



Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 1375–1383



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Océanographie (Géologie marine)

# Apports de la modélisation sur bathymétries historiques dans la compréhension des évolutions des bancs de sable estuariens

Xavier Bertin\*, Éric Chaumillon

Centre littoral de géophysique, université de La Rochelle, av. Michel-Crépeau, 17042 La Rochelle cedex 1, France

Reçu le 16 décembre 2004 ; accepté après révision le 8 juin 2005

Disponible sur Internet le 8 août 2005

Présenté par Jean-François Minster

## Résumé

Les mécanismes de mise en place des bancs de sable estuariens sont les moins bien connus parmi les différentes classes de bancs. Une méthodologie consistant à simuler la marée et le transport du sable par charriage sur des bathymétries anciennes apporte de nouveaux éléments sur l'évolution séculaire de deux bancs de sable estuariens (le banc de Saint-Georges et la Longe de Boyard, Charente-Maritime, France). L'évolution de ces deux bancs est expliquée par des mécanismes différents, ce qui suggère que l'ensemble des bancs estuariens soit moins homogène que ce qui est proposé dans les classifications récentes des bancs de sable. *Pour citer cet article : X. Bertin, É. Chaumillon, C. R. Geoscience 337 (2005).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

## Abstract

**Contribution of simulations on historical bathymetries to the understanding of evolutions of estuarine sand banks.** Formation and evolution of estuarine sand ridges are some of the less well known among the different classes of sand banks. Simulation of tides and related sand bedload transport on historical bathymetries brings new insights about the secular evolution of two estuarine sand ridges (the Saint-Georges and the 'Longe de Boyard' sand banks, Atlantic coast of France). Two different mechanisms are involved in order to explain the evolutions of these banks, suggesting the category of estuarine sand banks to be less homogenous than it is proposed in the last classifications of sand banks. *To cite this article: X. Bertin, É. Chaumillon, C. R. Geoscience 337 (2005).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

*Mots-clés* : Dynamique sédimentaire ; Modélisation hydrodynamique ; Bathymétries historiques ; Bancs de sable estuariens

*Keywords*: Sediment dynamics; Hydrodynamic modelling; Historical bathymetries; Estuarine sand ridges

\* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : [xavier.bertin@univ-lr.fr](mailto:xavier.bertin@univ-lr.fr) (X. Bertin).

## Abridged English version

### 1. Introduction

Long-term morphological change processes of mixed-energy environments are characterised by a great complexity. The long-term study of such environments through numerical morphodynamic models is still limited [10,12], the main reason being excessive run times. This paper presents an alternative method that consists of simulating tides and related bedload sand transport for different historical bathymetric settings and comparing transport patterns with century time-scale morphological changes. New insights concerning long-term morphological mechanisms of estuarine sand banks are pointed out.

### 2. Methods

Several accurate bathymetric datasets covering the whole Charente-Maritime coastlines are available since 1824 and have already been used in order to demonstrate morphological changes for the last decades and centuries [2,3,7,8,23]. The finite element model Telemac2D [14] was used to simulate tidal propagation for different bathymetric settings. Boundary conditions take into account: (1) tidal-level variations, computed from the 17 main tidal harmonics; (2) annually-averaged freshwater discharges from the Charente and Gironde Rivers. The calibration of the model was obtained by comparison with present-day water-level and tidal-current data, then each historical simulation was run with the same parameters and boundary conditions. Model results were coupled with Van Rijn's [22] bed load transport formulas, according to Thomas et al.'s methodology [21].

### 3. Morphological, hydrodynamic and sedimentary settings

The study area's morphology is dominated by two estuaries (Fig. 1): the Gironde Estuary to the south [1, 4] and the Pertuis d'Antioche/Marennes–Oléron Bay to the north [3,20,23]. Tides range between 2 and 6 m (macrotidal). Freshwater discharges from rivers are two orders of magnitude less than tidal prisms. Oceanic shorelines are subjected to 1.5 m mean height swells, exceeding 6 m during storms, and penetrating

the outer part of estuaries [4]. This study is focused on two large estuarine sand banks [11]: the Saint-Georges Bank [17], located in the Gironde Estuary's mouth, and the 'Longe de Boyard' [7], located between the Marennes–Oléron Bay and the Pertuis d'Antioche.

The Saint-Georges Bank is a 6 by 1.5 km bank, its crest top being close to 0 BSL (Fig. 2). Its axis makes an angle of 16° with the two adjacent tidal channels (35 and 23 m deep), and its southeastern part is only separated from the shore by a 5 m deep shoal. The north-eastern side of the bank is flood-dominated while the south-western side is ebb-dominated, causing the whole bank to be centred on a clockwise converging transport cell [17].

The 'Longe de Boyard' is an 8 by 2 km bank, its crest top emerging during spring low tides. The bank is laterally bounded by 17 to 18 m deep channel, sub-parallel to its axis. The southwestern side of the bank is flood dominated, while the northeastern side is ebb-dominated.

### 4. Historical morphological changes

The study area has been subjected to some of the strongest morphological changes along the coastlines of France since the two last centuries (Fig. 1).

The 'Longe de Boyard' morphological changes are described in details in Chaumillon et al. [7] and the major points are (Fig. 2): (1) lateral accretion at the southeastern side and erosion at the southwestern side, leading to a sigmoid shape, according to Caston's model [6]; (2) erosion at the northwestern part of the bank.

The Saint-Georges Bank was absent at the end of the 17th century [16], and only consisted of a 5 m high shoal in 1824 [17]. Thus, it constitutes a sediment accretion of  $90 \times 10^6 \text{ m}^3$  since the last 170 years.

### 5. Correlation between morphological changes and historical simulated bedload transport

Every historical simulation on the 'Longe de Boyard' evidences that the northeastern side was flood-dominated and the southwestern side was ebb-dominated. At the southern part of the bank, bedload transport converge clockwise (crestward), and this convergence pattern is superimposed to the most important

sediment accretion zone since 1824. At the northwestern part of the bank, tidal current are not strong enough to produce a significant sand transport and cannot explain the erosion this part of the bank has been subjected to.

The 1824 historical simulation on the Saint-Georges Bank evidences a clockwise sediment transport cell, which coincides with the present-day location of the bank. Despite high bathymetric changes, this setting is very close to the present-day sediment transport pattern demonstrated by Mallet [17].

### 6. New insights concerning estuarine sand ridges

In both cases, simulations on historical bathymetries support the idea that sandbank locations coincide with converging sand transport zones between mutually evasive ebb-flood channels [5,6,11,13,15]. Although, sediment transport patterns are quite different for the two banks. Sediment accretion that occurred at the southeastern side of the ‘Longe de Boyard’ could be explained by the crestward convergence of residual sand transport. This crestward residual transport is related to the clockwise (i.e. crestward) deviation of tidal current. Because this deviation is systematically clockwise, it could not be attributed to a friction refraction of currents [15]. The unlikely hypothesis of the Coriolis effect has also been rejected by removing Coriolis terms in Telemac and obtaining the same deviation. On the other hand, the study of the free surface elevation around the bank has revealed a gradient for each historical simulation (Fig. 3), that could be explained by the little obliquity of the crest bank, in addition to the bank location into a strait. The erosion of the northwestern part of the bank could not be explained by tidal current, that are systematically too weak (1824, 1882, 1960 and 2003) to transport sand significantly. On the contrary, this could be explained by the wave action that is important at this part of the bank, more exposed to the Atlantic swells.

The setting of the Saint-Georges bank appears to be related to the presence of a wide residual transport gyre, produced by the shoreline irregularities and probably explaining the primary sand accumulation that corresponds to the 1824 bathymetric setting. The maintenance and growth of the bank up to the present days could then be explained by positive feedback processes, such as those proposed by Pattiaratchi and

Collins [18] and Huthnance [15]. The overall mechanism is similar to that of Pingree and Maddock [19] for banner banks [11,18].

### 7. Conclusion

Simulations on historical bathymetries of tides and related bedload sand transport allow us to explain most of the long-term evolutions of two estuarine sand banks. Despite their morphological similarities, the long-term evolutions of these banks imply quite different mechanisms. The Saint-Georges Bank setting appears to be related to a residual transport gyre, while the ‘Longe de Boyard’ long-term evolution involves both wave-related processes and the convergence of sand transport through a gradient of the free surface elevation. According to our knowledge, this last process was not previously taken into account in the literature, but could be considered in other banks located into estuaries.

This study brings new insights into the processes governing estuarine sand ridges’ evolutions and calls into question one part of Dyer and Huntley’s classification [11].

### 1. Introduction

Les processus hydrodynamiques et les évolutions morphologiques des systèmes côtiers soumis à une énergie mixte, marée et houle, présentent une grande complexité. De ce fait, le recours à des modèles numériques morphodynamiques, dans le but de comprendre et prévoir les évolutions de ces systèmes à long terme (décennie ou siècle), est resté limité [10,12]. L’objectif de ce travail est de présenter une méthodologie consistant à simuler la marée sur des bathymétries anciennes, puis à calculer le transport résiduel du sable par charriage sur un cycle vive-eau/morte-eau et à le comparer aux évolutions morphologiques séculaires. L’application de cette méthode à deux bancs de sable estuariens, la Longe de Boyard et le banc de Saint-Georges (Fig. 1), permet d’apporter des éléments nouveaux concernant les évolutions morphodynamiques à long terme de ces bancs de sable, dont les mécanismes de mise en place sont les moins bien connus parmi les différentes classes de bancs [11].

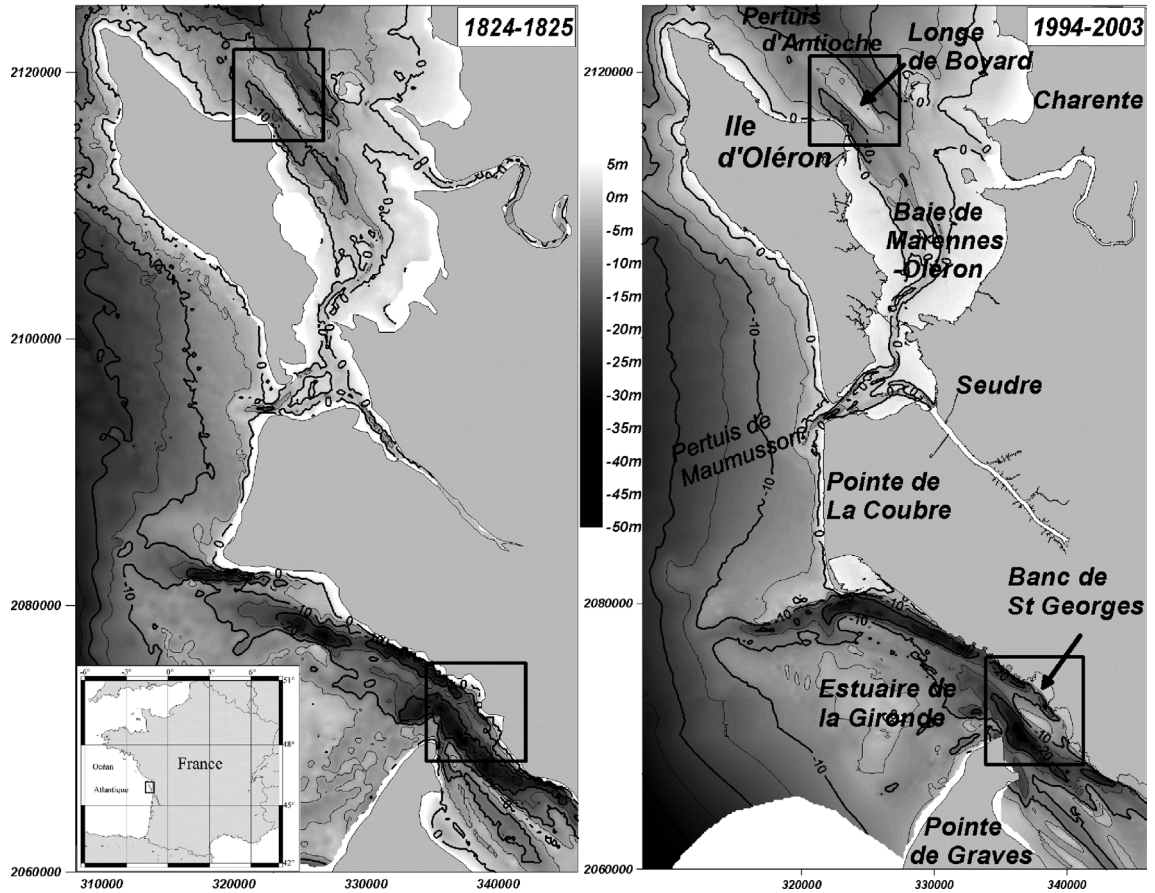


Fig. 1. Cartes bathymétriques de 1824–1825 et 1994–2003, montrant la localisation des bancs de sable estuariens étudiés et les évolutions morphologiques importantes de la zone d'étude (coordonnées Lambert II, en mètres).

Fig. 1. 1824–1825 and 1994–2003 bathymetric charts, showing the location of the estuarine sand ridges and the important morphological changes the study area has been subjected to (Lambert II Co-ordinates, in metres).

## 2. Méthode

Pour des raisons historiques, de nombreux levés de données bathymétriques, géoréférencables et scientifiquement exploitables, sont disponibles dans la plupart des zones côtières françaises depuis les années 1800. L'analyse de données bathymétriques historiques fiables depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle pour le département de la Charente-Maritime a déjà permis de caractériser et de quantifier les évolutions de plusieurs bancs de sable et d'une embouchure tidale [2,3,7,8, 23].

Le modèle hydrodynamique aux éléments finis Telemac 2D [14] résout les équations de Saint-Venant et a été choisi dans le but de simuler la marée pour

différentes configurations bathymétriques. La discrétisation de l'espace a été réalisée selon un maillage triangulaire, où la taille des mailles varie de 100 à 3000 m sur un domaine qui couvre toutes les côtes de la Charente-Maritime. Les forçages du modèle au niveau des conditions aux limites prennent en compte : (1) la marée, calculée à partir des amplitudes et phases des 17 harmoniques principales, (2) les débits moyens annuels des fleuves Charente [20] et Gironde [4], qui, pour ces deux fleuves, sont de deux ordres de grandeur inférieurs aux prismes tidaux.

La calibration du modèle pour la bathymétrie actuelle a été obtenue par comparaison des résultats des simulations de 1994 et 2003 avec des mesures de hauteur d'eau et de courant moyennées sur la hauteur. Les

simulations sur bathymétries anciennes (1824, 1882 et 1960 pour la Longe de Boyard, 1824 pour le banc de Saint-Georges) ont été effectuées en ne modifiant que la bathymétrie. Ceci signifie que les coefficients de frottement, les paramètres numériques, les conditions initiales et conditions aux limites sont les mêmes pour toutes les simulations. La validité de cette méthodologie a déjà permis de quantifier l'évolution temporelle des débits tidaux à l'embouchure de Maumusson [3].

Les résultats de hauteur d'eau et de vitesse des courants ont ensuite été couplés aux équations de transport par charriage proposées par Van Rijn [22] en vue de calculer le transport résiduel potentiel pour du sable moyen ( $D_{50} = 200 \mu\text{m}$ ), suivant la méthodologie décrite par Thomas et al. [21]. En effet, les deux bancs de sable étudiés sont principalement constitués en surface de sables moyens bien classés [7,17].

### 3. Contexte morphologique, hydrodynamique et sédimentaire

Le Sud du littoral de la Charente-Maritime présente une morphologie modelée par deux estuaires (Fig. 1) au sens de Dalrymple et al. [9] avec, au sud, l'estuaire de la Gironde [1,4] et, au nord, le Pertuis d'Antioche [23] et la baie de Marennes–Oléron [3,20]. La marée qui affecte ces deux estuaires est macrotidale et de type semi-diurne. Les houles ont une amplitude significative moyenne de l'ordre de 1,5 m au large, qui peut dépasser 6 m lors des tempêtes [4] et pénétrer dans les domaines externes de ces estuaires. Les débits fluviaux annuels moyens varient de  $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la Gironde [4] à  $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la Charente [20], et sont respectivement de deux et de trois ordres de grandeur en dessous des débits tidaux.

Nous focalisons notre étude sur deux bancs situés dans des embouchures larges, ou bancs estuariens au sens de Dyer et Huntley [11], le banc de Saint-Georges situé dans l'embouchure de l'estuaire de la Gironde et la Longe de Boyard située entre le Pertuis d'Antioche et la baie de Marennes–Oléron (Fig. 1).

Le banc de Saint-Georges est un banc de 6 par 1,5 km, dont le sommet est proche du zéro marin (Fig. 2). Ce banc est excentré par rapport à l'embouchure de la Gironde et son extrémité orientale n'est séparée de la côte que par un chenal peu profond

(–5 m CM). L'axe du banc est incliné de  $16^\circ$  environ par rapport aux chenaux de marée qui l'encadrent [17]. Les profondeurs de ces chenaux sont très différentes : –35 m CM au sud du banc et –23 m CM au nord du banc. Ce banc est asymétrique, avec une face sud-ouest en pente forte et une face nord-est en pente douce. En surface du banc sont déposés des sables moyens [17]. Le flanc nord-est du banc est dominé par le flot, alors que le flanc sud-ouest est dominé par le jusant. Ce banc est centré sous une cellule de convergence sédimentaire horaire [17].

La Longe de Boyard [7] est un banc de 8 par 2 km (Fig. 2), séparé par des chenaux de profondeurs proches (–17 à –18 m CM), subparallèles à l'axe du banc. Ce banc présente une extrémité océanique échancrée en pente douce et une extrémité, vers la baie de Marennes–Oléron, étroite et en pente forte. Les sédiments en surface de ce banc se répartissent en deux populations, des sables grossiers à graveleux au niveau de la partie nord-ouest du banc et des sables moyens à fins sur la partie sud-est du banc, qui correspond au domaine en accrétion depuis les deux derniers siècles [7]. Le flanc nord-est du banc est dominé par les courants de flot, alors que le flanc sud-ouest est dominé par les courants de jusant [20].

### 4. Évolutions morphologiques séculaires

#### 4.1. Évolutions morphologiques des estuaires

La zone d'étude a subi des évolutions morphologiques majeures depuis les deux derniers siècles, faisant du littoral charentais un des plus évolutifs de France. Du sud vers le nord, les évolutions les plus importantes sont :

- (1) la migration de 5 km ( $30 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ ) vers le sud de la partie distale du chenal principal à l'embouchure de la Gironde ;
- (2) l'érosion de la pointe de la Coubre de 2,5 km ( $15 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ ) vers l'est, associée à la mise en place d'une flèche sableuse de 5 km ( $30 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ ) ;
- (3) la progradation de près d'1,5 km ( $10 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ ) vers le sud-ouest du Sud de l'île d'Oléron entre 1824 à 1960, entraînant la réduction de moitié de la largeur du Pertuis de Maumusson [2,3] ;

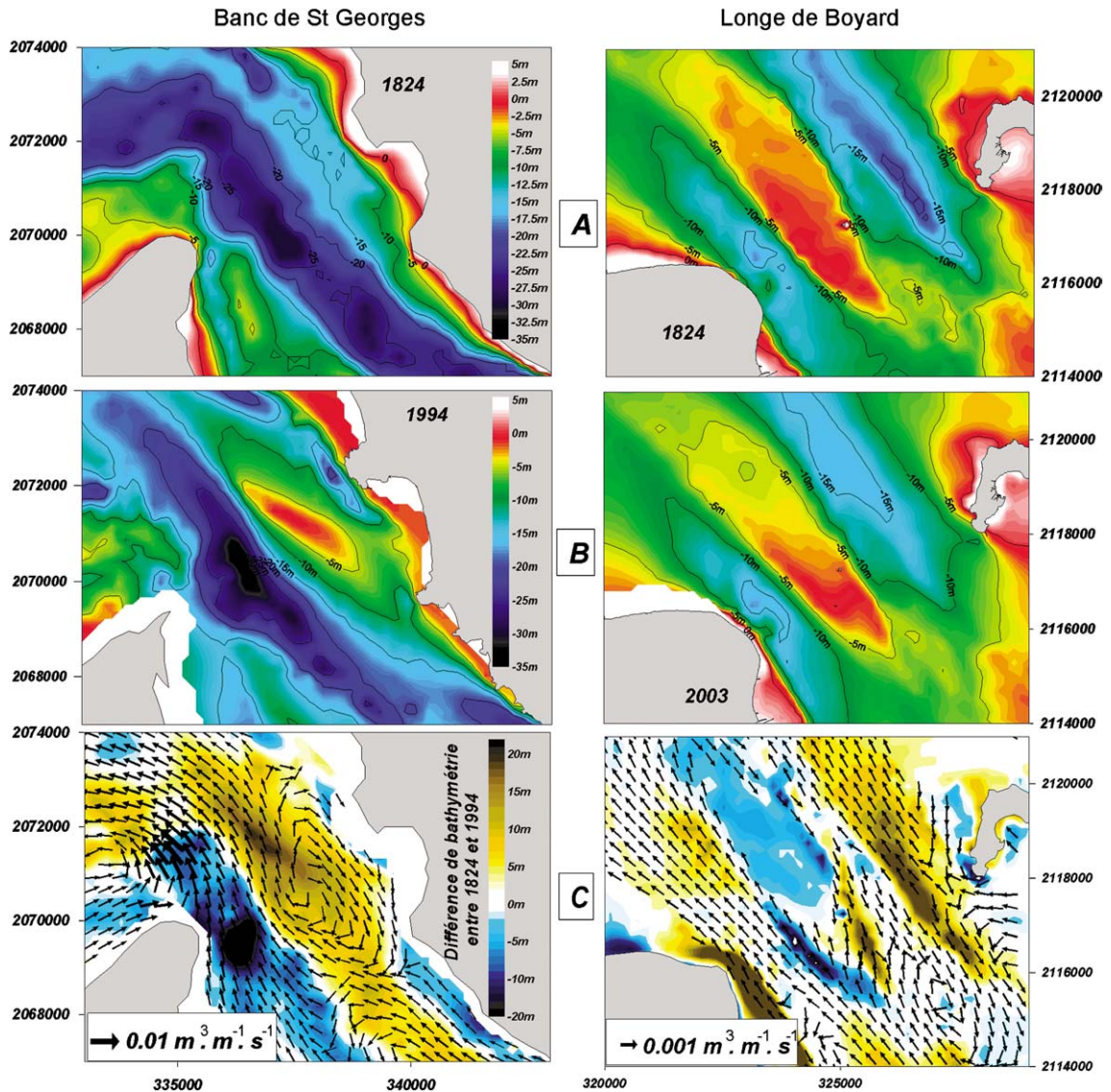


Fig. 2. (A) Bathymétries du banc de Saint-Georges et de la Longe de Boyard en 1824. (B) Bathymétries du banc de Saint-Georges et de la Longe de Boyard en 1994 et 2003. (C) Simulation du transport résiduel par charriage en 1824, superposé aux évolutions bathymétriques séculaires.

Fig. 2. (A) 1824 bathymetries of the Saint-Georges and the 'Longe de Boyard' sand ridges. (B) 1994–2003 bathymetries of the Saint-Georges and the 'Longe de Boyard' sand banks. (C) 1824 simulated residual bedload transport superimposed on secular bathymetric changes for the two sand ridges.

(4) l'accrétion de  $120 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sédiments dans la baie de Marennes–Oléron entre 1824 et 2004, correspondant à un taux de sédimentation moyen de  $0,55 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$  et entraînant une réduction de 20% de son volume de remplissage en eau [3].

#### 4.2. Évolutions morphologiques de deux bancs de sable estuarien, la Longe de Boyard et le banc de Saint-Georges

L'évolution morphologique de détail de la Longe de Boyard est décrite dans Chaumillon et al. [7]. Les

évolutions majeures sont les suivantes :

- les flancs nord-est et sud-ouest du banc montrent chacun des zones en érosion et en accrétion, ce qui entraîne une évolution du banc depuis une forme rectiligne vers une forme sigmoïde. Cette évolution est très proche de celle décrite dans les premières étapes du modèle de multiplication des bancs de Caston [6] ;
- le toit et la partie nord-ouest du banc sont en érosion ;
- le bilan sédimentaire du banc entre 1824 et 2001 est négatif.

Latéralement à la Longe de Boyard, le chenal de l'Est (Fig. 1) se comble par aggradation et le chenal de l'Ouest (Fig. 1) se comble par progradation de la côte nord de l'île d'Oléron [3].

Le banc de Saint-Georges était totalement absent à la fin du XVII<sup>e</sup> siècle [16] et apparaît en 1824 comme un relief de moins de 5 m d'amplitude (Fig. 2). Il s'agit donc d'un banc néoformé, qui représente une accrétion sédimentaire de  $90 \times 10^6 \text{ m}^3$  en 170 années, soit un apport sédimentaire moyen de  $500\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ . Depuis 1824, le développement du banc est associé à un fort creusement du chenal principal de la Gironde, si bien que, depuis cette date, la section mouillée de l'embouchure au niveau du banc n'a pas évolué pas de façon significative.

Ainsi, malgré de grandes similitudes morphologiques, hydrodynamiques et sédimentologiques, ces deux bancs présentent des évolutions séculaires très différentes.

### 5. Résultats de la modélisation sur bathymétries historiques du transport résiduel du sable par les courants tidiaux et corrélation avec les évolutions bathymétriques séculaires

Pour la Longe de Boyard, la modélisation du transport résiduel du sable, sur la bathymétrie de 1824, montre que le flanc nord-est du banc est soumis à un transport résiduel orienté dans le sens du flot et que son flanc sud-ouest est soumis à un transport résiduel orienté dans le sens du jusant. La zone majeure d'accrétion sédimentaire entre 1824 et 2003, à l'extrémité sud-est du banc, se superpose à un lieu de convergence

du transport résiduel par la marée, pour chaque simulation historique, les vecteurs de transport effectuant une déviation horaire vers la crête du banc. La moitié nord-ouest du toit du banc subit une érosion, mais n'est pas un lieu de transport résiduel sous l'effet des courants de marée.

Pour le banc de Saint-Georges, la modélisation du transport résiduel de sable par les courants de marée, sur la bathymétrie de 1825, montre une zone de transport résiduel concentrique, tourbillonnaire dans le sens horaire, qui est superposée à la position actuelle du banc. Le transport de 1825 est similaire au transport sédimentaire mis en évidence pour la période actuelle [16,17].

### 6. Éléments nouveaux sur l'évolution des bancs de sable estuariens

La modélisation du transport sédimentaire sur les bathymétries anciennes confirme, dans ces deux exemples de bancs estuariens, l'idée admise selon laquelle les bancs se localisent au niveau de zones où le transport sédimentaire résiduel est convergent, entre des chenaux respectivement dominés par le flot et le jusant [5,6,11,13,15]. Néanmoins, les directions des transports résiduels sur les bathymétries anciennes suggèrent des mécanismes de mise en place différents, conduisant à la morphologie actuelle de ces deux bancs.

Dans le cas de la longe de Boyard, l'accrétion de l'extrémité sud-est du banc peut s'expliquer par convergence du transport résiduel sous l'effet du flot et du jusant. Cette convergence des vecteurs de transport n'est pas liée à la réfraction des courants par différence de hauteur d'eau et de friction [15] car, pour toutes les simulations, le changement de direction des courants (Fig. 3) ne se produit que dans le sens horaire. L'hypothèse d'un contrôle par la force de Coriolis était a priori peu probable, en raison d'écoulements à fort nombre de Rossby, du fait des faibles dimensions du banc et des fortes vitesses de courant mises en jeu. Cette hypothèse a été définitivement écartée en supprimant les termes de Coriolis dans Telemac2D et en obtenant la même déviation horaire des courants. L'analyse de la hauteur de la surface libre montre, en revanche, un gradient de part et d'autre de la crête sud-est du banc, qui peut s'expliquer par sa légère obliquité

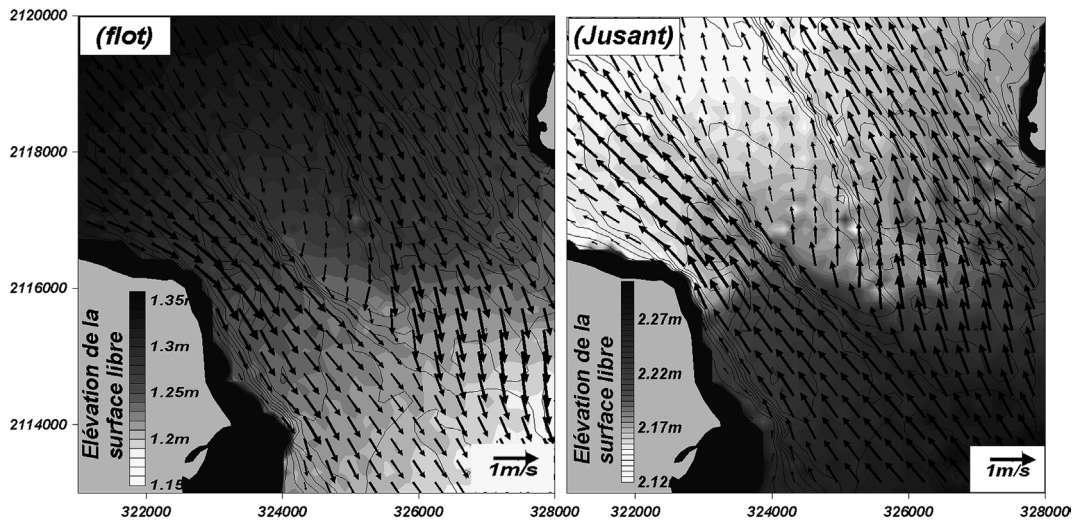


Fig. 3. Simulation des courants instantanés sur la Longe de Boyard en 1824, illustrant leur déviation horaire depuis la crête du banc, perpendiculairement aux iso-valeurs de la surface libre, au flot et au jusant.

Fig. 3. Simulated instantaneous currents on the 'Longe de Boyard' in 1824, evidencing their clockwise deviation from the bank crest, perpendicularly to the free-surface iso-values during the flood and the ebb.

par rapport aux courants. Ce gradient pourrait expliquer la déviation des courants vers la crête du banc, qui conduit à une convergence des directions de transport résiduel et expliquerait donc l'accrétion sédimentaire entre 1824 et 2003. L'érosion sur la moitié nord-ouest du toit n'est associée à un transport résiduel par les courants de marée pour aucune des simulations (1824, 1882, 1960, 2003), la compétence des courants de marée étant systématiquement trop faible pour générer un transport significatif des sables moyens et, a fortiori, des sables graveleux qui constituent cette partie du banc. La houle, qui pénètre la partie interne du Pertuis d'Antioche [7] et déferle sur cette partie du banc, pourrait, en revanche, expliquer l'érosion de ce secteur.

La mise en place du banc de Saint-Georges depuis 1824 semble liée à la présence d'une gyre de transport résiduel, très proche de celle décrite par Mallet [17] et Kapsilmanis et al. [16] pour la bathymétrie contemporaine. Les irrégularités du trait de côte au voisinage du banc permettent de générer des courants résiduels secondaires, expliquant sans doute le début d'accumulation sédimentaire observé en 1825. L'accumulation sédimentaire ainsi produite contribuerait à amplifier la croissance du banc, selon les mécanismes de rétroaction positive proposés par Pattiaratchi et Collins

[18] et Huthnance [15]. La gyre de transport résiduel observée en 1825 serait donc sous le contrôle des irrégularités du trait de côte, mais aussi de l'accumulation sédimentaire qui préfigure le banc de Saint-Georges en 1825. Le mécanisme de mise en place proposé pour ce banc estuarien est similaire à celui invoqué par Pingree et Maddock [19] pour les bancs de sillage [11,18].

## 7. Conclusions et perspective

La modélisation historique du transport des sédiments par la marée, sur deux exemples de bancs de sable estuariens (type 2a) présentant de nombreuses similitudes du point de vue de la morphologie et de leur localisation dans une embouchure large, suggère néanmoins des mécanismes de mise en place et d'évolution très différents. Cette étude conduit donc à nuancer les fondements de la classification de Dyer et Huntley [11], qui regroupe les différents types de bancs en fonction de leur morphologie et des processus expliquant leur mise en place. En effet, le banc de Saint-Georges est mis en place comme un banc de sillage (type 3a) et a son axe incliné par rapport aux courants comme un banc de plate-forme (type 1). Par ailleurs, les simulations numériques sur la longe de Boyard permettent de mettre en évidence une convergence du



transport sédimentaire par déviation des courants vers la crête du banc, induite par un gradient de surface libre, lié à la légère obliquité de la crête du banc. Ce mécanisme, qui n'avait pas été invoqué parmi les mécanismes de mise en place des bancs, pourrait être généralisé à d'autres exemples.

Dans ces deux exemples de bancs d'estuaires, les évolutions morphologiques séculaires peuvent en partie être expliquées par la modélisation du transport pendant une courte période de temps (cycle vive-eau/morte-eau) sur des bathymétries anciennes. Cette méthode simple pourrait être étendue à d'autres zones présentant des évolutions morphologiques séculaires importantes, en modélisant à la fois le transport par la houle et la marée.

## Remerciements

Les auteurs remercient : (1) le SHOM, le port autonome de Bordeaux et le service hydrographique de la DDE de Charente-Maritime pour l'obtention des données bathymétriques historiques et contemporaines ; (2) Amandine Nicolle, Mikhail Karpytchev et Isabelle Brenon pour les développements et conseils concernant Telemac2D ; (3) Bernard Simon (SHOM) pour les composantes harmoniques de la marée.

## Références

- [1] G.P. Allen, H.W. Posamentier, Sequence stratigraphy and facies model of an incised-valley fill: the Gironde Estuary, France, *J. Sediment. Petrol.* 63 (1993) 378–391.
- [2] X. Bertin, E. Chaumillon, N. Weber, M. Tesson, Morphological evolution and coupling with bedrock within a mixed energy tidal inlet: the Maumusson Inlet, Bay of Biscay, France, *Mar. Geol.* 204 (2004) 187–202.
- [3] X. Bertin, E. Chaumillon, A. Sottolichio, R. Pedreros, Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: The Marennes–Oléron Bay and Maumusson Inlet, France, *Cont. Shelf Res.* 25 (2005) 1115–1131.
- [4] P. Castaing, Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes : Cas de la Gironde, thèse, université Bordeaux-1, 1981, 530 p.
- [5] V.N.D. Caston, A.H. Stride, Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk, *Mar. Geol.* 9 (1970) 38–42.
- [6] V.N.D. Caston, Linear sandbanks in the southern North Sea, *Sedimentology* 18 (1972) 63–78.
- [7] E. Chaumillon, H. Gillet, N. Weber, M. Tesson, Évolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (littoral Atlantique, France), *C. R. Geoscience* 334 (2002) 119–126.
- [8] E. Chaumillon, B. Tessier, N. Weber, M. Tesson, X. Bertin, Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic Coast of France) revealed by very-high-resolution seismic surveys, *Mar. Geol.* 211 (2004) 189–214.
- [9] R.W. Dalrymple, B.A. Zaitlin, R. Boyd, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, *J. Sediment. Petrol.* 62 (1992) 1030–1043.
- [10] H.J. De Vriend, Mathematical modelling of meso-tidal barrier island coasts, Part II: Process-based simulation models, *Mar. Geol.* 60 (1996) 151–197.
- [11] K.R. Dyer, D.A. Huntley, The origin, classification and modelling of sand bank and ridges, *Cont. Shelf Res.* 19 (1999) 1285–1330.
- [12] D.M. FitzGerald, Geomorphologic variability and morphodynamic and sedimentologic controls on tidal inlets, *J. Coast. Res.* 23 (special issue) (1996) 47–71.
- [13] P.T. Harris, Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries, *Sediment. Geol.* 57 (1998) 273–298.
- [14] J.-M. Hervouët, L. Van Haren, Telemac 2-D Version 3.0 Principle Note, Rapport EDF–DER HE-43/94/052/B, 1994.
- [15] J. Huthnance, On one mechanism forming linear sand banks, *Estuary Coast. Mar. Sci.* 14 (1982) 19–99.
- [16] V. Kapsilmanis, L. Massé, A.F. Velegrakis, J.-P. Tastet, M.H. Lagasque, O. Paireau, Formation and growth of an estuarine sandbank: Saint-Georges Bank, Gironde Estuary, *J. Coast. Res.* 41 (special issue) (2004) 27–42.
- [17] C. Mallet, Étude de la dynamique des sédiments non cohésifs de l'embouchure de la Gironde, thèse, université Bordeaux-1, n° 2026, 1998, 184 p.
- [18] C.B. Pattiaratchi, M.B. Collins, Mechanism for linear sandbank formation and maintenance in relation to dynamical oceanographic observations, *Prog. Oceanogr.* 19 (1987) 117–176.
- [19] R.D. Pingree, L. Maddock, The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation, *Mar. Geol.* 32 (1979) 269–289.
- [20] M. Tesson, Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes–Oléron (France), thèse, université Bordeaux-1, n° 1101, 1973.
- [21] C.G. Thomas, J.R. Spearman, M.J. Turnbull, Historical morphological changes in the Mersey Estuary, *Cont. Shelf Res.* 22 (2002) 1775–1794.
- [22] L.C. Van Rijn, Sediment transport, Part I: Bedload transport, *J. Hydraul. Eng., ASCE* 110 (10) (1984) 1431–1456.
- [23] N. Weber, E. Chaumillon, M. Tesson, T. Garland, Morphology and internal organisation of the outer segment of a mixed tide and wave dominated incised valley revealed by pseudo 3D seismic profiling: The paleo-Charente River, *Mar. Geol.* 207 (2004) 17–38.