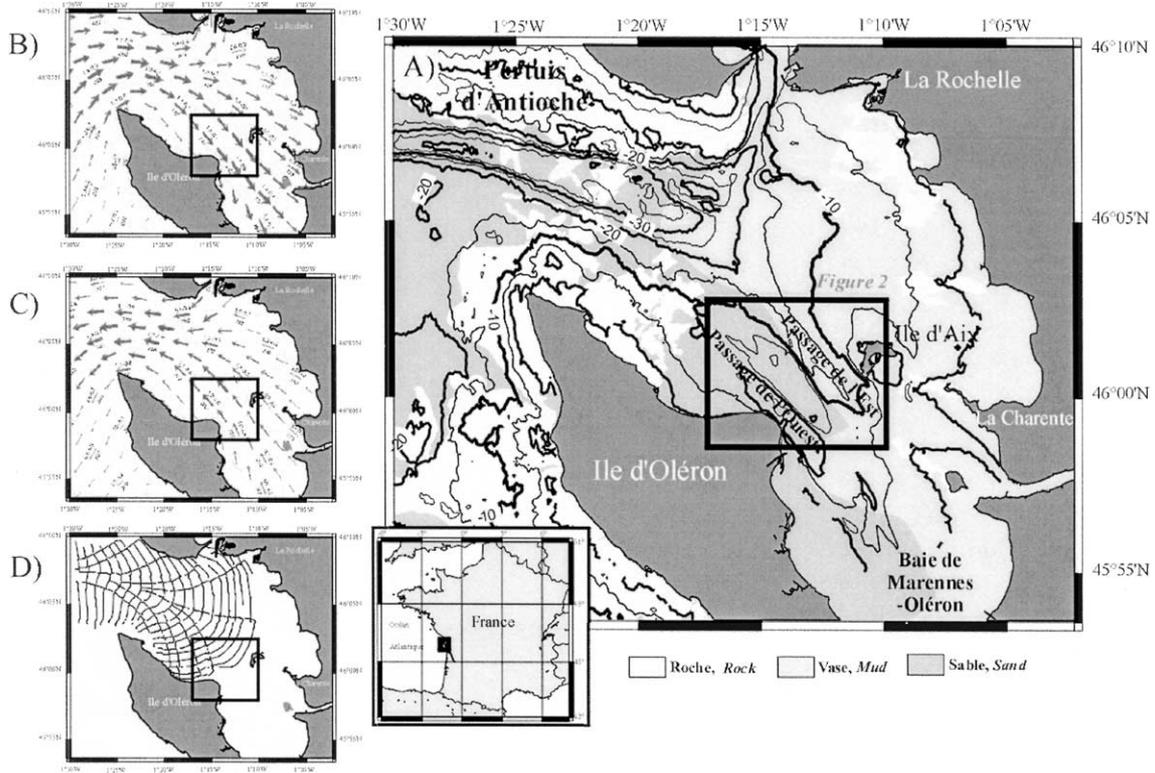


Figure 1. (A) Carte bathymétrique du littoral charentais (SHOM) illustrant le contexte morphologique de la Longe de Boyard, un banc de sable estuarien. (B) Courants de marée à BM + 3 (SHOM). (C) Courants de marée à BM – 3 (SHOM). (D) Epure d'une houle d'ouest de 8 s de période et de 4 m de hauteur [10].

Figure 1. (A) Bathymetric chart (SHOM) displaying the morphological setting of the Longe de Boyard, an estuary type sand bank. (B) Low water flushing + 3hrs (SHOM). (C) Low water flushing – 3hrs (SHOM). (D) Swell refraction within the Pertuis d'Antioche (period = 8 s; height = 4 m) [10].

mesures de l'année 2000 ont été réalisées, à notre demande, par la direction départementale de l'équipement de Charente-Maritime (DDE17) et acquises en format numérique. Pour pouvoir comparer ces quatre jeux de données, nous avons établi des conversions et des recalages, de telle sorte qu'à la fois elles soient localisées dans le même système géodésique de positionnement (WGS 84) et possèdent le même zéro de référence : le zéro hydrographique des cartes marines. L'étape suivante a consisté en l'élaboration de modèles numériques de terrain (MNT), dont le pas de grille sélectionné est de 150 m en latitude, soit la moyenne du pas d'échantillonnage des données initiales. La comparaison de ces valeurs de sonde nécessite également la prise en compte des erreurs liées à la mesure, aux systèmes d'acquisition et au positionnement. En ce qui concerne les sondes, compte tenu des faibles profondeurs, nous estimons les erreurs des mesures, par plomb suifé, inférieures au mètre. Pour ce qui est des corrections de marée, la proximité des marégraphes utilisés (île d'Aix pour les données anciennes) permet de limiter les erreurs à moins de 1 m. Pour ce qui est du positionnement, la grande proximité des côtes permettait d'obtenir, à l'aide d'un

cercle hydrographique, une précision inférieure à une dizaine de mètres. L'erreur liée à la réalisation des MNT est, compte tenu du pas de grille choisi, également inférieure au mètre. Au final, on peut considérer que les erreurs maximales faites sur le positionnement n'excèdent pas la dizaine de mètres et que celles faites sur la mesure de sonde sont de l'ordre du mètre. Cette grande fiabilité des mesures a été vérifiée par la stabilité des fonds rocheux, entre les différentes époques.

4. Données sismiques

Pour la première fois, des profils sismiques ont été réalisés sur la Longe de Boyard lors de deux campagnes menées par le Centre littoral de géophysique (CLDG, université de La Rochelle) et mettant en œuvre la sismique THR monotrace numérique du Cefrem (université de Perpignan). Trois campagnes ont été réalisées : Sifado (1999) sur le navire du conseil général de Charente-Maritime (Deux mouettes) ; Mobydyc1 (2000) et MSTULR1 (2001) avec celui de l'Insu (*N/O Côte-d'Aquitaine*). Il a été enregistré plus de 80 km de profils sur la Longe de Boyard. Compte tenu du contenu spectral des données (fenêtre passe

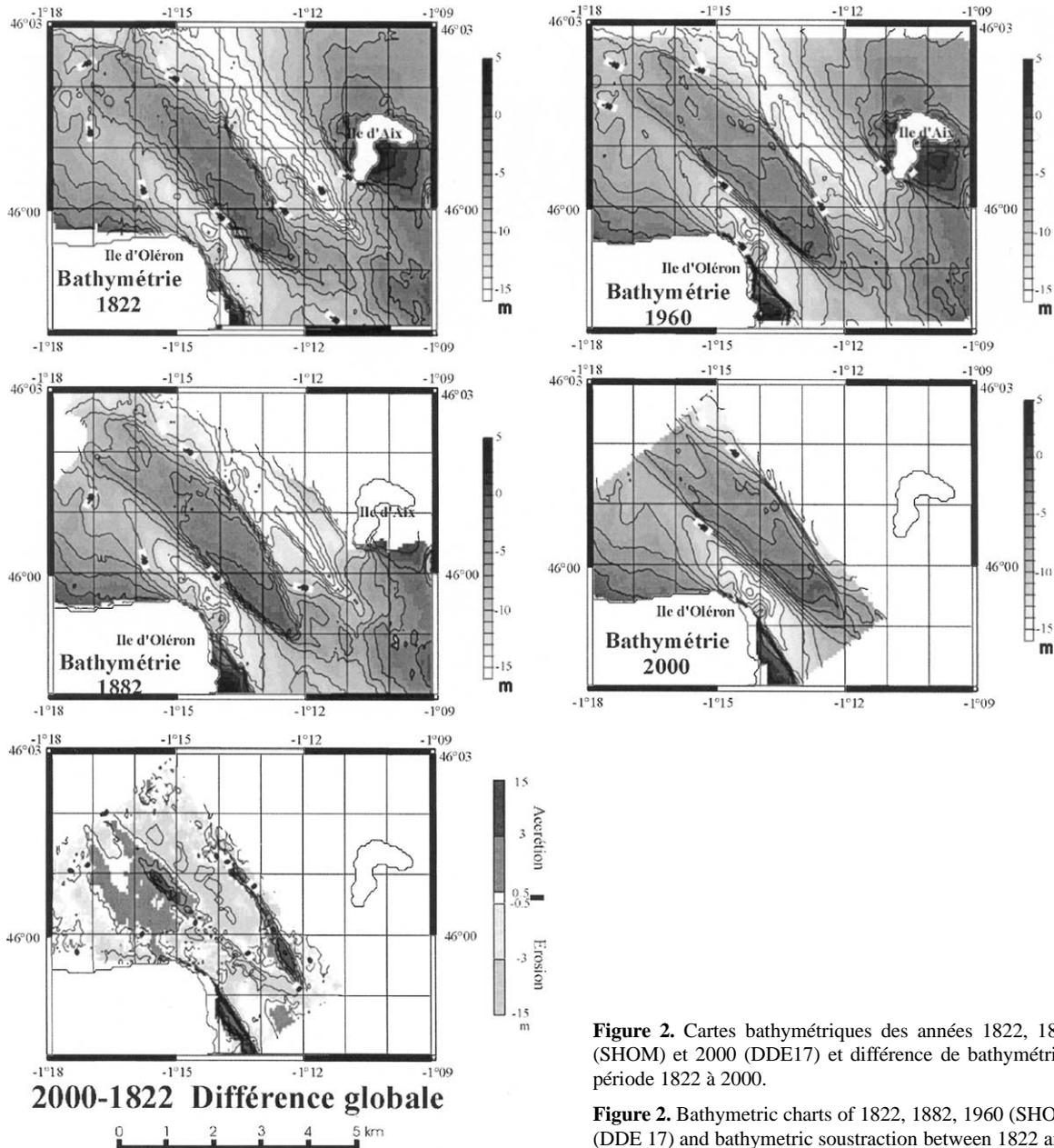


Figure 2. Cartes bathymétriques des années 1822, 1882, 1960 (SHOM) et 2000 (DDE17) et différence de bathymétrie pour la période 1822 à 2000.

Figure 2. Bathymetric charts of 1822, 1882, 1960 (SHOM), 2000 (DDE 17) and bathymetric soustraction between 1822 and 2000.

bande de 100 à 1 500 Hz), la résolution verticale est de l'ordre du mètre.

5. Résultats de l'analyse des données bathymétriques

La Longe de Boyard n'a fait l'objet, ni de dragages, ni de modifications anthropiques en dehors de la construction, sur son extrémité orientale, du Fort Boyard entre 1841 et 1859. La comparaison des cartes de 1822, 1882, 1960 et 2000 (Fig. 2) permet de montrer qu'il s'agit d'un banc actif, dont l'évolution morphologique suit trois grandes tendances : (1) une accretion latérale du banc (flancs sud-ouest et nord-

est); (2) une érosion de son toit, au nord-ouest, qui se manifeste par le creusement d'une dépression tendant à isoler deux parties distinctes inégales; (3) une érosion des extrémités sud-est et nord-ouest du banc. Il n'y a pas de migration significative du banc selon sa direction d'allongement pendant cette période de 178 ans. En revanche, on observe un déplacement de l'extrémité orientale du banc vers le nord et, simultanément, un déplacement de son extrémité occidentale vers le sud.

Par méthode soustractive, à partir des différentes grilles de bathymétrie, il a été possible de quantifier les évolutions par tranches de temps (Fig. 2). L'érosion est le phénomène dominant; elle se limite principalement au toit de la Longe. Son intensité évo-

lue au cours du temps. Il y a une érosion accentuée de l'ensemble du banc, d'abord entre 1822 et 1882 ($3,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, soit un taux moyen de $56\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$); par la suite (1882–1960), cette tendance diminue ($0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, soit un taux de $6\,400 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$). Plus récemment (1960–2000), l'érosion du banc ($0,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, soit un taux de $22\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) s'est limitée essentiellement à l'extrémité sud-est.

6. Résultats de l'analyse des données sismiques

Deux ensembles acoustiques superposés principaux sont distingués (Figs. 3 et 4) : (1) un ensemble basal, constitué par des réflecteurs parallèles, de forte amplitude et basse fréquence, qui sont le plus souvent basculés et décalés par de fortes discontinuités ; (2) un ensemble sommital, avec des réflecteurs de plus faible amplitude et plus haute fréquence, parfois caractérisés par une géométrie en biseau de progradation. Entre ces deux ensembles, une discontinuité, marquée par la troncature du sommet des réflecteurs de l'ensemble basal, présente les caractéristiques d'une surface d'érosion.

L'ensemble basal pourrait être considéré comme constitué de strates d'âge Mésozoïque, similaires à celles qui affleurent sur les falaises du proche littoral. La surface d'érosion au toit du socle mésozoïque est très irrégulière. Elle montre de profondes incisions, essentiellement orientées nord-sud et atteignant des dénivelés de plus de vingt mètres (25 ms temps double). L'importance et les fortes pentes de ces incisions seraient interprétables comme la conséquence de l'érosion aérienne et fluviale par abaissement du niveau de base des fleuves, lors des périodes de bas niveau du Quaternaire [3].

L'ensemble sommital surmontant la surface d'érosion apparaît comme étant constitué de deux sous-unités superposées. La sous-unité inférieure est discordante sur le substratum mésozoïque et présente un faciès sismique à réflecteurs peu inclinés, de type oblique-parallèle (clinoformes peu inclinés). La sous-unité supérieure se caractérise par un faciès similaire, mais avec des réflecteurs plus inclinés (clinoformes inclinés). Cette dernière constitue les flancs actuels du banc, assimilables à des prismes progradants récents. Sur les profils d'orientation NW-SE, les réflexions de l'ensemble sommital présentent une configuration sub-parallèle ou, parfois, en toit de bardeaux à pendages vers le nord-ouest.

7. Comparaison des données bathymétriques et sismiques

Les différences entre les bathymétries étant du même ordre de grandeur que la résolution des pro-

files sismiques THR, nous tentons une corrélation entre les cortèges de réflexions de l'unité supérieure et une zone d'accrétion pour une période donnée. Ce travail de comparaison (Fig. 4) démontre bien que les domaines en accrétion depuis 1822 correspondent aux clinoformes inclinés de l'unité acoustique supérieure et confirme qu'une telle architecture des dépôts traduit des conditions d'énergie hydrodynamique fortes lors du dépôt. La sous-unité supérieure représente donc une période de sédimentation très récente, constituée par des sables en cours de remaniement, qui enregistrent les conditions hydrodynamiques actuelles. Le taux de progradation peut être important, puisqu'il atteint 500 m entre 1882 et 1960 (soit plus de $6 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$) au niveau du flanc sud-ouest du banc. Ainsi, nous proposons que ce banc se soit mis en place lors de deux épisodes, le premier (clinoformes peu inclinés) intervenant dans des conditions hydrodynamiques d'énergie modérée et le second (clinoformes inclinés) survenant dans une période de plus haute énergie [12]. Cette corrélation fait également apparaître que l'unité acoustique supérieure peut se superposer à des domaines en érosion. Elle présente alors, sur les coupes sismiques, une topographie concave, les zones en accrétion étant, quant à elles, caractérisées par une surface bombée (Fig. 3).

8. Discussion

Cette étude préliminaire de la Longe de Boyard, en confrontant un suivi bathymétrique sur 178 ans et des profils sismiques THR, pose le problème du changement d'échelle de temps entre les phénomènes mis en évidence par les deux méthodes. À l'échelle de la dynamique récente du banc (centaine d'années), nous montrons que le banc subit une érosion essentiellement localisée au niveau de son extrémité nord-ouest, exposée aux houles et de son extrémité sud-est abritée des houles, mais soumise aux forts courants de jusant du passage de l'ouest. L'érosion globale du banc serait donc, à la fois, sous le contrôle des houles et des courants de marées. Les taux d'érosion évoluant dans le temps avec un maximum entre 1822 et 1882, il n'est pas exclu que la construction du fort Boyard ait favorisé une érosion du banc, plus forte à cette période. La comparaison entre les données bathymétriques et sismiques montre que les zones en accrétion se caractérisent par un dispositif progradant, témoignant d'une énergie hydrodynamique importante. Enfin, la simultanéité des processus d'accrétion et d'érosion laisse envisager que ces biseaux de progradation correspondent à la redistribution par les courants de flot d'une partie du sable érodé par les houles ou le jusant.

À l'échelle du banc dans son ensemble, on constate que l'ensemble sédimentaire enregistrant la dynamique actuelle est superposée à un corps, dont la

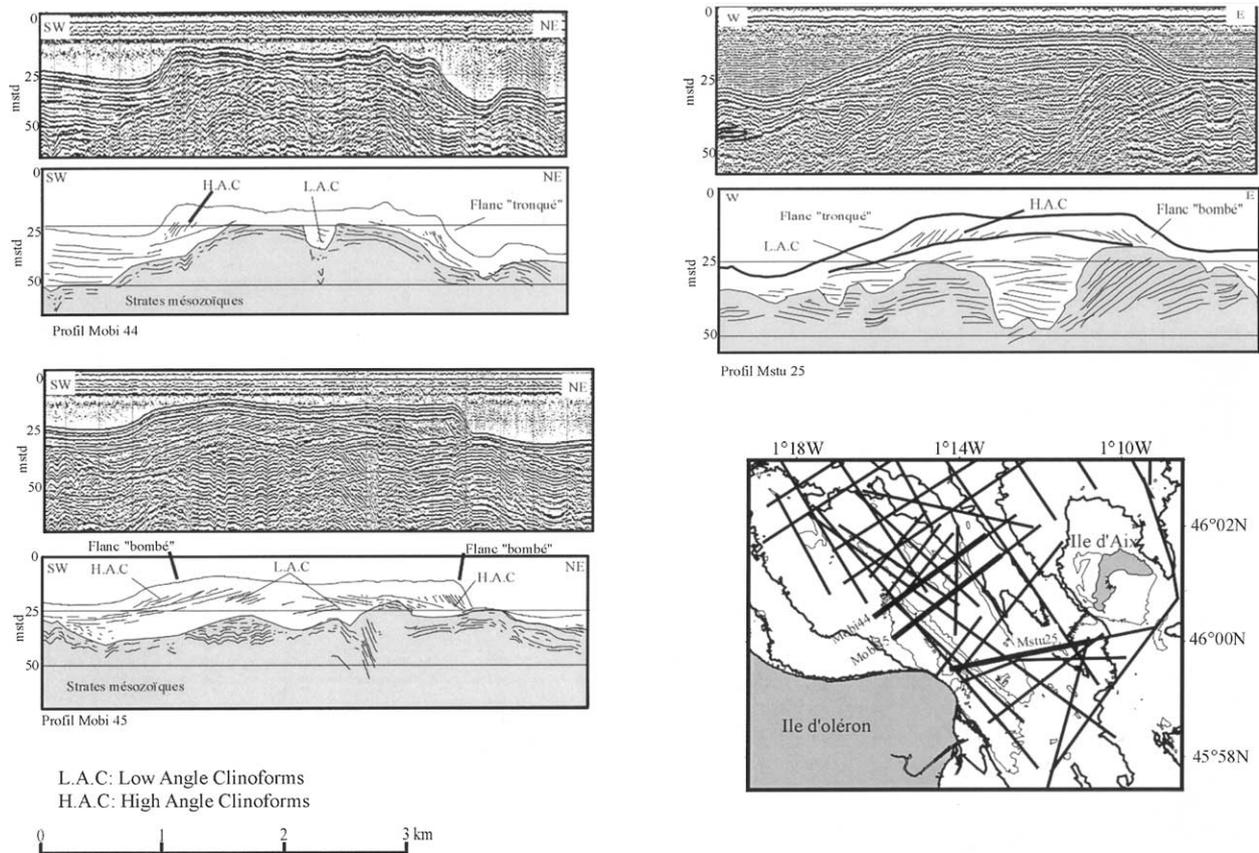


Figure 3. Extraits des profils MOBI44, MOBI45 et MSTU25 illustrant les principales unités acoustiques reconnues.

Figure 3. Parts of MOBI44, MOBI45 and MSTU25 seismic lines displaying the main acoustic units.

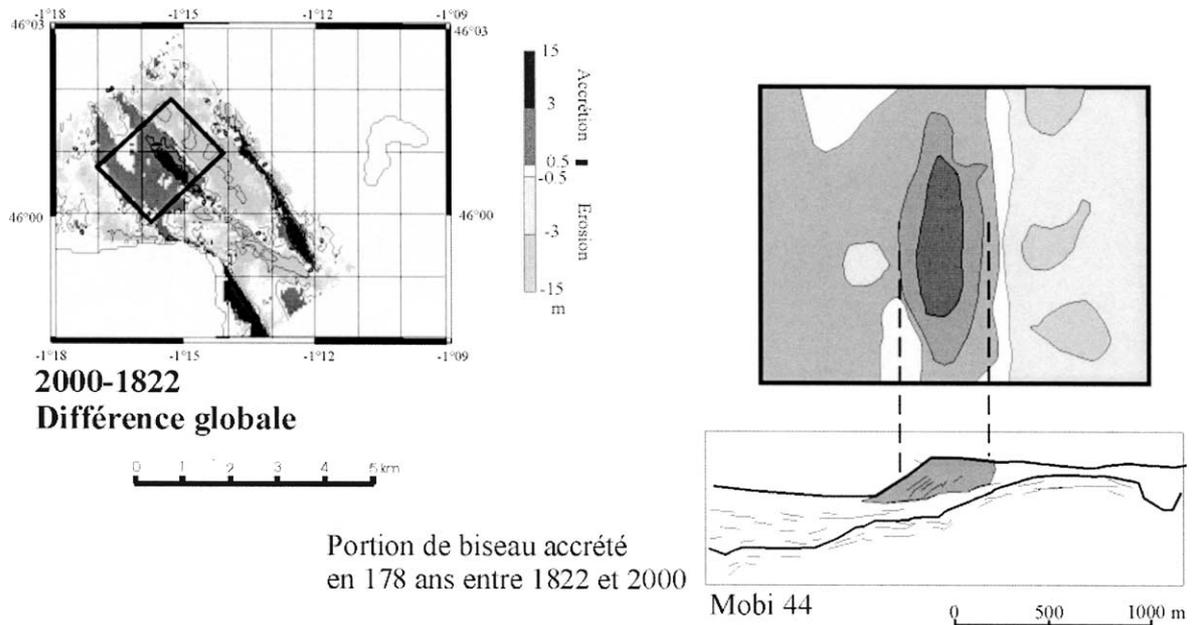


Figure 4. Exemple de corrélation entre un profil sismique THR (MOBI44) et la carte de différence bathymétrique (1822–2000). On a représenté en grisé, sur le profil, la portion du biseau de progradation accrétée pendant cette période de 178 ans.

Figure 4. Exemple of correlation between a seismic profile (MOBI44) and the bathymetric soustraction map (1822–2000). High angle clinoforms emplaced during this period are shaded on the line drawing.

géométrie reflèterait des conditions hydrodynamiques plus modérées par rapport à celles qui prévalent à l'heure actuelle. Y a-t-il ici une évolution de l'architecture des dépôts, qui marque une variation du niveau marin ? En effet, la fin de la dernière remontée eustatique a été marquée par des périodes de stagnation et de brusque remontée du niveau marin [2, 11]. Par exemple, à 7 000 ans BP, le niveau marin était proche de -10 m [2, 11] ; les hauts fonds au large (Fig. 1) constituaient alors un obstacle pour les houles océaniques. Ainsi, la zone de la Longe de Boyard était soumise à des conditions de houles plus modérées, qui pourraient expliquer la mise en place des cliniformes peu inclinés de l'unité inférieure. Dans cette hypothèse, on aurait avec la Longe de Boyard un exemple de banc estuarien mis en place dans des conditions transgressives, selon un modèle précédemment proposé pour la formation de certains bancs de plateforme continentale ou bancs de type I [15]. Cette hypothèse entraîne des conséquences capitales pour la compréhension des processus gouvernant l'évolution et la mise en place des bancs estuariens, puisqu'elle implique une prise en compte à la fois du forçage hydrodynamique actuel et des conditions transgressives du dernier cycle eustatique.

Remerciements. Ces travaux ont été réalisés avec le soutien du service hydrographique et océanographique de la Marine (convention E61/99 SHOM), du Cefrem de l'université de Perpignan ; de l'Institut national des sciences de l'Univers, de la DDE et du conseil général de Charente-Maritime.

Références

- [1] J.-P. Barusseau, Évolution du plateau continental rochelais (golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène, thèse d'État, université de Bordeaux, 1973.
- [2] P. Blanchon, Catastrophic sea-level rise and reef drowning 7.6 ka ago: an omen? NASA/NOAA/NSF, in: Workshop on Global Sea-Level Change, RSMAS, University of Miami, Florida, 15–17 November 1995.
- [3] E. Chaumillon, M. Tesson, N. Weber, T. Garland, Indication of the last sea level lowstand and Holocene transgression on the Charente coast: preliminary results of the SIFADO seismic cruise, in: International Workshop, Marine Sandwave Dynamics, Lille, France, March 2000.
- [4] R.W. Dalrymple, B.A. Zaitlin, R. Boyd, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, *J. Sediment. Petrol.* 62 (1992) 1130–1146.
- [5] R.W. Dalrymple, R. Boyd, B.A. Zaitlin, Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, *SEPM, Spec. Pub.* n° 51, 1994.
- [6] R.W. Dalrymple, R.N. Rhodes, Estuarine dunes and bars, in: G.M.E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and sedimentology of estuaries*, *Dev. Sedimentol.* 53 (1995) 359–422.
- [7] K.R. Dyer, D.A. Huntley, The origin, classification and modeling of sand bank and ridges, *Cont. Shelf Res.* 19 (1999) 1285–1330.
- [8] H. Féliès, X. Tastet, Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloù bar, Gironde estuary, SW France), *Mar. Geol.* 150 (1998) 149–169.
- [9] P.T. Harris, Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries, *Sediment. Geol.* 57 (1988) 273–298.
- [10] LHF, Estimation des houles résiduelles dans le bassin de Marennes-Oléron, Contrat LHF/Ifremer n° 92 5 526049, 1994.
- [11] J.-P. Pinot, Littoraux wurmiens submergés à l'ouest de Belle-Île, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire* 3 (1968) 197–216.
- [12] M. Rabineau, S. Berné, E. Ledrezen, G. Lericolais, T. Marsset, M. Rotunno, 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France, *Mar. Petrol. Geol.* 12 (1998) 439–452.
- [13] SHOM, Carte de natures de fond N 6333 G du SHOM, 1999.
- [14] M. Tesson, Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France), thèse 3^e cycle, université de Bordeaux, 1973.
- [15] A. Trentessaux, A. Stolk, S. Berné, Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea, *Mar. Geol.* 159 (1999) 253–272.

9. Conclusion

Les résultats préliminaires de cette étude d'un banc de sable de type estuarien, la Longe de Boyard, basés sur un suivi bathymétrique séculaire et des données sismiques THR, permettent d'analyser l'évolution et l'architecture de ce banc sur deux échelles de temps : celle de sa dynamique actuelle et récente, d'une part, celle de sa mise en place et de son origine, d'autre part. Depuis au moins 178 ans, ce banc est soumis à des déplacements sédimentaires dictés par les houles et les courants de marée, dont le budget est globalement négatif. La géométrie interne du banc, comparée aux différentes données bathymétriques, indiquerait une mise en place selon deux phases principales : l'une, actuelle à récente, correspond à un remaniement à haute énergie ; l'autre, plus ancienne, se caractérise par des conditions hydrodynamiques de dépôt plus modérées. Cette évolution des conditions de dépôt nous semble correspondre à la remontée du niveau marin à la fin de la transgression holocène. Ainsi, ce banc estuarien ne serait pas uniquement le produit d'une convergence de sédiments sous l'effet des facteurs hydrodynamiques actuels, mais résulterait aussi d'une évolution environnementale intégrant le dernier grand cycle eustatique du Quaternaire.