

# EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE INTERANNUELLE DU LITTORAL SUD DE LA GIRONDE

Aurélié Dehouck<sup>1,2</sup>, Virginie Lafon<sup>2</sup>, Nadia Sénéchal<sup>1</sup>, Jean-Marie Froidefond<sup>1</sup>,  
Rafael Almar<sup>1</sup>, Bruno Castelle<sup>1</sup>, Nadège Martiny<sup>1</sup>

1 : EPOC, Université Bordeaux-1, Avenue des facultés, 33405 Talence Cedex  
Tél: +33 (0) 5 40 00 83 28 – Fax: ++33 (0) 5 40 00 08 48  
a.dehouck@epoc.u-bordeaux1.fr

2 : GEO-Transfert, Université Bordeaux-1, Avenue des facultés, 33405 Talence Cedex

## Résumé

Une série d'images satellitaires Spot couvrant la période 1997-2009 (base Kalideos Littoral) est exploitée dans l'optique de caractériser l'évolution interannuelle du littoral sableux au sud du Bassin d'Arcachon. Un algorithme semi-analytique reposant sur les propriétés optiques des eaux et des petits fonds a été calibré et validé par des données in situ et appliqué à la série d'images pour produire des spatio-cartes bathymétriques. Les observations indiquent une très forte connectivité entre les grands bancs de l'embouchure (Banc d'Arguin et Banc du Pineau) et les barres sous-marines des plages de par la relation « amont-aval » induite par la dérive littorale. Une séquence de 5 ans (1999-2004) a été constatée débutant par la dislocation du Banc d'Arguin, la migration d'énormes bancs de sable à travers la Passe Sud, conduisant à une alimentation massive du Banc du Pineau et des structures sous-marines des plages. En outre, la fréquence et l'incidence des houles de tempête contrôlent l'intensité et la direction des déplacements des barres sous-marines (migration cross-shore/longshore). Sur la période récente, cette mobilité se traduit notamment par la progression vers le sud de structures sableuses solidaires de la barre externe mais de plus faible profondeur, se déplaçant face à la plage de Biscarrosse actuellement suivie par des caméras vidéo.

**Mots-clés :** Dynamique sédimentaire, morphodynamique des plages, embouchure tidale, bathymétrie, télédétection spatiale, Spot.

## Abstract

*A timeseries of Spot satellite images spanning over the 1997-2009 period (Kalideos Littoral database) is used to monitor the year-to-year evolution of the sandy stretch of coastline located south the Arcachon Lagoon. A semi-analytical algorithm based on the seawater and seabed optical properties has been calibrated and validated with in situ data and applied to the satellite series for mapping bathymetry. Observations highlighted a strong connection between the great sandbanks at the inlet (Arguin and Pineau Banks) and nearshore sandbars driven by an "updrift-downdrift" relationship. A 4 to 5-yr long sequence has been found beginning with the breaking of the Arguin Bank, sandbank migration through the South-Pass leading to a massive sediment accumulation of the Pineau Bank and nearshore sandbars along downdrift beaches. Furthermore, evidence was found that nearshore sandbar movements in terms of direction and magnitude are driven by the frequency and incidence of incoming storm waves. As an example, over the recent period, shallow south-propagating sandy structures linked to the outer-bar have been moving southward in front of the Biscarrosse Beach which is currently monitored by videos cameras.*

**Keywords:** Sediment dynamics, beach morphodynamics, tidal inlet, bathymetry, remote sensing from space, Spot.

## 1. Introduction

Cet article vise à combler le manque de connaissances concernant la morphodynamique de la portion de littoral située en aval de l'embouchure du Bassin d'Arcachon, entre la pointe d'Arcachon et le site de Biscarrosse sur la côte landaise. Là, un système vidéo d'observation à haute fréquence est implémenté sur la plage depuis 2007, mais on ne dispose pas encore du recul suffisant pour renseigner la morphodynamique du site à plus long terme. Par ailleurs, l'analyse des trois années de données vidéo suggère la présence de structures sableuses d'origine lagunaire progressant du nord vers

le sud et perturbant les schémas d'évolution de la plage (Almar, 2009). Toutefois, on ne connaît ni leur nature exacte, ni leur provenance de par le manque d'observations en amont de Biscarrosse. Dans ce contexte thématique, les images satellitaires apportent la continuité spatiale manquante et le recul temporel nécessaire pour appréhender la dynamique de ce littoral à de grandes échelles spatio-temporelles. Outre les enjeux sédimentaires du fait de la vulnérabilité du littoral face à l'érosion et aux submersions marines, la préservation des activités conchylicoles représente un enjeu majeur pour le Bassin d'Arcachon. Les modifications hydro-morphologiques de l'embouchure

ont des répercussions directes sur l'implantation des zones de production au Banc d'Arguin et pourraient en avoir dans le cas de bouleversements morphologiques majeurs sur la productivité des cultures d'huîtres connexes à l'embouchure (du fait de la modification de l'hydrodynamique, de la sédimentation, des apports en nutriments...).

Ce travail s'inscrit dans la continuité des travaux entrepris dans les années 80 et 90 ayant permis de documenter la dynamique très complexe de l'embouchure du Bassin d'Arcachon et son influence sur l'évolution des plages situées en aval (Michel, 1997 ; Lafon, 1999). En exploitant une série d'images

satellitaires Spot couvrant la période 1997-2009 (base Kalideos Littoral), on poursuit ce but en se focalisant sur le littoral sud-girondin.

Les objectifs sont de :

- (1) Décrire l'évolution interannuelle des fonds marins, principalement les bancs et barres de sable qui le constituent ;
- (2) Comprendre les relations « amont-aval » qui régissent l'évolution des plages océaniques en analysant l'effet des tempêtes sur l'alimentation sédimentaire et la migration des structures sous-marines.

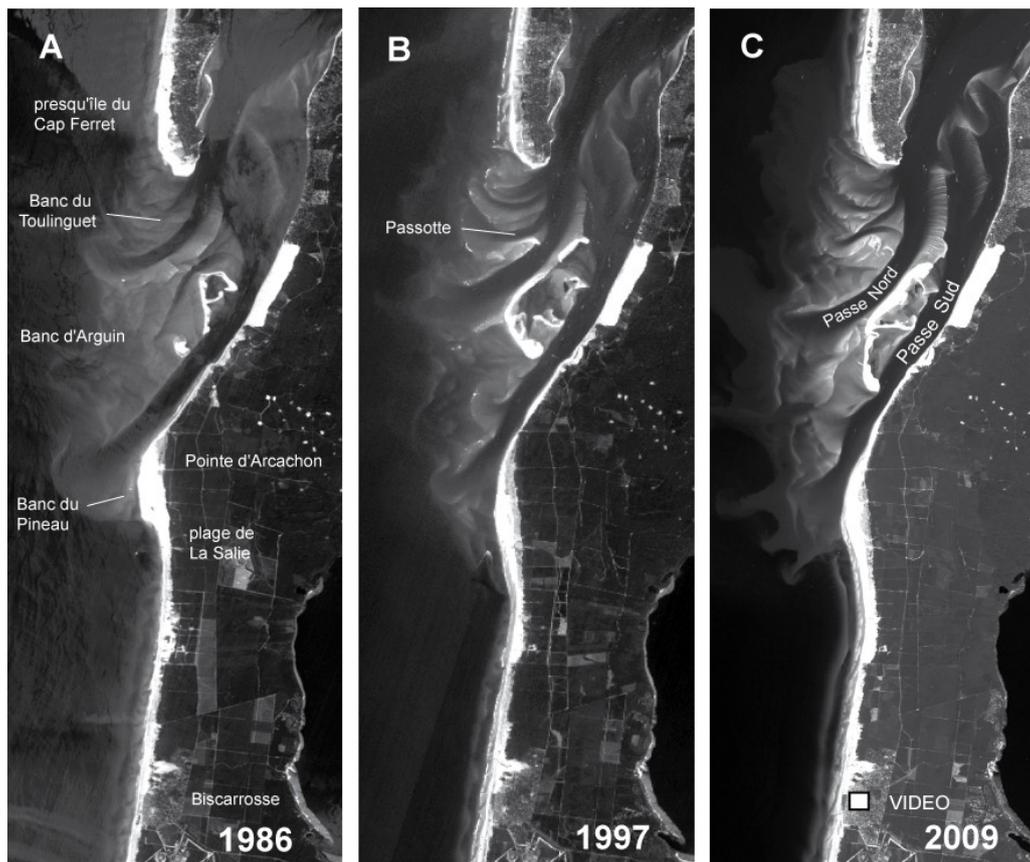


Figure 1 : Évolution décennale de 1986 à 2009 de la côte girondine depuis la presqu'île du Cap Ferret à Biscarrosse. Scènes Spot canal XS1 de 1986, 1997 et 2009. © CNES - Distribution Spot Image.

## 2. Présentation du site d'étude

Le site étudié est la section de littoral située en aval de l'embouchure du Bassin d'Arcachon (côte Aquitaine) comprise entre la Pointe d'Arcachon et la plage de Biscarrosse (Figure 1), soit une douzaine de kilomètres d'un littoral sableux océanique exposé aux houles de l'Atlantique (hauteur moyenne des vagues à l'échelle annuelle : 1,4 m).

L'embouchure du Bassin d'Arcachon est soumise à une agitation mixte induite par les vagues et la marée (marnage méso à macrotidal). L'entrée du Bassin est en équilibre dynamique : les bancs de sable formant le

delta de jusant (Banc du Toulinguet, Banc d'Arguin et Banc du Pineau) sont très mobiles, continuellement alimentés par la dérive littorale qui transporte les sédiments le long de la côte Aquitaine du nord vers le sud (690 000 m<sup>3</sup>/an selon (Michel, 1999)). L'embouchure parvient à se maintenir ouverte par la force hydraulique des courants de marée (dont la vitesse atteint 2 m/s lors des marées de vives-eaux), qui, chenalisés en deux passes principales, vidangent deux fois par jour la lagune.

Depuis longtemps, la communauté scientifique cherche à comprendre le fonctionnement morphodynamique de l'embouchure dans le but de prédire ses évolutions, très rapides, qui se traduisent par des modifications

continuelles des Passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. Actuellement, l'embouchure est constituée de deux chenaux principaux (Figure 1c), la Passe Nord qui s'est ouverte à la fin des années 80 pour contrecarrer la fermeture progressive de la Passe Sud (Figure 1a), et de plusieurs chenaux secondaires entaillant le Banc du Toulinguet dans la partie nord de l'embouchure. La mobilité des bancs de sable a également des conséquences importantes sur le littoral sud, en témoigne la Pointe d'Arcachon, lieu d'une accumulation sédimentaire prodigieuse dans les années 80 (Figure 1a). Outre la présence du Banc du Pineau qui stocke temporairement les sédiments traversant les Passes, le trait de côte subit lui aussi des fluctuations considérables à cette époque (Michel et al., 1995), menaçant le wharf de la plage de La Salie, conduite aérienne déversant en mer les eaux usées des communes avoisinantes.

À distance de l'embouchure, la dynamique des plages est forcée par les courants induits par le déferlement des houles océaniques. On y trouve des formes sédimentaires caractéristiques des conditions de vagues qui règnent sur le littoral aquitain, à savoir des barres de sable obliques associées à des baïnes sur la plage intertidale (obliquité résultant de l'incidence moyenne Ouest - Nord-Ouest des vagues) et une barre sous-marine festonnée en forme de croissant dans des profondeurs de 2 à 5 m sous le zéro hydrographique (Cote Marine). Les plages situées au sud du Bassin d'Arcachon possèdent elles aussi ces caractères morphologiques, mais pourraient présenter d'autres particularités de par leur proximité avec l'embouchure du Bassin d'Arcachon.

### 3. Méthodes

#### 3.1. Données satellitaires

Sur la période 1997-2009, un ensemble de douze scènes Spot a été sélectionné au sein de la base de données satellitaires Kalideos Littoral parmi les produits de niveau 3, orthorectifiés et corrigés des effets atmosphériques. La sélection des images s'est effectuée en visualisant les scènes multispectrales une à une et en choisissant celles sur lesquelles les structures sédimentaires sous-marines sont visibles (synonyme d'une turbidité limitée), libres de nuages et de reflets sur l'eau. Une scène a été retenue chaque année (Tableau 1), acquise, à l'exception de celle du 15/01/2001, en période estivale puisque les conditions d'agitation et de couverture nuageuse y sont en général favorables, et de préférence à proximité de la marée basse afin de couvrir la gamme de profondeur où se situent les barres sous-marines (- 2 à - 5 m C.M. (Cote Marine, c'est-à-dire par rapport au zéro hydrographique)). Seule année manquante, 2008 où aucune scène n'a satisfait les critères de qualité nécessaires à l'inversion bathymétrique. Pour l'année 2001, l'acquisition a eu lieu en hiver alors que les conditions d'agitation sont les plus fortes et les plus propices à la migration longitudinale et

vers le large des structures sableuses. Cela peut avoir une incidence sur l'interprétation de l'intensité des déplacements et des temporalités des dynamiques observées entre 2000 et 2002.

La résolution spatiale des scènes choisies est de 20 m pour les produits Spot 1, 2, 4 et de 10 m pour Spot 5 et le produit fusionné Spot 4. Tous les produits choisis pour cette étude sont des produits non fusionnés (à l'exception de la scène Spot 4 du 13/09/2007) dont la radiométrie n'est donc pas affectée par la fusion P+XI des produits panchromatique et multispectral. Quant à la résolution, elle est suffisante pour parvenir à une bonne représentation de la morphologie des structures sédimentaires, notamment les barres festonnées dont la longueur d'onde oscille entre 580 et 820 m (Lafon et al., 2004) et l'extension cross-shore de 200 à 400 m.

Des quatre bandes spectrales, seule la bande XS1 (520-600 nm) est conservée pour réaliser l'inversion bathymétrique. C'est en effet le rayonnement bleu-vert qui pénètre le plus profondément dans la colonne d'eau, car moins atténué par les constituants océaniques (Lafon et al., 2002 ; Dehouck et al., 2008).

Date	Produit	Résolution (m)	Hauteur d'eau (m)
23/08/1997	Spot 1 XS	20	1,44
8/08/1998	Spot 4 XI	20	1,08
16/07/1999	Spot 1 XS	20	0,76
1/08/2000	Spot 4 XI	20	0,39
15/01/2001	Spot 2 XS	20	2,55
14/08/2002	Spot 4 XI	20	1,85
12/08/2003	Spot 5 J	10	0,95
28/07/2004	Spot 2 XS	20	3,01
22/06/2005	Spot 5 J	10	1,29
9/09/2006	Spot 4 XI	20	0,28
13/09/2007	Spot 4 M+XI	10	0,71
24/06/2009	Spot 5 J	10	0,48

Tableau 1 : Caractéristiques des scènes satellitaires.

#### 3.2. Algorithme d'inversion bathymétrique

##### 3.2.1. Principe

La méthode d'inversion repose sur un algorithme semi-analytique optique (Lee et al., 1998) qui relie la profondeur aux propriétés optiques des eaux et du fond. L'intérêt d'un tel algorithme est qu'une fois calibré et validé, il peut être appliqué de manière répétée à l'ensemble des images satellitaires. Cette stratégie permet de s'affranchir de données bathymétriques, indispensables à l'inversion de type empirique (Froidefond et Lafon, 2012) et qui ne sont que très

irrégulièrement acquises sur les plages sous-marines au sud du Bassin.

La réflectance de surface se décompose en deux composantes, celle de la colonne d'eau fonction de ses constituants (particules terrigènes et biogènes), à laquelle s'ajoute celle du fond, non négligeable dans les faibles hauteurs d'eau (Lyzenga, 1978 ; Maritorea et al., 1994). Elle s'écrit selon l'équation (1), où  $r_{rs}$  est la réflectance juste sous la surface air-eau,  $r_{rs}^D$  la réflectance en domaine profond,  $\rho$  l'albedo du fond,  $z$  la profondeur,  $K_d$  et  $K_u$  les coefficients d'atténuation verticale de la lumière descendante et remontante par faible profondeur ( $K_d^B$  et  $K_u^B$ ) et par grands fonds ( $K_d^D$  et  $K_u^D$ ).

$$r_{rs} = r_{rs}^D [1 - A_0 e^{-(K_d + K_u^D)z}] + A_1 \rho e^{-(K_d + K_u^B)z} \quad (1)$$

$A_0$  et  $A_1$  sont des constantes prenant pour valeurs respectives 1 et  $1/\pi$  dans le cas d'une diffusion quasi-simple de la lumière (Gordon et al., 1975). La somme  $K_d + K_u$  peut être approximée par  $K$ , le coefficient d'atténuation efficace de la lumière (Lyzenga et al., 1978, Maritorea et al., 1994) comme utilisé par (Lafon et al., 2002). Avec ces hypothèses, l'équation de restitution de la profondeur se réduit à :

$$z = \frac{1}{K} \left( \ln \left( \frac{1}{\pi} \rho - r_{rs}^D \right) - \ln (r_{rs} - r_{rs}^D) \right) \quad (2)$$

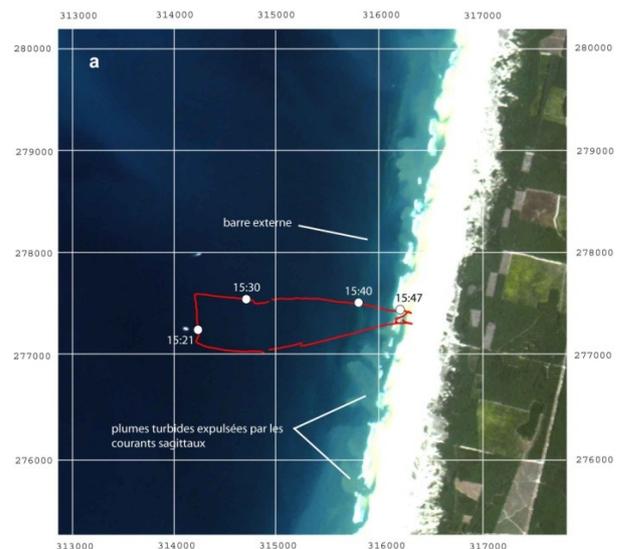
Cette méthode nécessite toutefois de s'appuyer sur un certain nombre d'hypothèses qui ne sont pas forcément remplies dans la réalité : présumer d'une couleur du fond et d'un coefficient d'atténuation de la lumière homogènes sur la zone d'étude et approchant les conditions observées au Truc Vert lors de la campagne 2008.

### 3.2.2. Calibration in situ

La relation (2) a été calibrée par des mesures in situ de réflectance collectées sur la plage du Truc Vert lors de la campagne ECORS en avril 2008 (Dehouck et al., 2008). Le dispositif expérimental était composé de deux spectro-radiomètres TriOS montés sur une perche à l'arrière d'un jet-ski, l'un mesurant l'éclairement solaire au-dessus de la surface de l'eau ( $E_d^+$ ), l'autre la luminance remontante 20 à 50 cm sous la surface de l'eau ( $L_u^-$ ). Ce système a permis d'obtenir des données de réflectance, du rivage jusque 2 km au large, dans des profondeurs de 3 à 25 m (Figure 2), autrement inaccessibles par des moyens nautiques traditionnels. Ces mesures ont pu être associées à leur sonde hydrographique grâce au levé bathymétrique du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) réalisé simultanément à l'acquisition hyperspectrale. Les différentes étapes de traitement des données (filtrage des données brutes, conversion en réflectances de surface) sont détaillées dans (Dehouck et al., 2008).

Les réflectances mesurées sont représentatives des eaux littorales où les turbidités maximales

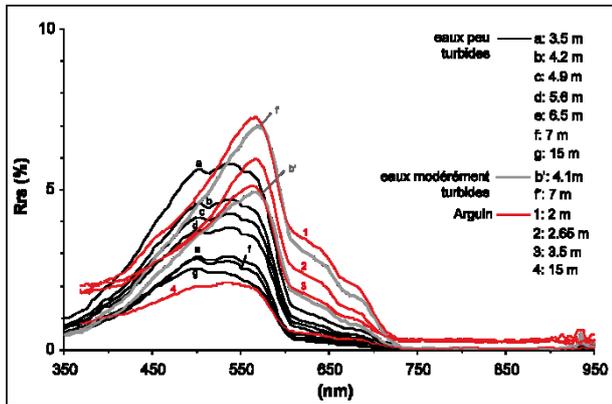
(concentrations probables en matières en suspension de l'ordre de 20 mg/l) sont associées à des panaches de sables en suspension expulsés depuis la plage par les courants de baie (visibles sur la Figure 2). On distingue deux classes de spectres de réflectance, ceux des eaux relativement claires caractérisés par un pic de réflectance large dans le bleu-vert, et ceux des eaux turbides avec un pic très marqué dans le jaune à 570-580 nm (Figure 3). Les spectres collectés dans des eaux claires et dans les petits fonds ont permis de calibrer l'algorithme d'inversion bathymétrique. La réflectance en domaine profond a elle été calculée à partir des spectres mesurés au large en eaux claires ( $r_{rs}^\infty \times S_1 = 0,023 \text{ sr}^{-1}$ ). En l'absence de mesures immergées de l'albedo du substrat, cette valeur a été définie comme la réflectance des sables secs telle que mesurée sur la plage ( $\rho_{XS1} = E_u / E_d \approx 0,3$ ), hypothèse utilisée par (Lafon et al., 2002) pour réaliser la bathymétrie des passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. Le coefficient d'atténuation verticale de la lumière, n'ayant pas non plus fait l'objet de mesures spécifiques, a été approché par comparaison des réflectances in situ et des réflectances simulées puisqu'étant la seule variable restant inconnue. Le meilleur fit entre valeurs de réflectance observées et simulées est obtenue pour une valeur  $K_{XS1}$  de  $0,5 \text{ m}^{-1}$ .



**Figure 2 :** Trajectoire du jet-ski lors de la campagne d'acquisition des données de réflectance sur la plage du Truc Vert superposée à l'image Formosat-2 acquise le même jour (5/04/2008). © NSPO - Distribution Spot Image.

### 3.2.3. Validation de l'algorithme

Deux tests de validation de l'algorithme ont été réalisés à partir de couples d'images satellitaires et de bathymétries acquises simultanément (quelques jours d'intervalle au maximum). La validation de l'algorithme réalisée à partir d'une image Formosat-2 (bande bleue B1, produit non fusionné de résolution 8 m) et d'une bathymétrie SHOM de la plage du Truc Vert de février 2008 a donné entière satisfaction avec une précision (erreur quadratique moyenne) des profondeurs simulées de 0,42 m pour des hauteurs d'eau de 0 à 6 m (Dehouck et al., 2009 ; Dehouck et al., 2010) et en utilisant un



**Figure 3 :** Spectres de réflectance mesurés au large de la plage du Truc Vert en avril 2008 dans des hauteurs d'eau de 3 à 15 m (en noir les spectres collectés dans les eaux claires, en gris dans les eaux turbides) et pour comparaison dans les Passes du Bassin d'Arcachon en 1997 (en rouge) (Lafon et al., 2002).

coefficient d'atténuation  $K_{B1}$  variable sur la zone d'intérêt (Tableau 2).

En effet, en appliquant l'algorithme (2) avec la valeur  $K_{B1}$  de  $0,4 \text{ m}^{-1}$  telle que déterminée à partir des données in situ du Truc Vert, la bathymétrie simulée atteint une précision moyenne de 0,52 m avec une surestimation des profondeurs au niveau de la crête de la barre de déferlement de 0,5 à 1,5 m (la remise en suspension des sédiments par le déferlement des vagues provoquerait localement une atténuation plus forte de la lumière). En ajustant la valeur de  $K$  à  $0,5 \text{ m}^{-1}$  au niveau de la barre seule, la précision moyenne s'améliore et descend à 0,42 m. La validation à partir d'une scène Spot 4 XS1 du 18/06/2007 (produit fusionné de résolution 10 m) et d'une bathymétrie SHOM de juin 2007 sur le site de Biscarrosse est plus mitigée avec une précision de seulement 0,7m (Ten Doeschate, 2009). L'erreur sur la bathymétrie simulée de la plage de Biscarrosse a été minimisée en utilisant une valeur  $K_{XS1}$  de  $0,4 \text{ m}^{-1}$  différente de la valeur approchée in situ, en accord avec la valeur finale de  $K_{XS1}$  retenue dans les travaux de (Lafon et al., 2002) dans les Passes du Bassin d'Arcachon.

	Erreur RMS (m)	Erreur RMS (%)
Validation Truc Vert 2008		
$K_{B1} = 0,4 \text{ m}^{-1}$ (in situ)	0,52	15
$K_{B1} = 0,4 \text{ m}^{-1}$ loc. $0,5 \text{ m}^{-1}$ (corrigé)	0,42	11
Validation Biscarrosse 2007		
$K_{XS1} = 0,5 \text{ m}^{-1}$ (in situ)	0,9	-
$K_{XS1} = 0,4 \text{ m}^{-1}$ (corrigé)	0,7	-

**Tableau 2 :** Erreur quadratique moyenne absolue (m) et relative (%) des bathymétries produites à partir des images Formosat-2 du 10/02/2008 (plage du Truc Vert) et Spot 4 du 18/06/2007 (plage de Biscarrosse) et confrontées aux bathymétries réelles du SHOM.

Il semble qu'une amélioration de la performance de l'algorithme passe par une meilleure prise en compte de

la variabilité spatiale du coefficient d'atténuation de la lumière et donc des turbidités, telles qu'on peut les déceler à partir du canal XS2 par exemple ou par l'intégration de l'ensemble des bandes multispectrales de l'image (algorithme quasi-analytique de (Lee et al., 2002)). Dans cette étude, la variabilité spatiale des turbidités sur la zone d'étude n'a pas été prise en compte. Les zones présentant une turbidité excessive (image de 2000) ont été masquées lorsque les structures sédimentaires n'étaient pas visibles. Par contre, des variations plus modérées de la turbidité sont malgré tout susceptibles d'être observées sur la zone d'étude et d'impacter le coefficient d'atténuation de la lumière comme l'a montré le test de validation à partir de l'image Formosat-2 du Truc Vert. Finalement, ces validations ont aussi montré que l'erreur sur les bathymétries produites à partir de l'algorithme est minimisée en utilisant une valeur  $K_{XS1}$  de  $0,4 \text{ m}^{-1}$ , là aussi en accord avec les travaux de (Lafon et al., 2002) dans les Passes du Bassin d'Arcachon.

### 3.2.4. Application à la série d'images satellitaires

Une difficulté majeure est apparue au moment d'appliquer l'algorithme aux images de niveau 3. Nous avons constaté une très forte hétérogénéité des valeurs moyennes de réflectance des eaux du large d'une image à une autre, parfois très éloignées (jusqu'à un ordre de grandeur) de la valeur moyenne mesurée sur le terrain lors de la campagne de calibration. Pourtant, ces valeurs sont censées varier peu dans le temps car à l'écart des zones où la turbidité varie le plus (c'est-à-dire à proximité du déferlement des vagues et/ou des embouchures). Plusieurs effets et traitements peuvent expliquer les variations de la radiométrie de ces cibles a priori constantes radiométriquement dans le temps : la justesse des corrections atmosphériques, une variation de l'angle de visée entre les différentes images, l'inter-étalonnage entre les différents capteurs Spot ou les artefacts induits par les corrections géométriques. À ce stade, nous n'avons pas pu utiliser la valeur de réflectance des eaux du large calibrée in situ, trop peu représentative. Elle a été substituée par la valeur moyenne extraite sur chacune des images ( $r_{rs, XS1 \text{ image}}$ ). C'est également la procédure employée lors des tests de validation.

### 3.3. Données hydrodynamiques

Les données d'états de mer utilisées pour caractériser les conditions de forçage océanique sur notre site d'étude (hauteur significative des vagues  $H_s$ , période des vagues au pic spectral  $T_p$ , direction des vagues au pic spectral  $Dir_p$ ) sont issues du modèle océanique de vagues Wave Watch 3 à un point situé au large de la Gironde, 30-40 km au nord de la zone d'intérêt (coordonnées :  $45^\circ\text{N}$  -  $1^\circ25'\text{W}$ ) et par 55 m de profondeur. Ce sont des données tri-horaires représentatives des conditions d'agitation au large de notre site d'étude couvrant l'intégralité de la période concernée 1997-2009. La composante longitudinale du

flux d'énergie des vagues ( $P_{long}$ ) est utilisée pour caractériser le potentiel de migration longitudinale des structures sableuses. C'est un bon indicateur de l'intensité de la dérive littorale, flux sédimentaire généré par l'obliquité des vagues parvenant à la côte. Elle est calculée à partir des caractéristiques des vagues où  $g$  est l'accélération de la gravité,  $\rho$  la masse volumique de l'eau et  $\theta_0$  l'angle d'incidence des vagues par rapport à la normale à la côte :

$$P_{long} = \frac{\rho g^2}{64 \pi} H_s^2 T_p \sin \theta_0 \cos \theta_0 \quad (3)$$

On peut noter que l'incurvation du littoral au niveau du Point Kilométrique PK1950 (respectivement d'orientation N355 et N9 au nord et au sud de ce point) est responsable de valeurs de  $P_{long}$  très différentes de part et d'autre. Ceci implique que pour des vagues provenant du secteur nord-ouest, l'intensité de la dérive littorale est toujours beaucoup plus forte au niveau de la plage de la Salie que plus au sud.

## 4. Résultats

### 4.1. La période 1997-2005 : deux systèmes distincts de barres subtidales

#### 4.1.1. Le delta de jusant

La Figure 4 présente la séquence d'images satellitaires de 1997 à 2005 auxquelles sont superposées les isobathes à partir de - 2 m de profondeur. Cette période est caractérisée par deux phases successives de migration vers la côte du Banc du Pineau, la première entre 1997 et 2000, la seconde entre 2002 et 2005. Ces deux cycles commencent de manière identique avec une partie immergée du Banc très développée et déconnectée de la plage par un petit chenal de marée (se reporter aux bathymétries des années 1998, 2002 et 2003). Le chenal se referme progressivement alors que le banc se déplace et vient s'accoler à la côte (1999 et 2004) jusqu'à complètement fusionner avec le rivage (situations de 2000 et 2005). L'isobathe - 3 m soulignant parfaitement les morphologies sous-marines (Figure 5), on l'utilise comme indicateur pour suivre leur évolution et quantifier leur déplacement année après année. La migration onshore du Banc se traduit par un très rapide recul de l'isobathe - 3 m, en moyenne de 200 à 500 m par an pendant la période 1997-2000, localement jusqu'à 700 m entre 1997 et 1998 (Figure 5a).

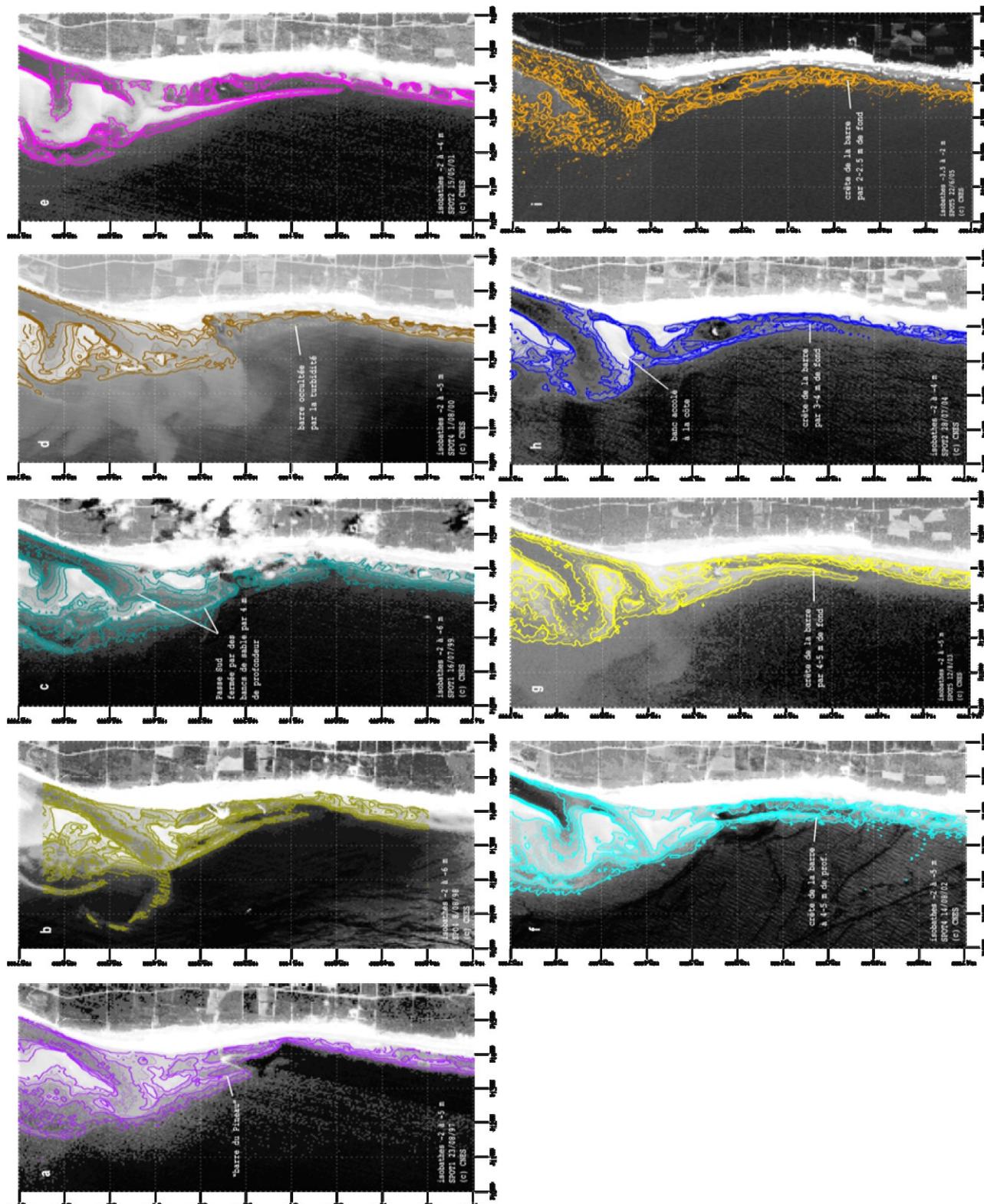
Les données satellitaires mettent en évidence l'origine de ces énormes masses sableuses stockées au niveau du Banc du Pineau. On peut ainsi observer une séquence complète de dislocation du Banc d'Arguin et d'approvisionnement massif du Banc du Pineau, provoquée par le creusement spontané d'un nouveau chenal (qui débute en 1999). Déjà en 1997-98, on constate que la partie distale du Banc d'Arguin est très allongée vers le sud, facilitant d'ailleurs les transferts de sédiment vers la côte aval. En 1998, une sorte de pont

sableux s'est établi à la sortie de la Passe, reliant les Bancs d'Arguin et du Pineau. En 1999, de larges structures sableuses obliques ferment la Passe par -4 m de profondeur, situation qui a pour effet de déclencher le creusement d'un nouveau chenal plus au nord dans le but d'évacuer le flux hydraulique et de maintenir la Passe Sud ouverte. Après plusieurs années où les deux chenaux coexistent (2000-2002), le creusement du néo-chenal s'accélère enfin et aboutit au détachement irréversible d'une grande partie du Banc d'Arguin en 2003. À cette date, le chenal primaire (ancienne Passe Sud) est quasiment abandonné, étrié entre la côte et l'énorme banc de sable qui, sous l'effet des houles incidentes, vient rapidement s'accoler au reliquat de Banc du Pineau (situation de 2004).

#### 4.1.2. Les barres d'avant-côte sur le littoral aval

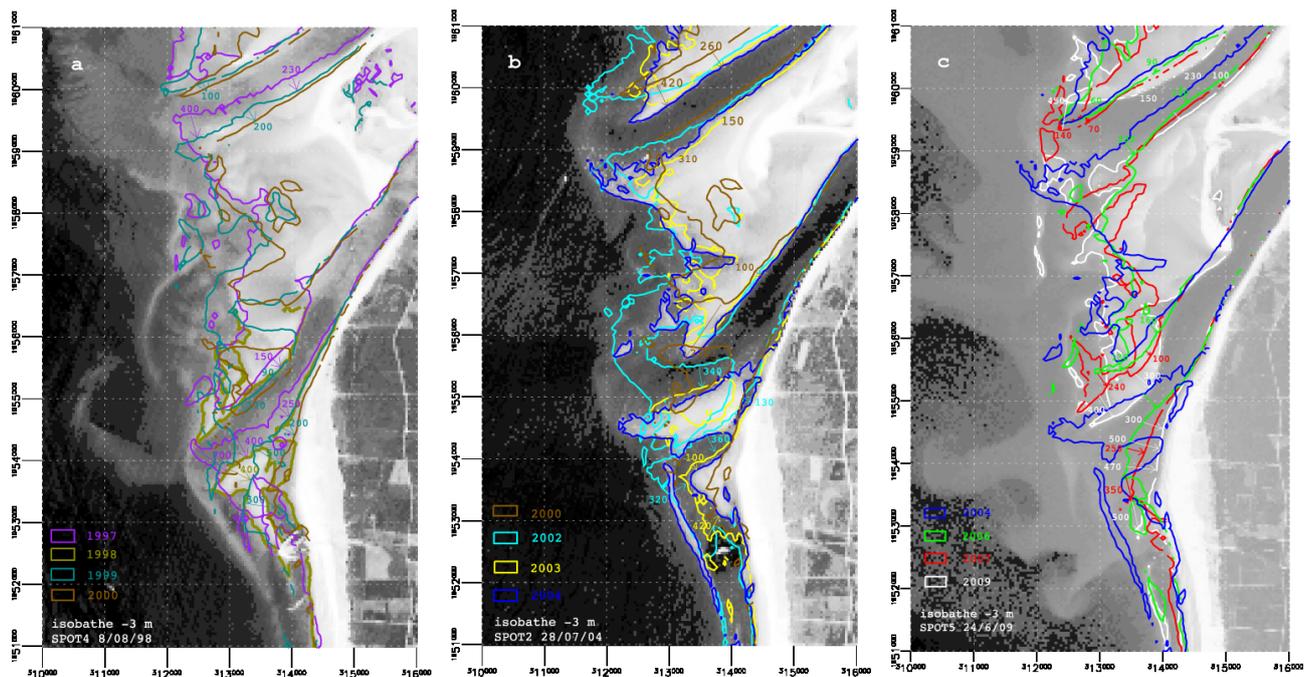
Le premier épisode de régression du Banc du Pineau coïncide avec la naissance de deux barres subtidales s'étirant vers le sud par 3-4 m de profondeur, et qui lui sont directement connectées (Figures 4a et b). La barre la plus externe (au large) fait l'objet d'une incroyable migration vers le sud entre 1997 et 1998 (1400 m en une année, Figure 6a) tandis que la barre interne ne progresse pas au-delà du wharf. Ainsi, une grande majorité des sables franchissant la Passe Sud alimente directement la barre externe (facilité par le « pont » mis en évidence précédemment). Sa progression vers le sud demeure soutenue les années suivantes, de plusieurs centaines de mètres par an entre 1998 et 2003 (400 m entre 1998-99, 450 m entre 2001-03) (Figure 6a-b). En 2003, l'extrémité sud de la barre s'immobilise définitivement 3 km au sud du wharf, un déplacement vers la côte (onshore) prenant le relais dès 2001 (200 à 300 m entre 2001 et 2003, Figure 6b). Cette nouvelle phase de migration onshore de la barre perdure jusqu'en 2005 à des taux variables le long du littoral (200 m au niveau du wharf, 100 m au sud du wharf, jusqu'à 300 m à l'extrémité sud) (Figure 6c). Ce mouvement vers la plage se traduit par un désapprofondissement notable de la crête de la barre sous-marine, localisée par 4-5 m de profondeur en 2003 puis à -2 m en 2005. On peut même constater qu'à l'été 2005, l'extrémité de la barre est très proche du rivage, connectée à la plage à une profondeur de 2,5 m C.M. La connexion entre la barre et le Banc du Pineau est ainsi visible sur la plupart des cartes bathymétriques produites (Figure 4), rendant évidente la relation entre sa progression vers le Sud entre 1997 et 2003 et le disponible sédimentaire au niveau du Banc du Pineau. Il est alors légitime de s'interroger sur la pérennité d'une telle structure sableuse dans un contexte sédimentaire plus contraignant, si jamais l'alimentation du Banc du Pineau avait dû ou devait se réduire.

Au sud de cette section de littoral très influencée par la dynamique de l'embouchure, réapparaissent les barres d'avant-côte typiques de la côte Aquitaine et du littoral médocain. Ce sont au départ des formes imparfaites de croissants (Figure 4), qui s'organisent progressivement

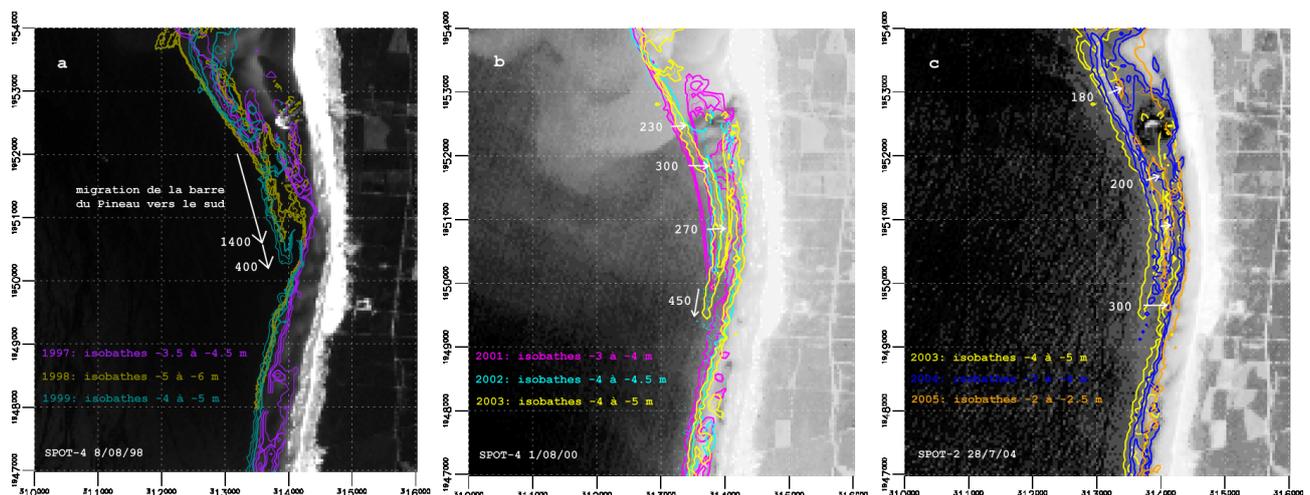


**Figure 4** : Spatiocartes bathymétriques générées à partir des images satellitaires Spot de 1997 à 2005 (a : 1997, b : 1998, c : 1999, d : 2000, e : 2001, f : 2002, g : 2003, h : 2004, i : 2005).

© CNES - Distribution Spot Image. La dénomination PK utilisée dans le texte fait référence à « Point Kilométrique » comptabilisé selon l'axe des latitudes en Lambert, ici du PK1947 à PK1957.



**Figure 5 :** Évolution interannuelle de l'isobathe - 3 m (CM) entre 1997 et 2009 dans la zone des Passes  
© CNES - Distribution Spot Image.



**Figure 6 :** Évolution interannuelle de la barre du Pineau en aval de l'embouchure du Bassin d'Arcachon entre 1997 et 2005.  
Les isobathes représentées soulignent la crête de la barre de profondeur variable d'année en année. Les flèches indiquent le sens et l'intensité (en mètre) du déplacement de la crête de la barre. © CNES - Distribution Spot Image.

en des croissants réguliers et bien développés plus au sud. Il est rare de pouvoir observer le lieu de génération des barres sous-marines en croissant, parce que d'une manière générale, la turbidité est si forte à proximité d'une embouchure qu'elle masque la morphologie sous-jacente.

En outre, il est surprenant de constater qu'il existe une forte variabilité spatio-temporelle de ce lieu (situé 2 à 4 km au sud du wharf) sur la période d'observation, situé au niveau de PK1951 (en 1997-98) se décalant année après année vers PK1949 (en 2005). Ce déplacement est cohérent avec la progression vers le sud de l'extrémité de la barre du Pineau, les croissants prenant

naissance quelques centaines de mètres en aval. On observait déjà ce type de mobilité dans les années 80 et 90 alors que la barre du Pineau n'existait pourtant pas (Figure 1a). À cette époque, les croissants commençaient à s'organiser en aval de la Pointe d'Arcachon, à l'écart des courants de marée, le Banc du Pineau proéminent offrant alors une position d'abri. Au rythme des engraissements et amincissements successifs de la Pointe d'Arcachon, le lieu de génération des croissants a lui aussi migré le long du littoral.

Pour résumer, l'étude de la série temporelle d'images satellitaires nous a permis de mettre en évidence deux facteurs contrôlant la mise en place du système sous-marin de barres en croissant en aval de l'embouchure

du Bassin d'Arcachon : les courants de marée et la présence d'une barre subtidale peu profonde. Tous deux inhibent la formation des formes tridimensionnelles, leur présence perturbant les mécanismes de circulation en zone de surf nécessaires à leur établissement (Castelle et al., 2006).

#### 4.2. La période 2005-2009 : un seul système de barre subtidale

##### 4.2.1. Le delta de jusant

On s'appuie sur la Figure 7 et la Figure 8 pour décrire les changements affectant la topographie sous-marine de l'embouchure entre 2006 et 2009.

Sur cette période récente, l'amaigrissement du Banc du Pineau perdure sous l'action des vagues et de la dérive littorale. En 2009, la superficie du Banc du Pineau est la plus faible de toute la période étudiée (1997-2009) comme l'indique l'isobathe - 2 m bien parallèle au rivage (Figure 7c). L'isobathe - 3 m recule elle de 300 à 500 m vers la plage, ce qui reste du Banc du Pineau migrant vers le sud de 350 m entre 2006 et 2007 et à nouveau de 500 m lors des hivers 2007 à 2009 (Figure 5c). D'une part, le stock sableux du Pineau est complètement démantelé, redistribué vers le sud le long de la côte, ce qui laisse présumer d'une alimentation soutenue des barres sableuses localisées en aval pendant cette

dernière période. D'autre part, la situation peut sembler critique pour la pérennité de ces structures sableuses dans les années à venir si le Banc du Pineau ne se recharge pas lui-même. Cependant, plusieurs éléments portent à l'optimisme si l'on considère (1) les structures sableuses qui traversent actuellement la Passe Sud (Figure 7c) ; (2) le Banc d'Arguin très proche de la côte, ce qui devrait favoriser le bypass sédimentaire et le transit rapide des bancs de sable vers la côte aval ; et enfin (3) si un nouveau chenal se creuse dans le Banc d'Arguin comme le laisse entrevoir l'image de 2009 (aux environs de PK1956,5, Figure 7c), ce qui provoquerait une nouvelle rupture du Banc libérant finalement des quantités considérables de sable pour la côte Sud-Gironde.

##### 4.2.2. Les barres d'avant-côte sur le littoral aval

Les deux systèmes de barres sableuses (barre du Pineau 2D et barres en croissant 3D) qui caractérisent la côte Sud-Gironde pendant la période 1997-2005 laissent place à une unique barre quasi-rectiligne au cours de l'hiver 2005-2006 (Figure 8a). Des images satellitaires intermédiaires indiquent que ce changement a eu lieu entre la fin de l'année 2005 et début juin 2006, date à partir de laquelle cette nouvelle barre est visible sur plusieurs autres images.

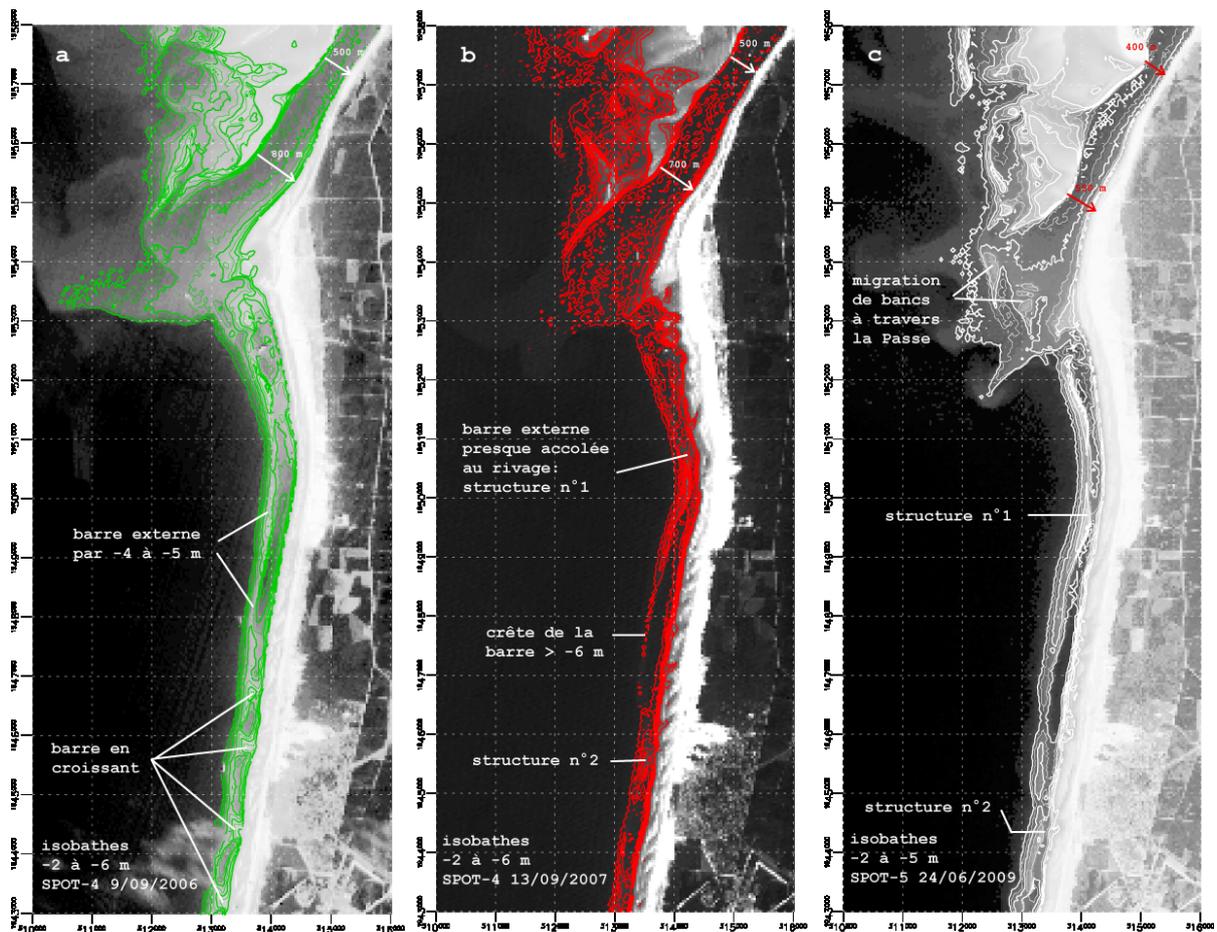
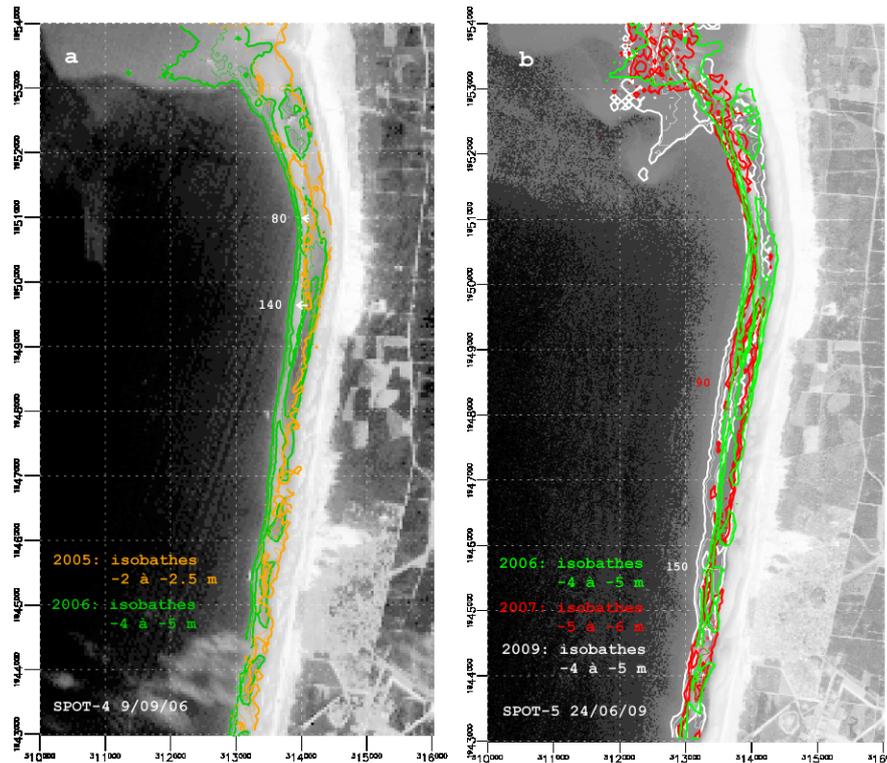
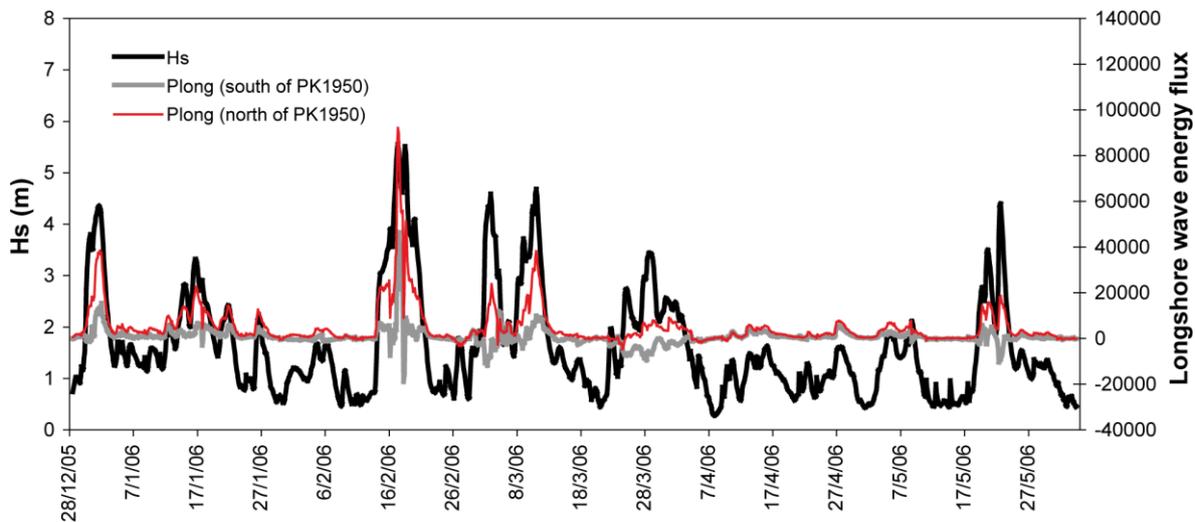


Figure 7 : Spatiocartes bathymétriques générées à partir des images satellitaires Spot de (a) 2006, (b) 2007, et (c) 2009 © CNES - Distribution Spot Image.



**Figure 8 :** Évolution interannuelle des deux systèmes de barres sableuses (a) entre 2005 et 2006 et (b) de la crête de la barre résultant de l'association des deux systèmes entre 2006 et 2009 (déplacements indiqués en mètre). © CNES - Distribution Spot Image.



**Figure 9 :** Conditions de vagues au large de décembre 2005 à mai 2006, période au cours de laquelle les deux systèmes de barres sableuses se sont associés (hauteur significative des vagues  $H_s$  en mètre, composante longitudinale du flux d'énergie des vagues pour la partie nord et sud du littoral étudié).

Afin d'identifier l'événement déclencheur, les données de vagues ont été analysées (Figure 9). On note plusieurs tempêtes au cours desquelles la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) excédait 3 m, seuil d'amorçage de la mobilité des barres subtidales (Castelle et al., 2007). La tempête la plus sévère (15-20 février 2006) a récemment été analysée par (Sénéchal et al., 2009) qui a décrit l'impact de cet événement très énergétique (hauteurs de vagues atteignant 5,5 m) sur la morphologie de la plage du Truc Vert. Sur le littoral sud-girondin, on tend à penser que les tempêtes hivernales

successives ont provoqué la migration des deux systèmes de barres vers le large (barre du Pineau et barre en croissant), ce qui est conforté par la position 2006 de la nouvelle barre, en retrait de 150 m par rapport à 2005 (Figure 8a). On peut supposer qu'une migration longitudinale de la barre du Pineau a également eu lieu lors de la tempête de février 2006 (flux longshore d'énergie des vagues très fort et dirigé vers le sud, respectivement 45000 et 90000, au sud et au nord de PK1950), causée par un fort apport de sédiment depuis la côte amont jusque dans la zone où

les barres ont fusionné. Preuve en est, la crête de la nouvelle barre est relativement large (150 m autour de PK1949,5 si l'on considère l'isobathe - 4 m) (Figure 8a) alors qu'elle est bien plus fine immédiatement au nord et au sud, ce qui pourrait témoigner de la contribution de la dérive littorale à l'association des deux barres.

Depuis la fusion des deux systèmes de barres, la morphologie sous-marine a peu changé, semblant se résumer à une barre subtidale quasi-rectiligne dont la forme globale et l'éloignement à la côte subissent des légères modifications entre 2006 et 2009 (Figure 8b). En effet, on constate des va-et-vient de la barre, s'éloignant un peu plus de la côte au cours de l'hiver 2006-2007, ce qui se traduit par un approfondissement de la crête de la barre (profondeurs dépassant les 6 m), puis se rapprochant à nouveau pour réapparaître dans 4-5 m d'eau à l'été 2009. Plus significatifs sont les déplacements longitudinaux de deux structures sableuses très peu profondes observées dès 2007 au niveau des points kilométriques PK1950,5 et PK1945,5 (Figure 7b-c). Entre 2007 et 2009, on constate une migration de 700 à 800 m vers le sud pour la première d'entre elles et de 1300 m pour la seconde. Cela souligne l'importance du transport sédimentaire du nord vers le sud pendant les hivers 2007 à 2009, corroboré par les données de vagues qui indiquent des vagues de tempête d'incidence plus marquée (deux très fortes tempêtes en décembre 2007 et mars 2008 avec des  $H_s > 6$  m et des flux longshore d'énergie des vagues de 55000 et 70000 respectivement) que lors de l'hiver précédent (une seule tempête dont le flux longshore est de 35000). Par ailleurs, la plus méridionale des deux structures se déplace longitudinalement face à la plage centrale de Biscarrosse entre 2007 et 2009 (Figure 7b-c), précisément dans le champ des caméras vidéo déployées à partir du printemps 2007. L'évolution morphodynamique de la plage de Biscarrosse, telle qu'elle est appréhendée dans les travaux de (Almar, 2009), est donc fortement perturbée par le « passage » de cette structure sédimentaire qui n'est pas à proprement parler d'origine lagunaire comme le suggéraient ces travaux, mais plutôt née de modifications très localisées de la morphologie de la barre externe.

La période 2007-2009 est donc caractérisée par l'évolution d'une barre étroite et profonde en une barre large et peu profonde, provoquée par l'intensité de la dérive littorale lors des événements de tempête qui apporte du matériel sédimentaire d'amont en aval et favorise l'engraissement des barres sous-marines. On a globalement un très bon accord entre la direction de mouvement de la barre (à dominante cross-shore ou longshore) et l'incidence des tempêtes hivernales qui gouverne l'intensité de la dérive littorale. Finalement, il est bon de se rappeler que toutes ces situations correspondent à des morphologies estivales et que la forme de ces barres peut être tout autre en période hivernale.

## 5. Conclusion

Cet article démontre le potentiel de cartographie de l'évolution morphologique d'un littoral sableux océanique à l'échelle interannuelle par télédétection spatiale. Il s'appuie sur une longue série temporelle d'images satellitaires Spot de 1997 à 2009, à laquelle un algorithme d'inversion bathymétrique calibré in situ par des données de réflectance a été appliqué.

D'un point de vue méthodologique, une amélioration de la précision des reconstitutions bathymétriques est attendue en prenant en compte la variabilité des turbidités et donc du coefficient d'atténuation de la lumière, paramètre majeur de l'inversion. La série d'images satellitaires met en scène la dislocation du Banc d'Arguin entre 1999 et 2003, causée par l'obstruction de la Passe Sud et qui conduit à une alimentation massive du Banc du Pineau. À cette époque, celui-ci s'étire longuement vers le sud sous la forme d'une barre rectiligne, dont la progression est spectaculaire la première année de son existence, parvenant finalement jusque 3 km au sud du wharf de La Salie en 2003 avant de faire l'objet d'une migration vers la côte qui lui est fatale.

Des cycles successifs d'engraissement et d'amincissement du Banc du Pineau ont été observés, la totalité de son stock sédimentaire sous-marin étant redistribué vers les plages du sud. Ces schémas d'évolution sont amenés à se reproduire (notamment une nouvelle dislocation du Grand Banc), ce qui laisserait entendre que, malgré la maigreur actuelle du Banc du Pineau, une situation de carence sédimentaire pour les barres sous-marines et les plages du littoral sud de la Gironde n'est pas vraiment à craindre à moyen terme. Par ailleurs, on a pu constater que le temps de la présence de la barre du Pineau, la barre en croissant ne parvient pas à se mettre en place. La barre du Pineau finit par disparaître à la faveur de la tempête de février 2006, fusionnée au système de barre en croissant se développant à son extrémité aval, l'ensemble étant remodelé en une barre continue du nord au sud du littoral. Des données de forçage hydrodynamique (hauteur significative et flux longshore d'énergie des vagues) ont été confrontées aux évolutions récentes de cette barre d'avant-côte. Elles indiquent un très bon accord entre la direction de ses déplacements et l'incidence des vagues de tempêtes qui contrôle l'intensité de la dérive littorale. C'est bien cette dernière qui est responsable du passage face aux caméras vidéo de Biscarrosse d'une structure de faible profondeur au cours de la période 2007-2009, issue de la déformation très localisée de cette longue barre sableuse.

## Remerciements

Ces travaux ont été financés par une bourse postdoctorale de recherche du CNES. Nous tenons aussi à remercier l'équipe Kalideos du CNES pour la

mise à disposition et le traitement des images satellitaires du Bassin d'Arcachon.

## Références

Almar, R., 2009. Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 233 pp.

Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R., Michel, D., 2006. Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Continental Shelf Research* 26(1), 113-131.

Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: a review. *Marine Geology* 245, 141-159.

Dehouck, A., Martiny, N., Froidefond, J.-M., Sénéchal, N., Lafon, V., Bujan, S., 2008. In-water reflectance spectra measured on-board a jet-ski across a complex nearshore zone of case-2 waters during the ECORS experiment. Dans: *Proceedings of Ocean Optics XIX*, Barga, Italie.

Dehouck, A., Martiny, N., Froidefond, J.-M., Sénéchal, N., Bujan, S., 2009. New outcomes from spatial remote sensing during the ECORS experiment: towards validation of ocean color products and large-scale bathymetry mapping in a coastal zone. *Journal of Coastal Research* SI 56 (2), 1756-1760.

Dehouck A., Almar R., Balouin Y., Jaud M., Delacourt C., 2010. Bathymétrie littorale par télédétection : méthodes, précision et finalités. Actes des 11<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Côtier Génie Civil, Les Sables d'Olonne, pp. 457-468.

Froidefond, J.-M., Lafon, V., 2012. Surveillance de la morphologie sous-marine par télédétection spatiale Spot. Application aux Passes du Bassin d'Arcachon (France). *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection* 197, 43-52.

Gordon, H.R., Brown, O.B., Jacobs, M.M., 1975. Computed relationship between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics* 14(3), 417-427.

Lafon, V., 1999. Méthodes de bathymétrie satellitale appliquées à l'environnement côtier : exemple des passes du Bassin d'Arcachon. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 272 pp.

Lafon, V., Froidefond, J.-M., Lahet, F., Castaing, P., 2002. Spot shallow water bathymetry of a moderately turbid tidal inlet based on field measurements. *Remote Sensing of Environment* 81, 136-148.

Lafon, V., De Melo Apoluceno, D., Dupuis, H., Michel, D., Howa, H., Froidefond, J.-M., 2004. Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): 1. Mapping beach changes using visible satellite imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61, 289-299.

Lee, Z., Carder, K.L., Mobley, C.D., Steward, R.G., Patch, J.S., 1998. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. a semianalytical model. *Applied Optics* 37(27), 6329-6338.

Lee, Z.P., Carder, K.L., Arnone, R., 2002. Deriving inherent optical properties from water color: a multi-band quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics* 41(3), 5755-5772.

Lyzenga, D.R., 1978. Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Applied Optics* 17(3), 379-383.

Maritorena, S., Morel, A., Gentili, B., 1994. Diffuse reflectance of oceanic shallow waters: influence of water depth and bottom albedo. *Limnology and Oceanography* 39(7), 1689-1703.

Michel, D., Howa, H., Tastet, J.-P., 1995. Essai de modélisation de l'évolution morphologique d'un banc sableux intertidal (sud du Bassin d'Arcachon, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences n° 321 (série IIa)*, 497-504.

Michel, D., 1997. Évolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux-1, 162 pp.

Michel, D., Howa, H., 1999. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. *Journal of Coastal Research* 15(2), 428-437.

Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.-P., Capo, S., Bujan, S., Howa, H., 2009. Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology* 107, 263-274.

Ten Doeschate, A., 2009. Télédétection spatiale haute résolution : test d'un algorithme d'inversion bathymétrique sur la côte des Landes. Mémoire de Master 1, Université Bordeaux-1.