



HAL
open science

Fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral Nord-Médoc, trajectoires naturelles d'évolution à l'échelle séculaire et effets des modes de gestion

Marine Vandenhove

► **To cite this version:**

Marine Vandenhove. Fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral Nord-Médoc, trajectoires naturelles d'évolution à l'échelle séculaire et effets des modes de gestion. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2024. Français. NNT : 2024BORD0207 . tel-04907185

HAL Id: tel-04907185

<https://theses.hal.science/tel-04907185v1>

Submitted on 22 Jan 2025

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX**

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

SPÉCIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Par **Marine VANDENHOVE**

**Fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral Nord-Médoc, trajectoires
naturelles d'évolution à l'échelle séculaire et effets des modes de gestion**

Sous la direction de : **Dr. Bruno CASTELLE**
(co-directeur : **Dr. Alexandre NICOLAE LERMA**)

Soutenue le 09 octobre 2024

Membres du jury :

M. Bruno CASTELLE
M. Alexandre NICOLAE LERMA
Mme. Agnès BALTZER
M. Nicolas ROBIN
M. Stéphane BERTIN

DR CNRS, Université de Bordeaux
Ingénieur de recherche, BRGM
Professeure, Université de Nantes
Maître de conférence, Université de Perpignan
Chargé de recherche, Université de Bretagne
Occidentale

Directeur
Co-Directeur
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur

Mme. Déborah IDIER
M. Aldo SOTTOLICHIO

Ingénieure de recherche, BRGM
Professeur, Université de Bordeaux

Examinateur
Examinateur, Président du jury

Membres invités :

M. Vincent MARIEU
M. Vincent MAZEIRAUD

IR CNRS, Université de Bordeaux
Ingénieur, CdCMA

Co-Encadrant (invité)
Invité

Titre : Fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral Nord-Médoc, trajectoires naturelles d'évolution à l'échelle séculaire et effets des modes de gestion.

Résumé

Le littoral Nord-Médoc (France), une côte sableuse couvrant 14.5 km de linéaire côtier et adjacente à l'embouchure estuarienne de la Gironde, est un exemple emblématique d'un littoral confronté à des évolutions rapides et complexes, couvrant une vaste gamme d'échelles spatio-temporelles et menaçant les infrastructures. Cette thèse se concentre sur la compréhension des évolutions morphologiques et hydrodynamiques de cette zone, en analysant les changements passés et récents à travers une approche multi-échelles et multi-sources pour caractériser quantitativement son fonctionnement hydro-sédimentaire. Une analyse historique couvrant plus de 80 ans révèle une forte variabilité spatio-temporelle du trait de côte, largement influencée par la dynamique de l'embouchure de la Gironde, notamment avec l'identification de deux événements majeurs d'accollement de bancs de sable. Les évolutions morphodynamiques récentes depuis le début du 21^{ème} siècle montrent l'impact de la variabilité des climats de vagues sur les changements interannuels du trait de côte, superposant ainsi une dynamique externe (forçages externes tels que les vagues et la marée) à la dynamique interne (liée au delta de jusant de l'embouchure adjacente). Les effets des modes de gestion sur les évolutions observées sont également discutés dans ce cadre spatio-temporel. Enfin, une campagne de mesures intensive réalisée en 2022 a permis de caractériser les contributions des vagues et des marées sur la circulation au niveau du littoral Nord-Médoc, tant en zone subtidale proche qu'en zone intertidale. Ces processus hydrodynamiques interagissent avec une bathymétrie complexe, générant une intensification des courants tidaux longitudinaux dans les chenaux, une transformation des vagues (réfraction, atténuation) modulée par les variations de hauteur d'eau et les courants induits par la marée, ainsi que la superposition des courants induits par les vagues avec les courants tidaux en zone intertidale.

Mots clés : *Rechargement massif, Érosion chronique, Stratégie de gestion, Estuaire de la Gironde, Évolution long terme.*

Title : Hydro-sedimentary functioning of the North-Médoc coast, natural evolutionary trajectories at secular time scale and effects of management actions.

Abstract

The North-Médoc coast (France), a sandy coast extending 14.5 km alongshore and adjacent to the estuary mouth of the Gironde, is an emblematic example of a coastal zone facing rapid and complex shoreline changes across a wide range of spatio-temporal scales and threatening coastal infrastructures. This PhD thesis focuses on understanding the morphological changes and hydrodynamic conditions of this area by analyzing past and recent changes through a multi-scale and multi-source approach to quantitatively characterize its hydro-sedimentary functioning. A historical analysis covering more than 80 years revealed large spatio-temporal variability in the shoreline, which is largely influenced by the dynamics of the adjacent Gironde estuary mouth, notably with the identification of two major events of sandbank welding to the coast. Recent morphological evolutions since the beginning of the 21st century highlight the impact of wave climate variability on the interannual changes of the coastline, thus superimposing an external dynamic (external forcings such as waves and tides) on the internal dynamic related to the ebb delta of the adjacent estuary. The effects of coastal management practices are also discussed within this spatio-temporal framework. Finally, an intensive measurement campaign conducted in 2022 characterized the hydrodynamic processes (waves, tide) along the North-Médoc coastline, both the inner shelf and nearshore regions. These hydrodynamic processes interact with a complex bathymetry, generating an intensification of longitudinal tidal currents in the channels, wave transformation (refraction, attenuation) modulated by water level variations and tide-induced currents, as well as the superposition of wave-induced currents with tidal currents in the intertidal zone (nearshore).

Keywords : *Massive sand nourishment, Chronic erosion, Coastal management strategy, Gironde Estuary, Long term evolution.*

Unité de recherche

Intitulé : Laboratoire EPOC- Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continents

N° de l'unité : UMR CNRS 5805

Adresse de l'unité de recherche : Allée Geoffroy Saint-Hilaire - CS 50023, 33615, PESSAC

Remerciements

Je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de cette thèse. Leur soutien, qu'il ait été professionnel ou personnel, a été précieux tout au long de ces trois années, et je leur en suis reconnaissante.

Dans un premier temps, je tiens à remercier Bruno Castelle, directeur de thèse, et Alexandre Nicolae Lerma, co-directeur de thèse, pour m'avoir fait confiance. Leur accompagnement, leur expertise et leur soutien ont été primordiaux pour avancer, le plus sereinement possible, tout au long de cette thèse.

J'aimerais ensuite remercier Vincent Marieu, co-encadrant, dont l'aide technique a été essentielle pour l'obtention des résultats de ce travail de recherche. Son soutien pendant ces trois années a été précieux.

Je tiens également à remercier Vincent Mazeiraud pour le partage de ses connaissances sur le site d'étude, me permettant ainsi de mieux appréhender les enjeux, les problématiques et les attentes de ce sujet. Son aide a été précieuse pour analyser et comprendre certaines données, grâce à son expertise historique et aux informations mises à disposition. Merci également à Kevin Martins pour son aide technique sur le traitement des vagues, et à Vincent Hanquiez pour son assistance technique sur SIG ArcGIS.

Un merci particulier à Ema Dalet, stagiaire de Master 2, pour son travail sur une partie chronophage de la thèse. Son optimisme et sa détermination m'ont grandement aidée à progresser sur d'autres projets.

Je n'oublie pas Sophie, qui m'a initiée au terrain lors de mon Master 2 (et à Python...!). Travailler avec elle a été un vrai plaisir : elle m'a transmis l'envie des campagnes de mesure, tout en partageant ses retours d'expérience et l'importance de la rigueur. Merci également à Léa, qui, plus tard, a aussi contribué à la transmission de cette qualité indispensable. Enfin, merci à Marie, avec qui j'ai partagé d'agréables moments, même lors de sorties souvent pluvieuses.

Je tiens maintenant à remercier mes trois colocataires de bureau successifs (Georgios, Maurizio et Emilie) ainsi que tous mes collègues-amis du laboratoire pour ces moments professionnels et personnels qui ont rendu ces trois années de thèse plus belles : Elsa, Charlène, Ivana, Maxime, Carla et Carlos, et plus globalement, l'ensemble du laboratoire « ECO-THYS ».

Je suis également reconnaissante envers ma famille (Véronique, Julien, Isabelle, Laurent, Ludo, Jess, Max et Sabine), et en particulier mes parents, pour leur soutien inconditionnel, ainsi qu'à mes amis : Lucie, Elodie, Julien, Pauline, Clémence, Jules, Alicia, Victor, Antoine et Patrice. Leur présence et leurs encouragements ont été essentiels durant cette aventure.

Enfin, un merci tout particulier à Tom pour sa patience, son aide précieuse et sa bonne humeur qui ont illuminé ces derniers mois de cette thèse. Merci, tout simplement, pour ta présence, qui, avec l'appui de Rainha et Aslan bien sur..., m'a apporté le réconfort dont j'avais besoin.

Merci à tous !

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Contexte général	2
1.2	Présentation du sujet	4
1.3	Organisation du manuscrit	7
2	État de l’art et positionnement de la thèse	9
2.1	Dynamique des littoraux sableux adjacents aux embouchures	11
2.1.1	Processus hydro-sédimentaires	11
2.1.2	Évolution des embouchures tidales et estuariennes (dynamique interne) . .	17
2.1.3	Évolution des plages ouvertes dominées par l’action des vagues	29
2.1.4	Dynamique des littoraux adjacents aux embouchures : dynamique externe vs dynamique interne	32
2.1.5	Défis sur les littoraux adjacents aux grandes embouchures	33
2.2	Cas du littoral Nord-Médoc	34
2.2.1	Contexte général	35
2.2.2	Histoire de l’érosion au niveau du littoral Nord-Médoc et des modes de gestion	37
2.3	État des connaissances et lacunes	42
3	Évolutions morphologiques du littoral Nord-Médoc depuis le 20ème siècle	45
3.1	Introduction	46
3.2	Secular shoreline response to large-scale estuarine shoal migration and welding (Vandenhove et al., 2024, <i>Geomorphology</i>)	48
3.2.1	Introduction	48
3.2.2	Study site	50
3.2.3	Methods	53
3.2.4	Results	58
3.2.5	Discussion	62
3.2.6	Conclusions	69
4	Évolutions interannuelles du littoral Nord-Médoc depuis le 21ème siècle	71
4.1	Introduction	72

4.2	Beach-dune dynamics and coastal management along the North-Médoc coastline, southwest France : a decade of morphological change and erosion mitigation (Vandenhove et al., <i>en révision</i> , <i>Geomorphology</i>)	74
4.2.1	Introduction	74
4.2.2	Methods	76
4.2.3	Results	81
4.2.4	Discussion	85
4.2.5	Conclusions	90
5	Processus hydrodynamiques au niveau du littoral Nord-Médoc	91
5.1	Introduction	92
5.2	Field measurements of wave and flow dynamics along a high-energy meso-macrotidal coast adjacent to a large estuary mouth (Vandenhove et al., <i>en révision</i> , <i>Estuarine, Coastal and Shelf Science</i>)	94
5.2.1	Introduction	94
5.2.2	Field experiment campaign	95
5.2.3	Results	101
5.2.4	Discussion and conclusions	110
6	Conclusions générales	115
6.1	Conclusions	116
6.2	Perspectives	117

Liste des abréviations

ADCP *Acoustic Doppler Current Profiler*

ATV *All-Terrain Vehicle*

BP *Before Present*

BRGM Bureau de Recherches Géologiques et Minière

CANDHIS Centre d'Archivage National de Données de Houle *In Situ*

CdCMA Communauté de Communes Médoc Atlantique

DGPS *Differential Global Positioning System*

DJFM Décembre, Janvier, Février, Mars

DTM ou MNT *Digital Terrain Model* - Modèle Numérique de Terrain

EPOC Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux

ESTOC Fonctionnement hydro-sédimentaire de la passe sud de l'ESTuaire de la Gironde et du Nord MédOC, trajectoires d'évolution à l'échelle séculaire, modélisation des évolutions pluriannuelles à pluri-décennales du trait de côte et effets des modes de gestion

FT *Falling Tide*

GIS ou SIG *Geographic Information System* - Système d'Information Géographique

GNSS *Global Navigation Satellite System*

GPMB Grand Port Maritime de Bordeaux

HAT *Highest Astronomical Tide*

HT-SW *High Tide - Slack Water* - Étale des courants de marée haute

IDW *Inverse Distance Weighted*

IGN Institut national de l'information géographique et forestière

LAT *Lowest Astronomical Tide*

LiDAR *Light Detection And Ranging*

LT-SW *Low Tide - Slack Water* - Étale des courants de marée haute

MSL *Mean Sea Level*

NGF Nivellement Général de la France

NT *Neap Tide*

OCNA Observatoire des Côtes de Nouvelle Aquitaine

PIGMA Plateforme d'échange de données en Nouvelle-Aquitaine

PPK *Post-Processed Kinematic GNSS*

RMSE *Root-Mean-Square Error*

RT *Rising Tide*

RTK *Real-Time Kinematic GNSS*

SHOM Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

SLGBC Stratégie Locale de Gestion de la Bande Côtière

SNGBC Stratégie Nationale de Gestion de la Bande Côtière

ST *Spring Tide*

SRGBC Stratégie Régionale de Gestion de la Bande Côtière

WEPA *Western Europe Pressure Anomaly*

Liste des figures

- 1.1 Carte mondiale montrant la répartition des littoraux sableux (indiqués en jaune) avec les pourcentages moyens associés à chaque continent et les distributions longitudinales et latitudinales respectivement en bas et à droite d'après Luijendijk et al. (2018). 2
- 1.2 Diagramme des échelles spatio-temporelles associées à l'évolution naturelle des côtes sableuses ouvertes et les forçages associés (à gauche). Sur les côtes sableuses adjacentes aux embouchures tidales et estuariennes, comme dans le cas de ce travail doctoral, la dynamique d'embouchure (forçage interne, en rouge), mais aussi les modes de gestion, peuvent se superposer voire dominer le forçage des vagues (forçage externe). Modifié d'après Castelle and Masselink (2023) 3
- 1.3 Images satellites *Sentinel 2* de juin 2024 (source : Copernicus) de quatre embouchures tidales de Nouvelle-Aquitaine (France) : (a) l'embouchure de Maumusson, peu anthropisée et présentant des évolutions morphologiques des littoraux adjacents rapides; (b) l'embouchure de l'Adour très anthropisée au trait de côte fixé; et les grandes embouchures (c) de la Gironde et (d) du bassin d'Arcachon, anthropisées avec des évolutions complexes et de grandes amplitudes. 5
- 1.4 Photographies de l'immeuble *Le Signal* (a) dans les années 70, (b) en 2015 @L.Theillet, et de la villa *Surprise* en 2014 (c) @F.Cottureau. 6
- 1.5 Diagramme des échelles spatio-temporelles associées aux évolutions morphologiques et hydrodynamiques et indication des spectres couverts par les chapitres 3 (jaune), 4 (vert) et 5 (bleu) de ce manuscrit sur le littoral du Nord-Médoc. 8
- 2.1 Vue de coupe des principales unités morphologiques d'un système plage-dune idéalisé, d'après Dubarbier (2014). 11
- 2.2 Schéma illustrant le processus de formation des vagues selon différents états de mer, d'après *J. Ott (1996)* dans Cloarec (2018). 13
- 2.3 Illustration des processus de réfraction des vagues se propageant au niveau d'irrégularités bathymétriques en eaux intermédiaires, entraînant des zones de focalisation et de diffusion d'énergie, respectivement au niveau des caps et des baies. D'après *B. Inouye*. 14
- 2.4 Processus de transformation des vagues et circulation induite en zone littorale, d'après Castelle and Masselink (2023). 15

2.5	Illustration de la rétroaction des différents compartiments d'un système morphodynamique, d'après Castelle and Masselink (2023).	17
2.6	Schéma des caractéristiques morphologiques générales des embouchures tidales. Modifié d'après Hayes (1975).	18
2.7	Classification des embouchures tidales selon leur marnage et les conditions d'exposition aux vagues. Modifié par <i>T.T. Tran</i> d'après Hayes (1975).	20
2.8	Deux modèles conceptuels de processus naturels de <i>by-pass</i> , dans le cas d'une embouchure stable (à gauche) et dans le cas d'une rupture de delta de jusant (à droite). Ce deuxième cas est très similaire au modèle <i>Outer Channel Migration</i> , d'après FitzGerald et al. (2000).	21
2.9	Images satellites <i>Sentinel 2</i> (source : Copernicus) de l'embouchure (a) de Price (7 avril 2024) et de (b) d'Ameland (23 juin 2024). Le sens de la dérive littorale est indiqué (flèche orange) ainsi que la taille de leur section transversale.	22
2.10	Modèle conceptuel du processus de formation et migration des complexes de barres de <i>swash</i> dans l'embouchure tidale de Price (Caroline du Sud, États-Unis), d'après FitzGerald et al. (1984).	24
2.11	Transition entre les deux configurations de l'embouchure de Price. (a) Désalignement des côtes adjacentes en faveur de l'aval-dérive, amorçant une rotation anti-horaire du chenal et un déplacement du delta de jusant vers l'amont. (b) Désalignement des côtes adjacentes en faveur de l'amont-dérive, amorçant une rotation horaire du chenal et un déplacement du delta de jusant vers l'aval. Les zones de migration préférentielles des complexes de barres de <i>swash</i> sont indiquées par des flèches bleues (avant rotation) et des flèches bleues pointillées (après rotation). Le sens de la dérive littorale est indiqué par une flèche orange. Modifié d'après FitzGerald (1984).	25
2.12	Fonctionnement morphodynamique de l'embouchure d'Ameland (Pays-Bas) en quatre phases selon des cycles de 50-60 ans, d'après Lenstra et al. (2019).	27
2.13	Facteurs influençant les processus d'accolement de bancs, d'après FitzGerald (1982).	28
2.14	Gradients de la dérive littorale le long d'un littoral générant localement des zones d'accrétion et d'érosion, d'après Larson et al. (2002).	31
2.15	Bathymétrie de l'embouchure estuarienne de la Gironde (France) (source : 2016, projet TANDEM, SHOM) avec la localisation du littoral Nord-Médoc (site d'étude), des chenaux principaux (<i>Passe Ouest</i> et <i>Passe Sud</i>) et des plate-formes rocheuses (en gris foncé) ainsi que les conditions de vagues au large (source : données de l'année 2022, au niveau de la bouée de houle <i>Oléron</i> , du réseau CANDHIS).	35
2.16	Chronologie de la construction des infrastructures de défenses dans la moitié nord du littoral Nord-Médoc : (a) du 19ème siècle ; (b) 20ème siècle ; (c) 21ème siècle.	38

2.17	Apparence actuelle du long enrochement (3 km) du littoral Nord-Médoc grâce à (a) une photographie drone du 23/04/2024 prise par V. Marieu (CNRS) et (b) une ortho-photographie de 2023 (source : PIGMA).	38
2.18	Les grandes étapes d'évolution du front de mer de Soulac-sur-Mer. (a) Construction des premiers pontons en bois à partir de 1868, (b) remplacés par des pontons métalliques en 1894, (c) puis en pierre à partir de 1914. (d) Le nouveau front de mer en perrés maçonnés à partir de 1963.	39
2.19	Photographies du bâtiment <i>Le Signal</i> au sud de Soulac-sur-Mer (a) dans les années 70 (source : inconnue) et (b) en 2015 (@L.Theillet).	40
2.20	(a) Chronologie de la construction des infrastructures de défense et des rechargements en sable dans la moitié sud du littoral Nord-Médoc au 21ème siècle. (b) Photographie du 25/03/2021 d'une partie des infrastructures de défense à l'Amélie (@G.Bonnaud), localisée sur (a) en rouge.	41
2.21	Processus de rechargement de sable depuis (a) l'épi Barriquand vers (b) le sud du littoral Nord-Médoc, en amont de la dérive. En (a) photographie drone prise par V.Mariou (CNRS) le 23/04/2024 ; en (b) photographie de G. Bonnaud en 04/2024.	42
3.1	(a) Location map of the study area, and rocky outcrops, zoomed in (b) showing coastal defence (with construction dates) beach nourishment locations, the 100-m transects along which shoreline is extracted, and the local longshore coordinate system (Sentinel 2 on September 20 2022). The five distinct sectors used to describe in the text the alongshore variability of shoreline response are shown by the dotted white line. Photographs of (c) a coastal dune under chronic erosion (Ph. M. Vandenhove - feb. 2022), (d) coastal defences from mid-20th century (@L.Theillet), (e) coastal defences north of Cape Négade (@G.Bonnaud) and (f) northern side of Cape Négade where severe chronic erosion depleted the coastal dune system and left the coastal forest directly exposed to marine erosion (Ph. M. Vandenhove - jan. 2022).	51
3.2	Historical photographs of Soulac-sur-Mer seafront (a) in the early 1930s and (b) late 1950s, showing the dramatic elevation and widening of the beach. In the 1930s, the beach level was at the foot of the sea wall. This sandy beach rose several meters to reach the yellow dotted line in the late 50s. In 2023, the beach level is at the cyan dotted line.	53
3.3	Historical aerial photographs illustrating the large-scale shoreline evolution, accreting sector in the north (1945-1991) and eroding sector south of Soulac-sur-Mer, in front of the <i>Signal building</i> (1970s-2015). (Ph. 1970s, source unknown; Ph. 2015, @L.Theillet)	54

3.4	Illustration of the three primary survey data spatial coverage and probe distribution : (a) partial coverage and medium probe density ; (b) wide coverage and sparse probe density ; (c) wide coverage and dense probe distribution.	58
3.5	Example of the weight each data will have in the interpolation process depending of their spatial distribution (a) without anisotropy and (b) with an anisotropic interpolation. Data in red have a strong impact in the interpolation while green ones have less, brown data being the average.	58
3.6	(a) Time stack of shoreline change and (b) corresponding alongshore distribution of mean shoreline trend, calculated with end point method (c) and time series of alongshore-averaged shoreline position. In (a,b) the horizontal dotted lines indicate the location of the major groynes progressively erected since the 19th century, which are further used to define the different coastal sectors described in the text. (d) Satellite image (Sentinel 2 on September 20 2022) showing the location of the five sectors.	60
3.7	Temporal changes in the shoreline position at transects (a) and (b), which are situated on the gray map, demonstrate periods of accretion (and distance) ($d1$) from (c) 1947 to (d) 1957 at Soulac-sur-Mer, sector (2), and ($d2$) from (e) 1962 to (f) 1973, at sector (4). Dune foot shoreline and satellite-derived waterline are shown in green and black, respectively, see Table 3.1.	61
3.8	Evolution of shoreline position between 1937 and 2020 at Sector (5), in the north of the study site : (a) orthophotograph of 1937 with superimposed shorelines (date coloured) with the three dotted lines (green, yellow and red) indicating the locations at which shoreline position time series are extracted in (b).	61
3.9	(a-f) Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) from 1903 to 2021 using a selection of the dataset listed in Table 3.2, (g) difference plot between 1909 and 2021 and (h) time series of the volume change since 1909 in the computation box shown in (a). The red star shows the location where smaller shoals by-passed the South Pass.	63
3.10	Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) of (a) the shoal located 1 km offshore of Soulac-sur-Mer in 1909 and (b) in 1929 and (c) 1937, welding to the coast, with (d) the time series of the volume change since 1909 in the computation box shown in left-hand panel.	64
3.11	Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) of the alongshore-oriented shoal (a) in 1909, b) in 1929, (c) in 2021 with (d) the time series of the volume change since 1909 in the computation box shown in left-hand panel. The black star shows the connection between the first shoal (outside the frame) and the alongshore-oriented shoal.	64

3.12	Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) of the alongshore channel offshore of Cape Négade which was (a) absent in 1909 (b) developed in the mid-20th century before (c) becoming an alongshore channel.	65
3.13	Conceptual model of the study site from the beginning of the 20th century. (a) Before 1930 : shoal #1 (green) offshore of sector (2) migrating and welding to the coast within 20 years ; (b) diffusion of the shoreline bulge with slow downdrift migration, reaching Sector (3). (c) After 1959, the northward progression of Shoal #1 is no longer apparent, although it hypothesized to supply Sector (5) with sediment. (a) Prior 1930 : shoal #2 (purple) offshore of Sector (3) expanded, benefiting from offshore sediment supply (blue), (c) migrated towards Sector (5) and drove shoreline accretion (d,e). (d) Since 1984, a channel appears between the coast (yellow) and the rocky sea floor (gray stripes), (e) further deepening and widening. The <i>Signal building</i> position is given for reference in each panel. Primary location names are provided in (a).	67
4.1	(a) Location map of the study area showing the location of the four profiles surveyed (P1 to P4), the four groynes, the nine sectors showing contrasting behaviors (#1 to #9), and the sediment source area (in blue), where sand is sourced to nourish eroding sectors updrift (in red, with different locations for different dates), overlaid on the October 2023 orthophotography (source : PIGMA). (b-f) Implementation since October 2012 to September 2023 of major coastal structures : (b) Groyne 1, (c) Groyne 2 north of the 3 km seawall, (d) Groyne 3 extended in 2014-2015, (e) seawall constructed in 2009 and dismantled in 2019, and (f) Groyne 4 north of a dike extended in 2014-2015 and a seawall progressively enlarged since its construction in 2010.	77
4.2	(a) Local cross-shore/alongshore coordinate system grid and (b) applied on a shoreline baseline (in black) of the North-Médoc coast (in gray).	79
4.3	Temporal evolution of elevation references ranging from 1m NGF to 10m NGF at the beach profile (a) P2 and (b) P3.	80
4.4	(a) Two-month moving average of significant wave height (Hs) (in black) overlaying corresponding non averaged Hs (in gray) from the ERA5 model (coordinates in WGS84 : 44.5,-1.5; depth : \approx 45 m), (b) anomaly of winter-mean wave height deviation from the mean from December to March (DJFM) superimposed onto the winter (DJFM) WEPA index, with R^2 the corresponding coefficient of determination.	81
4.5	LiDAR DTM in (a) 2011, (b) 2023 with (c) corresponding elevation difference superimposed onto the 2023 orthophotography. For clarity, in (c) only elevation changes larger than 1 m are shown. The horizontal dashed lines delimitate the nine sectors.	83

4.6	Alongshore distribution of (a) total, (b) dune and (c) beach volume difference (m^3/m) with respect to 2011. Alongshore positions of the 9 sectors dividing the coastline (dashed lines), groynes (black lines), profiles (red lines) and seawall coverage (gray areas) are indicated.	84
4.7	DTM difference exceeding 0.5 m around Groyne 3 over (a) 2011-2014 and (b) 2014-2023, superimposed onto the orthophotography of 2023. Locations of sector's limits and profile P2 are specified.	85
4.8	DTM difference exceeding 0.5 m around Groyne 2 over (a) 2011-2014 and (b) 2014-2023, superimposed onto the orthophotography of 2023. Locations of sector's limits and profile P1 are specified.	86
4.9	Beach profile evolution (a) P1, (b) P2, (c) P3 and (c) P3. Corresponding water levels at the study site for 2022 are added (source : SHOM) with HAT : Highest Astronomical Tide, MSL : Mean Sea Level and LAT : Lowest Astronomical Tide. The right-hand panels show photographs of P1, P3 et P4 profiles on the 27th February 2024 @M.Branellec (BRGM). Photograph associated to P2 profile was taken by drone on the 24th April 2024 @V.Marieu (CNRS-EPOC)	87
4.10	(a,c,e,g) Time series of 5.5-m NGF shoreline S (gray : post winter; black : post summer) at P1 to P4 with their computed long-term trend. In (b,d,f,h) Corresponding yearly shoreline change dS/dt (black) superimposed onto anomaly of winter-mean wave height deviation from the mean (red), with R^2 the corresponding coefficient of determination	88
5.1	(a) Map of the study site with the 2016 bathymetry (TANDEM project, source : SHOM) colored. Hatched areas indicate rocky outcrops (source : Communauté De Communes Medoc Atlantique (CDCMA)). The tide gauge and directional wave buoy locations are indicated by the yellow circle (red dot). The three instrumented cross-shore transects are aligned with an inner shelf ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler, colored triangles), with the north profile in orange, central profile in green, and the south profile in blue. (b,c,d) Zoom onto the nearshore instruments across the three transects with ADCP <i>Aquadopp</i> (colored rectangles) and pressure sensors (colored circles) superimposed onto an orthophotograph taken in September 2022 (source : PIGMA network), with θ_n (10°N), θ_c (23°N), and θ_s (4°N), the respective coastline orientation angles.	97

5.2	(a) 3D schematics of a seabed-mounted up-looking current profiler measuring velocities at each cell δ_c (i.e., cell size), at a δ_s distance from the seabed along its range (i.e., number of cells $n \times$ cell size $\delta_c/2$), within a water column depth of h . Current profile velocities cleaning steps consisted of removing altered data depending on (b) tilt (i.e., pitch and roll exceeding 30°) and correlation values; (c) data above the mean free surface elevation η depicted as the black line, obtained by hydrostatic reconstruction from the relative measured pressure; and (d) side lobe interference, R_{max}	98
5.3	Nearshore instrument positions and altitude at deployment, with beach profile changes throughout the study period at the (a) northern, (b) central, and (c) southern profiles, relative to mean sea level.	99
5.4	Tidal, wave, wind, and atmospheric conditions during the field experiment from September 12 to 26, 2022. Time series of (a) tidal elevation from (Ac1), (b) significant wave height H_{m0} , (c) peak wave period T_p , (d) peak wave incidence from the CANDHIS directional wave buoy, (e) wind direction and magnitude (averaged over half-day intervals) from the Météo-France weather station in Vensac located approximately 15 km from the field site, and (f) atmospheric pressure at the same station. Wind and wave directions are reported as directions of origin in nautical convention, with 0° as True North.	103
5.5	Wave and total current roses at the measurement stations in the inner shelf (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}) and nearshore (A_{n2} , A_{c2} , and A_{s2}) regions during the field experiment. The segment length shows the percentage of occurrence of this direction in the distribution. (a) Wave roses with significant height (H_{m0}) colored. Wave characteristics at the CANDHIS offshore directional wave buoy are represented in the upper left corner. (b) Current roses, with velocity colored and the residual total current velocities represented by the black arrow with their respective values in bold italic.	104
5.6	Time series of significant wave height H_{m0} (m) with corresponding tidal elevation (blue-gray-red colorbar) at the three inner shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} and (c) A_{s1} . The black line represents H_{m0} at the offshore boundary of the domain (CANDHIS buoy).	105
5.7	Time series of tidal elevation overlaid with total current intensity (jet colorbar) and velocity components decomposed into local coordinates (see Section 5.2.2.2) : alongshore V (parallel to the coastline) and cross-shore U (perpendicular to the coastline) at the three inner-shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} , and (c) A_{s1}	107

5.8	Zoomed time series of tidal elevation overlaid with total current intensity (jet colorbar) during two spring tide cycles, along with velocity components decomposed into local coordinates (see Section 5.2.2.2) : alongshore V (parallel to the coastline) and cross-shore U (perpendicular to the coastline) at the three inner-shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} , and (c) A_{s1}	108
5.9	Relationship between alongshore current velocities (V), tidal elevation, and rate of tidal elevation change (dh/dt in cm/s) at the three inner shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} and (c) A_{s1} . The color scale represents dh/dt (red for rising tide, blue for falling tide). Green sectors indicate the relative intensity of alongshore currents during the highest and lowest tides, with larger sectors reflecting stronger currents at these tidal phases. The obliquity of the area with grayish points (near high-tide or low-tide alongshore velocities) gives a measure of the alongshore current asymmetry between high and low tides for all tide ranges. The bottom panels further depict how (a-c) can be interpreted.	109
5.10	Time series of significant wave height H_{m0} (m) with corresponding tidal elevation (blue-gray colorbar) at the three nearshore stations : (a) A_{n2} - P_{n1} , (b) A_{c2} - P_{c1} and (c) A_{s2} - P_{s1} . The black line represents H_{m0} at the outer boundary of the domain (CANDHIS buoy). In (d,e) the same time series is zoomed onto two tidal cycles from (b) A_{s2} - P_{s1} . Vertical gray bands indicate when the sensor is emerged or located in the surf zone ($H_{m0}/h > 0.4$).	110
5.11	Time series of significant wave height H_{m0} at all nearshore pressure gauges of the (a) northern, (b) central and (c) southern profiles.	111
5.12	Time series of tidal elevation overlaid with total current intensity (jet colorbar) and corresponding alongshore V and cross-shore U velocity components at the nearshore stations : (a) A_{n2} , (b) A_{c2} and (c) A_{s2} . For A_{s2} , panels (d, e) show tidal elevation overlaid with alongshore V velocity components (blue-gray-red colorbar). Vertical gray bands indicate when the sensor was either emerged or located in the surf zone ($H_{m0}/h > 0.4$).	112

Liste des tableaux

3.1	Number of data (N) available for each data source used in this study, with their temporal (year) and mean spatial (percent) coverage. The shoreline proxy and errors are provided.	56
3.2	Bathymetric dataset characteristics in terms of spatial coverage (Partial, Medium or Wide, see examples in Figure 3.4), number of probes and their distribution, transect spacing and data source.	57
4.1	Typology of beach/dune topographic profiles available at each transect, P1 to P4.	80
4.2	Values of total, beach and dune volume differences (in m^3/m and m^3) at each sectors (#1 to #9) between 2011 and 2023. In addition, values of total, beach and dune volume differences (in m^3/m and m^3) at southern erosion sectors (#1-5.5) and over the entire studied coastline (#1-9) and restricted to from 2011 to 2019 (due to LiDAR coverage limitations, see Section 4.2.2.2) are given.	82
5.1	Field measurement instrument specifications	99
5.2	Bulk wave statistics of significant wave height H_{m0} (m) at the inner shelf and nearshore stations with averaged, maxima and minima over the field experiment.	102
5.3	Alongshore V and cross-shore U currents velocities variations (m/s) during the field experiment at inner shelf (A_{n1} , A_{c1} and A_{s1}) and nearshore (A_{n2} , A_{c2} and A_{s2}) stations, with : V_{mean} the residual of alongshore currents, V_{max} the maximum flood current, V_{min} the maximum ebb current, U_{mean} the residual of cross-shore currents, U_{max} the maximum inner shelf currents and U_{min} the maximum onshore currents	102
5.4	Bulk wave statistics H_{m0} variations (m) at inner shelf ADCPs with averaged, maxima and minima of H_{m0} calculated over spring and neap tides throughout the field experiment.	105
5.5	Alongshore V currents variations (m/s) during spring tides (ST) and neap tides (NT) at inner shelf ADCPs, with : V_{mean} the residual of alongshore currents, V_{max} the maximum flood current, V_{min} the maximum ebb current.	106
5.6	Currents and tide temporal asymmetries	106
5.7	Bulk wave statistics of significant wave height H_{m0} (m), outside of the breaking zone, at three nearshore stations with averaged, maximum and minimum H_{m0} calculated over spring and neap tides throughout the field experiment.	108

5.8 Alongshore current velocity V (m/s) variations at the nearshore stations calculated over spring and neap tides throughout the field experiment, with : V_{mean} the residual alongshore current, V_{max} the maximum flood current, V_{min} the maximum ebb current. 111

Chapitre 1

Introduction

Contents

1.1	Contexte général	2
1.2	Présentation du sujet	4
1.3	Organisation du manuscrit	7

1.1 Contexte général

Les littoraux sableux constituent approximativement un tiers des côtes mondiales non recouvertes de glace (Figure 1.1). Ces zones côtières présentent un intérêt considérable pour les sociétés humaines. En effet, la croissance du tourisme et des activités récréatives ont entraîné un développement urbain et une expansion démographique significative (Allen et al., 1999; Le Berre et al., 2016), avec pour corollaire une augmentation des enjeux socio-économiques.

D'autre part, les activités humaines ont progressivement impacté ces environnements côtiers. La construction de barrages, les extractions de sables et de graviers, la fixation du littoral ou encore la destruction de dune pour la construction d'infrastructures sont autant de phénomènes qui ont contribué directement ou indirectement à la diminution des flux/stocks de sédiments au niveau des côtes sableuses, amplifiant ainsi l'érosion dans ces environnements à l'équilibre fragile (e.g. Sanjaume and Pardo-Pascual, 2005; Anthony et al., 2015).

Pour protéger les enjeux croissants de ces littoraux contre l'érosion, de nombreuses infrastructures de défense ont été mises en place au cours des derniers siècles, exacerbant la pression anthropique sur ces écosystèmes dynamiques et fragiles (e.g. Charlier and De Meyer, 2000). Bien que pouvant reposer sur la combinaison d'ouvrages en dur, les stratégies de gestion peuvent aussi utiliser des méthodes de lutte active souple, voire des solutions fondées sur la nature (e.g. Charlier and De Meyer, 2000; de Schipper et al., 2016). Toutefois, l'optimisation de ces stratégies d'adaptation nécessite une compréhension approfondie des processus physiques responsables des évolutions morphologiques le long de ces littoraux, ainsi qu'une stratégie d'observation adéquate (e.g. Kerguillec et al., 2019).

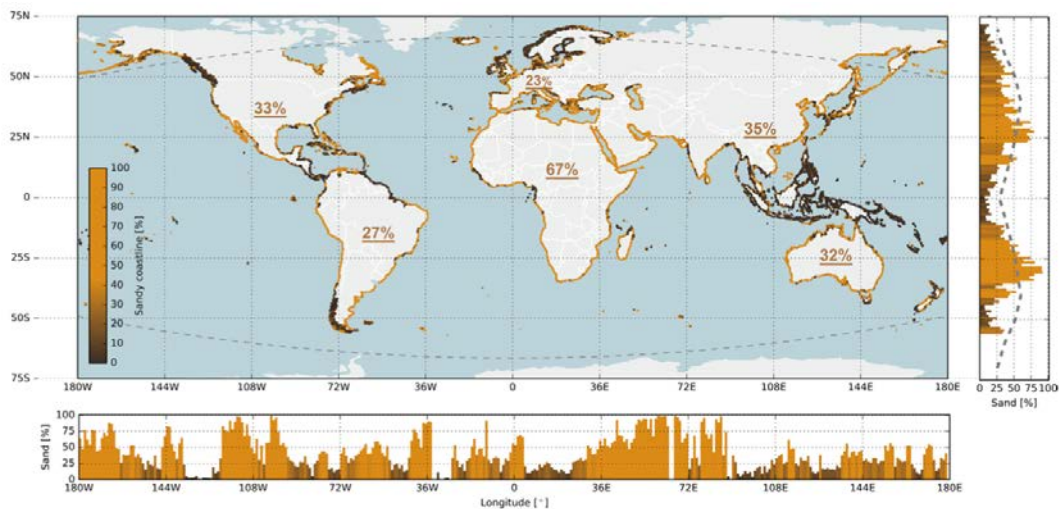


FIGURE 1.1 – Carte mondiale montrant la répartition des littoraux sableux (indiqués en jaune) avec les pourcentages moyens associés à chaque continent et les distributions longitudinales et latitudinales respectivement en bas et à droite d'après Luijendijk et al. (2018).

Les littoraux sableux sont soumis à une grande diversité de processus hydro-sédimentaires qui interagissent entre eux pour générer une grande variabilité d'évolutions morphologiques sur une vaste gamme d'échelles spatio-temporelles, comme illustré dans la Figure 1.2. En plus de l'évolution quasi-instantanée des petites rides sableuses, sur les plages sableuses ouvertes ces évolutions se produisent typiquement à des échelles allant de l'événementiel (jours à semaines), au moyen terme (mois à décennies), et jusqu'au long terme (plusieurs décennies) (Stive et al., 2002; Hunt et al., 2023). Les tempêtes, ou successions de tempêtes, provoquent des reculs rapides du trait de côte en hiver (Masselink et al., 2016; Harley et al., 2017), suivis de périodes de récupération plus lentes durant l'été. Ainsi cumulées, ces périodes engendrent des changements morphologiques saisonniers à pluriannuels, ces derniers souvent liés aux modes de variabilité interne du climat engendrant une variabilité atmosphérique. A plus long terme, une érosion chronique résultant aussi d'autres forçages peut être observée (la Figure 1.2).

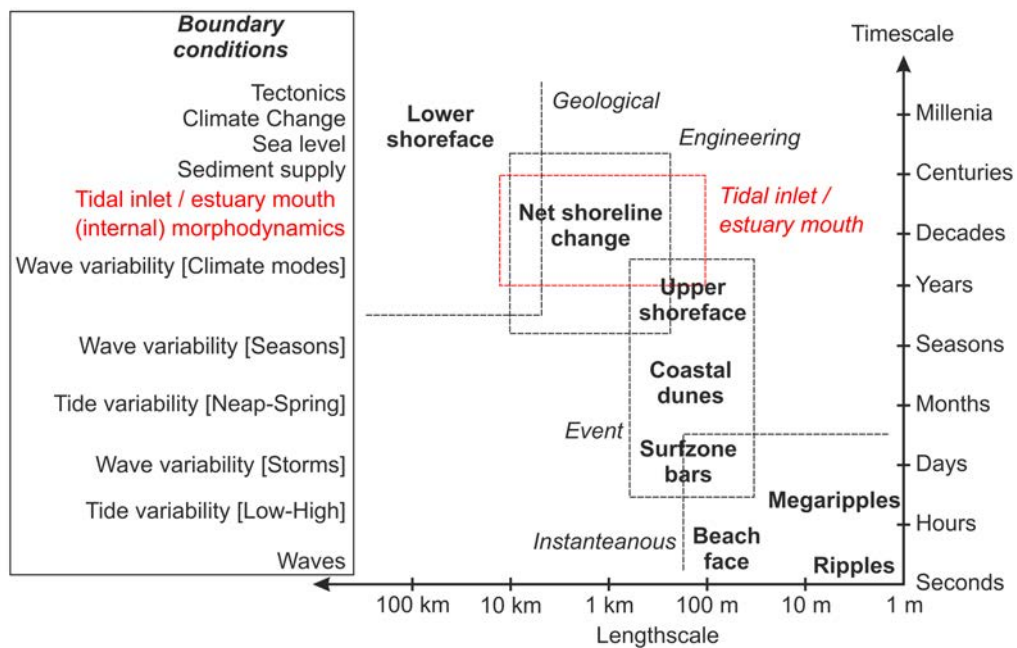


FIGURE 1.2 – Diagramme des échelles spatio-temporelles associées à l'évolution naturelle des côtes sableuses ouvertes et les forçages associés (à gauche). Sur les côtes sableuses adjacentes aux embouchures tidales et estuariennes, comme dans le cas de ce travail doctoral, la dynamique d'embouchure (forçage interne, en rouge), mais aussi les modes de gestion, peuvent se superposer voire dominer le forçage des vagues (forçage externe). Modifié d'après *Castelle and Masselink (2023)*

Les littoraux adjacents aux embouchures tidales (i.e. embouchures influencées par la marée) présentent des évolutions morphologiques nettement plus prononcées que les littoraux sableux ouverts (FitzGerald, 1984; Gaudio and Kana, 2001; Ridderinkhof et al., 2016a; Elias et al., 2019; Lenstra et al., 2019; Burvingt et al., 2022; Castelle et al., 2022). Ces variations rapides et contrastées résultent des forçages internes (processus d'auto-organisation des bancs de sable au niveau du delta de jusant) des embouchures voisines, et se manifestent sur des échelles temporelles allant

de l'année au siècle, ainsi que sur des échelles spatiales allant de centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres (Figure 1.2). L'interaction complexe entre les forçages externes (vagues, marées) et les forçages internes (delta de jusant) des embouchures se traduisent communément par la migration et l'accolement de bancs de sable (Fortunato et al., 2014; Ridderinkhof et al., 2016b; Nahon et al., 2022; Burvingt et al., 2022), engendrant ainsi de fortes évolutions de l'ensemble du système littoral (petits fonds, plage, dunes) et affectant la position du trait de côte sur les littoraux adjacents.

Ces différents phénomènes, dont les modalités (ampleur, périodicité, etc.) varient selon chaque embouchure (FitzGerald, 1984; Gaudio and Kana, 2001; Ridderinkhof et al., 2016a), se superposent à la gamme étendue de variabilité morphologique déjà présente sur les littoraux ouverts (Figure 1.2). Cela conduit à des évolutions marquées et souvent difficilement prévisibles de la morphologie côtière dans ces zones. A ces phénomènes naturels peuvent s'ajouter la réponse aux modes de gestion, qui peuvent influencer voir profondément et durablement affecter la dynamique sédimentaire et *in fine*, la configuration des littoraux sableux.

En raison de la croissance des enjeux humains sur les littoraux sableux proches des embouchures et des évolutions morphologiques rapides et de grandes ampleurs qui peuvent y prendre place, il est crucial d'améliorer notre compréhension du fonctionnement à long terme de ces systèmes. Il est également central de comprendre les interactions complexes et les conséquences des modes de gestion passés et actuels, afin d'améliorer notre capacité à agir et prévoir leurs évolutions futures. Une meilleure compréhension passe par l'analyse des évolutions passées et des processus physiques à l'origine de ces évolutions sur une large gamme d'échelles spatio-temporelles. La finalité est à terme d'optimiser les stratégies de gestion de la bande côtière, en protégeant les intérêts humains tout en minimisant les impacts environnementaux sur ces écosystèmes côtiers dynamiques et fragiles.

En Nouvelle-Aquitaine (France), il existe une grande diversité de systèmes d'embouchures tidales, présentant des niveaux d'aménagements variés. Pour tous ces systèmes, les questions relatives aux impacts de leur fonctionnement sur les littoraux adjacents sont particulièrement importantes (Figure 1.3).

1.2 Présentation du sujet

Le littoral Nord-Médoc est une côte sableuse s'étendant sur environ quinze kilomètres, au sud de l'estuaire de la Gironde en France (Figure 1.3c). Ce secteur a enregistré un recul parmi les plus importants observés en France métropolitaine depuis le début du 19^{ème} siècle (Castelle

et al., 2018). À une échelle pluri-décennale, l'évolution de ce littoral est caractérisée par des dynamiques sédimentaires complexes et non linéaires, influencées directement par la dynamique hydro-sédimentaire de l'embouchure voisine de la Gironde. Ces dynamiques comprennent des périodes d'accélération et de répit de l'érosion, et des périodes d'accrétion qui alternent dans l'espace et dans le temps. Aujourd'hui, l'érosion chronique menace localement les infrastructures humaines à court terme, tels que la villa *Surprise* et l'immeuble *Le Signal* (Figure 1.4). Dans le cas de cet immeuble, cela a conduit à une évacuation. Construit à la fin des années 1960 à 200 mètres du rivage, ce bâtiment a vu sa position se retrouver à seulement une dizaine de mètres de la falaise d'érosion dunaire après l'hiver 2013-2014, nécessitant l'expropriation des habitants. Il fut finalement détruit en février 2023. Compte tenu des nombreux enjeux sur ce secteur du littoral, ces événements soulignent la nécessité d'anticiper les évolutions à moyen et long terme du littoral du Nord-Médoc.

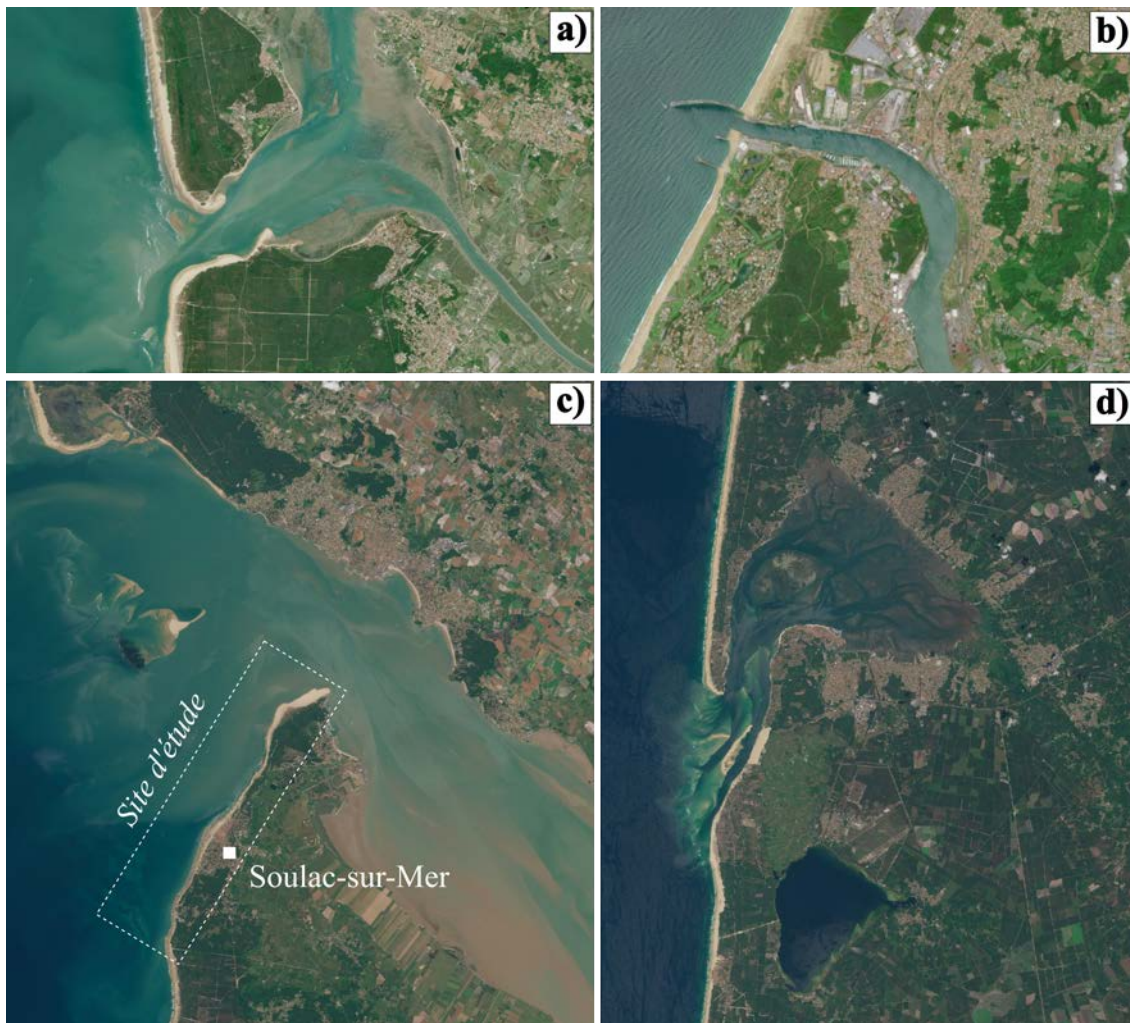


FIGURE 1.3 – Images satellites *Sentinel 2* de juin 2024 (source : Copernicus) de quatre embouchures tidales de Nouvelle-Aquitaine (France) : (a) l'embouchure de Maumusson, peu anthropisée et présentant des évolutions morphologiques des littoraux adjacents rapides; (b) l'embouchure de l'Adour très anthropisée au trait de côte fixé; et les grandes embouchures (c) de la Gironde et (d) du bassin d'Arcachon, anthropisées avec des évolutions complexes et de grandes amplitudes.

Pour répondre aux problématiques associées à l'érosion du trait de côte, la Communauté de Communes Médoc Atlantique (CdCMA) a mis en œuvre en 2018 une Stratégie Locale de Gestion de la Bande Côtière (SLGBC). Dans ce contexte, le projet de Recherche régional ESTOC¹ a été initié en collaboration avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), le laboratoire EPOC (Université de Bordeaux – CNRS) et la CdCMA. Ce projet est co-financé par la Région Nouvelle-Aquitaine afin de répondre aux besoins identifiés par la CdCMA :

- (i) Améliorer la compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral Nord-Médoc.
- (ii) Disposer d'un outil de modélisation numérique permettant de reproduire les grandes tendances évolutives du trait de côte à court et moyen termes (i.e. de quelques heures à la décennie).
- (iii) Disposer à terme d'une capacité d'anticipation pour consolider les choix stratégiques quant à la gestion souple du littoral et/ou la lutte active dure.



FIGURE 1.4 – Photographies de l'immeuble *Le Signal* (a) dans les années 70, (b) en 2015 @L.Theillet, et de la villa *Surprise* en 2014 (c) @F.Cottureau.

Dans le cadre du projet ESTOC, cette thèse vise à répondre au besoin exprimé par la CdCMA en actualisant les connaissances sur les dynamiques hydro-sédimentaires à l'échelle de l'embouchure de la Gironde, où les dernières études spécifiques remontent à plus de 20 ans (Howa, 1987, 1997; Mallet et al., 2000), et de collecter des données permettant la mise en œuvre et la validation d'un modèle de trait de côte sur la zone (Post-doctorat Ivana Mingo au sein du projet). Mon tra-

1. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la passe sud de l'ESTuaire de la Gironde et du Nord Médoc, trajectoires d'évolution à l'échelle séculaire, modélisation des évolutions pluriannuelles à pluri-décennales du trait de côte et effets des modes de gestion

vail s'appuie sur une base de données topographiques collectées par la CdCMA dans le cadre de la SLGBC, des données acquises par le laboratoire EPOC et le BRGM dans le cadre de l'Observatoire des Côtes de Nouvelle Aquitaine (OCNA) et sur de nouvelles données que j'ai acquises au cours de ce travail de recherche comprenant entre autres des données topo-bathymétriques collectées auprès du Grand Port Maritime de Bordeaux (GPMB) et de plate-formes de mise à disposition (e.g. IGN, PIGMA), ainsi qu'une base de données de mesures *in situ* collectées pendant une campagne intensive à l'échelle de l'ensemble du littoral étudié et de l'avant-côte que j'ai coordonnée.

Pour mieux comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral Nord-Médoc, plusieurs questions de recherche se posent. Certaines d'entre elles permettent de définir des axes de recherche privilégiés :

- (i) Quelle est l'influence de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde (i.e. delta de jusant) sur les évolutions du littoral Nord-Médoc de l'échelle pluri-décennale à séculaire ?
- (ii) Quelles sont les influences respectives de la dynamique du delta de jusant et de la variabilité du climat de vagues sur les évolutions morphologiques du littoral Nord-Médoc à l'échelle interannuelle ?
- (iii) Comment les forçages externes (vagues, marée) interagissent entre eux et avec la bathymétrie complexe de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde pour générer les circulations au niveau de la zone d'étude ?

1.3 Organisation du manuscrit

L'organisation de ce manuscrit s'articule autour des différentes échelles spatio-temporelles traitées (Figure 1.2), de l'échelle séculaire pour les évolutions morphologiques, jusqu'à l'échelle événementielle pour l'hydrodynamique (Figure 1.5).

Le **Chapitre 2** propose une revue bibliographique sur le fonctionnement hydro-sédimentaire général des embouchures, ainsi que sur l'évolution des côtes sableuses adjacentes. De plus, il présente un état de l'art des connaissances sur le littoral du Nord-Médoc, en abordant la problématique du recul du trait de côte et en compilant les connaissances scientifiques disponibles avant le début de cette thèse. Enfin, ce chapitre permet également de replacer les trois chapitres de résultats suivants dans cet état de l'art.

Chacun des trois chapitres de résultats s'appuie sur un article (publié ou en révision) précédé d'une introduction générale en français qui replace les objectifs principaux du chapitre ainsi que l'échelle spatio-temporelle étudiée (Figure 1.5). Sont également inclus un résumé de l'approche

méthodologique et des principaux résultats. A noter que ce format de thèse sur article peut entraîner une redondance dans les introductions et les descriptions du site d'étude entre chaque article.

Le **Chapitre 3** analyse les évolutions morphologiques du littoral Nord-Médoc à travers une approche qualitative puis quantitative, mettant en lien les évolutions du trait de côte avec les changements bathymétriques observés depuis le début du 20^{ème} siècle jusqu'à nos jours.

Le **Chapitre 4** traite de la variabilité interannuelle de la morphologie du système plage-dune et du trait de côte sur le littoral Nord-Médoc au cours de ces 15 dernières années. Ces évolutions en lien avec les pratiques de gestion dure (e.g. épis, enrochements) et souple (e.g. rechargements de sable) le long du littoral sont mises en relation avec la variabilité interannuelle des forçages de vagues, en lien avec des modes de variabilité interne du climat.

Le **Chapitre 5** décrit quantitativement les processus hydrodynamiques le long du littoral Nord-Médoc, en étudiant les interactions entre les vagues, la marée et la bathymétrie à différents niveaux (petits fonds et estran). Cette étude est basée sur une campagne de mesures intensive réalisée pendant l'automne 2022.

Enfin, le **Chapitre 6** conclut ce travail de recherche en soulignant les principales connaissances apportées et en proposant de nouvelles perspectives.

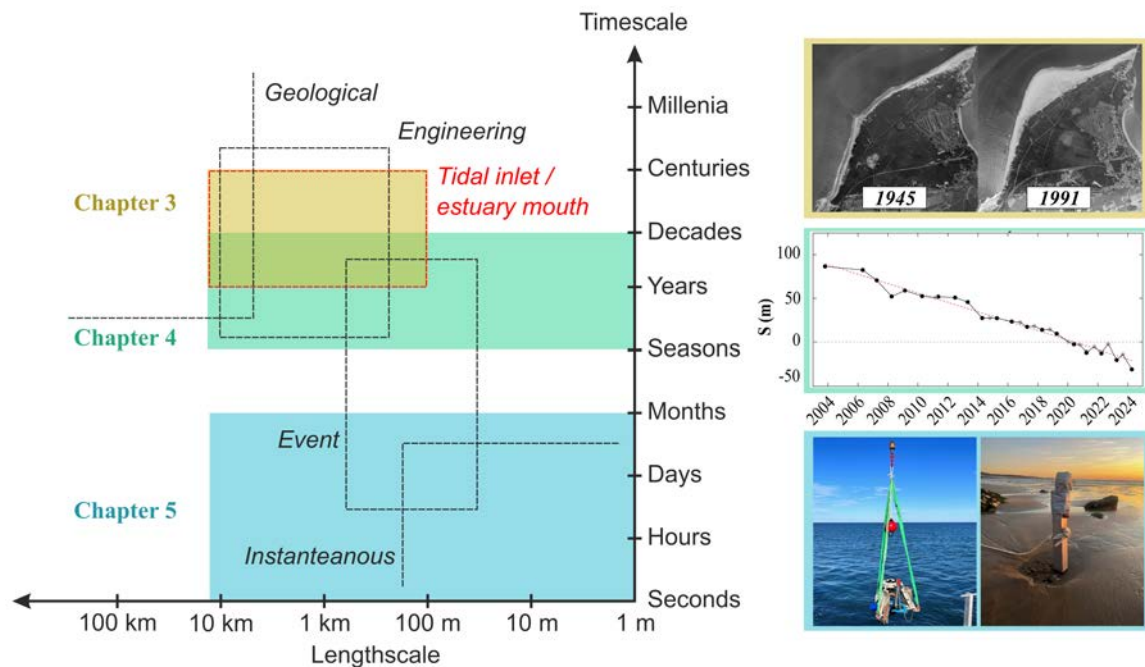


FIGURE 1.5 – Diagramme des échelles spatio-temporelles associées aux évolutions morphologiques et hydrodynamiques et indication des spectres couverts par les chapitres 3 (jaune), 4 (vert) et 5 (bleu) de ce manuscrit sur le littoral du Nord-Médoc.

Chapitre 2

État de l'art et positionnement de la thèse

Contents

2.1	Dynamique des littoraux sableux adjacents aux embouchures	11
2.1.1	Processus hydro-sédimentaires	11
2.1.1.1	Compartiments du système plage	11
2.1.1.2	Vagues : courants et transports induits	12
2.1.1.3	Marée : courants et transports induits	15
2.1.1.4	Le système morphodynamique	16
2.1.2	Évolution des embouchures tidales et estuariennes (dynamique interne)	17
2.1.2.1	Modélisation conceptuelle des embouchures	17
2.1.2.2	Exemple de fonctionnement d'embouchures	21
2.1.2.3	Processus au niveau des littoraux adjacents	27
2.1.3	Évolution des plages ouvertes dominées par l'action des vagues	29
2.1.3.1	Processus <i>cross-shore</i>	30
2.1.3.2	Processus <i>longshore</i>	31
2.1.4	Dynamique des littoraux adjacents aux embouchures : dynamique externe vs dynamique interne	32
2.1.5	Défis sur les littoraux adjacents aux grandes embouchures	33
2.2	Cas du littoral Nord-Médoc	34
2.2.1	Contexte général	35
2.2.2	Histoire de l'érosion au niveau du littoral Nord-Médoc et des modes de gestion	37
2.2.2.1	Anthropisation progressive du littoral	37
2.2.2.2	Évolution récente des modes de gestion	41
2.3	État des connaissances et lacunes	42

Les littoraux sableux adjacents aux embouchures sont des environnements où les interactions entre les vagues, les niveaux d'eau et les courants associés à la propagation des ondes de marée interagissent et induisent des évolutions morphologiques complexes. Ce chapitre propose un état de l'art des connaissances actuelles sur la dynamique hydro-sédimentaire de ces littoraux, et sur celle du littoral du Nord-Médoc en particulier.

La première partie de ce chapitre s'intéresse à la dynamique des littoraux sableux adjacents aux embouchures (Section 2.1). Dans un premier temps (Section 2.1.1), une synthèse des principaux processus hydro-sédimentaires est proposée, en examinant comment les vagues, les marées et les courants qu'elles induisent, influencent le transport de sédiments et la morphologie du système littoral. Le fonctionnement spécifique des systèmes d'embouchures et les relations avec les littoraux adjacents sont ensuite abordés (Section 2.1.2), d'abord via la classification et la modélisation conceptuelle des embouchures, puis au travers de deux exemples d'embouchures déjà largement étudiées dans la littérature. Je me focalise notamment sur les dynamiques internes spécifiques à ces environnements en présentant les processus de *by-pass* de sédiments, notamment par le biais d'accolement de bancs de sable aux littoraux adjacents dont l'une des conséquences majeures est de largement impacter l'évolution du trait de côte des secteurs adjacents. Les échelles spatio-temporelles associées à ces séquences qui caractérisent la dynamique interne des embouchures en fonction de leur taille et des conditions hydro-sédimentaires des systèmes sont aussi abordées. Ensuite (Section 2.1.3) afin de souligner les particularités des systèmes d'embouchures par rapport aux plages ouvertes (essentiellement contrôlées par le forçage externe, i.e. la variabilité de l'énergie incidente des vagues), une revue des processus responsables de leurs évolutions est proposée. Enfin (Section 2.1.4) j'expose comment les dynamiques internes et externes se combinent au niveau des littoraux adjacents aux embouchures et (Section 2.1.5) présente les principaux défis posés par l'étude des systèmes adjacents aux grandes embouchures.

La deuxième grande partie de ce chapitre (Section 2.2) présente la zone d'étude du littoral Nord-Médoc et souligne les principales lacunes quant aux connaissances de son fonctionnement. En Section 2.2.1, les caractéristiques générales de ce site sont décrites, ainsi que (Section 2.2.2) l'histoire de son érosion et les modes de gestion adoptés au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle.

Le chapitre se conclut (Section 2.3) en synthétisant les connaissances actuelles du fonctionnement du littoral Nord-Médoc ainsi que les principales lacunes qu'il est nécessaire de combler pour répondre aux besoins de gestion. Je souligne comment, à travers chacun des trois chapitres de résultats présentés dans le manuscrit, je procède pour combler au moins en partie ces lacunes et

apporter des éléments scientifiques robustes sur lesquels les gestionnaires peuvent s'appuyer.

2.1 Dynamique des littoraux sableux adjacents aux embouchures

2.1.1 Processus hydro-sédimentaires

2.1.1.1 Compartiments du système plage

Les littoraux sableux sont des systèmes dont la morphologie résulte de l'interaction complexe entre les processus hydrodynamiques (vagues, marées et courants induits) et le transport sédimentaire. Pour simplifier, la morphologie de ces littoraux est généralement représentée sous forme de profil type idéalisé (Wright and Short, 1984), c'est-à-dire une coupe verticale perpendiculaire à l'orientation de la côte, illustrée en Figure 2.1.

Les littoraux sableux peuvent être décomposés en trois parties distinctes, soit du large vers les terres : l'avant-côte, la plage, et la dune (Figure 2.1).

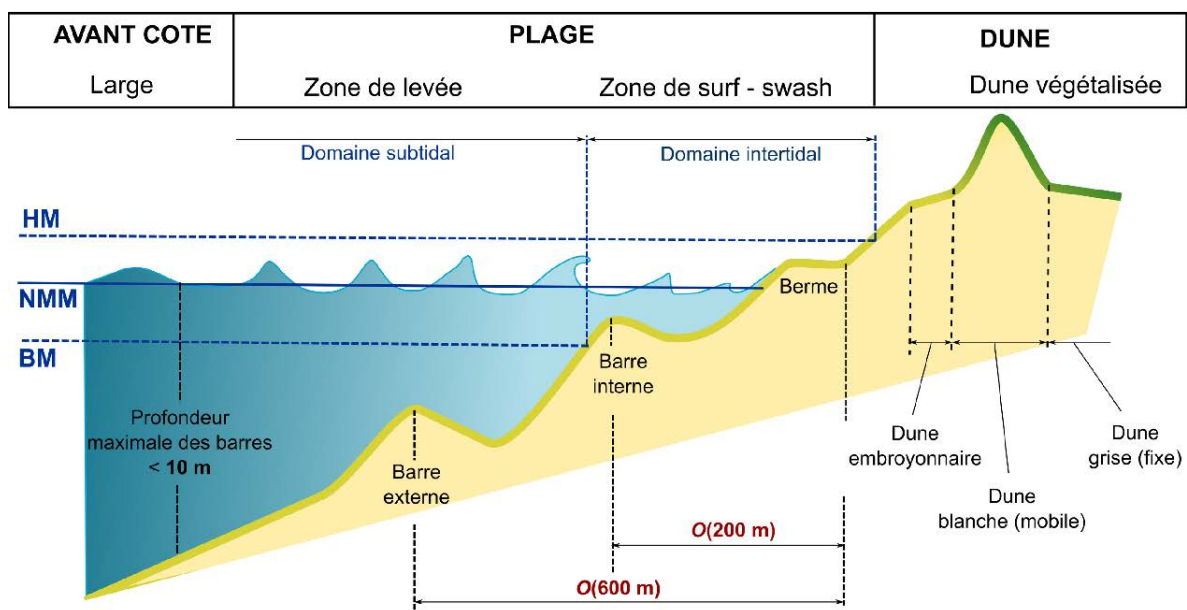


FIGURE 2.1 – Vue de coupe des principales unités morphologiques d'un système plage-dune idéalisé, d'après Dubarbier (2014).

L'*avant-côte* désigne la partie la plus éloignée de la côte où l'action des vagues sur l'évolution du fond peut être typiquement négligée. Le système plage est généralement subdivisé en trois sections : L'*avant-plage*, l'*estran* et le *haut de plage*. Les deux premières subdivisions appartiennent au domaine marin contrairement à la dernière qui débute le domaine terrestre. L'*avant-plage* est la partie subtidale de la «plage». Située en dessous du niveau de la plus basse marée astronomique (PBMA), c'est une zone constamment immergée. L'*estran* est à la portion intertidale de la «plage».

Située entre les niveaux de PBMA et de la plus haute marée astronomique (PHMA), cette zone est alternativement découverte et recouverte par la marée. En fonction de la hauteur des vagues et de la marée, ce compartiment peut être en zone de levée, de déferlement (zone de *surf*) ou de jet de rive. Enfin, le *haut de plage* constitue la partie supratidale de la «plage». Elle est généralement constituée de sable sec et parfois morphologiquement caractérisée par une berme, une accumulation longitudinale de sable observée après de longues périodes de vagues peu énergétiques. La partie la plus basse du haut de plage peut être soumise à l'action du jet de rive (*swash*). Le *cordon dunaire*, quant à lui, peut être composé de plusieurs types de dunes, incluant la dune embryonnaire, la dune blanche, la dune grise, suivie de la lette grise (espace inter-dunaire plat, recouvert de végétation rase) et enfin de la forêt (forêt de pins communément rencontrée le long de l'ensemble de la côte en Nouvelle-Aquitaine). Cependant, le cordon dunaire et le haut de plage peuvent être absents localement en raison de l'urbanisation ou de l'héritage géologique, comme la présence de falaise.

2.1.1.2 Vagues : courants et transports induits

Les vagues sont formées par l'action du vent sur la surface de l'eau. Le frottement du vent transfère l'énergie de l'air à l'eau, générant des perturbations à la surface. Les caractéristiques du vent, telles que son intensité, sa durée (Young, 1999) et la distance d'action (i.e. fetch), déterminent les caractéristiques des vagues générées (Wiegel, 1960). Caractérisées comme *ondes courtes de surface*, ces perturbations sont assimilables au large à des ondes sinusoïdales. Elles sont définies par leur hauteur (m), mesurée entre le creux et la crête de la vague, par leur période (s) et par leur longueur d'onde (m) qui sont, respectivement, la durée et la distance entre deux crêtes consécutives. Leur fréquence (Hz) est quant à elle définie comme l'inverse de la période. Lorsque ces perturbations se propagent depuis leur source, les petites longueurs d'onde sont atténuées et dissipées. Le transfert d'énergie entre les fréquences les plus hautes vers des fréquences plus basses entraîne l'organisation de ces ondes, l'accroissement de leur amplitude et une augmentation lente et progressive de leur période, permettant ainsi aux vagues de se transformer en houle régulière (Wiegel, 1960), comme illustré en Figure 2.2. Dans ce travail, nous nous concentrerons sur la caractérisation et l'action des ondes courtes dont l'étalement en fréquence est typiquement compris entre 0.04 Hz (25 s) et 1 Hz (1 s) (e.g. Munk, 1950; Oh et al., 2020). La partie du spectre des vagues correspondant aux ondes infragravitaires (i.e. ondes longues associées à la structure de groupe des vagues courtes et dont les fréquences sont plus petites que 0.04 Hz) n'est pas abordée ici.

Au large, là où la profondeur est supérieure à la moitié de la longueur d'onde des vagues, ces dernières n'interagissent pas avec le fond marin (*eaux profondes*). Plus proche de la côte,

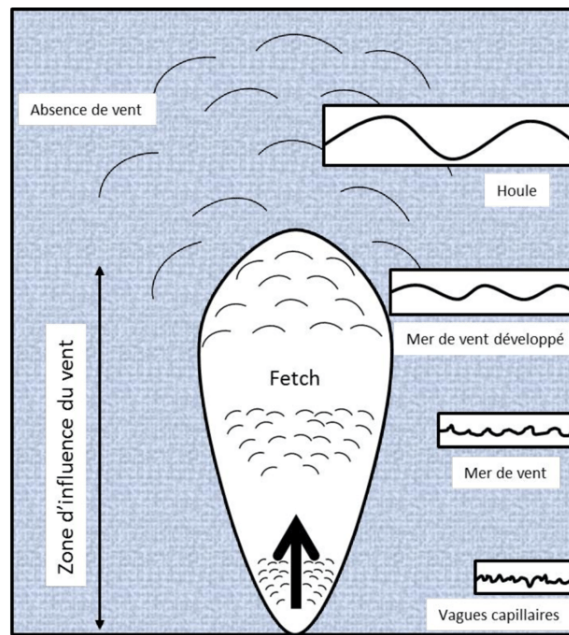


FIGURE 2.2 – Schéma illustrant le processus de formation des vagues selon différents états de mer, d'après *J. Ott (1996)* dans Cloarec (2018).

elles entrent en *eaux intermédiaires* lorsque la profondeur devient inférieure à la moitié de la longueur d'onde et commencent à subir des transformations par interaction avec le fond marin. Prennent place alors différents processus : réfraction, réflexion, diffraction et levée, de nature à modifier considérablement la forme et les caractéristiques des vagues (Dean and Dalrymple, 1991). En particulier la réfraction est un processus dû au fait que la célérité des vagues diminue avec la profondeur, il induit le fait que les crêtes de vagues tendent à devenir parallèles aux isocontours de la bathymétrie. Si la bathymétrie présente des irrégularités le long de la côte, alors les phénomènes de réfraction entraînent, à cause de la conservation du flux d'énergie entre les rayons de vagues, la présence de zones de focalisation et de dispersion d'énergie des vagues (e.g. Shepard and Inman, 1950) (Figure 2.3). A noter que dans les milieux particuliers d'embouchures où les courants sont forts et potentiellement contraires au sens de propagation de vagues, les courants peuvent également générer une forte réfraction et induire, du fait de leur non homogénéité spatiale, des zones de focalisation et dispersion d'énergie, voire même un blocage des vagues (Dodet et al., 2013). Enfin, alors que les vagues sont sinusoïdales au large, en interagissant avec le fond, elles deviennent progressivement asymétriques (Dubarbier, 2014). Cette asymétrie se répercute dans les vitesses orbitales des vagues, générant un transport sédimentaire vers la côte. Les processus décrits, et par conséquent la transformation des caractéristiques des vagues, s'intensifient encore à mesure que la profondeur diminue. On passe alors en domaine d'eau dite *peu profonde*.

Dans ce domaine, les vagues deviennent instables et déferlent. Ce point de déferlement dépend du rapport entre la hauteur de la vague et la profondeur d'eau locale. Lorsqu'un seuil est atteint la

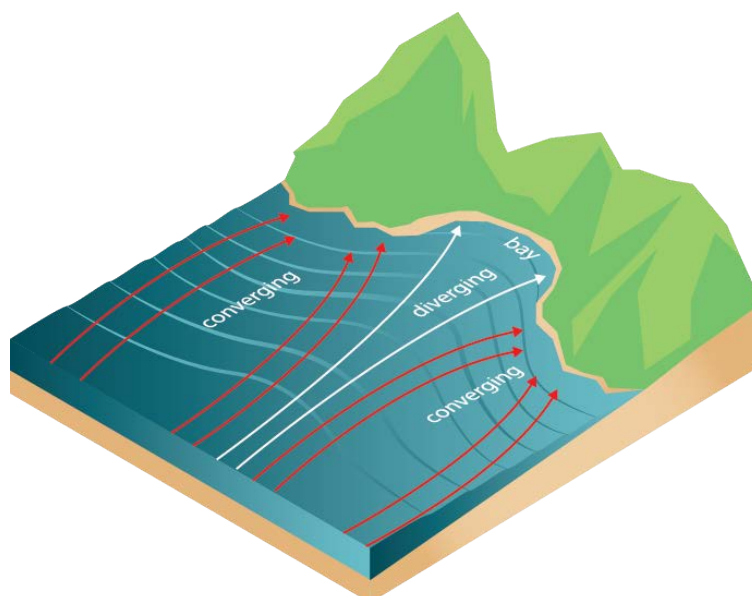


FIGURE 2.3 – Illustration des processus de réfraction des vagues se propageant au niveau d'irrégularités bathymétriques en eaux intermédiaires, entraînant des zones de focalisation et de diffusion d'énergie, respectivement au niveau des caps et des baies. D'après B. Inouye.

vague est instable et déferle (e.g. Iversen, 1952; Kimura and Iwagaki, 1978; Feddersen and Veron, 2005). La dissipation d'énergie des vagues par déferlement bathymétrique est une source majeure de la circulation littorale (courants et niveau d'eau) (e.g. Shepard and Inman, 1950; Longuet-Higgins and Stewart, 1964). En effet, la diminution de la quantité de mouvement des vagues associée au déferlement est équivalente à une force qui va pousser les masses d'eau dans le sens du déferlement. La circulation induite par le déferlement des vagues est schématisée dans la Figure 2.4. Elle comprend les modifications de la hauteur du plan d'eau (i.e. *set-up*) ainsi que les courants longitudinaux (i.e. *longshore*) et transversaux (i.e. *cross-shore*).

Set-up : Le phénomène de *set-up* est la surélévation de la hauteur du plan d'eau induite par le déferlement des vagues qui poussent les masses d'eau vers le rivage (e.g. Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Bowen et al., 1968). Le *set-up* augmente avec la taille des vagues au large.

Courant de dérive : Le courant de dérive est un courant parallèle à la côte induit par le déferlement des vagues qui arrivent avec une certaine obliquité par rapport à la côte. Ce courant engendre le transport longitudinal de sédiments le long des littoraux, appelé *la dérive littorale* (e.g. Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Komar and Inman, 1970).

Courant de retour : Le courant de retour est un courant dirigé vers le large. Lorsque les vagues apportent des masses d'eau vers le rivage dans la partie supérieure de la colonne d'eau (dérive de Stokes), un courant de retour se forme au fond pour compenser cet apport, ramenant ainsi les masses d'eau vers le large (e.g. Masselink and Short, 1993; Faria et al., 2000; Elgar et al., 2001).

Le transport sédimentaire vers le large induit par le courant de retour est le principal moteur de l'érosion des plages pendant les tempêtes.

Courant d'arrachement : Les courants d'arrachement sont des courants intenses et étroits, dirigés vers le large, sur toute la colonne d'eau. Ils peuvent se former à partir de différents mécanismes physiques (Castelle et al., 2016) mais les plus communs sont les courants d'arrachement dits de chenal (*Channel Rips*), omni-présents sur les plages intermédiaires (Wright and Short, 1984). Les courants d'arrachement de chenal sont dirigés vers le large pour les houles frontales et lorsque l'incidence augmente, le courant d'arrachement de chenal est progressivement remplacé par un courant de dérive oscillant.

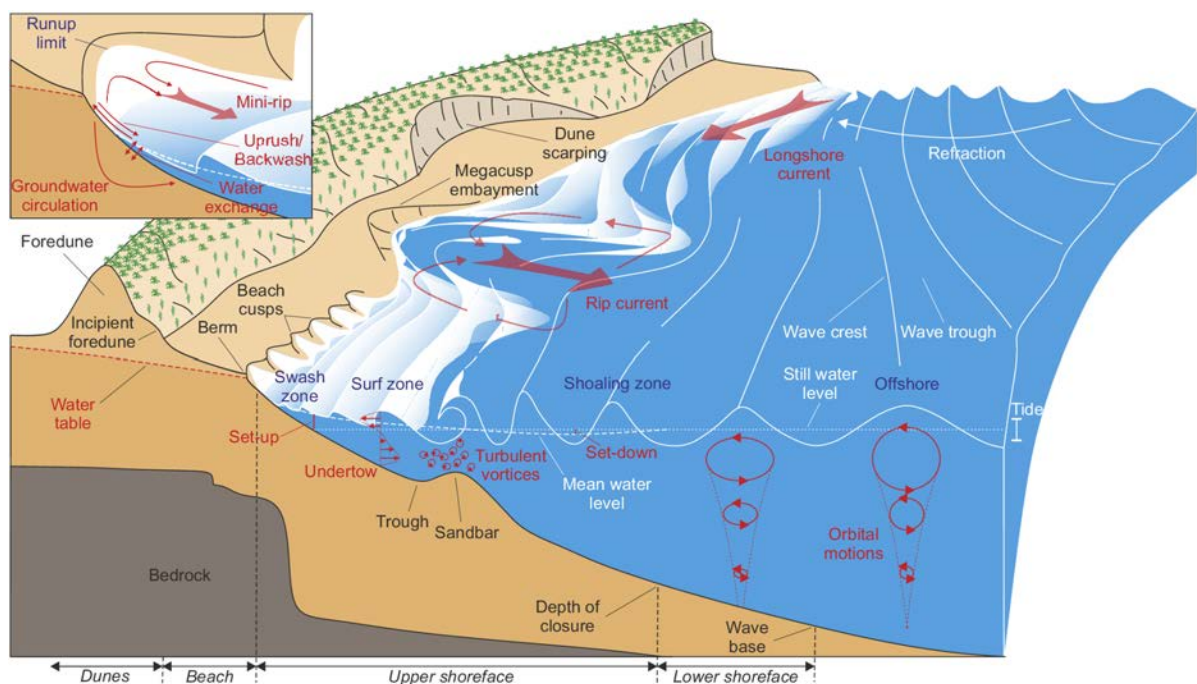


FIGURE 2.4 – Processus de transformation des vagues et circulation induite en zone littorale, d'après Castelle and Masselink (2023).

2.1.1.3 Marée : courants et transports induits

Les marées sont des ondes longues générées par l'interaction des forces gravitationnelles de la lune et du soleil avec la Terre. Leur alignement (i.e phases de nouvelle lune et pleine lune) engendre des marées de grande amplitude, appelées *marées de vives-eaux*. En revanche, lorsque le soleil et la lune sont à angle droit par rapport à la Terre (premier et dernier quartiers de lune), des marées d'amplitude minimale se produisent, les *marées de mortes-eaux*. Enfin, lors des équinoxes, l'équateur est en alignement avec le soleil et ces phénomènes sont maximaux (septembre et mars). Les régimes de marée peuvent être semi-diurnes (période d'environ 12,42 heures) ou diurnes (période d'environ 24,84 heures) et le marnage (i.e l'amplitude de marée) peut-être microtidal (< 2

m), mésotidal (2-4 m) ou macrotidal (>4 m).

Les variations temporelles de niveau d'eau induit par la marée engendre des déplacements de masses d'eau importantes et par conséquent, des courants tidaux. Les courants de flot se produisent généralement lorsque la marée monte, transportant masses d'eau et sédiments vers la côte ou dans une embouchure. Les courants de jusant se produisent, quant à eux, généralement lorsque la marée descend (e.g. Lessa, 2000), générant un transport en direction du large ou hors d'une embouchure. Les courants induits par la marée sont typiquement plus importants pendant les marées de vives-eaux (e.g. Mirfenderesk and Tomlinson, 2008; Shi et al., 2011; Li et al., 2020). Les courants de marée sont largement affectés par la topographie et bathymétrie locales, et notamment dans les embouchures par la morphologie des chenaux (e.g. Mullarney et al., 2008; Héquette et al., 2009; de Schipper et al., 2016; Lenstra et al., 2019).

2.1.1.4 Le système morphodynamique

Les vagues, à travers leurs vitesses orbitales et les courants qu'elles induisent par déferlement bathymétrique, ainsi que les courants induits par la marée, peuvent transporter de grandes quantités de sédiments (cf les nombreuses approches permettant de quantifier les flux sédimentaires (e.g. Aagaard et al., 1998; Cipriani and Stone, 2001; Héquette et al., 2008; Masselink et al., 2009). Le *système morphodynamique*, qui a été conceptualisé pour la première fois par Wright and Thom (1977), est régi par les interactions mutuelles entre les processus hydrodynamiques (vagues, marée et courants induits), le transport sédimentaire, et l'évolution du fond (Figure 2.5). Ces interactions entre processus hydro-sédimentaires très non-linéaires mènent à des évolutions morphologiques des littoraux sableux allant des échelles instantanées à géologiques, du mètre à la centaine de kilomètres (Figure 1.2). L'étude complète de ce système est complexe puisqu'il nécessite d'appréhender toutes les composantes du système morphodynamique. Si cette tâche est quasiment impossible à partir de données de terrain, la plupart des modèles numériques permettant de simuler l'évolution des systèmes littoraux sont structurés comme sur la Figure 2.5.

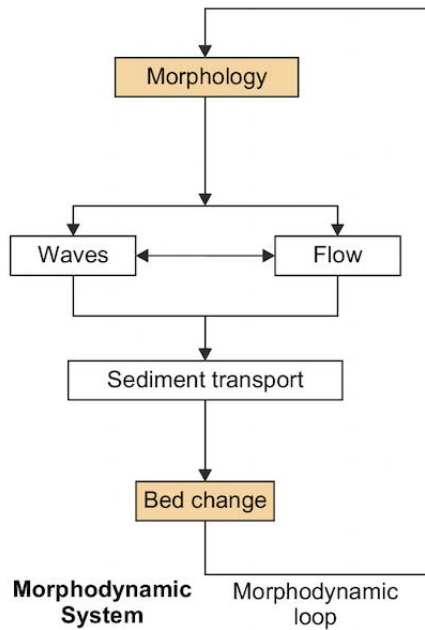


FIGURE 2.5 – Illustration de la rétroaction des différents compartiments d'un système morphodynamique, d'après Castelle and Masselink (2023).

2.1.2 Évolution des embouchures tidales et estuariennes (dynamique interne)

2.1.2.1 Modélisation conceptuelle des embouchures

Selon la définition de *D.M Fitzgerald et I.V. Buynevich* dans Coniglio and Middleton (2003), les embouchures tidales correspondent à des interruptions dans la continuité des côtes par lesquelles l'eau pénètre dans les terres et en ressort au fur et à mesure des marées. La connexion entre les océans ou les mers avec les baies, les lagunes, les rivières ou les marais est entretenue par ces courants de marée par le biais d'un chenal tidal en expulsant continuellement les sédiments (e.g sable, graviers) déversés dans ce chenal principal. Ce sont des zones en équilibre dynamique dépendant de facteurs physiques externes (i.e. marée, vagues), de leurs apports sédimentaires (FitzGerald, 1996) et de leurs caractéristiques géologiques (FitzGerald, 2015). FitzGerald et al. (2015) font remarquer que ces embouchures tidales peuvent être de deux types. Elles peuvent être associées aux connexions entre le large et l'entrée des baies, des lagunes et des côtes barrières (i.e. longues îles étroites parallèles aux côtes) ou elles peuvent correspondre aux embouchures estuariennes.

a) Caractéristiques morphologiques générales

Ces différentes embouchures tidales peuvent partager des caractéristiques morphodynamiques générales communes à savoir, des terres vers le large, un delta de flot, une passe tidale et un delta de jusant (Figure 2.6).

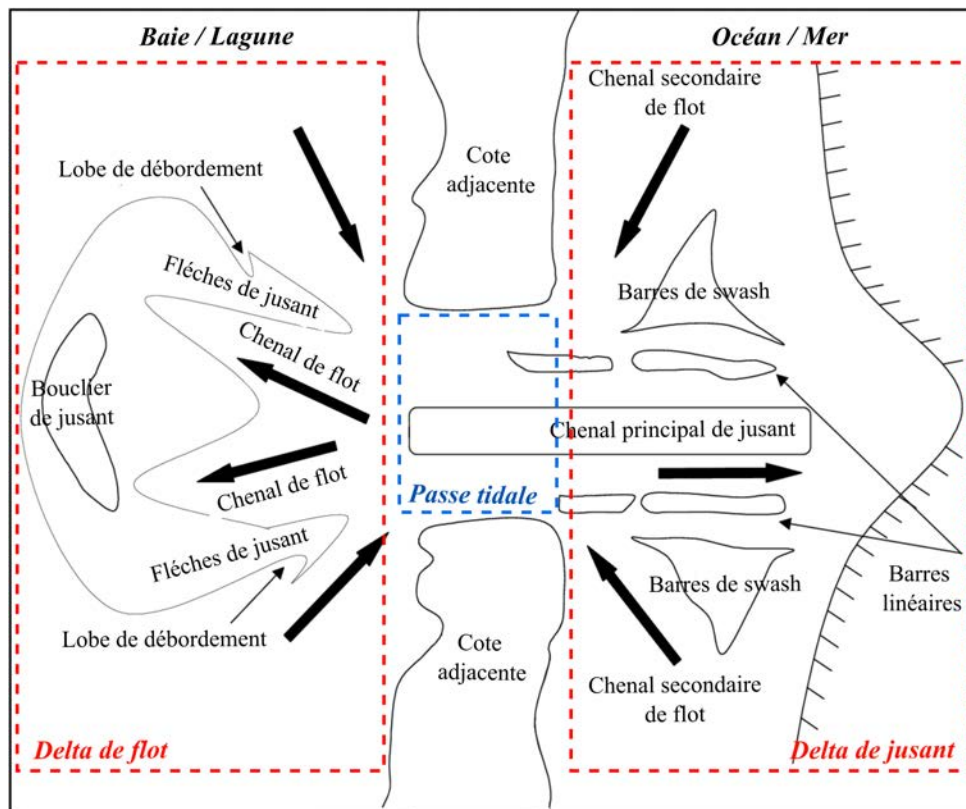


FIGURE 2.6 – Schéma des caractéristiques morphologiques générales des embouchures tidales. Modifié d'après Hayes (1975).

La ou les *passes tidales*, situées à la jonction entre la partie externe (delta de jusant) et la partie interne (delta de flot) d'une embouchure tidale (Figure 2.6), sont les passages par lesquels transitent tous les échanges de masses d'eau et de sédiments entre l'océan/mer et la partie interne (estuaire ou lagune). Représentant la section transversale la plus étroite de l'embouchure, la vitesse des courants y est maximale. La taille de cette section transversale est empiriquement liée au prisme tidal (O'Brien, 1969; Jarrett, 1976; Byrne et al., 1980), qui dépend du volume d'eau entrant (pendant le flot) et sortant (pendant le jusant) de l'embouchure lors des cycles de marée.

Le *delta de jusant* est une accumulation de sédiments dans la partie externe de l'embouchure là où les courants tidaux baissent en intensité. Sa morphologie (Bruun and Gerritsen, 1960; Hayes, 1980; Carr-Betts et al., 2012) et son volume de sédiments (Hicks and Hume, 1996) dépendent du prisme tidal de l'embouchure et de la quantité de sédiments transportés vers l'embouchure externe (e.g. Hicks and Hume, 1996). Les courants de jusant, dominants dans le chenal principal, transportent et remobilisent les sédiments à travers ce delta, depuis la passe tidale jusqu'au lobe terminal (partie distale du delta de jusant). Ce processus peut conduire à la formation de barres linéaires le long de ce chenal. A l'inverse, l'action des vagues limite l'étalement du delta de jusant vers le large (Walton and Adams, 1976; van Rijn, 1998), contrebalançant l'action des courants de

marée, et peut former des barres de *swash* au niveau du lobe terminal et/ou de la plate-forme de *swash* (FitzGerald, 1982; Robin et al., 2009b).

Le *delta de flot* est également une accumulation de sédiments, situé dans la partie interne de l'embouchure tidale. Généralement localisé dans une zone protégée de l'action des vagues, sa formation résulte principalement de l'alternance des courants associés aux cycles de marée. Le delta de flot peut être constitué d'un bouclier de jusant, de flèches de jusant et/ou d'un lobe de débordement.

b) Processus de *by-pass*

La présence d'une embouchure tidale engendre l'interruption du transport longitudinal de sédiments induit par les vagues le long des côtes (dérive littorale). L'interruption de ce transport, et par conséquent d'une majeure partie des apports en sédiments à la côte en aval de la dérive, engendre son érosion. Cependant, des processus internes aux embouchures peuvent permettre d'assurer ce transport en aval-dérive, de manière continue, périodique ou événementielle. Ce sont les processus de *by-pass*. Ils sont cependant complexes et leur fonctionnement varie selon les caractéristiques de l'embouchure considérée.

Les travaux de Hayes (1975) ont proposé une classification des embouchures tidales selon leurs caractéristiques hydrodynamiques (i.e. marnage et conditions d'exposition aux vagues). Cela inclut un continuum allant des embouchures dominées par la marée à celles dominées par les vagues, ainsi qu'un large éventail d'embouchures à énergie mixte (Figure 2.7). Cet éventail d'embouchure dépend essentiellement du rapport entre le marnage et la hauteur modale des vagues. Les embouchures à énergie mixte peuvent couvrir tout un spectre entre deux extrêmes : de fortement dominées par la marée à fortement dominées par les vagues.

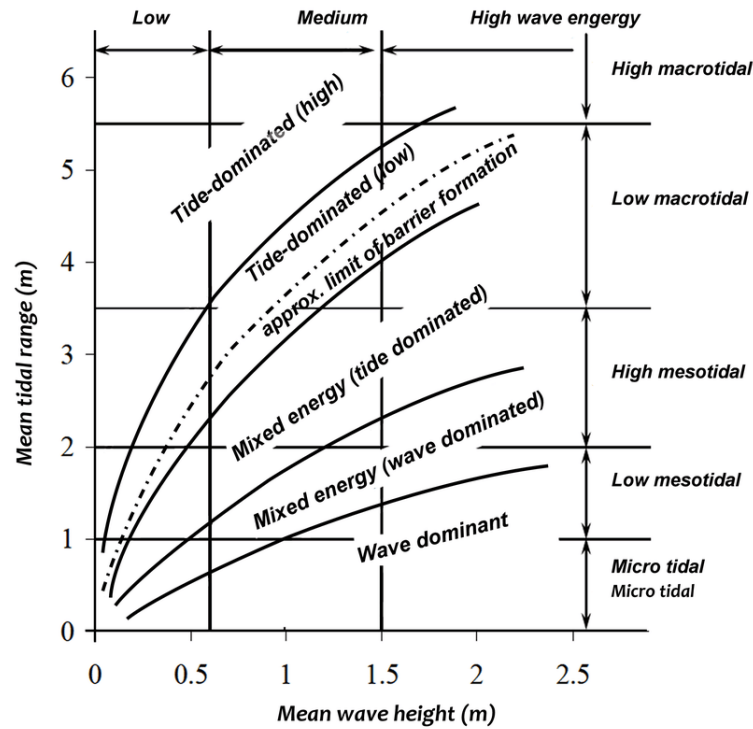


FIGURE 2.7 – Classification des embouchures tidales selon leur marnage et les conditions d'exposition aux vagues. Modifié par T.T. Tran d'après Hayes (1975).

Les travaux de Bruun and Gerritsen (1959) permettent de comparer sous forme de ratio des caractéristiques physiques propres à chaque embouchure avec comme objectif de déterminer le processus de *by-pass* dominant. Bruun and Gerritsen (1959) comparent ainsi le ratio (r) entre la dérive littorale (M_{mean}) et le débit maximal d'une embouchure (Q_{max}). Ce dernier correspond au prisme tidal en marée de vives-eaux et au débit fluvial.

$$r = M_{mean}/Q_{max}$$

Les embouchures tidales dominées par les vagues auront tendance à posséder un plus grand ratio (r) que celles dominées par la marée. Selon les processus de *by-pass* mis en évidence par Bruun and Gerritsen (1959), lorsque $r > 200-300$, le *by-pass* des sédiments résulte principalement de leur transport en périphérie du delta de jusant par l'action des vagues. Lorsque $r < 10-20$, le *by-pass* des sédiments résulte de leur transport par les courants de marée ainsi que par la migration et l'accolement de bancs de sable.

Entre ces deux types principaux se trouvent les fonctionnements des embouchures tidales à énergies mixtes, pour lesquelles FitzGerald (1982) et FitzGerald et al. (2000) ont proposé des modèles conceptuels. Dans ces embouchures, le développement de complexes de barres de *swash* (e.g. Embouchure de Price, voir Section 2.1.2.2a) ou bien la rupture du delta de jusant (e.g. Em-

bouchure d'Ameland, voir Section 2.1.2.2b) génère la migration et l'accolement de larges bancs sous l'action des vagues (Figure 2.8).

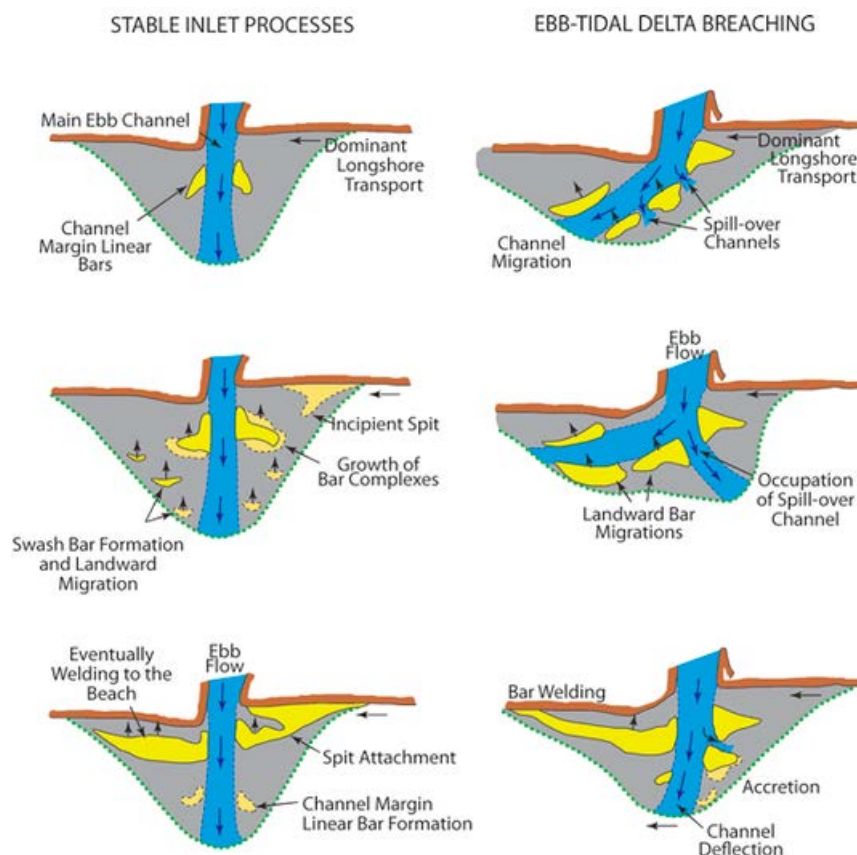


FIGURE 2.8 – Deux modèles conceptuels de processus naturels de *by-pass*, dans le cas d'une embouchure stable (à gauche) et dans le cas d'une rupture de delta de jusant (à droite). Ce deuxième cas est très similaire au modèle *Outer Channel Migration*, d'après FitzGerald et al. (2000).

2.1.2.2 Exemple de fonctionnement d'embouchures

Parmi les environnements littoraux, les embouchures tidales sont des environnements très dynamiques, évoluant spatialement et temporellement. Malgré l'existence de modèles conceptuels qui facilitent la compréhension de ces processus complexes, chaque embouchure tidale possède un fonctionnement unique. Ce fonctionnement est influencé par diverses caractéristiques du système, telles que le marnage (e.g. FitzGerald, 1982; Robin et al., 2009b), le climat de vagues (e.g. Walton and Adams, 1976; FitzGerald, 1982; van Rijn, 1998), la taille de l'embouchure (e.g. Bruun and Gerritsen, 1960; O'Brien, 1969; Jarrett, 1976; Byrne et al., 1980; Hicks and Hume, 1996), les apports sédimentaires (e.g. Hicks and Hume, 1996; Dallas and Barnard, 2009), les contraintes géologiques (e.g. FitzGerald, 1984; Hicks and Hume, 1996) ou encore les interventions humaines (e.g. Oliveira et al., 2006; Dallas and Barnard, 2009; Nahon et al., 2012; Elias et al., 2019). Ces caractéristiques sont autant de variables faisant dériver le fonctionnement d'une embouchure du modèle conceptuel (e.g. Hicks and Hume, 1996). Il est également possible qu'une embouchure

corresponde à plusieurs modèles conceptuels au cours du temps (e.g. Elias et al., 2019).

Pour illustrer ces processus morphodynamiques, les fonctionnements de deux embouchures tidales sont illustrés ci-dessous. Ces embouchures ont la particularité de rassembler de nombreuses études permettant de connaître leur fonctionnement de manière complète sur le long terme (i.e. échelles multi-décennale à séculaire). La première, **Price Inlet**, située en Caroline du Sud (États-Unis), se trouve entre les îles barrières Capers et Bull, assurant la connexion entre l'océan Atlantique et un système de marais tidaux (Figure 2.9a). C'est une embouchure tidale à énergie mixte (sous-classification *dominée par la marée*) correspondant au modèle d'*Embouchure stable* de Fitzgerald et al. (2000) (Figure 2.8) lui conférant des caractéristiques similaires au fonctionnement de celles dominées par la marée. La deuxième embouchure, celle d'**Ameland**, est localisée à la jonction entre la mer du Nord et la mer des Wadden, entre les îles barrières de Terschelling et Ameland aux Pays-Bas (Figure 2.9b). C'est une embouchure tidale à énergie mixte (sous-classification *dominée par les vagues*) dont le fonctionnement a évolué aux cours des décennies.

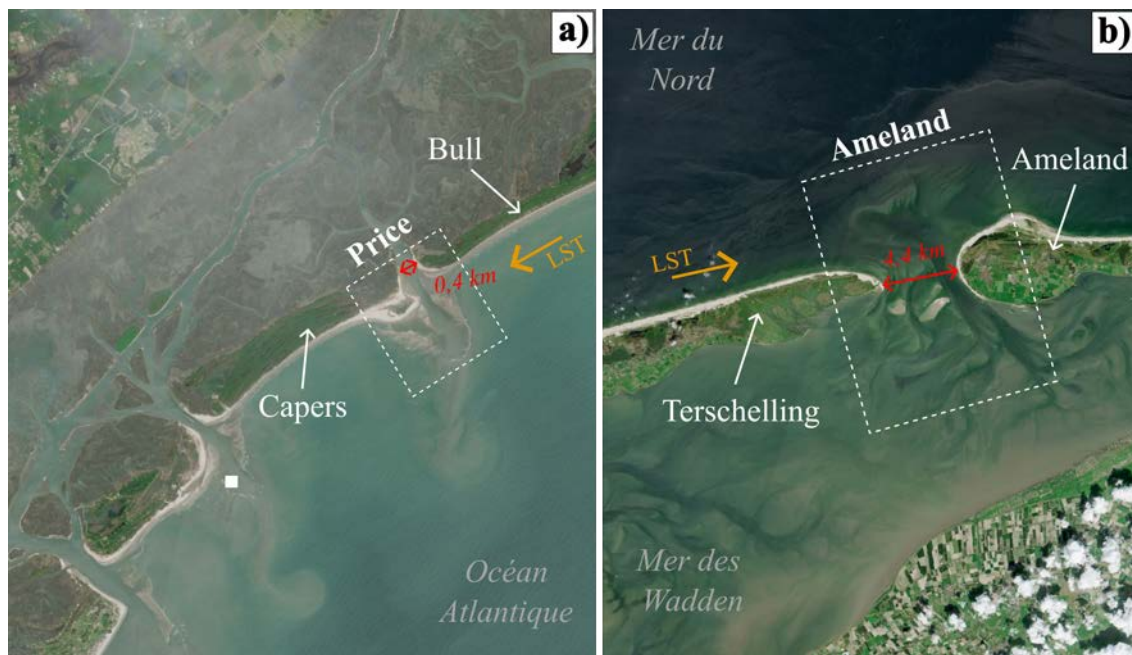


FIGURE 2.9 – Images satellites *Sentinel 2* (source : Copernicus) de l'embouchure (a) de Price (7 avril 2024) et de (b) d'Ameland (23 juin 2024). Le sens de la dérive littorale est indiqué (flèche orange) ainsi que la taille de leur section transversale.

a) Price Inlet (Caroline du Sud, États-Unis)

L'embouchure tidale de Price se distingue par une passe tidale dont les caractéristiques géologiques lui confèrent une position fixe, d'après *R.S. Tye* dans *FitzGerald* (1984). En effet, la passe tidale se situe au niveau de dépôts du Pléistocène semi-consolidés. Les caractéristiques hydrauliques de cette embouchure, qui induisent une asymétrie de la marée, génèrent de forts courants

de jusant dominants dans le chenal principal, empêchant ainsi la formation d'un delta de flot dans la partie interne de l'embouchure (Fitzgerald and Nummedal, 1983). Par conséquent, l'étude de la dynamique de cette embouchure se concentre sur le fonctionnement du delta de jusant. Ce sont ces particularités qui confèrent à cette embouchure à énergie mixte des similitudes avec les modèles conceptuels associés aux embouchures tidales dominées par la marée.

Les travaux de FitzGerald et al. (1976), Fitzgerald and Nummedal (1983) et FitzGerald (1984) renseignent sur le fonctionnement hydro-sédimentaire de l'embouchure de Price. Sur des cycles de 4 à 7 ans, des variations de 15-20% du volume total du delta de jusant sont observées. Ces variations résultent du développement et de la migration de complexes de barres de *swash*, illustrées en Figure 2.10.

La formation et migration de ces barres de *swash*, processus de *by-pass* caractéristique d'une embouchure tidale stable, sont modulées par le niveau d'eau et les conditions de vagues. Lorsque le delta de jusant est essentiellement subtidal et son volume minimal, les barres de *swash* se développent principalement au niveau du lobe terminal sous l'action des vagues (*Phase 1*). A marée basse, les vagues se réfractent autour du delta de jusant. Ce n'est que lorsque le niveau d'eau est suffisant que l'action des vagues permet la migration de ces barres vers les terres. A mesure qu'elles progressent en direction des côtes adjacentes, leur volume et leur part intertidale augmentent. La durée d'action des vagues devient de plus en plus limitée et leur vitesse de migration diminue. Elles s'accumulent et forment de larges complexes de barres de *swash* (*Phase 2*) augmentant le volume total du delta de jusant. Lorsque les conditions de vagues se corrélient avec un niveau d'eau suffisant par rapport à la taille de ces barres, elles finissent par compléter leur migration et s'accoler aux côtes adjacentes. Le volume total du delta est alors réduit et redevient principalement subtidal (*Phase 3*). Dans cette configuration de delta appauvri en sédiments en *Phase 4*, l'absence des complexes de barres de *swash* entraîne le déferlement des vagues le long de la côte en aval de la dérive et l'érosion de la plage nouvellement formée.

L'importance du marnage sur le processus de formation et migration de barres de *swash* a pu être également mis en évidence au niveau d'une embouchure mégatidale (> 11 m) dans les travaux de Robin et al. (2009b).

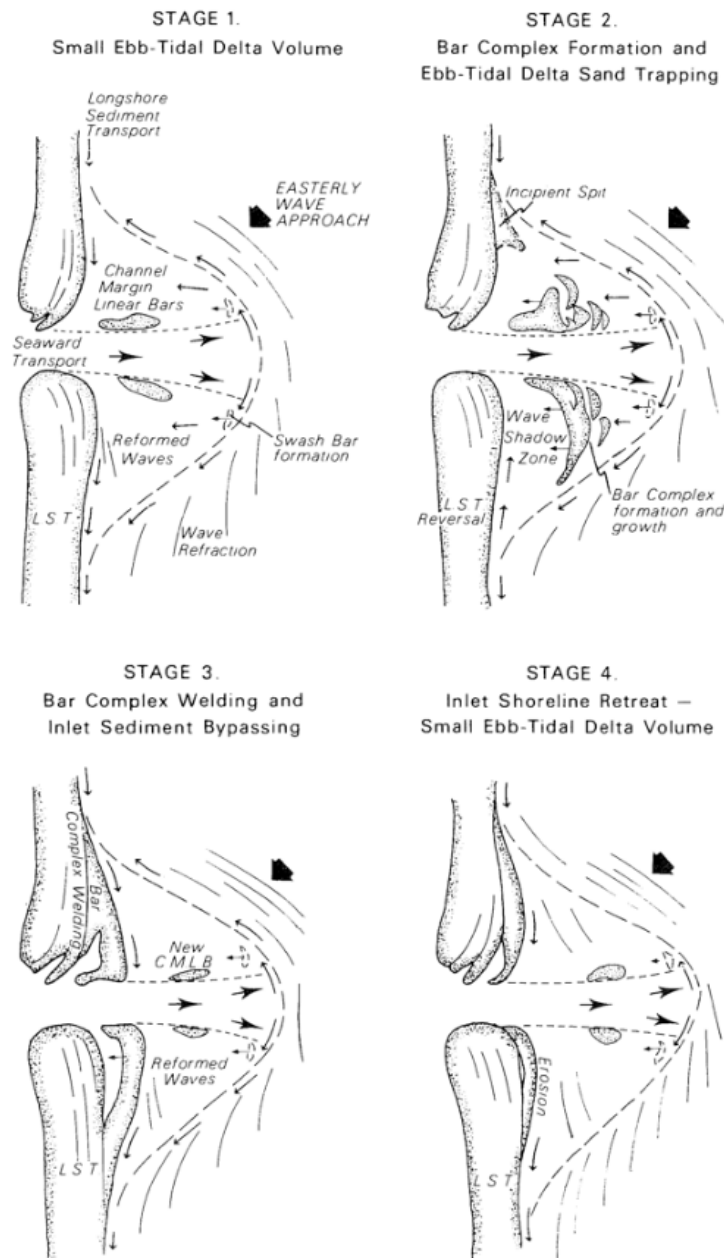


FIGURE 2.10 – Modèle conceptuel du processus de formation et migration des complexes de barres de *swash* dans l’embouchure tidale de Price (Caroline du Sud, États-Unis), d’après FitzGerald et al. (1984).

Les travaux de FitzGerald (1984) révèlent cependant l’existence de variabilités plus long terme dans la dynamique interne de l’embouchure de Price, résultant de l’interaction entre le désalignement des côtes adjacentes, l’action des vagues et les évolutions du méandre du chenal interne de l’embouchure. Étudiées sur une période d’un siècle, ces variations se manifestent sur des cycles de 7 à 42 ans et se superposent aux cycles de formation et de migration des complexes de barres de *swash* (Figure 2.10).

L’accumulation de sédiments transportés par la dérive littorale au niveau de la partie amont-dérive du delta entraîne une orientation naturelle du chenal principal en direction de la côte en aval-dérive. Cette orientation conduit à une asymétrie du delta et à l’accolement préférentiel des

complexes de barres de *swash* au niveau de la côte en aval de la dérive, provoquant ainsi son accretion tandis que la côte amont-dérive s'érode sous l'action des vagues. A terme, ce phénomène entraîne un désalignement entre ces deux côtes adjacentes responsable de la rotation anti-horaire du chenal principal (Figure 2.11a). Les accolements de barres de *swash* se produisent alors préférentiellement au niveau de la côte adjacente en amont de la dérive. En conséquence, la côte en aval subit une érosion due à la diminution du *by-pass*. Ce processus conduit progressivement à un désalignement inversé des côtes adjacentes (Figure 2.11b), entraînant finalement une rotation horaire du chenal principal, complétant ainsi le cycle.

La deuxième configuration (Figure 2.11b) persiste moins longtemps en raison du sens de la dérive littorale et de son exposition aux vagues qui accélère l'érosion. Cela explique en partie la durée variable des cycles, allant de 7 à 42 ans, la configuration en faveur de la côte en aval-dérive (Figure 2.11a) étant plus stable dans le fonctionnement de cette embouchure. Enfin, les méandres du chenal en partie interne contrôlent la direction des courants de jusant et peuvent également entraîner une réorientation du chenal principal du delta.

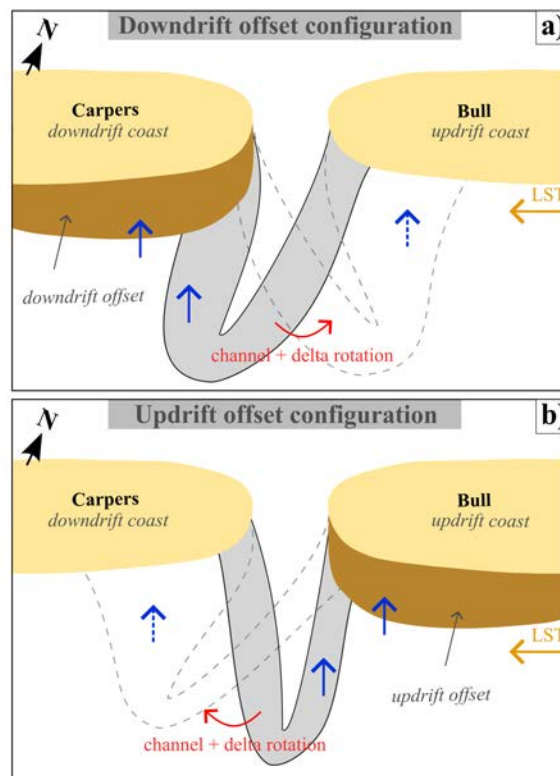


FIGURE 2.11 – Transition entre les deux configurations de l'embouchure de Price. (a) Désalignement des côtes adjacentes en faveur de l'aval-dérive, amorçant une rotation anti-horaire du chenal et un déplacement du delta de jusant vers l'amont. (b) Désalignement des côtes adjacentes en faveur de l'amont-dérive, amorçant une rotation horaire du chenal et un déplacement du delta de jusant vers l'aval. Les zones de migration préférentielles des complexes de barres de *swash* sont indiquées par des flèches bleues (avant rotation) et des flèches bleues pointillées (après rotation). Le sens de la dérive littorale est indiqué par une flèche orange. Modifié d'après FitzGerald (1984).

b) Ameland Inlet (Pays-Bas)

Les travaux de Cheung et al. (2007), complétant ceux de C.G Israël, renseignent sur le fonctionnement de l'embouchure d'Ameland sur 104 ans. Cette embouchure se distingue par une passe tidale transitant entre une configuration à un chenal et une configuration à deux chenaux, comme illustré en Figure 2.12.

Lors d'une configuration de la passe tidale à un chenal, la section transversale est étroite, concentrant les flux de marée dans un des deux chenaux de jusant de son delta. La transition à une configuration à deux chenaux engendre l'érosion de la pointe de Terschelling, la concentration progressive des flux de marée dans le second chenal de jusant du delta, sa migration vers l'aval-dérive, et l'amplification des apports sédimentaires au lobe terminal. A terme, le premier chenal se ferme complètement. À ce stade, l'intensité des courants de marée est maximale dans le second chenal, traversant alors le lobe terminal. Finalement, le premier chenal se reforme progressivement.

Les récents travaux de Elias et al. (2022) précisent que cet événement correspond à une rupture de delta de jusant, selon les modèles de FitzGerald et al. (2000). Cela conduit au *by-pass* d'un large banc tidal qui, à l'instar des complexes de barres de *swash* décrits par FitzGerald (1984), migre et s'accôle à la côte d'Ameland, en aval de la dérive, sous l'action des vagues. Elias et al. (2019, 2022) précisent également que cette séquence de *by-pass* ici décrite comme générée par le forçage tidal, peut être due à la rotation du chenal causée par la migration de bancs à travers le delta de jusant depuis l'amont de la dérive.

Bien que les travaux menés par Cheung et al. (2007) concluent que ces phases peuvent être de nature cyclique (50 - 60 ans), les travaux plus récents de Elias et al. (2019) mettent en garde sur les prévisions cycliques de Cheung et al. (2007). En effet, le comportement au 21ème siècle de cette embouchure (Elias et al., 2019) semble dévier du fonctionnement morphodynamique cyclique de l'embouchure présenté dans Cheung et al. (2007). De plus, Elias et al. (2019) indique qu'à l'échelle séculaire, le modèle conceptuel des processus de *by-pass* de l'embouchure serait passé d'un modèle *Outer Channel Breaching* à *Main ebb-channel switching* (cas décrit ci-dessus), selon les modèles de FitzGerald et al. (2000).

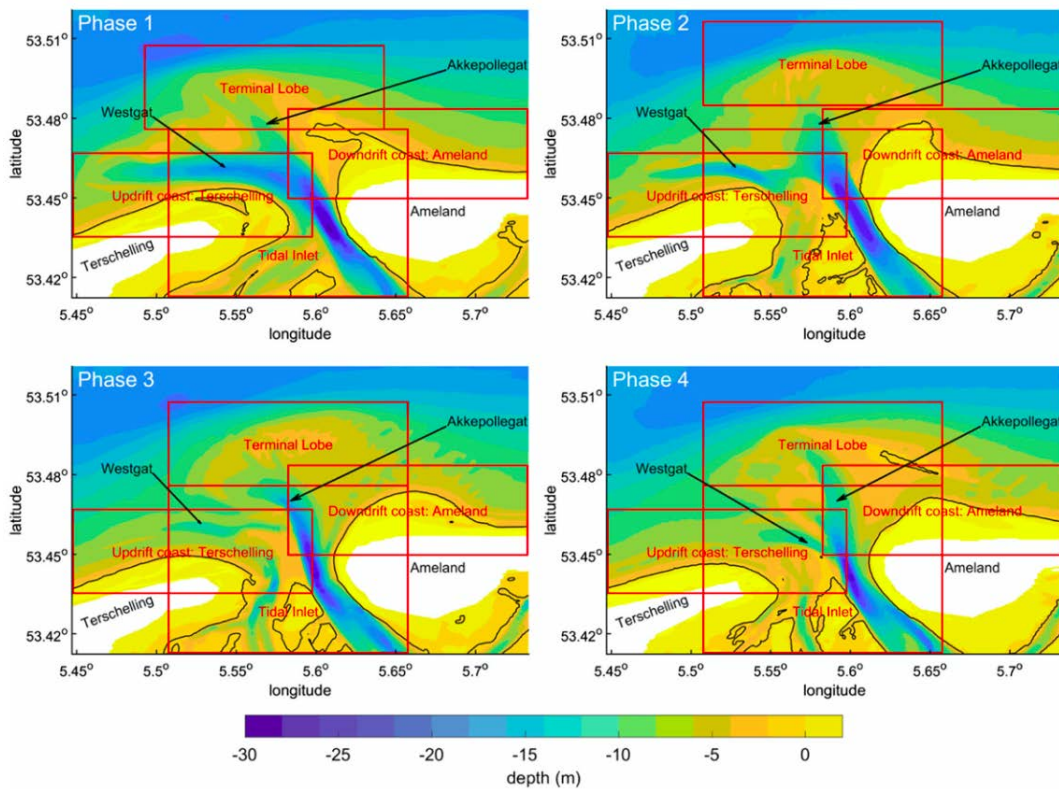


FIGURE 2.12 – Fonctionnement morphodynamique de l'embouchure d'Ameland (Pays-Bas) en quatre phases selon des cycles de 50-60 ans, d'après Lenstra et al. (2019).

2.1.2.3 Processus au niveau des littoraux adjacents

Comme illustré dans la Section 2.1.2.2, le fonctionnement des embouchures tidales a un impact direct sur l'évolution des littoraux adjacents. Les embouchures tidales dominées par les vagues tendent à apporter continuellement des sédiments à la côte adjacente en aval de la dérive (Figure 2.13c). En revanche, les embouchures tidales à énergie mixte et celles dominées par la marée réalisent ce *by-pass* par la migration et l'accolement ponctuel, voire événementiel, de bancs de sable à la côte (Figure 2.13d). L'influence de ces processus d'accolement sur les littoraux adjacents à une embouchure tidale dépend du volume de ces bancs, de la fréquence des accolements, et des zones impactées par ces processus. Ces caractéristiques varient non seulement d'une embouchure à une autre, mais également parfois au sein d'une même embouchure au fil du temps (e.g. FitzGerald, 1984). Les caractéristiques régissant ces processus d'accolement dépendent de facteurs spatio-temporels qui sont détaillés ci-dessous et illustrés en Figure 2.13.

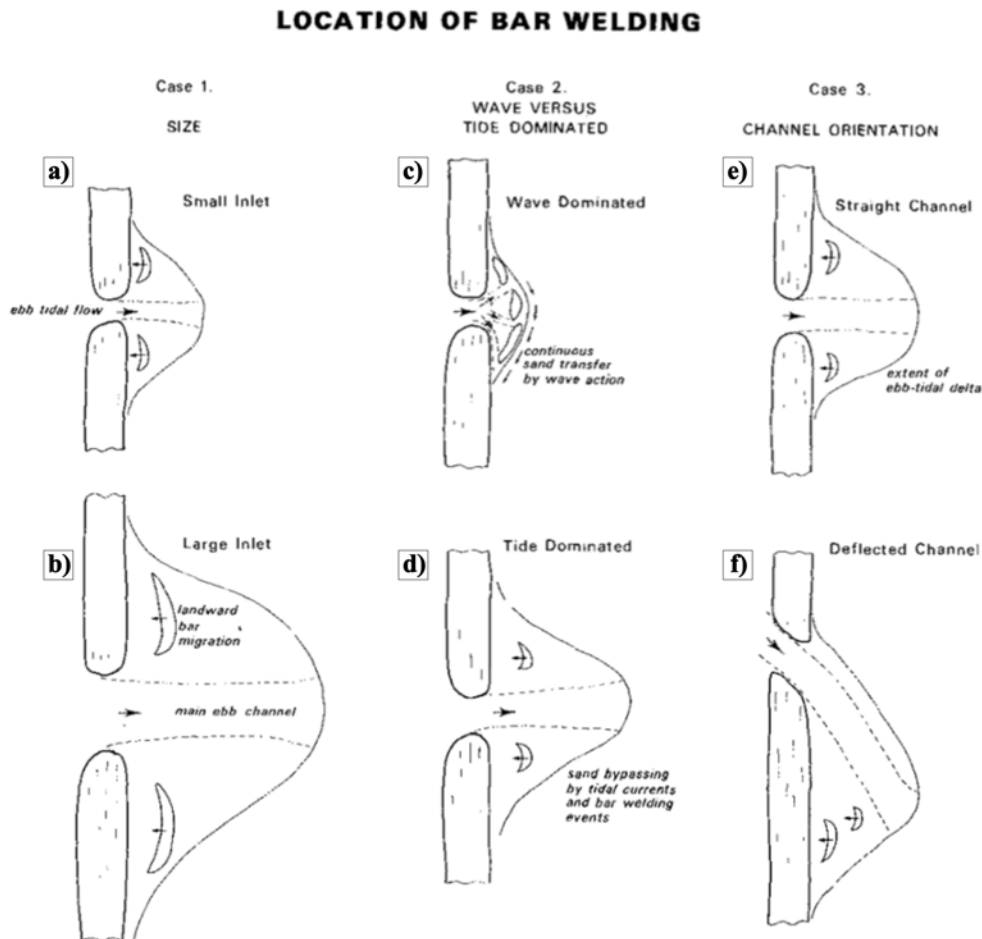


FIGURE 2.13 – Facteurs influençant les processus d’accolement de bancs, d’après FitzGerald (1982).

Les grandes embouchures (Figure 2.13b), par rapport aux embouchures plus petites (Figure 2.13a), se caractérisent par des deltas de jusant plus étendus, tant latéralement que vers le large, comme indiqué dans les relations empiriques de la Section 2.1.2.1. Cette extension spatiale augmente la portée migratoire latérale des bancs de sable. De plus, un delta de jusant asymétrique, résultant d’une rotation préférentielle du chenal principal vers l’une des côtes adjacentes, augmente la portée migratoire maximale des bancs vers cette côte, au détriment de l’autre (Figure 2.13e et 2.13f). Cette rotation peut être causée par la dérive littorale (Oertel, 1975; FitzGerald, 1984; Elias et al., 2019), ou par un désalignement des côtes adjacentes, qu’il soit permanent (en raison de contraintes géologiques ou d’infrastructures) (e.g. Hicks and Hume, 1996; FitzGerald et al., 2000) ou temporaire (e.g. FitzGerald, 1984), ou encore liée à des forçages hydrauliques (e.g. FitzGerald, 1984; Cheung et al., 2007). Il est important de noter qu’une orientation du chenal vers l’amont de la dérive littorale peut interrompre le transfert de sédiments vers la côte en aval, entraînant ainsi son érosion. Herrling and Winter (2018) qualifie ce phénomène paradoxal de *processus de recirculation*, car bien qu’il s’agisse théoriquement d’un *processus de by-pass*, il ne permet pas le transfert attendu des sédiments.

L'extension d'un delta de jusant d'une grande embouchure vers le large allonge la distance que les bancs de sable doivent parcourir depuis leur lieu de formation jusqu'à la côte (Figure 2.13b). En revanche, si le chenal est décalé par rapport à l'axe principal de l'embouchure, la partie distale du delta de jusant se trouve plus proche des côtes, réduisant ainsi la distance de migration (Gaudio and Kana, 2001; Ridderinkhof et al., 2016a). Ce facteur influence la fréquence des accolements des bancs de sable le long des littoraux adjacents.

La fréquence d'accolement des bancs aux littoraux adjacents est également influencée par leur vitesse de migration, qui elle-même dépend de la taille des bancs et du marnage (FitzGerald, 1984; Gaudio and Kana, 2001; Robin et al., 2007). Une augmentation de l'un ou l'autre de ces paramètres ralentit la vitesse de migration des bancs, car elle réduit la durée d'action des vagues sur ces structures, essentielle pour leur formation et migration. À l'inverse, des conditions de vagues énergétiques accélèrent la migration des bancs vers la côte (FitzGerald, 1982).

Ces accolements périodiques de bancs de sable entraînent des cycles alternés d'érosion (déficit sédimentaire entre chaque accolement) et d'accrétion sur les littoraux adjacents (e.g. FitzGerald, 1984; Lenstra et al., 2019). La fréquence de migration des bancs, mais également leur volume, jouent un rôle crucial dans ces processus. Les bancs sont généralement plus volumineux dans les grandes embouchures (Gaudio and Kana, 2001). Toutefois, le volume et la taille de ces bancs sont également positivement corrélés à la quantité de sédiments transportés par la dérive littorale (FitzGerald, 1982; Robin et al., 2007) et négativement corrélés au marnage (Robin et al., 2007). L'équilibre entre ces facteurs détermine la surface d'accolement à la côte (Styles et al., 2016) et le volume de sable transféré aux littoraux adjacents (Galiforni-Silva et al., 2020). Ce transfert, combiné au taux de diffusion local des sédiments, influence la durée de vie des accolements et l'étendue latérale de leur impact (Galiforni-Silva et al., 2020), sur les plages et le système dunaire (Burvingt et al., 2022). Bien qu'un banc puisse apporter suffisamment de sédiments pour favoriser l'accrétion, sa phase d'approche peut engendrer une érosion en formant des chenaux temporaires étroits qui intensifient les courants (e.g. Elias et al., 2019; Burvingt et al., 2022). De plus, un accolement oblique par rapport à la dérive littorale peut entraîner une accrétion en amont et une érosion en aval (Robin et al., 2009a). Par conséquent, le bilan sédimentaire global apporté par un banc à la côte pourrait théoriquement être évalué dès sa phase d'approche.

2.1.3 Évolution des plages ouvertes dominées par l'action des vagues

Les littoraux ouverts exposés aux vagues et éloignés des embouchures tidales et des baies, sont dominés par l'action des vagues plutôt que par celle des courants de marée. L'action des vagues

va engendrer des évolutions de la morphologie de la plage et de la position du trait de côte à différentes échelles spatio-temporelles (Stive et al., 2002) par le biais de processus *cross-shore* et *longshore*.

2.1.3.1 Processus *cross-shore*

Les variations morphologiques du profil de plage sont liées à la variation du gradient de transport sédimentaire sur le profil. Ce transport sédimentaire, qui comprend à la fois du charriage et de la suspension, est généré par différents processus hydrodynamiques tels que l'asymétrie des vagues, le courant de retour, etc. (Section 2.1.1.2) qui varient en fonction des conditions de houle au large, du niveau d'eau mais également de la morphologie de la plage elle-même, par rétroaction. Globalement, pendant les épisodes de tempête, le transport de sable vers le large par le courant de retour est dominant et engendre une érosion rapide de la plage. Au contraire, pendant les épisodes peu à modérément énergétiques, le transport sédimentaire vers le bord induit par les asymétries des vagues engendre une reconstruction lente des plages (Dubarbier et al., 2015). Si les modèles basés sur les processus ont montré de bons résultats pour simuler l'évolution morphologique du profil de plage à l'échelle de l'heure jusqu'à l'année (Ruessink et al., 2007; Roelvink et al., 2009; Dubarbier et al., 2015), une façon plus simple de conceptualiser cette dynamique résultant de l'alternance entre érosion et accrétion est de s'appuyer sur des modèles d'équilibre. Ces modèles partent du principe que le taux de variation d'un indicateur morphologique de la plage, A , est fonction à la fois de la puissance instantanée des vagues, P , mais également de l'écart entre l'énergie reçue à l'instant t par la plage et l'énergie, correspondant à un état d'équilibre de la plage, $\Delta\Omega = \Omega - \Omega_{eq}$:

$$\frac{dA}{dt} = c^{+/-} P \Delta\Omega, \quad (2.1)$$

où c^+ et c^- sont les taux de réponse correspondant respectivement à des conditions d'accrétion ($\Delta\Omega < 0$) ou d'érosion ($\Delta\Omega > 0$).

En pratique, la réponse de la plage à un événement va être beaucoup plus rapide lorsque l'état actuel de la plage est très différent de celui qu'elle aurait en théorie si elle était en équilibre avec cet événement. Dans le modèle *ShoreFor* (Davidson et al., 2013), l'énergie d'équilibre de la plage est considérée comme étant la moyenne pondérée de l'énergie reçue par la plage durant les derniers 2Φ jours, Φ étant alors une sorte de "mémoire" de la plage. Le concept de ces modèles a été introduit initialement par Wright and Short (1984) pour décrire la transition entre différents états de plage. Il a été utilisé pour différents descripteurs morphologiques de la plage et surtout récemment pour simuler la position du trait de côte sur des échelles de temps allant de l'heure à la décennie.

2.1.3.2 Processus longshore

Au niveau des littoraux ouverts, bien que les processus *cross-shore* dominant de l'échelle de la tempête aux échelles pluri-annuelles, ce sont les processus *longshore* (i.e., la dérive littorale, Section 2.1.1.2) qui régissent les évolutions de la position du trait de côte sur des échelles temporelles plus longues (e.g. Bittencourt et al., 2005; Castelle and Harley, 2020; Nicolae Lerma et al., 2022). La dérive littorale façonne la côte en fonction des variations de son intensité et de sa direction le long de cette dernière (e.g. Bittencourt et al., 2005). Les zones de convergence de deux courants de dérive littorale ont tendance à accréter localement la côte générant un bilan sédimentaire *longshore* positif (Figure 2.14). A l'inverse, les zones de divergence de la dérive littorale engendrent un bilan sédimentaire local négatif (Figure 2.14) et montrent généralement les taux d'érosion les plus élevés (e.g. Nicolae Lerma et al., 2022). Lorsque la dérive littorale se produit dans le même sens, les gradients de dérive littorale déterminent la tendance à l'érosion ou à l'accrétion (e.g. Bittencourt et al., 2005). Il est important de noter que la dérive littorale peut varier également de façon saisonnière, tant en intensité qu'en direction (e.g. Biauxque et al., 2022) puisqu'elle est dépendante de l'angle d'incidence des vagues à la côte qui peut elle-même varier saisonnièrement (e.g. Biauxque et al., 2022). Par ailleurs, à des échelles spatiales plus fines, les effets de ce processus *longshore* peuvent être interrompus ou ralentis localement par des infrastructures tels que des épis (e.g. Kristensen et al., 2016), des caps rocheux (e.g. da Silva et al., 2021) ou encore des embouchures tidales (Section 2.1.2.1).

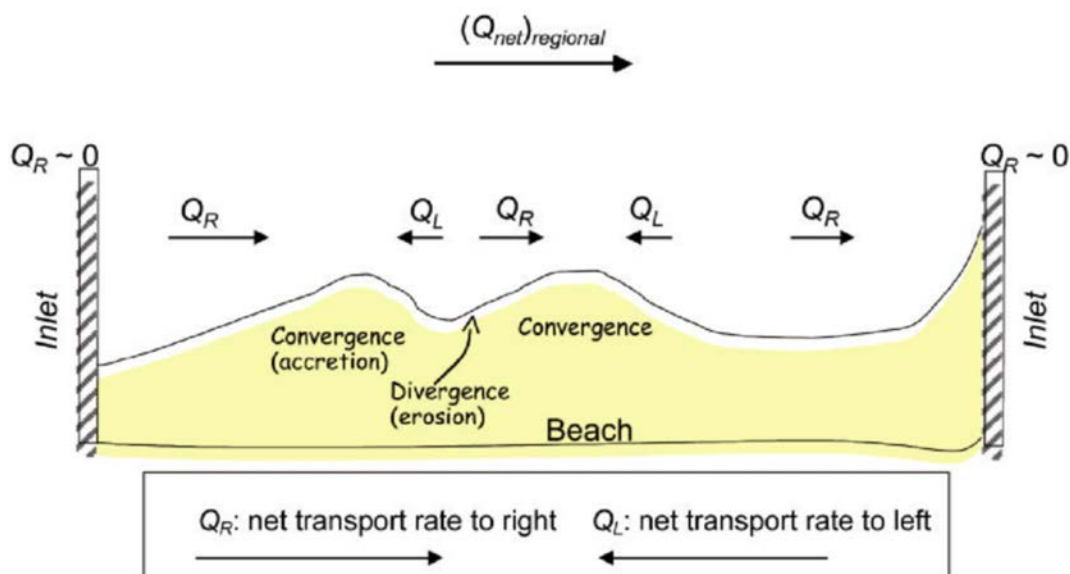


FIGURE 2.14 – Gradients de la dérive littorale le long d'un littoral générant localement des zones d'accrétion et d'érosion, d'après Larson et al. (2002).

2.1.4 Dynamique des littoraux adjacents aux embouchures : dynamique externe vs dynamique interne

Les dynamiques externes (Section 2.1.3) et les dynamiques internes (Section 2.1.2.3) se combinent au niveau des littoraux adjacents aux embouchures, générant des évolutions morphologiques complexes à différentes échelles spatio-temporelles.

La Section 2.1.1.2 a pu montrer que lorsque les vagues s'approchent des côtes, elles subissent des transformations dues aux irrégularités du fond marin. À proximité des embouchures tidales, les variations du niveau d'eau dues aux marées, au niveau de formations intertidales complexes, amplifient ces transformations (e.g. Hayes et al., 1970; Kim, 2003; Davidson et al., 2008; Keshtpoor et al., 2015). En outre, les courants tidaux intenses, tant transversaux (*cross-shore*) que longitudinaux (*longshore*), influencent l'amplitude des vagues en fonction de leur direction de propagation (e.g. Davidson et al., 2008). Les courants longitudinaux dominants près des côtes peuvent se superposer au courant de dérive littorale (e.g. Hansen et al., 2013; Keshtpoor et al., 2015), voire même être contrebalancés (e.g. Shi et al., 2011).

Les deltas de jusant jouent aussi un rôle crucial en tant qu'obstacle à la propagation des vagues, atténuant ainsi l'énergie des vagues avant qu'elles n'atteignent les côtes adjacentes (e.g. Oertel, 1975; FitzGerald, 1996; Elias and Hansen, 2013; Ambrosio et al., 2020). Par exemple, les travaux de Lenstra et al. (2019) montrent que les bancs longitudinaux créés par un chenal de jusant orienté parallèlement à une côte peuvent protéger cette dernière des vagues. De même, FitzGerald (1984) indique que lorsque les larges complexes de barres de *swash*, se formant cycliquement, sont absents, le delta est essentiellement subtidal. Les vagues sont alors moins atténuées et moins réfractées érodant fortement la côte en aval de la dérive. Cependant, la protection offerte par le delta de jusant dépend de sa taille, de son emplacement et de son volume, des paramètres susceptibles de varier dans le temps (Section 2.1.2). Par exemple, lorsque le chenal principal et son delta de jusant s'orientent en faveur d'une côte adjacente, l'autre côte, dépourvue de cette protection, est exposée aux vagues comme une côte ouverte (FitzGerald, 1984). Ces exemples montrent que la dynamique interne de l'embouchure influence grandement les processus longitudinaux (*longshore*) et transversaux (*cross-shore*) responsables des évolutions morphodynamiques au niveau des côtes ouvertes.

Les vagues de tempête peuvent, quant à elles, avoir un impact majeur sur les deltas de jusant et leurs côtes adjacentes. Moins atténuées par le delta (e.g. Elias and Hansen, 2013), ces vagues de tempête affectent davantage la côte. En plus de provoquer de l'érosion importante au niveau des côtes mais aussi d'augmenter la vitesse de migration des bancs (e.g. FitzGerald, 1982; Robin

et al., 2009b; Ridderinkhof et al., 2016b), elles peuvent également compléter leur accolement que, dans certains cas, elles sont les seules à pouvoir provoquer (e.g. FitzGerald, 1982; Robin et al., 2009b). Enfin, Burvingt et al. (2022) montre que ces bancs de sable peuvent, en fonction de leur position dans leur séquence d'accolement, induire la protection ou une érosion accrue des plages à leur marge lors de tempêtes exceptionnelles.

En conclusion, la dynamique interne des embouchures tidales et les processus hydrodynamiques externes interagissent de manière complexe pour modéliser les littoraux adjacents.

2.1.5 Défis sur les littoraux adjacents aux grandes embouchures

Les littoraux adjacents aux grandes embouchures connaissent des évolutions spatio-temporelles plus étendues que ceux adjacents à des embouchures plus petites, en raison notamment des caractéristiques des accolements de bancs décrits en Section 2.1.2.3. Cette influence peut s'étendre sur plusieurs kilomètres, entraînant des variations du trait de côte pouvant atteindre des centaines de mètres sur plusieurs décennies (FitzGerald, 1982; Castelle et al., 2022; Burvingt et al., 2022).

L'observation des évolutions à grandes échelles spatio-temporelles de ces littoraux représente un défi majeur. En effet, la compréhension du fonctionnement d'une telle embouchure et de son influence sur ses littoraux adjacents nécessite des données sur une longue période, idéalement plusieurs décennies voire siècles (e.g. FitzGerald, 1982), recouvrant l'ensemble du delta de jusant et des côtes adjacentes sur une distance de plus de 10 km (e.g. Castelle et al., 2022; Burvingt et al., 2022), pour permettre une analyse complète et précise de leur évolution.

L'acquisition de relevés (bathymétriques, topographiques) et de mesures (hydrodynamiques) *in situ* sur de vastes secteurs, à la fois latéralement et au large, pose des défis en terme d'accessibilité et de ressources (i.e. moyens humains, instrumentations), rendant ces campagnes coûteuses et techniquement exigeantes. De plus, la disponibilité, l'accès, voire l'existence de telles données sur une profondeur historique importante compliquent les études sur ces grandes embouchures.

Pour surmonter ces défis, des technologies modernes, comme l'imagerie satellite optique, offrent des moyens précieux pour suivre les littoraux adjacents aux grandes embouchures (Warrick et al., 2023). Elles peuvent faciliter le suivi des variations du trait de côte depuis 1984 (Vos et al., 2019a; Cabezas-Rabadán et al., 2019), malgré des incertitudes dans les environnements exposés à des conditions de vagues énergétiques (Castelle et al., 2021; Konstantinou et al., 2023; Vos et al., 2023a). L'inversion bathymétrique par couleur de l'eau peut fournir des données bathymétriques dans des eaux peu turbides (Lubac et al., 2022).

La combinaison de campagnes de mesures de terrain intensives avec des modèles numériques

(pour la calibration et la validation) peut également contribuer à combler les lacunes spatiales et temporelles (e.g. Dodet et al., 2013; Lenstra et al., 2019) des données *in situ* et les limitations des techniques de mesures. Cette approche peut être encore améliorée par l'intégration des bathymétries complexes des grandes embouchures dans ces modèles (e.g. Lenstra et al., 2019), tâche facilitée par des relevés bathymétriques détaillés et des technologies avancées telles que le LiDAR et l'imagerie satellite. Cependant, malgré ces avancées, certaines limitations persistent (Howell, 1996; Lubac et al., 2022; Warrick et al., 2023).

En combinant ces approches, il est possible de relever en partie les défis posés par l'étude des grandes embouchures tidales et de fournir des analyses plus complètes de leurs influences sur les littoraux adjacents.

2.2 Cas du littoral Nord-Médoc

Le secteur du littoral Nord-Médoc étudié ici est une côte sableuse localisée dans le Sud-ouest de la France, s'étendant de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade et couvrant approximativement 15 km de linéaire côtier (Figure 2.15). Dans cette section, le contexte général du site d'étude est décrit, en abordant les aspects morphologiques de l'estuaire de la Gironde et du littoral Nord-Médoc, ainsi que les conditions hydrodynamiques générales qui y prévalent. Ensuite, l'histoire de l'érosion de ce littoral et les modes de gestion adoptés pour le protéger depuis le début du 20ème siècle sont examinés. Enfin, cela permettra d'effectuer une synthèse des connaissances actuelles sur ce littoral et d'identifier les lacunes sur la connaissance de son fonctionnement hydro-sédimentaire.

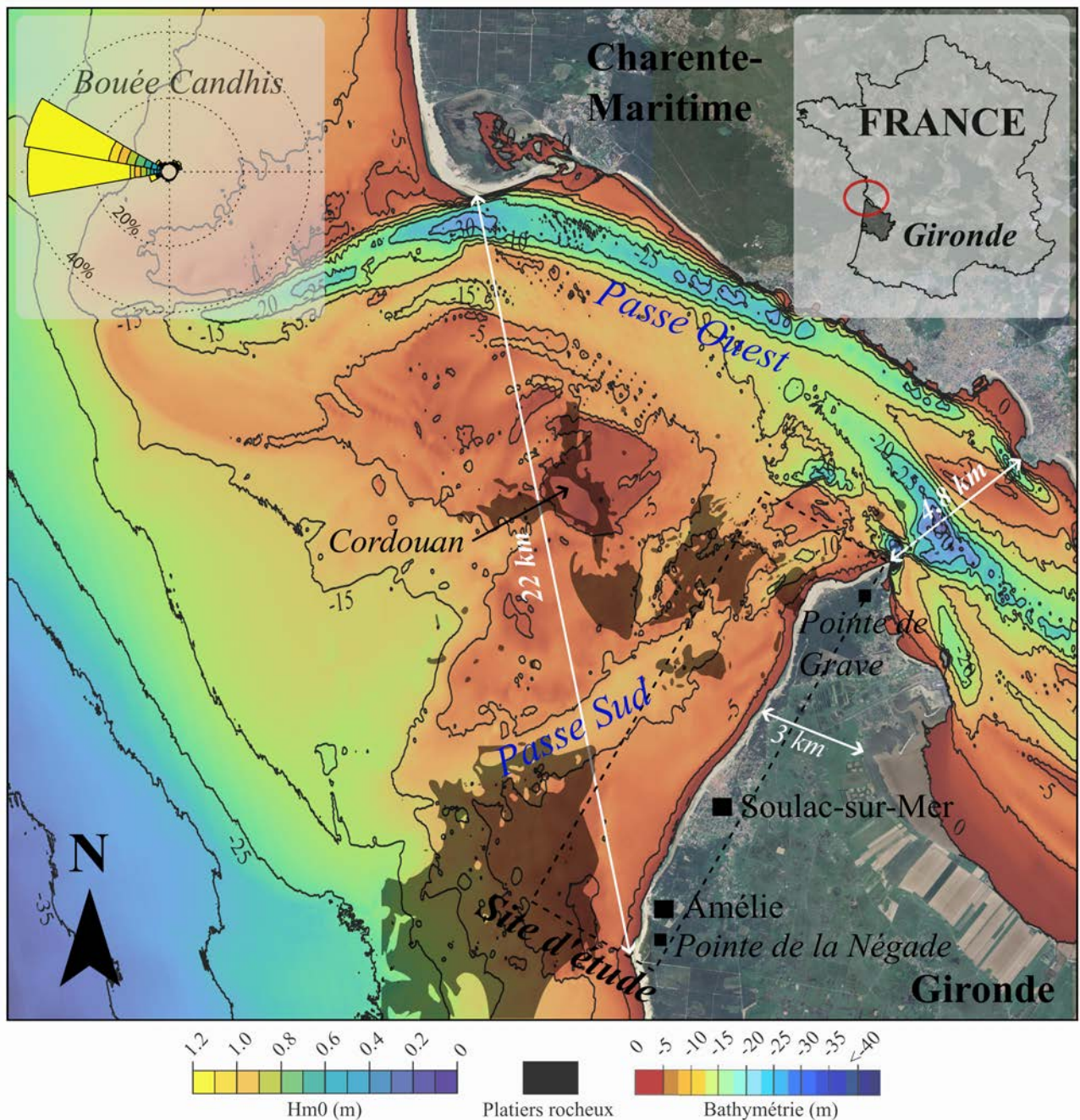


FIGURE 2.15 – Bathymétrie de l’embouchure estuarienne de la Gironde (France) (source : 2016, projet TANDEM, SHOM) avec la localisation du littoral Nord-Médoc (site d’étude), des chenaux principaux (*Passé Ouest* et *Passé Sud*) et des plate-formes rocheuses (en gris foncé) ainsi que les conditions de vagues au large (source : données de l’année 2022, au niveau de la bouée de houle *Oléron*, du réseau CANDHIS).

2.2.1 Contexte général

Le littoral Nord-Médoc est situé sur la façade Atlantique, localisé au sud de l’estuaire de la Gironde en France (Figure 2.15). Cet estuaire est l’un des plus vastes d’Europe, il joue un rôle fondamental sur l’évolution de la côte Nord-Médoc. Il s’étend entre les départements de la Charente-Maritime au nord et de la Gironde au sud, soit un delta de jusant de 22 km de large, et est structuré autour de deux chenaux principaux qui contournent le plateau rocheux de Cordouan. La *Passé*

Ouest, au nord de Cordouan (Figure 2.15), est le principal chenal de navigation de l'estuaire et la *Passes Sud* est le chenal secondaire, situé au large du site d'étude. Les profondeurs de ces chenaux varient respectivement de 15 à 30 mètres et de 10 à 20 mètres (zéro hydrographique).

À l'image du plateau de Cordouan, cette embouchure est caractérisée par des plate-formes rocheuses, dont les emplacements sont représentés dans la Figure 2.15. Contrairement à une embouchure libre, ces formations stabilisent la position des chenaux principaux dans l'embouchure de la Gironde. Selon le rapport de Lévêque (1936), de grands travaux sont venus également maintenir artificiellement la position de la portion au large du chenal principal de navigation qui était sujette à des rotations, lui imposant ainsi une position pérenne.

En moyenne, le débit de la Gironde à l'estuaire est de $900 \text{ m}^3/\text{s}$ (Sottolichio and Castaing, 1999) entraînant une expulsion de près de $2.5 \times 10^6 \text{ t/an}$ de sédiments principalement vaseux (Jouanneau et al., 1999). D'après Jalón-Rojas et al. (2015), entre 2005 et 2014 ce débit a diminué à $680 \text{ m}^3/\text{s}$ en raison d'une diminution des apports des affluents et d'une augmentation des périodes de sécheresse.

L'estuaire de la Gironde présente une section transversale de 4.8 km à marée haute, ce qui lui confère un prisme tidal important, variant de $1.1 \times 10^9 \text{ m}^3$ pendant les marées de mortes-eaux à $2 \times 10^9 \text{ m}^3$ pendant les marées de vives-eaux (Allen et al., 1974b). Cet estuaire est caractérisé par un régime de marée macrotidal semi-diurne, avec un marnage variant de 1.5 m en marées de mortes-eaux à 5.5 m en marées de vives-eaux (Castaing and Allen, 1981). Les caractéristiques de ce régime de marée induisent des courants tidaux de surface atteignant jusqu'à 1 m/s (Howa, 1987) près du littoral Nord-Médoc, adjacent à cette embouchure d'estuaire dominée par la marée (Castaing and Allen, 1981). À ces forts courants côtiers, s'ajoute une exposition à des vagues énergétiques venant du large avec une direction O-NO en été et O en hiver, et une hauteur significative moyenne de 1.1 m en été et 2.4 m en hiver, selon les travaux de Castelle et al. (2017b). Cette exposition, combinée à l'angle de la côte étudiée N-NO, génère des vagues arrivant avec un angle d'incidence créant une dérive littorale nette dirigée vers le NE, alors qu'elle est principalement dirigée vers le Sud sur le reste de la côte de Gironde (Idier et al., 2013). Cela crée une divergence de la dérive littorale au sud du site d'étude, au niveau de la Pointe de la Négade (Howa, 1997). Enfin, à l'image du reste de la côte Aquitaine (Bossard and Nicolae Lerma, 2020; Robin et al., 2021), celle du Nord-Médoc a connu des travaux de stabilisation dunaire au 19ème siècle, puis dans les années 70 et 80 mais en de nombreux endroits, ces dunes ont été très largement érodées par les forçages marins, voire par endroit n'existent plus. De manière originale le long de la côte Girondine, les dunes reposent sur des paléosols datant du Pléistocène lors des différentes étapes de mise en place du système de l'embouchure de la Gironde (alternativement des secteurs de marais puis recouverts

par de larges systèmes dunaires) (Stéphan et al., 2019). Ces paléosols sont visibles lors des fortes périodes d'érosion au niveau des plages et du pied de dune (Castelle et al., 2015; Stéphan et al., 2019; Laporte-Fauret et al., 2022).

2.2.2 Histoire de l'érosion au niveau du littoral Nord-Médoc et des modes de gestion

2.2.2.1 Anthropisation progressive du littoral

Depuis la stabilisation du niveau de la mer vers 6000 ans BP, il est démontré par des analyses en sédimentologie et archéologie que les plages du Nord-Médoc sont en érosion depuis au moins 3500 ans (Stéphan et al., 2019). Plus récemment, des cartes historiques des 18^{ème} et 19^{ème} siècles ont indiqué une érosion généralisée de tout ce littoral, avec des taux d'érosion croissants vers le nord (Lévêque, 1936; Allen et al., 1974a; Howa, 1987).

À partir du début du 19^{ème} siècle, les stations balnéaires ont commencé à faire leur apparition en France. Dans un premier temps, elles s'installèrent au niveau de la côte Normande mais finirent par gagner l'ensemble des littoraux de l'hexagone et notamment, celui du Nord-Médoc. C'est donc dans la deuxième moitié du 19^{ème} siècle que la ville de Soulac-sur-Mer (Figure 2.15) devient à son tour un lieu de villégiature incontournable. L'ouverture en 1874 de sa ligne de chemin de fer depuis Bordeaux améliora considérablement son accessibilité. Cette organisation du tourisme littoral a accru l'intérêt porté à cette bande côtière, entraînant une augmentation de la population locale. Grâce à ces facteurs favorables, l'Amélie (Figure 2.15), un hameau rattaché à la commune de Soulac-sur-Mer et situé quelques kilomètres (3 km) au sud en bord de mer, se développe à partir de 1888. L'augmentation des enjeux humains et matériels sur le littoral du Nord-Médoc a rendu cruciale la prise en compte des risques naturels, notamment ceux liés à l'érosion côtière.

Au cours du 19^{ème} siècle, les premières mesures de lutte contre l'érosion ont été mises en place sur la moitié nord du littoral, dont la chronologie est fournie par *GPMB* dans Howa (1987). En 1841, une série d'épis a été mise en place aux Huttes (voir Figure 2.16a) par crainte que le recul du trait de côte ne finisse par ouvrir un chenal à cet endroit risquant d'entraîner des conséquences dramatiques. Cette région, la plus étroite du littoral avec une largeur de moins de 3.5 km, possédait également le cordon dunaire le plus mince (Howa, 1987) intensifiant le risque de brèche (Figure 2.15). En 1844, une seconde série d'épis a été mise en place plus au nord, à la pointe de Grave (voir Figure 2.16a). Face à une pression persistante liée à l'érosion au niveau de ces deux secteurs, les séries d'épis ont été converties en enrochements et prolongées afin d'élargir leur couverture du

littoral (voir Figure 2.16b) au fil des décennies. Ces modifications ont été entrecoupées de plusieurs reconstructions dues aux tempêtes et aux bombardements de la Seconde Guerre mondiale. Des épis supplémentaires sont venus rallonger ces enrochements directement sur les structures existantes, entraînant une forme de protection originale appelée localement aujourd'hui les *piscines* (Figure 2.17). Le dernier épi sur cette partie du littoral au nord de Soulac-sur-Mer a été installé en 1993 (Figure 2.16b), tandis que la situation au nord, à la Pointe de Grave s'améliorait, recouvrant de sable les anciennes infrastructures de défense (Figure 2.16c).

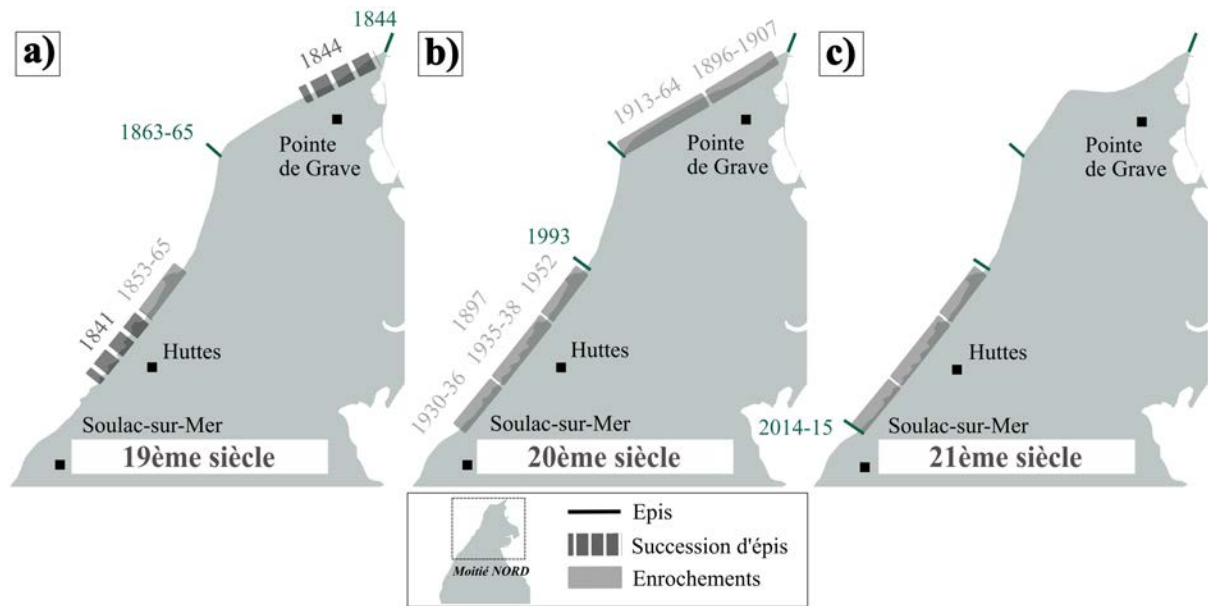


FIGURE 2.16 – Chronologie de la construction des infrastructures de défenses dans la moitié nord du littoral Nord-Médoc : (a) du 19ème siècle ; (b) 20ème siècle ; (c) 21ème siècle.

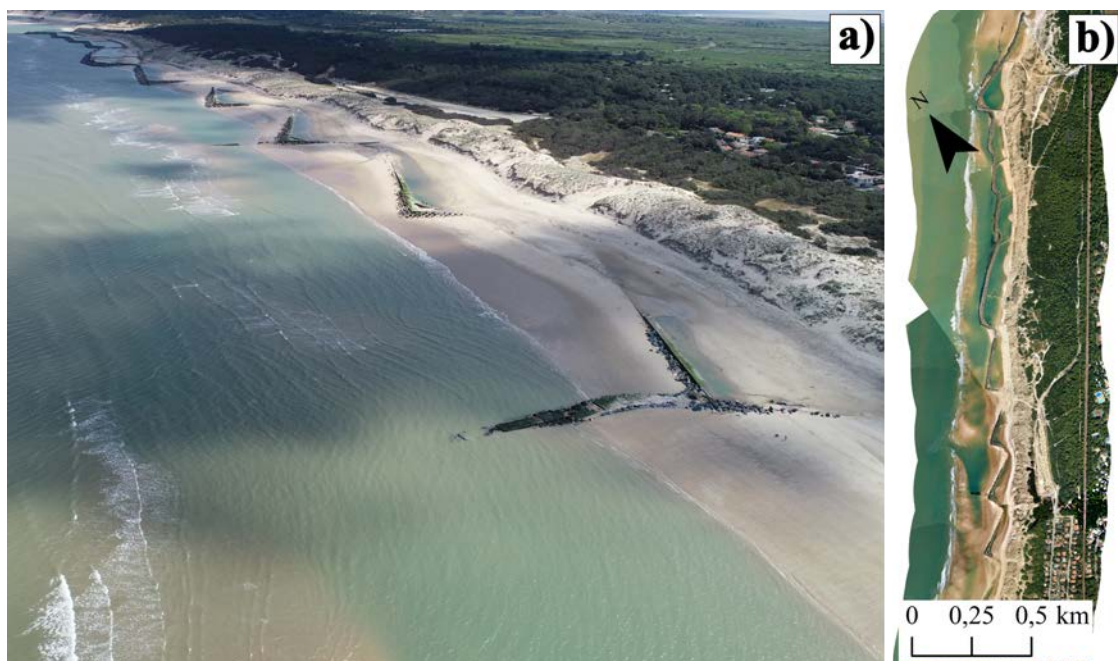


FIGURE 2.17 – Apparence actuelle du long enrochement (3 km) du littoral Nord-Médoc grâce à (a) une photographie drone du 23/04/2024 prise par V. Marieu (CNRS) et (b) une ortho-photographie de 2023 (source : PIGMA).

Dans la partie centrale du site d'étude autour de l'urbanisation de Soulac-sur-Mer, après la construction de villas sur la dune, les autorités ont construit des pontons à partir de 1868 pour pallier à un abaissement important de la plage. Ils permettaient l'accès sans contrainte aux activités récréatives sur la plage et par extension, le développement touristique. La Figure 2.18 illustre les transformations successives de ces constructions en front de mer de Soulac-sur-Mer passant de pontons en bois, à métallique puis en pierre. Lors de ces étapes de modifications majeures des pontons, l'océan a, à plusieurs reprises, endommagé ces infrastructures qui ont donc connu des reconstructions multiples.

Au cours du 20ème siècle, les pontons en béton de Soulac-sur-Mer ont progressivement été ensevelis sous le sable, en raison d'apports naturels continus (Figure 2.18). Ces structures ont finalement été complètement enfouies et partiellement démantelées lors des travaux d'aménagement du nouveau front de mer, inauguré en 1963. Ces interventions ont abouti à la situation actuelle des perrés maçonnés (Figure 2.18d).

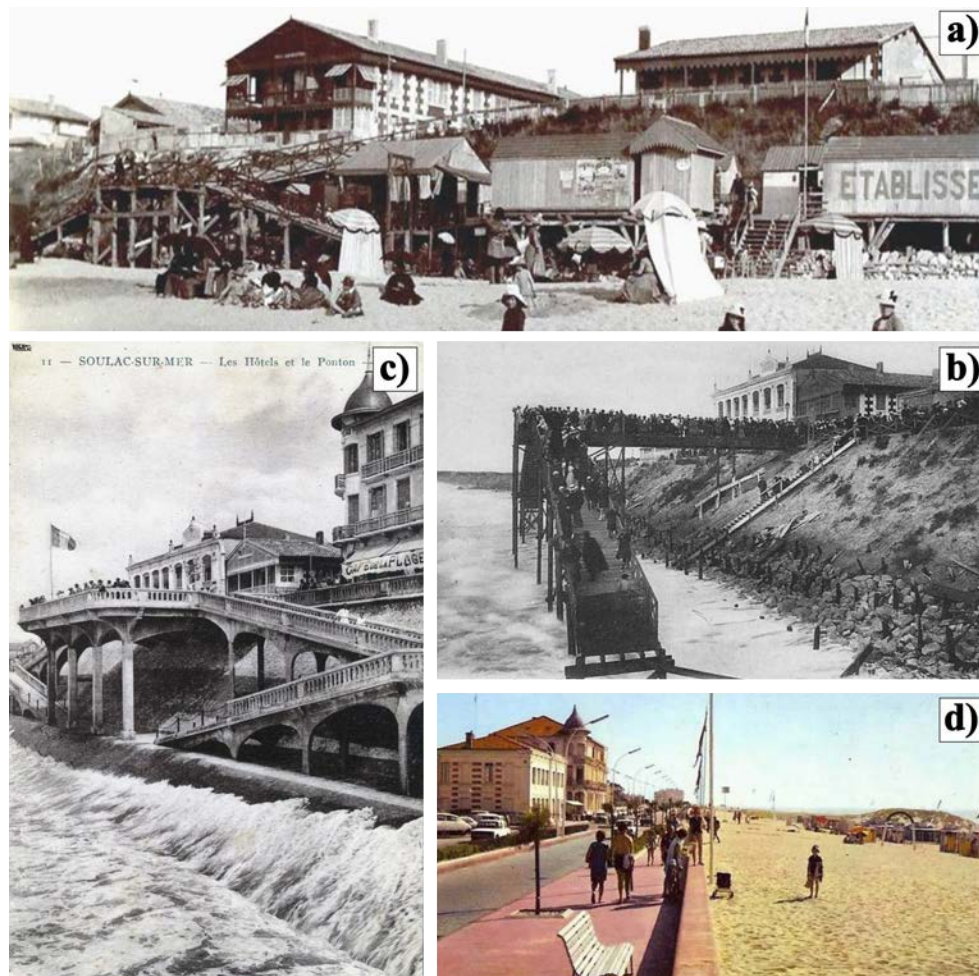


FIGURE 2.18 – Les grandes étapes d'évolution du front de mer de Soulac-sur-Mer. (a) Construction des premiers pontons en bois à partir de 1868, (b) remplacés par des pontons métalliques en 1894, (c) puis en pierre à partir de 1914. (d) Le nouveau front de mer en perrés maçonnés à partir de 1963.

Cette période d'engraissement de la plage à Soulac-sur-Mer a été également propice à la construction du bâtiment *Le Signal*, inauguré en 1967 et situé en première ligne, au sud de Soulac-sur-Mer (Figure 2.19a). A l'époque de sa construction, séparé de la plage par une bande de 250 m de petites avant-dunes végétalisées, le bâtiment s'est progressivement retrouvé en front de mer du fait d'une érosion continue pendant la fin du 20ème siècle (Figure 2.19b). L'hiver particulièrement énergétique de 2013-2014 a rendu la situation critique et l'évacuation de cet immeuble a été imposée. Sa destruction a finalement eu lieu en 2023 et le site réaménagé en espace dunaire. A la suite de cet épisode hivernal destructeur, l'épi Barriquand au nord de Soulac-sur-Mer (Figure 2.16c) a également été rallongé (2014-2015).



FIGURE 2.19 – Photographies du bâtiment *Le Signal* au sud de Soulac-sur-Mer (a) dans les années 70 (source : inconnue) et (b) en 2015 (@L.Theillet).

Dans la partie sud du site d'étude, au niveau de l'Amélie (Figure 2.15), les premiers travaux ont eu lieu à partir des années 60 avec la construction d'épis en bois. Un premier enrochement est venu s'ajouter en 1994 suivi de tubes géotextiles en 2002. Puis à partir de 2004, un épi et une digue ont été construits à la place de ces infrastructures (Figure 2.20). La digue a été rallongée en 2014-2015 suite aux tempêtes de l'hiver 2013-2014. Par ailleurs, deux enrochements ont été réalisés. Le premier, construit en 2009 devant le camping des Sables d'Argent, entre l'Amélie et Soulac-sur-Mer, a été retiré en 2019. Le second, construit en 2010 au niveau de l'Amélie, a été progressivement élargi pour contenir l'érosion.

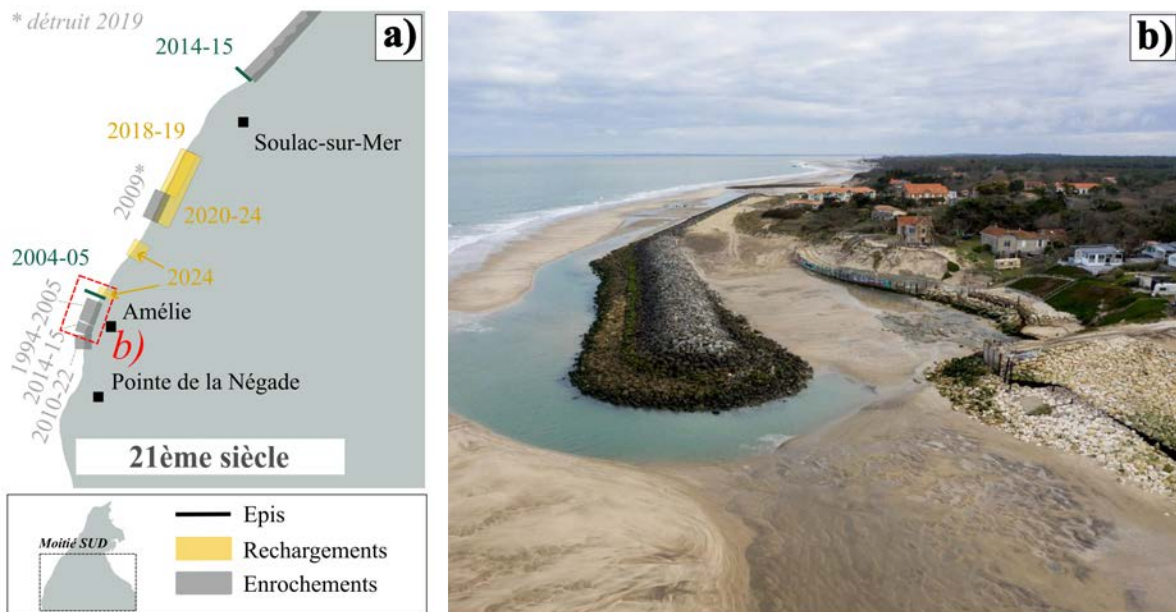


FIGURE 2.20 – (a) Chronologie de la construction des infrastructures de défense et des rechargements en sable dans la moitié sud du littoral Nord-Médoc au 21ème siècle. (b) Photographie du 25/03/2021 d'une partie des infrastructures de défense à l'Amélie (@G.Bonnaud), localisée sur (a) en rouge.

2.2.2.2 Évolution récente des modes de gestion

Au cours des dernières décennies, les stratégies de lutte contre l'érosion ont évolué. A partir de 2012, la Stratégie Nationale de Gestion de la Bande Côtière (SNGBC) a été mise en place à l'échelle du pays. Cette stratégie nationale a été ensuite déclinée et adaptée aux échelles régionales (SRGBC) puis locales (SLGBC). Elles permettent de tendre vers des approches plus durables et intégrées, combinant des techniques de protection douce, telles que le rechargement en sable et la restauration des dunes, avec les méthodes traditionnelles de construction d'épis et d'enrochements. La SLGBC concernant notamment le littoral Nord-Médoc a été mise en place à partir de 2018.

De ce fait, depuis cette date charnière, des rechargements de sable ont été effectués sur les plages entre l'Amélie et Soulac-sur-Mer pour contrer l'érosion côtière (Figure 2.21b), en utilisant du sable prélevé au sud de l'épi Barriquand (Figure 2.21a). Ces rechargements de sable représentent 40 000 m³/an en 2018 et 2019, puis 60 000 m³/an de 2020 à 2023 suite au retrait de l'enrochement en 2019 dans cette zone et enfin 85 000 m³ en 2024 (Figure 2.20) avec une zone de rechargement plus étendue puisque les rechargements précédents étaient contraints par l'existence de zones de fouilles archéologiques. Cette stratégie de gestion inclut également la surveillance continue des côtes, la restauration écologique des dunes, et la sensibilisation publique aux enjeux de l'érosion côtière. En parallèle, une réflexion et la réalisation de projets de relocalisation ont permis de déplacer des infrastructures menacées.



FIGURE 2.21 – Processus de rechargement de sable depuis (a) l'épi Barriquand vers (b) le sud du littoral Nord-Médoc, en amont de la dérive. En (a) photographie drone prise par V.Mariou (CNRS) le 23/04/2024; en (b) photographie de G. Bonnaud en 04/2024.

Les stratégies de gestion contre l'érosion côtière sur le littoral Nord-Médoc sont des marqueurs historiques témoignant d'une érosion chronique menaçant les enjeux locaux. Ces efforts témoignent d'une adaptation continue aux dynamiques littorales pour préserver les intérêts humains et environnementaux de cette région historiquement riche et fragile. Malgré ces efforts, des lacunes persistent dans la compréhension des processus érosifs et des dynamiques sédimentaires spécifiques au littoral Nord-Médoc afin d'optimiser au mieux ces stratégies de défense.

2.3 État des connaissances et lacunes

Bien que de nombreux travaux aient enrichi depuis près d'un siècle les connaissances essentielles pour appréhender la dynamique côtière du littoral Nord-Médoc, cette littérature est fragmentée et de nature différente (i.e. littérature scientifique et rapports d'études). Un travail de synthèse est nécessaire, et certaines questions restent encore sans réponse quant au fonctionnement de la zone.

Les travaux réalisés sur les évolutions du littoral Nord-Médoc à l'échelle géologique, par les travaux de thèse de Howa (1987) puis par Stéphan et al. (2019) fournissent une vue d'ensemble complète des tendances à très long terme. En complément, une synthèse des évolutions historiques avant le 20ème siècle, basée sur des travaux antérieurs tels que ceux de Lévêque (1936) et LCHF (1979), a été réalisée par Howa (1987) offrant ainsi une base de données historique précieuse. Cependant le manque de données antérieures au 20ème siècle ainsi que leur imprécision limitent la possibilité d'études plus poussées sur cette période.

Concernant l'étude du trait de côte à partir du 20ème siècle, les études se sont multipliées grâce à une disponibilité croissante des données historiques et à l'intensification des acquisitions

terrain (e.g. Casagec Engineering, 2021; Casagec Engineering, 2022). Des travaux tels que ceux de LCHF (1979), Howa (1987) et plus récemment de (e.g. Aubie and Tastet, 2000; Artelia, 2012, 2014; Bernon et al., 2016; Casagec Engineering, 2021; Casagec Engineering, 2022) ont considérablement enrichi les connaissances et les bases de données sur les évolutions morphologiques de ce site d'étude, depuis le début du 20^{ème} siècle jusqu'à nos jours. Cependant, bien que ces travaux aient fourni des informations précieuses, ils restent fragmentés, limités à certaines zones de ce littoral ou sur des périodes de temps relativement courtes. Cette fragmentation (de quelques années à quelques décennies) empêche une analyse quantitative précise de l'évolution à long terme (séculaire) sur l'ensemble du littoral Nord-Médoc. Il est donc nécessaire d'établir un nouveau socle de connaissances sur l'évolution passée de ce littoral, par une étude quantitative étendue utilisant depuis les premières images aériennes disponibles en Aquitaine en 1936 jusqu'aux données satellites les plus récentes, et adoptant une méthodologie homogène et reproductible. Cela permettra ainsi d'obtenir une vision approfondie du fonctionnement de ce littoral.

En effet, bien que certaines analyses aient établi des liens entre les grandes périodes d'érosion et les évolutions de la bathymétrie des petits fonds au large du site d'étude (e.g. LCHF, 1982*a,b*; Howa, 1987; Pedreros, R., 1994), la majorité des études se concentre sur les zones urbanisées et/ou celles dotées d'infrastructures de défense (e.g. LCHF, 1979; Manaud et al., 2001; Artelia, 2012; Casagec Engineering, 2021; Casagec Engineering, 2022). L'objectif principal de ces études a été de caractériser les effets d'actions particulières et ponctuelles de gestion pour les gestionnaires locaux, elles sont parfois complétées par l'implémentation de modèles de courants (vagues et marée) (e.g. CREOCEAN, 2012; Casagec Engineering, 2022). Cependant, ces travaux et rapports d'études ne permettent pas d'identifier clairement les causes des fortes variabilités (érosion et accrétion) du trait de côte au niveau du littoral Nord-Médoc. L'influence respective du forçage interne (Section 2.1.2.3), du forçage externe (Section 2.1.3) et des effets des modes de gestion, n'a pas été déterminée.

Enfin, du point de vue hydrodynamique, quelques études passées ont permis de réaliser les premières mesures *in situ* (i.e., vagues, courants de surface et de fond) dans les petits fonds au large du littoral Nord-Médoc (Castaing and Allen, 1981; Castaing, 1984; Howa, 1987) et d'implémenter un premier modèle de circulation au niveau de l'embouchure de la Gironde (Mallet et al., 2000). Cependant, les évolutions bathymétriques depuis plus de 20 ans nécessitent la collecte de nouvelles données sur les vagues et les courants, adaptées à la morphologie actuelle des petits fonds au large du littoral Nord-Médoc. De plus, l'acquisition de nouvelles données est nécessaire pour identifier les interactions complexes entre les vagues, les courants, la marée afin de mieux comprendre la dynamique sédimentaire. Ces besoins concernent autant les petits fonds dans la zone subtidale

qu'au niveau des estrans où ce type de mesures n'a encore jamais été réalisé sur le site d'étude.

Le littoral Nord-Médoc, adjacent à l'embouchure estuarienne à grande emprise spatiale, représente un exemple typique de zone côtière confrontée à des évolutions rapides et complexes, couvrant une vaste gamme d'échelles spatio-temporelles. Sur la base de l'état de l'art dressé dans ce chapitre, ce travail doctoral a visé à synthétiser les connaissances sur le fonctionnement global du littoral Nord-Médoc, ainsi qu'à combler les lacunes identifiées ci-dessus à travers les trois chapitres de résultats suivants.

Tout d'abord les évolutions du trait de côte du littoral Nord-Médoc sont analysées et quantifiées grâce à une base de données multi-sources allant jusqu'en 1936 (Chapitre 3). Ces évolutions long terme du trait de côte sont mises en relation avec les évolutions bathymétriques de l'embouchure externe à proximité, grâce à des cartes bathymétriques du large du littoral Nord-Médoc remontant à 1903 (échelle séculaire). Cette comparaison permet d'établir l'influence de la dynamique interne de l'embouchure tidale (i.e. delta de jusant) sur son littoral adjacent en aval de la dérive (e.g. accolements de bancs).

Dans un deuxième temps, je décris quantitativement les évolutions morphologiques observées au cours de la dernière décennie, en m'appuyant sur des données topographiques bi-annuelles (Chapitre 4). Je compare systématiquement ces évolutions avec : les dates d'implémentation ou retrait d'ouvrages en dur et la mise en oeuvre de rechargements de plage, les conditions hivernales de houle, et les évolutions long terme dégagées du chapitre précédent. Ce travail permet d'appréhender les contributions respectives des forçages externes et internes et des ouvrages, et ainsi de révéler comment ces contributions respectives évoluent le long du littoral Nord-Médoc.

Pour finir les données de vagues et de courants collectées lors de la campagne de mesures hydrodynamiques de septembre 2022 sont utilisées pour caractériser et quantifier les forçages externes (vagues et marée) dans la zone subtidale et intertidale du littoral Nord-Médoc, correspondant à une partie du delta de jusant de l'estuaire de la Gironde (Chapitre 5). L'analyse de ces données *in situ* permet de déterminer l'influence des interactions entre la bathymétrie complexe de ce delta et la transformation des vagues, de la marée et de leurs courants induits au niveau du littoral Nord-Médoc.

Chapitre 3

Réponse séculaire du littoral du Nord-Médoc à la migration et l'accolement de bancs de sable

Contents

3.1	Introduction	46
3.2	Secular shoreline response to large-scale estuarine shoal migration and welding (Vandenhove et al., 2024, <i>Geomorphology</i>)	48
3.2.1	Introduction	48
3.2.2	Study site	50
3.2.3	Methods	53
	3.2.3.1 Shoreline data sources	53
	3.2.3.2 Bathymetric data and interpolation	56
3.2.4	Results	58
	3.2.4.1 Shoreline evolution since 1937	58
	3.2.4.2 Bathymetric evolution since 1903	60
3.2.5	Discussion	62
	3.2.5.1 Conceptual model	62
	3.2.5.2 Implications for coastal management	68
3.2.6	Conclusions	69

3.1 Introduction

Au début de ce travail de doctorat, les connaissances sur les évolutions morphologiques du littoral Nord-Médoc étaient limitées et reposaient principalement sur des études datant de plus de 20 ans (Allen et al., 1974a; Howa, 1987, 1997; Mallet et al., 2000). Pour actualiser ces connaissances, il était nécessaire de rassembler et de traiter toutes les données disponibles sur ce site en remontant le plus loin possible dans le temps, en ayant une fréquence d'observations adaptée pour caractériser les grandes trajectoires, tout en conservant une qualité et une précision optimale dans la donnée.

Grâce à l'exploitation approfondie d'une base de données, composée de cartes bathymétriques (archives et récentes) et de données de trait de côte multi-sources (orthophotographies aériennes, topographie, mesures DGPS, extraction d'images satellites), ce chapitre vise à retracer l'évolution morphologique passée du littoral Nord-Médoc à des échelles temporelles allant de l'année au siècle (Figure 1.5). Le recueil et le traitement de ces données permettent à partir d'une base de données inédite de mieux comprendre le fonctionnement long terme de ce littoral adjacent à une grande embouchure tidale, et ainsi répondre aux questions suivantes :

- (i) Comment a évolué la position du trait de côte le long du littoral Nord-Médoc ?
- (ii) Quelles sont les causes de ces variations de la position du trait de côte ?
- (iii) Quelle est l'influence de la dynamique interne de l'embouchure sur les grandes évolutions de ce littoral depuis le début du 20ème siècle ?

Dans une première partie, ce chapitre fournit une approche quantitative des changements de la position du trait de côte depuis 1936 jusqu'à nos jours. Cette date charnière correspond au début des campagnes de photos aériennes réalisées par l'IGN permettant d'extraire la position du trait de côte. Des méthodes plus récentes viennent compléter cette base de données. Dans une seconde partie, ce chapitre examine l'évolution des petits fonds au large du littoral Nord-Médoc depuis 1903 à nos jours. Cette date correspond aux premières cartes bathymétriques sur papier mises à disposition pour cette étude par le Grand Port Maritime de Bordeaux (GPMB). Ceci permet d'établir des liens entre des variations observées de la bathymétrie, telles que la migration et l'accolement de bancs de sable ou la formation de chenaux proche de la côte, et les évolutions du trait de côte étudiées dans la première partie. Malgré le manque de données de trait de côte entre 1903 et 1936, l'étude de photos, de cartes postales et de cadastres anciens a permis tout de même d'interpréter qualitativement l'impact sur le trait de côte des modifications de bathymétrie ayant eu lieu du-

rant cette période. Ce chapitre permet ainsi d'établir un socle scientifique et historique retraçant les phénomènes géomorphologiques au niveau du littoral Nord-Médoc depuis le début du 20ème siècle, base nécessaire à la compréhension du système et, à terme, pour permettre l'optimisation de la stratégie de gestion de la bande côtière.

Sur la période de 84 ans étudiée de manière quantitative, le littoral Nord-Médoc a reculé de -0.6 m/an en moyenne, avec cependant une forte variabilité spatio-temporelle. Localement, l'érosion a atteint jusqu'à -5.2 m/an, tandis que l'accrétion, confinée sur une zone reculée de 2.5 km, culmine à 5.4 m/an. Cette évolution se caractérise par des phases d'érosion intense (< -5 m/an) alternant avec des périodes d'accrétion rapide (> 20 m/an) sur des intervalles courts (≈ 10 ans) et à l'échelle locale (quelques kilomètres de linéaire côtier). L'analyse de la bathymétrie des petits fonds au large de la zone d'étude révèle que ces changements sont principalement influencés par la dynamique de l'embouchure externe de l'estuaire de la Gironde, marquée par des déplacements, des migrations et des accolements de bancs de sable sur la période étudiée. Deux événements majeurs ont provoqué d'importants changements volumétriques. Un premier accolement autour des années 1920 a apporté près de 5 millions de m³ de sédiments, élargissant et surélevant la plage de plusieurs mètres sur des centaines de mètres. Ce dépôt sédimentaire s'est ensuite diffusé puis déplacé en direction du nord, entraînant un taux d'érosion quasi-stable d'environ -3.3 m/an sur la zone initiale de l'accrolement. Le second accolement, débutant vers les années 1950, a d'abord stoppé l'érosion chronique dans les secteurs nord avant de provoquer une importante accrétion (> 500 m) dans les années 1970.

3.2 Secular shoreline response to large-scale estuarine shoal migration and welding (Vandenhove et al., 2024, *Geomorphology*)

3.2.1 Introduction

Approximately one third of the ice-free coasts are made of sand (Luijendijk et al., 2018), with sandy shores being particularly vulnerable to coastal erosion. Sandy coasts show large morphological changes with erosion and accretion periods alternating on short- (days-to-weeks), medium- (months-to-decades) and long-term (> decades) timescales (Stive et al., 2002). Severe erosion can occur under a given storm or series of storms (Masselink et al., 2016; Harley et al., 2017). Erosion can also be long-lasting, with chronic erosion potentially requiring to permanently move people or infrastructures out of harm's way (managed retreat, Dundon and Abkowitz, 2021). It is thus increasingly important for coastal managers and decision makers to improve the understanding of past and future sandy coast evolution. This is particularly true for sandy coasts adjacent to estuary mouths, which are often focal points for coastal development and human recreation. Such environments are also the coastal sectors often showing globally the largest shoreline time and space variability (Bamunawala et al., 2021; Castelle et al., 2022).

Temporal changes of sandy coasts can be affected by human interventions including coastal structures and beach nourishments (Hamm et al., 2002; Ells and Murray, 2012; de Schipper et al., 2021). Nevertheless coastal response is often mostly driven by natural external forcing, that is, by variability in tide and incident wave conditions operating on a wide range of timescales (Castelle and Masselink, 2023). Shoreline variability becomes increasingly complex when approaching tidal inlets and estuary mouths as it is driven by an interplay between external (e.g. waves) and internal (e.g. ebb tidal delta cycles) factors (e.g. FitzGerald, 1984). Channel dredging for navigation purposes can also affect the morphodynamics of the system (Zarzuelo et al., 2019). On the longer term, sea-level rise and terrestrial (e.g., fluvial sediment supply) processes that govern the local sediment budget can also be important to shoreline change of adjacent coasts (Bamunawala et al., 2021).

Ebb-tidal delta sandy shoals typically successively form, migrate (Ridderinkhof et al., 2016*b*) and weld to the shore under the combined action of wave- and tide-driven currents (De Swart and Zimmerman, 2009; Ridderinkhof et al., 2016*a*). Such quasi-cyclic internal behaviour includes hooked sand ridge welding to the updrift coast (Hine, 1979; Robin et al., 2009*a*), where updrift and downdrift refer to the dominant longshore sand transport at the scale of the system. Closure and opening of tidal channels at the most wave-dominated environments can also be observed

(Fortunato et al., 2014). In addition, critical to shoreline variability along the downdrift coast is shoal attachment to the shore (Gaudio and Kana, 2001; Ridderinkhof et al., 2016a; Elias et al., 2019; Burvingt et al., 2022). Such shoal attachment to the downdrift coast can be viewed as a local, natural, beach nourishment as the bulge of sand subsequently diffuse and migrate downdrift (Van den Berg et al., 2011). A local longshore drift reversal can be locally observed along the downdrift coast as a result of wave refraction around the ebb-tidal delta (e.g. Hayes et al., 1970) and/or change in shoreline orientation (e.g. Idier et al., 2013).

So far studies addressing the evolution of such downdrift coastal sectors mostly focused on relatively small inlet systems (e.g. Gaudio and Kana, 2001), which are often made by a single channel and characterized by a shoreline variability occurring on shorter time and space scales (e.g. Byrne et al., 1980; FitzGerald, 1982). Such smaller-scale systems are thus generally easier to monitor. In contrast, close to large-scale inlets and estuary mouths, shoreline changes can occur on hundreds of meters in the cross-shore direction, along kilometers to tens of kilometers of coastline and on decadal time scales (FitzGerald, 1982; Burvingt et al., 2022; Castelle et al., 2022). This challenges the monitoring, understanding and modelling of shoreline change of such downdrift coast environments. Because in situ monitoring programs are scarce and tedious, optical satellite imagery is an appealing avenue to cope with large-scale inlet and downdrift shoreline dynamics (e.g. Warrick et al., 2023). However, on high-energy gently sloping tidal beaches the instantaneous shoreline is largely dependant on water level variation and beach slope (Vos et al., 2019b, 2023a), and satellite-derived shoreline errors can thus exceed 50 m (Konstantinou et al., 2023). Ocean color depth inversion (e.g. Lubac et al., 2022) is also not possible for turbid water. This therefore challenges the use of optical satellite imagery for high-energy meso-macrotidal and turbid water inlet environments. The welding of shoal originating from such large-scale tidal inlets or estuary mouths, which can result in sand input on the order of hundred cubic meters per beach width (Burvingt et al., 2022), can also be viewed as a natural analogy of a 'mega-nourishment'. Such mega-nourishment (e.g. Sand Engine, de Schipper et al., 2016), which is performed in a single operation, contrasts with quasi-periodic (e.g. yearly) traditional beach nourishments. Such approach can be thus an efficient management strategy on sediment-starving sectors at the scale of a coastal cell (Roest et al., 2021).

The 14.5-km North-Médoc coast sector, southwest France, is adjacent to the largest estuary in Europe (Figure 3.1a). It is a meso to macrotidal, turbid water, energetic environment which, over the last centuries, has suffered periods of severe erosion. This required the establishment of coastal protections since the mid-19th century, including riprap seawalls and groynes, and more recently localized beach nourishments. Despite all these measures, some urbanized and state forest

sectors are still largely threatened by erosion. A mega-nourishment project is also currently debated to safeguard this territory, without having insight into its potential lifetime. Despite the strong need of the coastal managers and decision makers to better understand coastal change and their primary drivers to guide their future coastal management strategy, there is a strong lack of scientific literature on this area. Howa (1997) tentatively designed a conceptual model of the Gironde estuary mouth based on the orientation of offshore mega-ripples, which was further completed by Mallet et al. (2000), with none of the studies addressing shoreline change. This study therefore aims at providing new and quantitative insight into secular shoreline change along this coastline linked with the welding of shoals circulating across the ebb delta and to further discuss the implications from the perspective of coastal management. For this purpose, different shoreline, topographic and bathymetric programs are combined.

3.2.2 Study site

The study site covers approximately 14.5-km of north-northeast facing sandy coastline on the North-Médoc coast, from Cape Grave to Cape Négade (Figure 3.1b). It is exposed to seasonally-modulated energetic waves generated in the North Atlantic. According to measurements and numerical hindcasts, at a location less than 100 km south of our study site in approximately 50-m depth, waves vary from a dominant W-NW (W) direction in July (January) with a monthly-averaged significant wave height of 1.11 m (2.40 m) (Castelle et al., 2017b). Given the larger and shallower continental shelf and the presence of complex underwater rocky outcrops offshore, wave conditions at our study site are typically less energetic at the coast than further south. Another important characteristic is the strong latitudinal gradient, within the study site, in incident wave energy with breaking wave height progressively decreasing northwards. The dominant angle of wave incidence drives a net longshore drift directed northeastwards (Idier et al., 2013; Howa, 1997), diverging from the southward longshore drift further south. The North-Médoc beaches are adjacent to, and downdrift of, the Gironde estuary (Figure 3.1a). The tide is semi-diurnal, meso-macrotidal, with a tidal range from 1.5 m at neap tide to 5.5 m at spring tide (Castaing and Allen, 1981) leading to tide-driven currents with a maximum bottom velocity up to 1 m/s near the coast (Howa, 1987).

The Gironde estuary is the largest estuary of the Atlantic coast of Europe, with a maximum cross section of 12 km at high tide near the mouth (Castaing and Allen, 1981). It is a large-scale mixed energy inlet (Allen, 1991). The average yearly suspended sediment and water discharges are $2.5 \cdot 10^6$ t/an (Jouanneau et al., 1999) and $900 \text{ m}^3/\text{s}$ (Sottolichio and Castaing, 1999), respectively. From 2005 to 2014, this value decreased to $680 \text{ m}^3/\text{s}$ due to changes in hydrological conditions

(Jalón-Rojas et al., 2015). The estimated volume of water flowing through the inlet, i.e. tidal prism, is $1.1 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ and $2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ at neap and spring tide, respectively (Allen et al., 1974b). The inlet is divided into two main channels (Figure 3.1a). The northern one is called the *West Pass*, which is located between the rocky platform of Cordouan and the Charente-Maritime coast. This 15-30 m deep navigable channel is maintained with frequent dredging operations. The secondary channel (10-20 m deep), called the *South Pass*, is located in the south of the estuary mouth and has been reasonably stable in time. It deviates from the main channel in front of the Cordouan platform to the downdrift sector of the inlet constrained by the presence of several rocky outcrops (see Figure 3.1a). In addition to regular dredging operation of the the *West Pass*, aggregate extraction has also been performed since approximately 1945 at different locations of the estuary mouth.

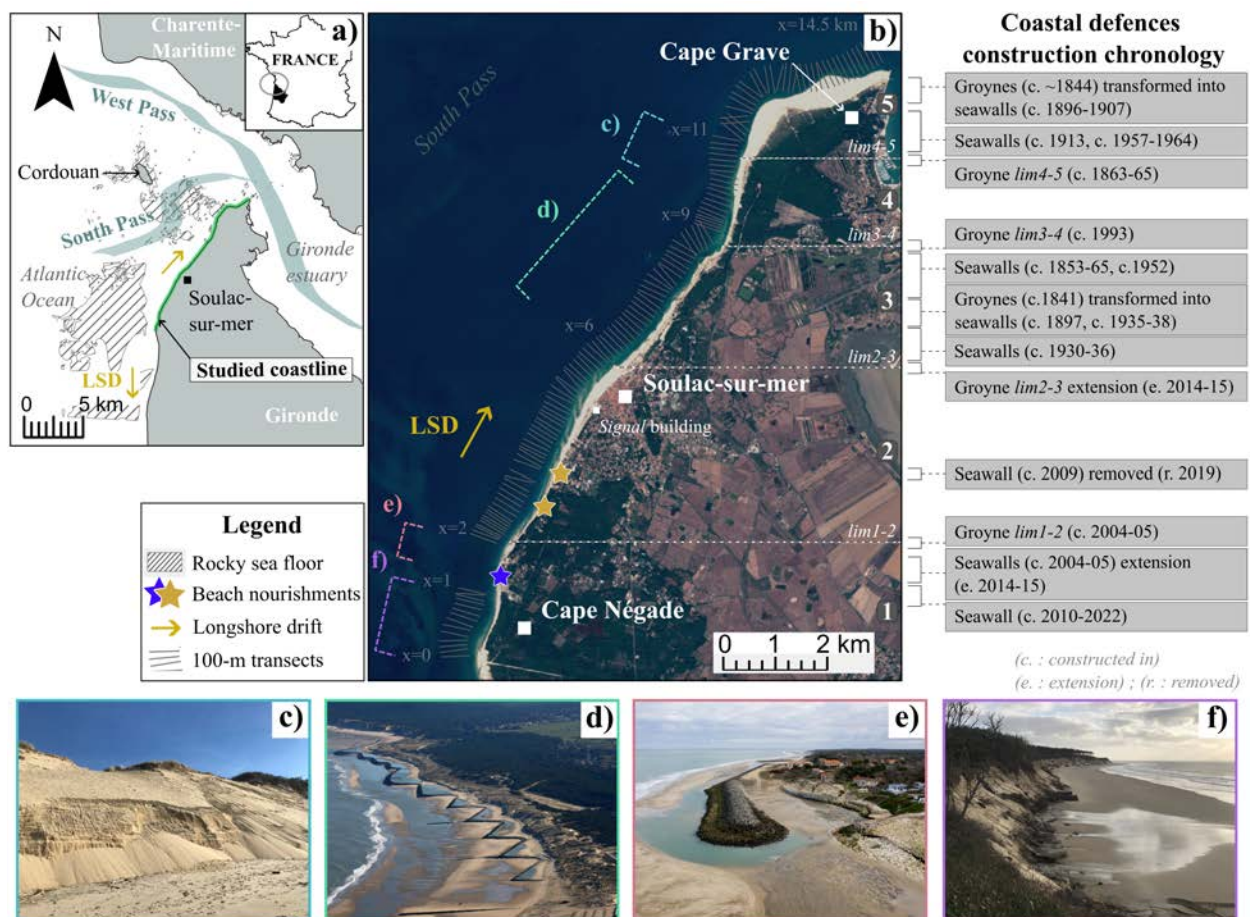


FIGURE 3.1 – (a) Location map of the study area, and rocky outcrops, zoomed in (b) showing coastal defence (with construction dates) beach nourishment locations, the 100-m transects along which shoreline is extracted, and the local longshore coordinate system (Sentinel 2 on September 20 2022). The five distinct sectors used to describe in the text the alongshore variability of shoreline response are shown by the dotted white line. Photographs of (c) a coastal dune under chronic erosion (Ph. M. Vandenhove - feb. 2022), (d) coastal defences from mid-20th century (@L. Theillet), (e) coastal defences north of Cape Négade (@G.Bonnaud) and (f) northern side of Cape Négade where severe chronic erosion depleted the coastal dune system and left the coastal forest directly exposed to marine erosion (Ph. M. Vandenhove - jan. 2022).

Since the sea level stabilization at ca. 6000 BP, there is evidence that the North-Médoc beaches have been eroding since at least ca. 3500 BP as shown by sedimentological and archeological analysis (Stéphan et al., 2019). More recently, from the 1700s to the early 1900s historical charts also indicate widespread erosion of the entire coastline, with erosion rates increasing northwards (Lévêque, 1936; Allen et al., 1974a; Howa, 1987). The authors reported continuous erosion over these 2 centuries, without apparent recovery period. Since the mid-19th century, with recreational development, the study site has become more attractive and led to large urban expansion. A wide range of coastal defences have been progressively constructed to protect the coast against erosion. The first structures were made of groynes built in 1841 within Sector (3) (Figure 3.1b). Later on, the series of groynes were progressively transformed into a continuous seawall between 1853 à 1938. This transformation was characterized by several reconstructions due to storms and bombing (World War II). Subsequently, additional seawalls were built in the same sector, extending the length of the original seawall to span approximately 3 km of coastline. The current boundaries of this seawall are marked by two groynes, referred to as *lim3-4* and groyne *lim2-3* in Figure 3.1d) covering the entire Sector (3). At the northern end, groyne *lim3-4* was established in 1993, while at the southern end groyne *lim2-3* was initially built in 1935, but was repaired further extended in 2014-2015 after the extreme winter of 2013/14 (Figure 3.1b). Another groyne constructed between 1863-65 delimits Sector (5) and Sector (4) (i.e. groyne *lim4-5*). Finally, additional seawalls which were built at Cape Grave during the 20th century are now buried under the sand. Photograph archives indicate that, during the 20th century, large shoreline and coastal landscape changes have been observed with rapid erosion and accretion periods alternating over time and space. In Sector (2), at Soulac-sur-Mer, between the 1930s and 1950s, the beach elevation rose by several meters (Figure 3.2). It is important to note that other photographs from other view points taken in the 1910s (not shown) indicate that at that time the beach was even lower than in 1930s by a few meters, highlighting the worrying erosive situation in the early 20th century. Two decades later, in the 1970s, 2 km south of Soulac-sur-Mer, aerial photographs show the presence of a 200-m wide vegetated dune in front of the Signal building that entirely eroded over 45 years while simultaneously, the northern sector (5) has been accreting locally by hundreds of meters (Figure 3.3). In the early 21st century, riprap seawalls and groynes have been erected to protect the more exposed urban areas, in Sector (1). Since 2018, localized beach nourishments (around $60 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{yr}$) have been performed every year along some of the most vulnerable areas (Sector (2)) to buffer incident wave energy, while non-documented nourishments of similar scale were irregularly performed further south in Sector (1) since the early 2000s (Figure 3.1b). Despite all these measures, some of the areas of the North-Médoc coast are still under chronic erosion, threatening infrastructures, some

urbanized (Figure 3.1e) and state forest areas (Figures 3.1c ; 3.1f), while other are accreting (Figure 3.3).

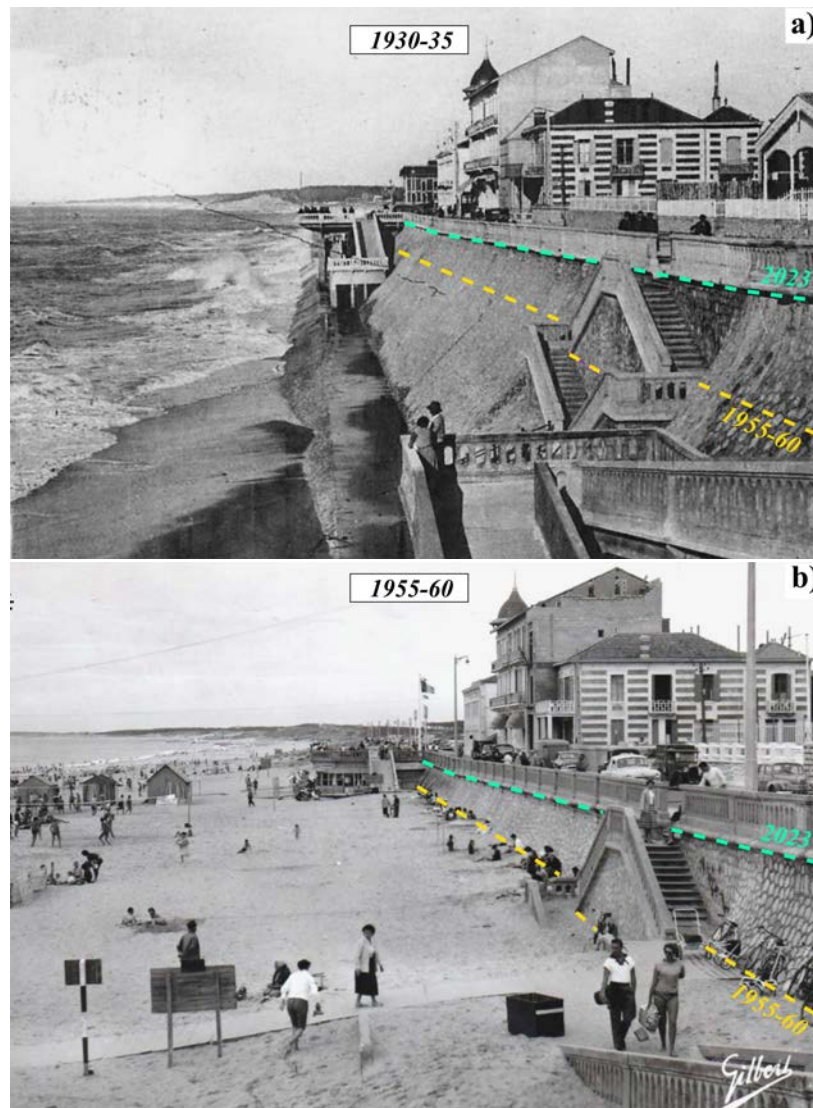


FIGURE 3.2 – Historical photographs of Soulac-sur-Mer seafront (a) in the early 1930s and (b) late 1950s, showing the dramatic elevation and widening of the beach. In the 1930s, the beach level was at the foot of the sea wall. This sandy beach rose several meters to reach the yellow dotted line in the late 50s. In 2023, the beach level is at the cyan dotted line.

3.2.3 Methods

3.2.3.1 Shoreline data sources

In order to address the alongshore variability of shoreline response, we tailored a local coordinate system spanning from 0 km at the southern boundary of the study area to 14.5 km at the northern end. The coastline was further divided into 100-m spaced transects (Figure 3.1b), along which shoreline position was further interpolated from several data sources. The shoreline interpolation at each 100-m spaced transect was performed when the data distance from the transect

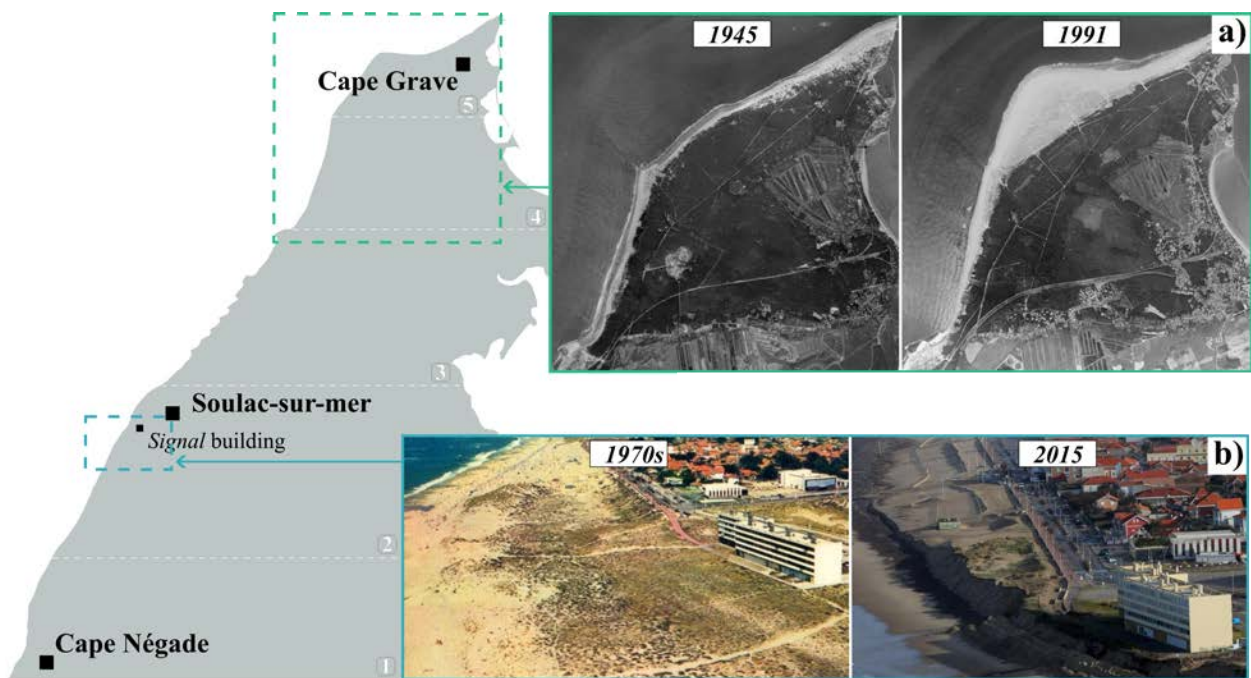


FIGURE 3.3 – Historical aerial photographs illustrating the large-scale shoreline evolution, accreting sector in the north (1945-1991) and eroding sector south of Soulac-sur-Mer, in front of the *Signal building* (1970s-2015). (Ph. 1970s, source unknown ; Ph. 2015, @L.Theillet)

was under 300 m. The shoreline dataset used herein combines four different sources, with different temporal coverage, accuracy and frequency, namely : i) aerial photo interpretation, ii) satellite-derived shoreline, iii) in situ shoreline surveys and iv) topographic surveys. These datasets are all described below.

a) Aerial photo interpretation

From 1937 to 2020, 41 orthophotos were gathered from several sources, covering partially or entirely the study site (Table 3.1). In total, 38 orthophotos were georeferenced orthomosaics from aerial photos, while three were georeferenced satellite optical images from FORMOSAT2 (Lafon et al., 2010). Amongst the 38 aerial photo orthomosaics, 15 were already merged and orthorectified with a conservative error under 5 m (Castelle et al., 2018). Another 23, from 1945 to 2010, were retrieved from the French National Geographical Institute (IGN). These 23 orthophotos were assembled by a photogrammetry software (Agisoft Metashape 1.7.2) and transformed into 23 3D models to generate orthomosaics following the approach detailed in Laporte-Fauret et al. (2022). The obtained mean horizontal RMSE is 1.9 m, with a maximum of 4.9 m for the orthomosaics with the poorest quality (1947). On a GIS Software (ArcGIS Desktop 10.6), the shoreline position was then manually digitized by an operator. The dune foot and the limit of vegetated foredune were used as proxies for the shoreline position for eroding and accreting sectors, respectively. In case of dike/seawall and absence of established or incipient dune, the foot of the coastal infrastructure was considered as the shoreline. In order to estimate the uncertainty associated to operator inter-

pretation, five operators manually retrieved the shoreline position on two orthomosaics with the poorest (1937) and best (2010) resolution and light exposure. The shoreline retrieved by the first author was kept for the analysis. Operator-derived shoreline differences were the largest in accreting sectors as the bare sand / vegetation limit is blurred due to the sparse vegetation coverage of the incipient foredune. The overall RMSE due to operator interpretation is 5.1 m for 2010 and 17.5 m for 1937. In eroding sectors this RMSE is only 2.7 m and 6.8 m in 2010 and 1937, respectively. It peaks locally at 18.5 m in 2010 in an accreting sector with the presence of incipient foredune. For the orthomosaic of 1937, the errors locally well exceed 50 m where two operators detected the former dense vegetation limit instead of the more subtle limit of incipient vegetation. This was due to a recent shoreline accretion by tens to hundreds of meters due to a large-scale shoal welding to the coast (see Result section).

b) Satellite-derived shorelines

The open-source CoastSat software developed by Vos et al. (2019a) was used to infer shoreline position from 1984 to 2021. This toolkit uses the Google Earth Engine satellite database composed of satellite images coming from Landsat 5, 7, 8, and Sentinel-2 campaigns. The 14.5-km coastline was divided into 6 boxes segments where satellite images were extracted, on which the toolbox applied generic shoreline detection algorithm to extract the instantaneous sand/water interface (referred to as waterline proxy for this data source). This resulted in 1,404 3-km long waterline segments, in 6 overlapping boxes (Table 3.1). Beaches are gently sloping meso-macrotidal and exposed to high-energy waves, therefore so the satellite-derived shoreline errors exceed 30 m (Castelle et al., 2021; Konstantinou et al., 2023; Vos et al., 2023a). Contrary to Castelle et al. (2021), tide and run-up correction allowing to decrease errors to approximately 10 m was not applied. The two primary reasons are that beach slopes varies alongshore at our study site and that, in line with Castelle et al. (2022), such uncorrected satellite-derived shoreline dataset is enough to provide insight into the large-scale spatial and temporal patterns of shoreline change.

c) Shoreline surveys

From 2014 to 2022, twice a year, shoreline position was surveyed in situ along the 110 km of the Gironde coast, comprising our study site, typically before (November) and after (April) the winter. An all-terrain vehicle (ATV), equipped with a Post-Processed Kinematic Global Navigation Satellite System (PPK GNSS), is used to survey the shoreline from south to north between low and mid-tide. Dune foot and incipient foredune vegetation are used as shoreline proxy in eroding and accreting sectors, respectively. The monitoring and post-processing strategies, which provide continuous shoreline position with an estimated 3-m accuracy, are detailed in Castelle et al. (2015).

Importantly, the northern extremity of the field site ($x > 11$ km, nearly 15%) was not systematically surveyed as erosion cliffs and outcropping coastal structures often limit the ATV access to this part of the coast.

d) Topographic surveys

From 2013 to 2021, 14 topographic surveys were performed (Casagec Engineering, 2021), using an ATV equipped with a centimetric Real-Time Kinematic (RTK) GNSS system. These surveys followed the 100-m spaced transects (see Figure 3.1b) over 65% of the 14.5-km coastline, mostly in the southern part of the study site (Table 3.1). As the surveyed sector essentially covers eroding coastline, the dune foot position was easily depicted from the beach-dune profile as the location of the slope break.

Data protocol	N	Temporal cover. (yr)	Spatial cover. (%)	Proxy	Source	Error (m)
Photo-interpretation	41	1937-2020	95%	Dune foot	Aerial photos series, LiDAR, satellite images	RMSE $< 5\text{m}^{\text{d}}$
Satellite-based	1404	1984-2021	20%	Water line	CoastSat toolkit ^b , L5, L7, L8 and S2	$> 30\text{m}^{\text{c}}$
Shoreline surveys	14	2015-2022	85%	Dune foot	GNSS surveys ^d	Mean error $< 2\text{m}$
Topographic surveys	14	2013-2021	65%	Dune foot	GNSS surveys ^e	-

^a 3.2.3.1 a)

^b Vos et al. (2019b)

^c Castelle et al. (2021)

^d Castelle et al. (2015)

^e Casagec Engineering (2021)

TABLE 3.1 – Number of data (N) available for each data source used in this study, with their temporal (year) and mean spatial (percent) coverage. The shoreline proxy and errors are provided.

3.2.3.2 Bathymetric data and interpolation

A total of 25 bathymetric surveys covering the southern part of the estuary mouth were collected from 1903 to 2021 (Table 3.2), with 23 datasets from 1903 to 2000 being bathymetric paper charts coming from Bordeaux Harbour (Grand Port Maritime de Bordeaux, GPMB) archives. They were scanned and uploaded in a GIS Software (i.e ArcGIS Desktop 10.6) to be georeferenced and further digitized. For the most recent data, the chart grid coordinates were used for georeferencing. The process was different for older datasets since they had no coordinate system visible on the map. Instead, historical reference points were used, such as lighthouses, churches and crossroads, with a minimum of 10 points homogeneously distributed over each chart. For every chart, each bathymetric probe was then manually digitized. Spatial coverage was either partial, medium or wide while the probes density went from sparse to medium (e.g. Figure 3.4a,b). The two latest datasets (i.e. 2019 and 2021) come from bathymetric survey campaigns carried out using a single-

beam sounder (Seaviews, 2021). These surveys uniformly cover the entire study area with high point density (Figure 3.4c). Except for these 2019 and 2021 datasets, the data were collected along approximately 250-300-m spaced cross-shore transects (Figure 3.4a,b, Table 3.2), while within the transects data points are separated by approximately 50 m. This distribution can lead to spurious spatial oscillations after interpolation, resulting in a bathymetric map deviating from reality and flawed/noisy difference plots. Given that the morphology of the offshore banks and channels are more longshore than cross-shore oriented, an anisotropic IDW (Inverse Distance Weighted) interpolation method was used in order to give more weight in the interpolation to the values of adjacent transects, as represented in Figure 3.5. This anisotropic interpolation was carried out with a 800 m long and 200 m wide search ellipsoid, using a weighted average of 10 to 15 neighboring data points within the searching area (Figure 3.5b). Finally, the location of the offshore rocky outcrops were provided by SHOM - Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (2005).

Date	Spatial coverage	Number of probes (n)	Probes distribution	Distance between transects (m)	Source
1903	Partial	2,387	Medium	300	GPMB* archives
1909	Partial	2,346	Medium	300	GPMB* archives
1917	Partial	3,357	Medium	300	GPMB* archives
1920	Partial	3,587	Medium	250	GPMB* archives
1921	Partial	4,033	Medium	250	GPMB* archives
1922	Partial	4,196	Medium	250	GPMB* archives
1926	Medium	4,631	Medium	250	GPMB* archives
1928	Medium	5,821	Medium	250	GPMB* archives
1929	Medium	5,163	Medium	250	GPMB* archives
1931	Medium	4,391	Medium	250	GPMB* archives
1932	Medium	5,535	Medium	250	GPMB* archives
1933	Medium	5,791	Medium	250	GPMB* archives
1934	Medium	3,728	Medium	250	GPMB* archives
1935	Medium	4,249	Medium	250	GPMB* archives
1936	Medium	4,243	Medium	250	GPMB* archives
1937	Medium	4,790	Medium	250	GPMB* archives
1938	Medium	5,045	Medium	250	GPMB* archives
1939	Medium	4,814	Medium	250	GPMB* archives
1959	Medium	3,899	Medium	300	GPMB* archives
1984	Wide	5,204	Sparse	300	GPMB* archives
1993	Partial	1,975	Sparse	200	GPMB* archives
2000	Partial	5,017	Medium	300	GPMB* archives
2019	Wide	1,832,082	Dense	300	Single beam sounder measures
2021	Wide	928,865	Dense	300	Single beam sounder measures

* Grand Port Maritime de Bordeaux (Bordeaux Harbour)

TABLE 3.2 – Bathymetric dataset characteristics in terms of spatial coverage (Partial, Medium or Wide, see examples in Figure 3.4), number of probes and their distribution, transect spacing and data source.

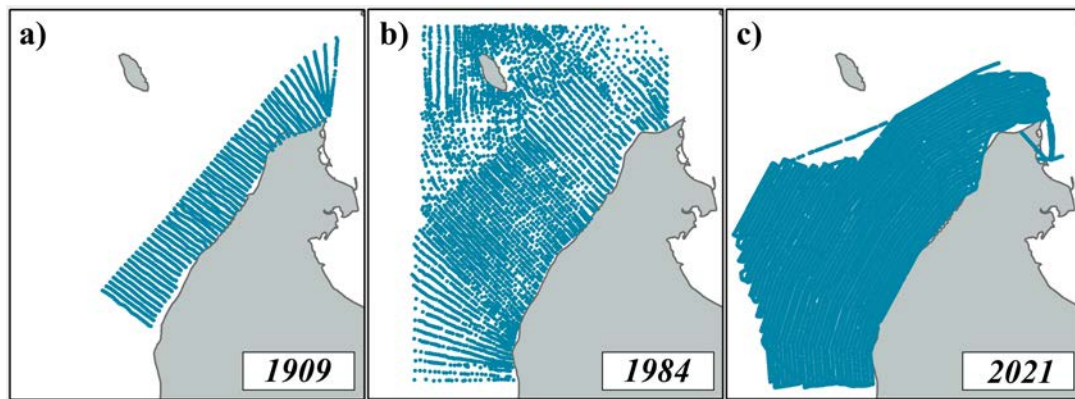


FIGURE 3.4 – Illustration of the three primary survey data spatial coverage and probe distribution : (a) partial coverage and medium probe density; (b) wide coverage and sparse probe density; (c) wide coverage and dense probe distribution.

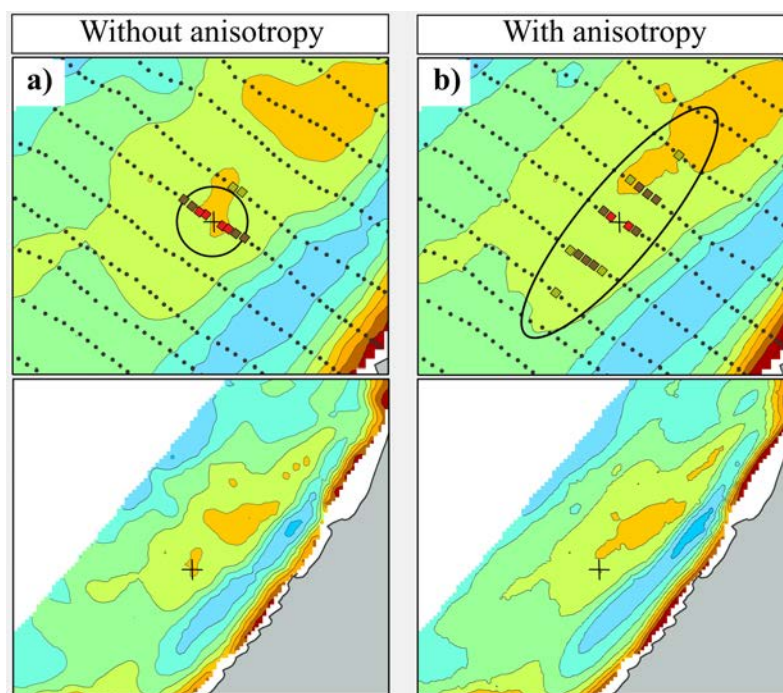


FIGURE 3.5 – Example of the weight each data will have in the interpolation process depending of their spatial distribution (a) without anisotropy and (b) with an anisotropic interpolation. Data in red have a strong impact in the interpolation while green ones have less, brown data being the average.

3.2.4 Results

3.2.4.1 Shoreline evolution since 1937

Figure 3.6a shows the time and space evolution of the 14.5-km North-Médoc coastline since 1937 using the dune foot proxy dataset given in Table 3.1 and by discriminating five distinct along-shore sectors.

The first sector (1) (Figure 3.6d) at $0 < x < 1.5$ km shows an average shoreline retreat of 329 m, increasing northwards, with a maximum of 440 m and minimum of 128 m. This corresponds to an erosion rate ranging from 5.2 m/yr ($x = 1.1$ km, the most rapidly eroding location of the

entire coastline) to 1.5 m/yr, with a mean of 3.9 m/yr (see Figure 3.6b showing the alongshore distribution of mean shoreline trend at each transect).

Within Sector (2), from $x = 1.5$ km to Soulac-sur-Mer seafront ($x = 6.1$ km), the time average shoreline erosion was relatively uniform alongshore at $1.5 \text{ km} < x < 5.6$ km (Figure 3.6b). At $x = 5.6\text{--}6.1$ km, Soulac-sur-Mer seafront, the mean erosion rate decreased to 0.6 m/yr. Of note (not shown), at this location, the shoreline position measured in situ and derived from aerial photograph was relatively stable from 2014 to 2022. In contrast, at the same location, the satellite-derived waterline migrated seaward at a mean rate of 10.9 m/yr during this period. This emphasizes the impact of the Sector (2) northern groyne *lim2-3* (Figure 3.1b), which trapped the dominant northerly longshore drift, driving the rapid widening of the beach. Overall, an average shoreline retreat by 231 m (-2.7 m/yr) occurred within Sector (2). Erosion was, however, not steady which is further emphasized in Figure 3.7a showing the temporal evolution of shoreline position at this location. From 1947 (Figure 3.7c) to 1957 (Figure 3.7d), a localised accretion by approximately 70 m was observed (d1 in Figures 3.7a,d), followed by decades of chronic erosion. Although barely visible on the time stack due to the colour scale (Figure 3.6a), this accretion explains the large beach rise photographed at this location (Figure 3.2).

Within Sector (3), from the groyne *lim2-3* at $x = 6.1$ km, to the groyne *lim3-4* (Figure 3.1b) at $x = 9.3$ km, the shoreline accreted on average by 37 m (i.e. mean accretion of approximately 0.4 m/yr). This shoreline accretion is the signature of the vegetated dune benefiting from the protection of the 3-km long seawall constructed in 1938 along this sector (Figure 3.1d).

Within Sector (4), between the groyne *lim3-4* ($x = 9.3$ km) and the groyne *lim4-5* ($x = 11.1$ km) (Figure 3.1b), a slow erosion (48 m, 0.6 m/yr) and a slow accretion (19.5 m, 0.2 m/yr) is observed in the south and in the north, respectively. However, shoreline trajectory changes were also observed in time, with an accretion of 54 m followed by the same erosion from 1962 to 1977 around $x = 10$ km (Figure 3.7a).

In the most northern sector (5), from the groyne *lim4-5* ($x = 11.1$ km) to Cape Grave ($x = 14.5$ km) (Figure 3.1b), dramatic shoreline changes were observed. Four periods can be distinguished : (i) three decades of severe erosion between 1937 and 1970 at an average rate of 3.6 m/yr followed by (ii) three decades of strong accretion starting in the 1970s with shoreline advancing by 307 m at a mean rate of 11.0 m/yr, and with shoreline position largely exceeding the 1937 shoreline position after 1977 (Figure 3.6a). Between 1998 and 2010 (iii) a second erosion period (2.6 m/yr) took place, followed by (iv) another accretion period (17.9 m/yr). In total, this sector averaged alongshore accretion was 217 m of vegetated dune with a rate of 2.6 m/yr between 1937 and 2021. However, changes were not uniform alongshore, with a presence of a large shoreline bulge (Figure

3.8a) which slightly diffused and migrated northeastwards (Figure 3.8a).

When integrating along the entire coastline (five sectors), the shoreline eroded by 50.4 m on averaged (0.6 m/yr), with large multidecadal variability (Figure 3.6c).

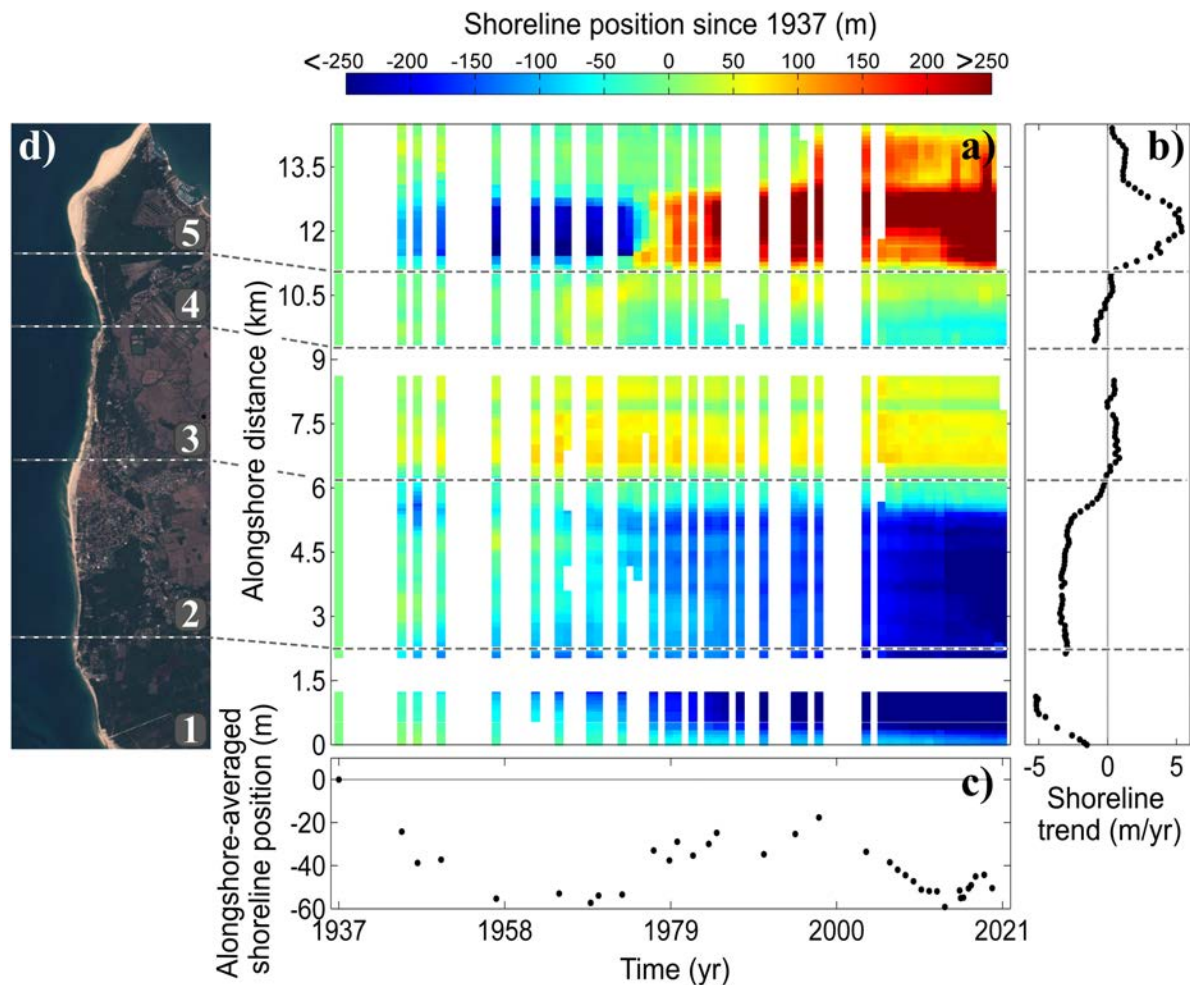


FIGURE 3.6 – (a) Time stack of shoreline change and (b) corresponding alongshore distribution of mean shoreline trend, calculated with end point method (c) and time series of alongshore-averaged shoreline position. In (a,b) the horizontal dotted lines indicate the location of the major groynes progressively erected since the 19th century, which are further used to define the different coastal sectors described in the text. (d) Satellite image (Sentinel 2 on September 20 2022) showing the location of the five sectors.

3.2.4.2 Bathymetric evolution since 1903

Figure 3.9 shows the shallow water bathymetric evolution from 1903 to 2021 of the southern pass of the Gironde estuary mouth, offshore of the North-Médoc coastline. It highlights the large morphological variability over the past 118 years. Since 1903, the sand volume in the computation box (Figure 3.9a) has decreased (-20.16 millions of m^3 within $20,125 km^2$, Figure 3.9g,h). The delimitation of the rocky substratum discriminates two sandy shoals from the shallow rocky area. The first shoal (bubble 1 in Figure 3.9a), which dynamics is shown in more detail in Figure 3.10, was located approximately 1 km offshore, south of Soulac-sur-Mer in 1909, Sector (2) (Figures

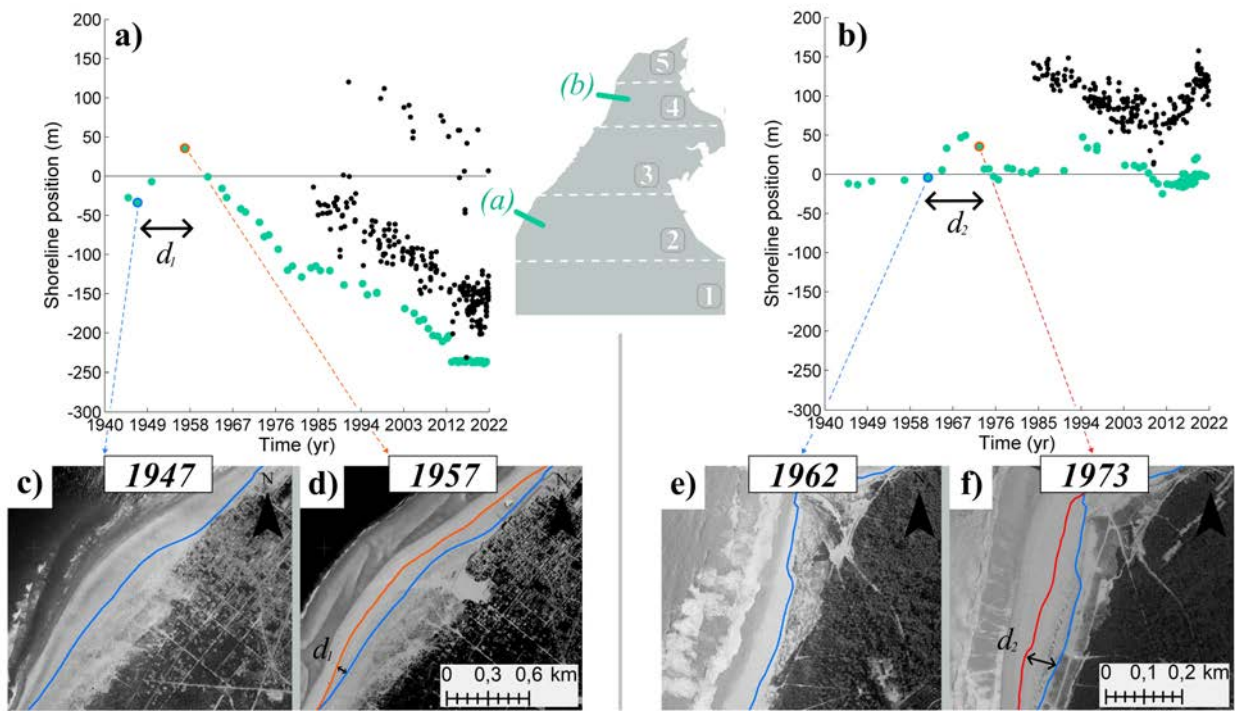


FIGURE 3.7 – Temporal changes in the shoreline position at transects (a) and (b), which are situated on the gray map, demonstrate periods of accretion (and distance) (d_1) from (c) 1947 to (d) 1957 at Soulac-sur-Mer, sector (2), and (d_2) from (e) 1962 to (f) 1973, at sector (4). Dune foot shoreline and satellite-derived waterline are shown in green and black, respectively, see Table 3.1.

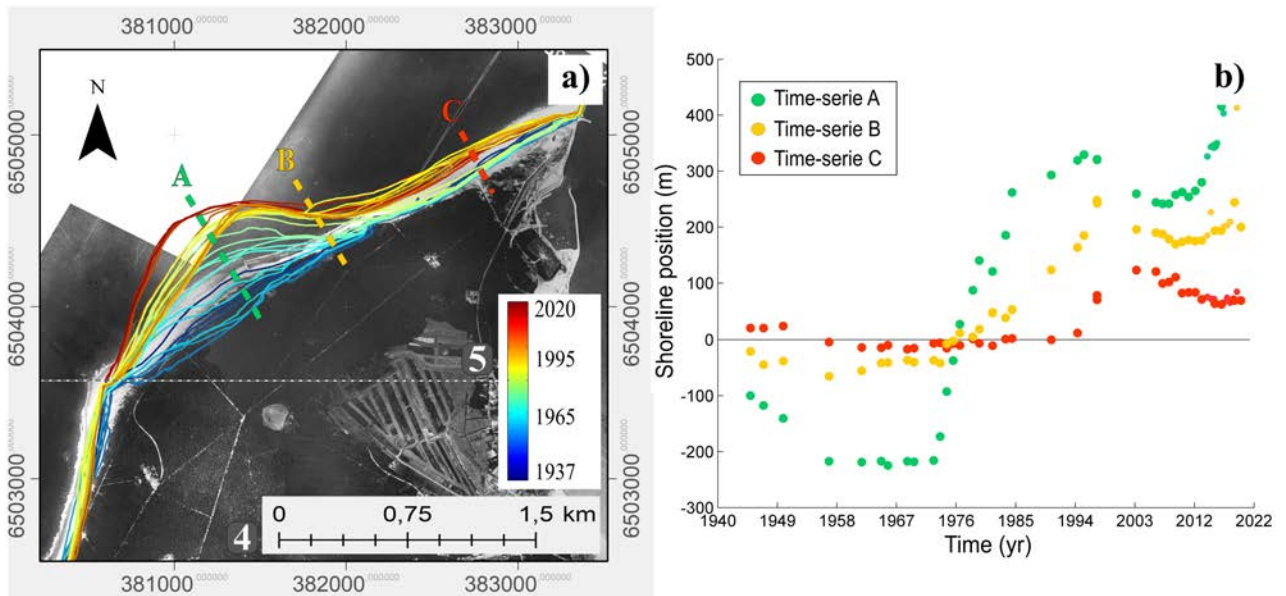


FIGURE 3.8 – Evolution of shoreline position between 1937 and 2020 at Sector (5), in the north of the study site : (a) orthophotograph of 1937 with superimposed shorelines (date coloured) with the three dotted lines (green, yellow and red) indicating the locations at which shoreline position time series are extracted in (b).

3.9a and 3.10a). This shoal progressively migrated onshore. Between 1909 and 1929, it welded to the coast within Sector (2) (Figures 3.9b and 3.10b) and stretched along the coastline during the subsequent years (Figure 3.10c). From 1909 to 2021 within 2,020 km² (Figure 3.10d), approximately 4.5 millions m³ of sand have been lost offshore of the accreting shoreline sectors (Figure 3.2), indicating that the shoal mostly fed the sandy beaches.

In 1909, a second shoal (bubble 2, in Sector (3), in Figure 3.9a) can be identified further northeast (Figures 3.9a and 3.11a). This mostly alongshore-oriented shoal increased in size (Figure 3.11b) and volume, as approximately 1.8 millions m^3 were gained (Figure 3.11d) between 1909 and 1935. During this time interval, the second shoal was connected to the first shoal (e.g. 1935, Figure 3.11b, marked by the black star) and smaller shoals bypassed the *South Pass* (Figure 3.9b, event marked by the red star) and welded to the alongshore shoal (identified from the 18 high-frequency bathymetric maps from 1903 to 1939, not shown). After 1935, sand volume tended to decrease at an unsteady rate. The shoal gradually migrated towards the northeast (Cape Grave) apparently supplying Sector (5) with a large amount of sediment. Its volume and size reduced over the years (-5.33 millions of m^3 within a 3,785 km^2 area, Figure 3.11d) until it almost disappeared in the most recent bathymetric map (i.e. 2021, Figure 3.11c).

The third remarkable feature in the shallow water bathymetry evolution is the formation of a channel that opened approximately 1 km off Cape Négade, at Sector (1), ($x = 1.5$ km, Figure 3.1e) since 1959, between the rocky shoal and the coastline (Figure 3.9c and 3.12a). In this area which appears relatively stable during the first part of the 20th century, the channel gradually deepened (widened) during the second part of the 20th century, until it reached a depth (width) of -9 m to -10 m IGN/NGF69 (700 m). The link between this channel and the continuous shoreline erosion along those sectors, (1) and (2), will be discussed later in this paper.

3.2.5 Discussion

3.2.5.1 Conceptual model

We show that the North-Médoc coast has been chronically eroding over the last century at a mean rate of 0.6 m/yr. This is in line with the chronic erosion observed along this coastline by Lévêque (1936); Allen et al. (1974a); Howa (1987) from the 1700s to the early 1900s, and even earlier since ca. 3500 BP (Stéphan et al., 2019). However, while erosion rates were previously observed to increase northwards (e.g. Howa, 1987), the more recent changes documented herein show chronic erosion rates decreasing northwards, with even locally accreting sectors at the northern end of the study site (Figure 3.6b). Interestingly enough, the alongshore-average chronic erosion rate of 0.6 m/yr is on the same order of the erosion rate averaged across the entire southwest coast of France (Castelle et al., 2018), despite the coastline studied herein is iconic of coastal erosion for metropolitan France. This is because the most erosive sectors of our study site are primarily located in the urbanized areas (Figure 3.6b). Contrary to previous work on longer timescales which suggested a monotonic erosion over the entire domain (Lévêque, 1936; Allen et al., 1974a; Howa, 1987), our

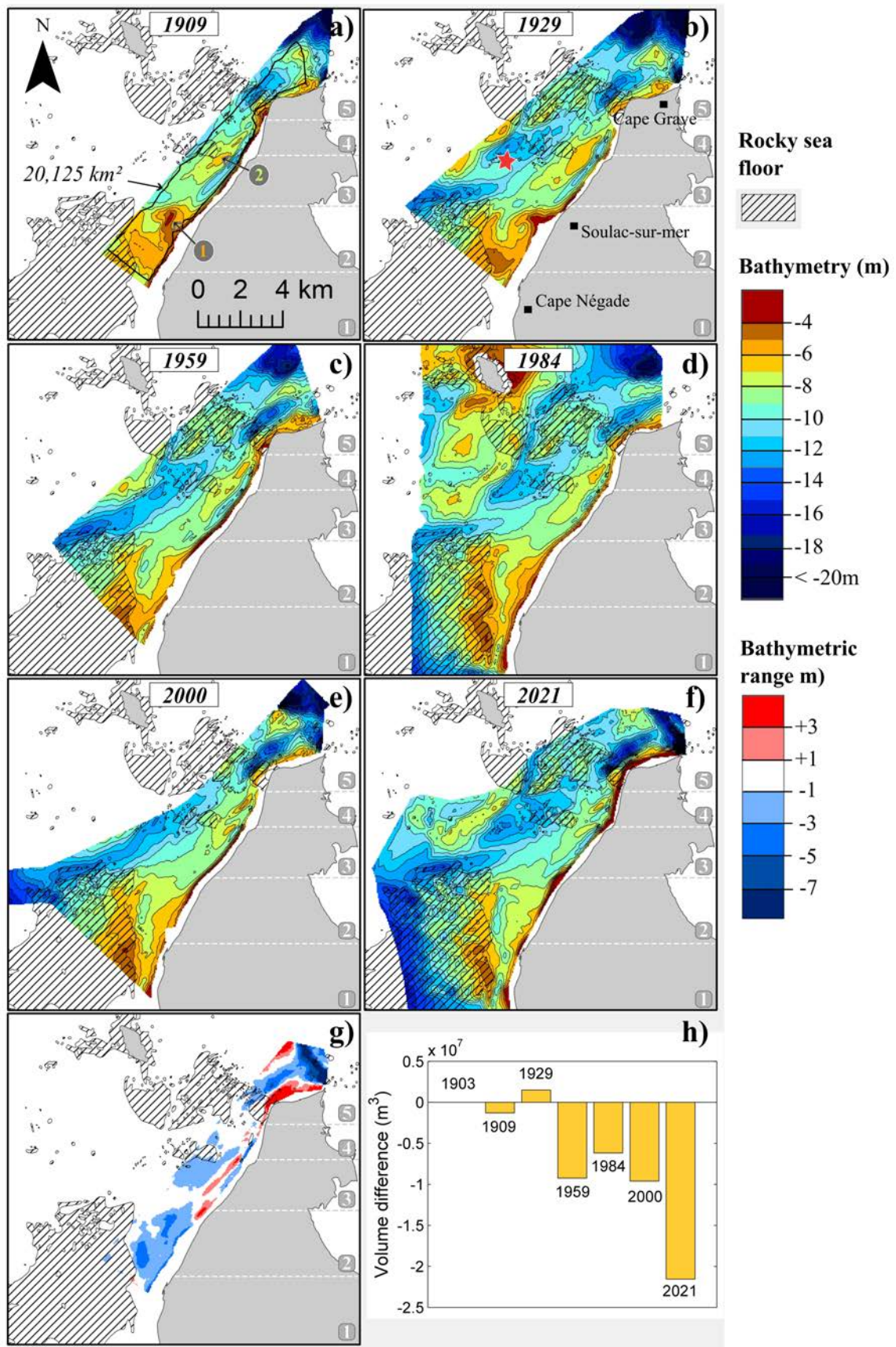


FIGURE 3.9 – (a-f) Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) from 1903 to 2021 using a selection of the dataset listed in Table 3.2, (g) difference plot between 1909 and 2021 and (h) time series of the volume change since 1909 in the computation box shown in (a). The red star shows the location where smaller shoals by-passed the South Pass.

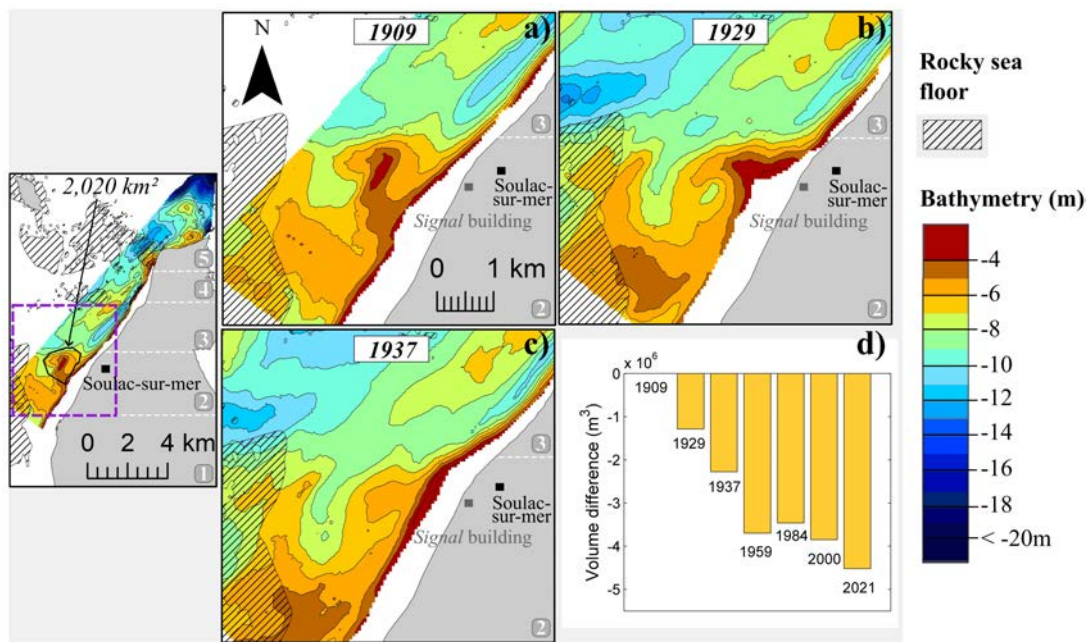


FIGURE 3.10 – Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) of (a) the shoal located 1 km offshore of Soulac-sur-Mer in 1909 and (b) in 1929 and (c) 1937, welding to the coast, with (d) the time series of the volume change since 1909 in the computation box shown in left-hand panel.

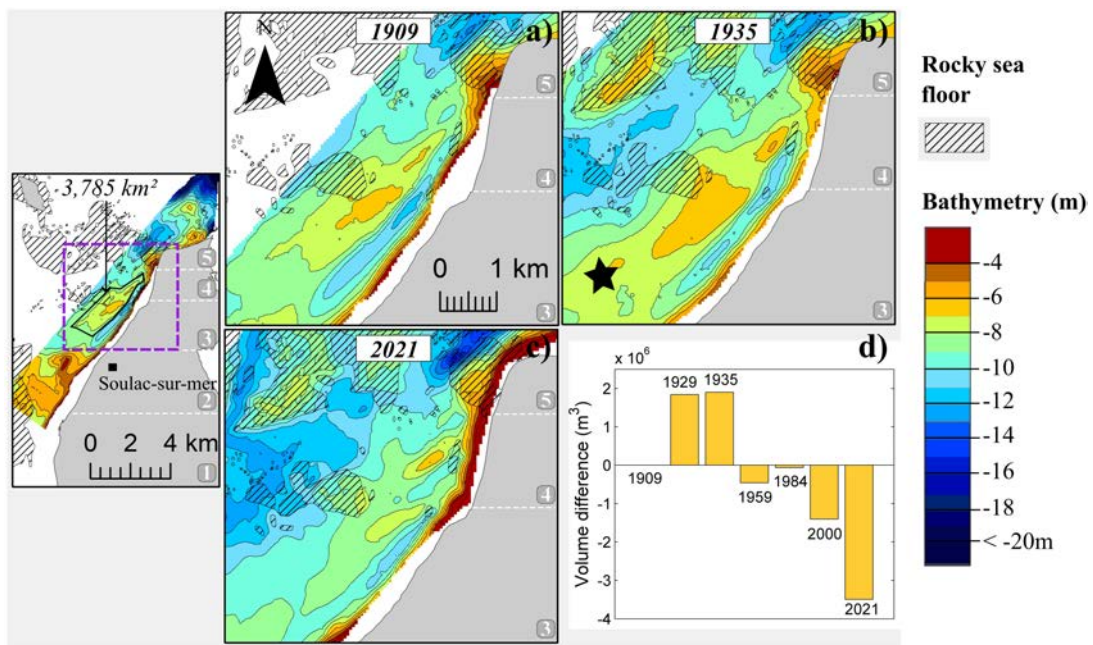


FIGURE 3.11 – Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) of the alongshore-oriented shoal (a) in 1909, b) in 1929, (c) in 2021 with (d) the time series of the volume change since 1909 in the computation box shown in left-hand panel. The black star shows the connection between the first shoal (outside the frame) and the alongshore-oriented shoal.

work based on historical charts and multiple sources of topo-bathymetric data suggests much more complex behaviour over time and space. The time series of alongshore-averaged shoreline position shown in Figure 3.6c can be viewed as the superimposition of the large-scale accretion event in sector (5) onto a quasi-steady long-term erosive trend (Figure 3.6b) primarily across the first and second sectors. Such large shoreline variability is often found close to tidal inlet or estuary mouth

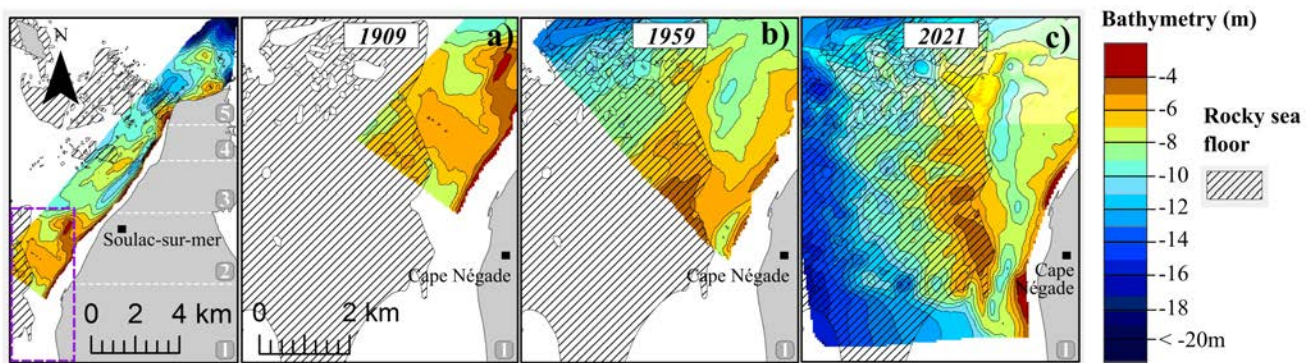


FIGURE 3.12 – Shallow water bathymetric evolution (IGN/NGF69) of the alongshore channel offshore of Cape Négade which was (a) absent in 1909 (b) developed in the mid-20th century before (c) becoming an alongshore channel.

(Hansen et al., 2013; Velasquez-Montoya et al., 2020; Castelle et al., 2021) and linked with shoal attachment to the downdrift coast (FitzGerald, 1982, 1984; Ridderinkhof et al., 2016a; Burvingt et al., 2022). In line with these observations globally, our results indicate that shoreline change observed along the entire sector (Section 3.2.4.1) is largely enforced by such bathymetric changes (Section 3.2.4.2), with two major shoal welding events (in the 1920s and 1950s). Such dynamics is also largely influenced by rocky platform and outcrops. Our results are synthesised in a conceptual model proposed in Figure 3.13, which is further discussed below.

The first shoal progressively attached to the south of Soulac-sur-Mer between 1903 and 1929 (Sector (2), Figure 3.10). Despite the absence of shoreline data at that time, we hypothesize that such attachment drove a large, localized, shoreline accretion (Figure 3.13a). This nearly 4.5 million m^3 sand supply was sustained until approximately the 1920s (Figure 3.13b). It is evidenced by the large, 350-m wide, bare sand beach facing the Signal building (see Figure 3.13b, sector (2)). The absence of vegetation on the 1937 orthomosaic (not shown) testifies the recentness of the shoreline bulge. According to bathymetric and shoreline data, the shoreline bulge diffused and migrated predominantly (downdrift) northeastwards (see shoreline accretion in the bottom panels of Figure 3.7a), until the late 1950s (Figure 3.13c). This process contributed in feeding the beach of Soulac-sur-Mer as shown in the large beach accretion observed in Figure 3.2b. Until the 1980s (Figure 3.13d) continuous erosion of the southern beaches was observed. This erosion was attributed to the lack of offshore sand supply, as evidenced by the conversion of a 350-m wide bare sand bulge to a 200-m wide, vegetated, dune in front of the Signal Building (photograph of 1970s in Figure 3.3b). In contrast, the second shoal is hypothesized to feed Sector (5) since the the 1950s, first stopping shoreline erosion in Sector (5) in the 1950s and subsequently driving dramatic localized accretion in the 1970s (Figures 3.8 and 3.13d). This behaviour continued over the last decades (Figure 3.13e), as both chronic erosion along the southern coast and accretion in the northern sector continued.

This accretion was caused by the second shoal intermittently benefiting from offshore sediment supply (using a detailed inspection of all the available bathymetric data, not shown). In contrast, the alongshore channel which has been progressively deepening south of Soulac-sur-Mer since nearly the 1970s (Figure 3.12c) is hypothesized to further limit sediment supply to the southern beaches.

The long-time chronically eroding North-Médoc coast has experienced two recent bursts of sediment supply from shoal attachment, which are typically driven by ebb delta dynamics (e.g. Lenstra et al., 2019; Burvingt et al., 2022). However, along the most urbanized area (Sectors (1) to (3), Figure 3.6a and Figure 3.9f) the system has shifted from a sediment-rich to a sediment-poor environment in the early 19th century, leading to continued shoreline erosion and the absence of subsequent shoal attachments along this sector. The material presented herein cannot help determining why sediment supply from the offshore area has stopped, which would require long-term (> 100 years) large-scale (entire estuary mouth) bathymetric data. Amongst the hypotheses that should be explored is the potential influence of sea level rise, driving increased tidal prism (Fitzgerald et al., 2004) and tidal currents (O'Brien, 1931, 1969; FitzGerald et al., 2008), which in turn can affect channel morphology (e.g. Nahon et al., 2019) and sediment dynamics (Van Goor et al., 2003). In addition, the main Gironde estuary channel further north (*West Pass*, Figure 3.1a) experienced major dredging operations in the early 1930s (Lévêque, 1936), and regular aggregate extraction operations have been performed, which effects may have cascaded downdrift and limited sediment availability offshore of our study site. The combined effects of sea level rise and major dredging and aggregate extraction operations may have thus affected the large-scale behaviour of the Gironde estuary mouth, as evidenced elsewhere by the impact of increasing tidal prism (Fitzgerald et al., 2004) or channels deepening (FitzGerald et al., 2008) on ebb tidal delta morphology (O'Brien, 1931, 1969; Van Goor et al., 2003). Such changes can result in a decrease in drifting shoals from the ebb tidal delta to the adjacent coast, or alongshore channel deepening (Figure 3.12c), resulting in reduced sediment supply (Gaudio and Kana, 2001; Ridderinkhof et al., 2016a) and coastal erosion. Addressing this issue is out of scope and would require additional, large-scale and long-term, bathymetric datasets as well as detailed process-based numerical modelling.

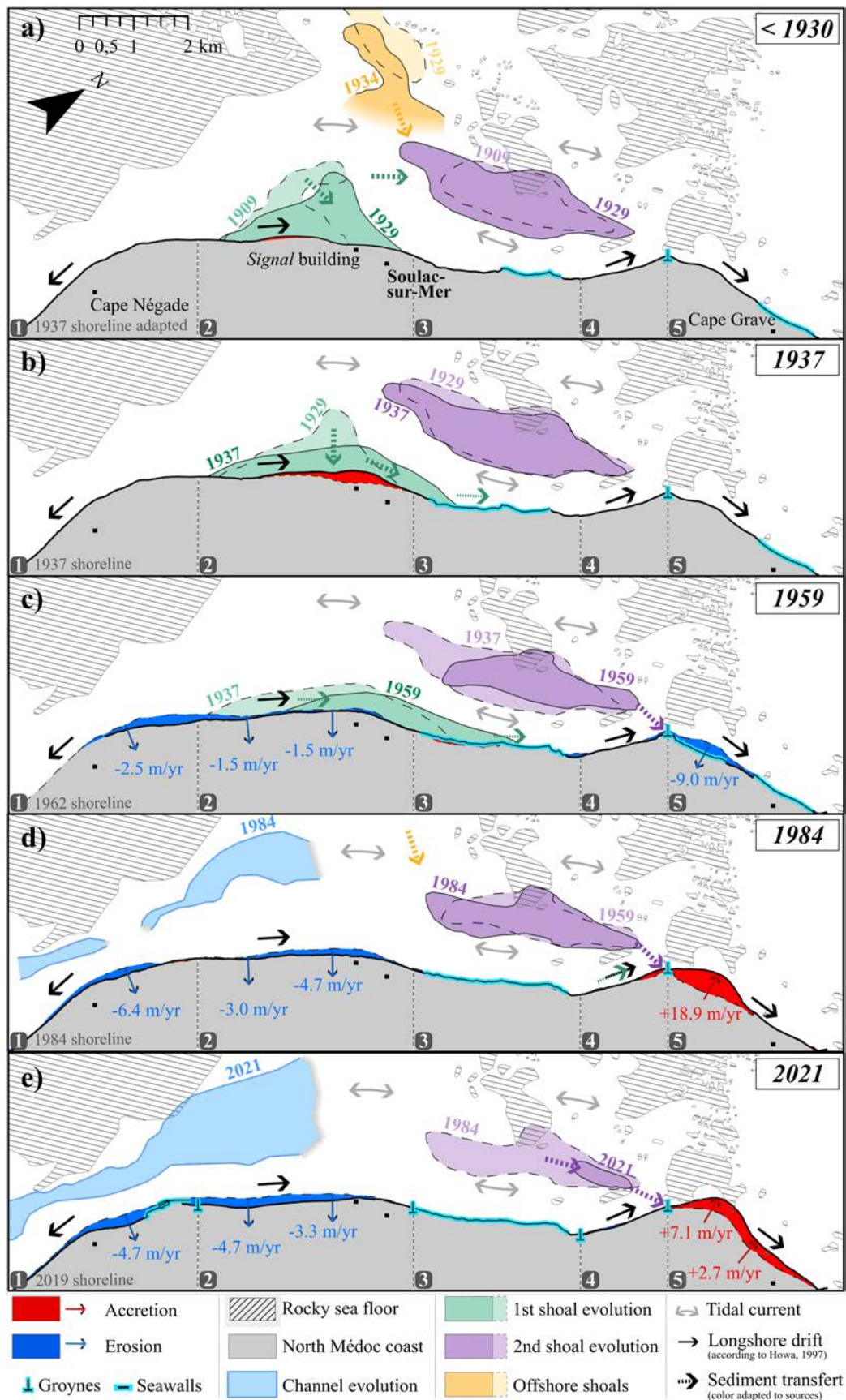


FIGURE 3.13 – Conceptual model of the study site from the beginning of the 20th century. (a) Before 1930 : shoal #1 (green) offshore of sector (2) migrating and welding to the coast within 20 years; (b) diffusion of the shoreline bulge with slow downdrift migration, reaching Sector (3). (c) After 1959, the northward progression of Shoal #1 is no longer apparent, although it is hypothesized to supply Sector (5) with sediment. (d) Prior 1930 : shoal #2 (purple) offshore of Sector (3) expanded, benefiting from offshore sediment supply (blue), (c) migrated towards Sector (5) and drove shoreline accretion (d,e). (d) Since 1984, a channel appears between the coast (yellow) and the rocky sea floor (gray stripes), (e) further deepening and widening. The *Signal building* position is given for reference in each panel. Primary location names are provided in (a).

3.2.5.2 Implications for coastal management

As indicated in Section 3.2.2, a large number of groynes and seawalls have been progressively erected over the two last centuries, with the primary objective to protect erosion-threatened infrastructures (Pilkey and Wright, 1988; Basco, 2006; Neshaei and Biria, 2013) but also formerly to prevent the breaching of the coast at Sector (3). Although the beaches further south continued to erode, most of these coastal interventions successfully stabilized the shoreline locally, occasionally leading to localized beach loss. However, these measures did not significantly affect the overall evolution of the shoreline at the adjacent sectors. A notable exception is the groyne delimiting Sectors (2) and (3), located north of Soulac-sur-Mer, which was repaired and further extended in 2014 and successfully traps sediments from the dominant northerly longshore drift. Since 2014, the beach in front of Soulac-sur-Mer has been progressively widening and has been used since 2019 as the main source of sediment to nourish each spring the most eroding beaches further south. Such regular beach nourishments (around $60 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{yr}$ each spring since 2019), but also other non-documented irregular nourishments performed in the early 2000s further south, can buffer storm waves during low-energy winters (Hamm et al., 2002). However, they are not viewed as a long-term approach as shoreline erosion is sustained. On the other hand, mega-nourishments (20 millions m^3 in the case of the Sand Engine, Stive et al., 2013) can be viewed as an appealing alternative. Such approach, however, needs to be designed carefully (e.g. Mulder and Tonnon, 2011; de Schipper et al., 2014, 2016; Luijendijk et al., 2017). In this frame, the first shoal welding completed in the 1920s, with an approximately 5 millions m^3 sediment input, can provide preliminary valuable information on the fate of a mega-nourishment, which could be located in the same location of the observed natural shoal attachment ($x = 4 \text{ km}$, Figure 3.13). The absence of shoreline data prior to the shoal attachment prevents from accurately computing such beach nourishment lifetime. However, given the steady erosion rate of the order of 5 m/year in the alignment of the nearly 5 millions m^3 shoal attachment resulting in a practically 350-m wide beach in its centre, a first-pass estimate of the nourishment lifetime would be approximately 70 years. However, we hypothesize that it is a strong overestimation as the current bathymetric configuration is less optimistic than in the early 1900s. The absence of shoals offshore and the continuous deepening of the alongshore channel (Figure 3.12c) should largely increase the diffusion rate of a mega-nourishment. In addition, a mega-nourishment at the exact same location would not counteract coastal erosion further south, at Sector (2), but mostly in the area facing the Signal building. A mega-nourishment extending further alongshore southwards should protect a longer coastal sector, but would dramatically reduce its lifetime.

A detailed morphodynamic modelling study, combining process-based (e.g. Luijendijk et al., 2017) and reduced-complexity (e.g. Robinet et al., 2018) models should be performed in order to provide more robust and quantitative insight into the optimal design and expected lifetime of such mega-nourishments. Process-based models implemented on the Gironde estuary (e.g. Jalón-Rojas et al., 2015; Huybrechts et al., 2021) should consider the action of breaking waves and non-cohesive sediment transport to better identify sediment pathways. Using past and current bathymetric configurations, the differences in sediment pathways and potential for shoal welding to the coast could be explored. Such process-based models could also be used to address the impact of sea level rise and dredging operations on the cascading long-term changes of the estuary mouth and adjacent coasts. However, it must be stressed that the process-based modelling of such complex (multiple shoal and channel systems, rocky substratum, ...), large-scale, estuary mouth exposed to high-energy waves and co-existing non-cohesive and cohesive sediment processes is challenging, especially with the lack of field data covering the entire system. Reduced-complexity shoreline models (e.g. Vitousek et al., 2017; Antolínez et al., 2019; Robinet et al., 2018) can be powerful tools to hindcast and forecast shoreline change on long timescales with relatively cheap computational cost. Such models have been successfully used to hindcast the multi-year evolution of the Sand Engine and to provide estimations of the mega-nourishment lifetime (e.g. Arriaga et al., 2017; Roelvink et al., 2020). Such approach assumes, however, an alongshore-uniform and time-invariant shoreface and the absence of e.g. deepening alongshore channels and ebb tidal data. We advocate that combining process-based and reduced complexity models is a relevant approach to further improve our understanding of shoreline change and the evolution of a potential mega-nourishment along the North-Médoc coast.

3.2.6 Conclusions

Since at least the early 20th century, the North-Médoc coast sector, southwest France, which is adjacent to the largest estuary in Europe, has been exposed to extreme erosion threatening coastal infrastructures. By combining 84 years of shoreline data from various sources, 118 years of shallow water bathymetric surveys and historical photographs, the spatial and temporal patterns of shoreline change were quantitatively described, and their primary driver were unravelled. We show that shoreline change is essentially enforced by bathymetric changes and shoal attachments. In contrast, small-scale beach nourishments and coastal works (groynes, seawall) only temporally buffer erosion or lastingly locally fix the shoreline, respectively. Two major shoal attachments to the shore were identified. Although with different timing, magnitude and location these shoal

attachment events dominate the past temporal and spatial shoreline variability. Of particular importance was the shoal attachment occurring in the 1920s south of Soulac-sur-Mer. While it locally largely widened and rose the beaches, during the subsequent decades a progressive diffusion of this sediment-starved shoreline bulge was observed, resulting in a quasi-steady erosion peaking at approximately 5.4 m/year. In contrast, the second shoal attachment drove dramatic shoreline accretion locally in a remote sector of the coast, with sustained sediment supply allowing continued shoreline accretion. The first shoal attachment provides a unique natural analogue for a potential mega-nourishment of the most eroding sector of the coast, which is currently viewed as the only sustainable soft solution to limit coastal erosion. We anticipate that this study, together with future modelling work, will help the coastal managers and decision makers to better design their future coastal management strategy.

Chapitre 4

Évolutions morphologiques interannuelles de la bande côtière du Nord-Médoc depuis le 21ème siècle en lien avec les modes de gestion et la variabilité interne du climat.

Contents

4.1	Introduction	72
4.2	Beach-dune dynamics and coastal management along the North-Médoc coastline, southwest France : a decade of morphological change and erosion mitigation (Vandenhove et al., <i>en révision, Geomorphology</i>)	74
4.2.1	Introduction	74
4.2.2	Methods	76
	4.2.2.1 Study site	76
	4.2.2.2 Dataset acquisition and treatment	77
4.2.3	Results	81
	4.2.3.1 Large-scale spatial variability and management mode effects	81
	4.2.3.2 Coastal inter-annual variability	82
4.2.4	Discussion	85
4.2.5	Conclusions	90

4.1 Introduction

Dans le Chapitre 3, l'influence de la dynamique interne (delta de jusant) sur les grandes évolutions du littoral Nord-Médoc à l'échelle séculaire a pu être mise en évidence grâce à l'étude des bathymétries anciennes et des données du trait de côte. A présent, des données plus fines existent (LiDAR annuels, profils de plage-dune bi-mensuels) et permettent d'affiner l'analyse des évolutions du littoral Nord-Médoc à l'échelle interannuelle et ainsi de déterminer les contributions respectives du forçage interne (delta de jusant), du forçage externe (variabilité des conditions hivernales de houles) et des effets des modes de gestion, et ainsi répondre aux questions suivantes :

- (i) Quels ont été les changements morphologiques récents à l'interface plage-dune le long du littoral Nord-Médoc ?
- (ii) Quels sont les processus responsables de ces changements morphologiques, en particulier, quelles sont les contributions respectives du climat de vagues, de la dynamique interne de l'embouchure et des modes de gestion ?

Ce chapitre se concentre sur l'analyse des évolutions morphologiques du littoral Nord-Médoc depuis le début du 21ème siècle, en examinant des échelles spatio-temporelles plus fines que celles abordées dans le Chapitre 3, c'est à dire de la saison à la décennie (Figure 1.5). L'objectif est de mettre en relation ces variations morphologiques des plages et des dunes avec les fluctuations climatiques récentes influençant les conditions de vagues ainsi qu'avec les effets de la stratégie de gestion (construction/extension d'ouvrages, rechargement de plages).

Dans une première partie, ce chapitre quantifie les différences de volume de sable le long du littoral Nord-Médoc à partir de données LiDAR, sur la période de couverture de ces campagnes de données, c'est à dire de 2011 à 2023. L'étude de ces données permet d'étudier notamment des variations de volume de sédiments, spatialement et temporellement. Dans une deuxième partie, ce chapitre examine la variabilité de quatre profils topographiques du système plage-dune mesurés *in situ* depuis 2003 jusqu'à 2024. L'évolution est analysée en tenant compte des différentes actions de gestion mises en place sur le littoral durant cette période, ainsi que de la variabilité interannuelle des vagues en hiver en lien avec des modes de variabilité interne du climat.

L'analyse de la variabilité temporelle du volume du système plage/dune révèle un bilan sédimentaire déficitaire pour le littoral Nord-Médoc, avec une perte de 146 000 m³ entre 2011 et 2019, période pendant laquelle le budget sédimentaire pouvait être bouclé, soit environ -10 m³/m. Toutefois, ce bilan présente des variations spatiales importantes. Alors que la moitié nord est globalement en accrétion, la moitié sud subit une érosion chronique, particulièrement marquée à la

Pointe de la Négade. L'alternance de périodes hivernales plus ou moins érosives dans les zones les plus éloignées de l'embouchure est significativement corrélée à la variabilité interannuelle du climat de vagues en hiver, en lien avec l'indice WEPA, montrant le lien entre érosion du trait de côte (i.e. des dunes) en hiver et les modes de variabilité interne du climat. Pendant la période d'étude, les variations temporelles des volumes sédimentaires montrent un littoral globalement stabilisé au niveau des enrochements longitudinaux. Cependant, au niveau des épis, leur impact dépend de leur capacité à capter le sédiment provenant de la dérive littorale en amont et d'effets négatifs plus ou moins notables en aval.

4.2 Beach-dune dynamics and coastal management along the North-Médoc coastline, southwest France : a decade of morphological change and erosion mitigation (Vandenhove et al., *en révision*, *Geomorphology*)

4.2.1 Introduction

Since the late 19th century, growing interest in sandy coasts has driven demographic growth and urbanization (Creel, 2003). Sandy coasts, being directly exposed to storms, continuously adjust to wave energy through phases of erosion and accretion (Hunt et al., 2023). However, in some locations, the loss or degradation of natural habitats, often linked to anthropogenic structures or activities and referred to as coastal squeeze (Pontee, 2013), limits the ability of sandy coasts to adapt to changes in wave conditions. In such areas, chronic erosion can threaten coastal infrastructure (Williams et al., 2018) and even lead to the disappearance of sandy beaches (Cooper et al., 2020). To manage chronic erosion, coastal management strategies offer a range of solutions, including the construction of coastal defenses, beach nourishment, promotion of foredune growth, and, in some cases, population relocation (Hapke et al., 2013; Rulleau and Rey-Valette, 2017; Dundon and Abkowitz, 2021; de Schipper et al., 2021). These measures vary in their durability and often induce adverse effects on adjacent coastlines (Hamm et al., 2002; Ells and Murray, 2012; de Schipper et al., 2021; Velasquez-Montoya et al., 2020). An in-depth understanding of the physical processes driving morphological changes—from the timescale of individual storms to decades is essential for the effective implementation of these coastal management strategies and for safeguarding the increasing interest in these coastal environments.

Morphological changes of sandy coasts occur across short-term (days-to-weeks), medium-term (months-to-years), and long-term (over decades) temporal scales (Stive et al., 2002; Hunt et al., 2023). On open sandy coasts, unaffected by anthropogenic activities and/or away from the influence of tidal inlets or estuary mouths, these temporal changes are driven by variability in hydrodynamic conditions operating on similar timescales (Castelle and Masselink, 2023). Specifically, the interplay of rapid storm-driven erosion and slower recovery periods leads to seasonal to multi-annual changes in beach morphology (e.g. Davidson and Turner, 2009). These longer-term changes are often linked to atmospheric climate modes (e.g. Barnard et al., 2017; Masselink et al., 2023; Vos et al., 2023b; Castelle et al., 2024). In contrast, along coasts near tidal inlets or estuary mouths, sandy beach morphological changes become more complex as additional driving factors

overlay the external wave forcing. This additional forcing, often referred to as internal forcing, arises from the internal dynamics of the inlet (Hayes, 1975, 1980; De Swart and Zimmerman, 2009). These self-organized processes typically result in phenomena such as shoal migration and welding (FitzGerald, 1984; Gaudio and Kana, 2001; Robin et al., 2009a; Ridderinkhof et al., 2016a; Elias et al., 2019; Lenstra et al., 2019; Burvingt et al., 2022) and significant nearshore bathymetric changes like channel creation or deepening (Elias et al., 2019; Vandenhove et al., 2024). These morphological changes can significantly impact shoreline evolution along adjacent coasts (e.g. FitzGerald et al., 1984; van Heteren et al., 2006; Elias et al., 2019), which explains why maximum shoreline variations are typically observed in these areas (Castelle et al., 2022). The amplitude and timescales of these alternating periods of erosion and accretion are highly site-specific, generally increasing with the size of the estuary or inlet system (e.g. Ridderinkhof et al., 2016a; Burvingt et al., 2022; Vandenhove et al., 2024). Furthermore, the respective contributions of internal and external forcing are often poorly understood and vary significantly alongshore. The situation is further complicated by human interventions, such as coastal structures and beach nourishment, which obscure the distinction between these driving factors. To effectively disentangle the contributions of these drivers, long-term (over 10 years) and reasonably high-frequency (e.g., pre- and post-winter) morphological data are needed.

The North-Médoc coastline, a 14.5 km long sandy stretch in southwest France located near the large-scale Gironde estuary mouth, has undergone significant and complex changes over the past century. These long-term changes have been attributed to the internal dynamics of the adjacent inlet and the implementation of coastal defenses (Vandenhove et al., 2024). However, on shorter timescales, the influence of external forcing on multi-annual variability remains virtually unknown. Further south, along the open sandy coast, previous studies have shown that such variability predominantly drives shoreline changes, with fluctuations linked to climate modes of atmospheric variability (Castelle et al., 2022; Masselink et al., 2023). The primary objective of this paper is to address the respective contributions of external forcing, internal forcing, and coastal management strategies to coastal changes and to assess how these contributions vary along the coastline. To address these objectives, we combine annual large-scale LiDAR data, yearly GNSS topographic surveys at specific transects, wave data, and records of coastal management interventions.

4.2.2 Methods

4.2.2.1 Study site

The North-Médoc coast is situated in southwest France along the Atlantic coastline (Figure 4.1a). This region is exposed to energetic and seasonally-modulated wave conditions, predominantly from the W-NW direction in July (boreal summer) and from the W in January (boreal winter), with an average significant wave height of 1.1 m during summer and 2.4 m in winter. Due to the prevailing wave direction and the N-NW orientation of the coastline, the longshore drift along the North-Médoc coast is primarily directed northeastward (Figure 4.1a). South of Cape Négade, however, it shifts direction and is directed southward, creating a divergence zone (Idier et al., 2013; Howa, 1997). The study area is also adjacent to the large macrotidal Gironde estuary, where alongshore tidal currents are notably strong, with tides modulating wave transformation and flow in both the nearshore and inner shelf region of the North-Médoc coast (Vandenhove et al., in revision), with flow velocities offshore exceeding 1 m/s (Howa, 1987). External forcings, such as waves and tides, interact with the internal dynamics of the estuary mouth. This interaction drives significant multi-decadal morphodynamic changes in the nearshore region, including channel deepening and the attachment of sandbanks. The resulting bathymetric changes have had profound effects on large-scale and long-term shoreline evolution along the North-Médoc coast over the past century. These processes are explored in detail in Vandenhove et al. (2024).

Coastal defense structures were first implemented along this coastline in the mid-19th century. To address the challenges of coastal dynamics and safeguard human and environmental interests, these strategies have evolved over time, resulting in the current coastal configuration shown in Figure 4.1. In the northern half of the study area, coastal defense structures were established over 30 years ago, with no subsequent construction. These defenses include Groyne 1 (Figure 4.1b), followed by Groyne 2, and a 3-km-long seawall (Figure 4.1c). In contrast, the southern half has seen significant recent interventions. Notably, Groyne 3 was extended in 2014-2015 following the severe 2013/14 winter storms that caused extensive erosion along Europe's Atlantic coast (Masse-link et al., 2016) (Figure 4.1d). A 100-m-long seawall, constructed in 2009 to protect a camping ground, was dismantled in 2019 (Figure 4.1e), followed by a rapid realignment of the shoreline the same year. Further south, Groyne 4 and associated dikes were constructed in 2004-2005, incorporating older infrastructure, with the dikes extended southward in 2014-2015 (Figure 4.1f). The southern seawall, built in 2010, has been progressively extended landward at its southern tip in response to localized erosion. Since 2018, beach nourishment has been introduced to complement these hard defense measures. Sand is sourced from the accreting beach updrift of Groyne 3 (Figure

4.1a) and transported to nourish eroding areas further south. The nourishment volume increased from 40,000 m³/year in 2018 and 2019 to 60,000 m³/year between 2020 and 2023, reaching 85,000 m³ in 2024. The nourished zones of this sand "back-passing" system are indicated in Figure 4.1a.

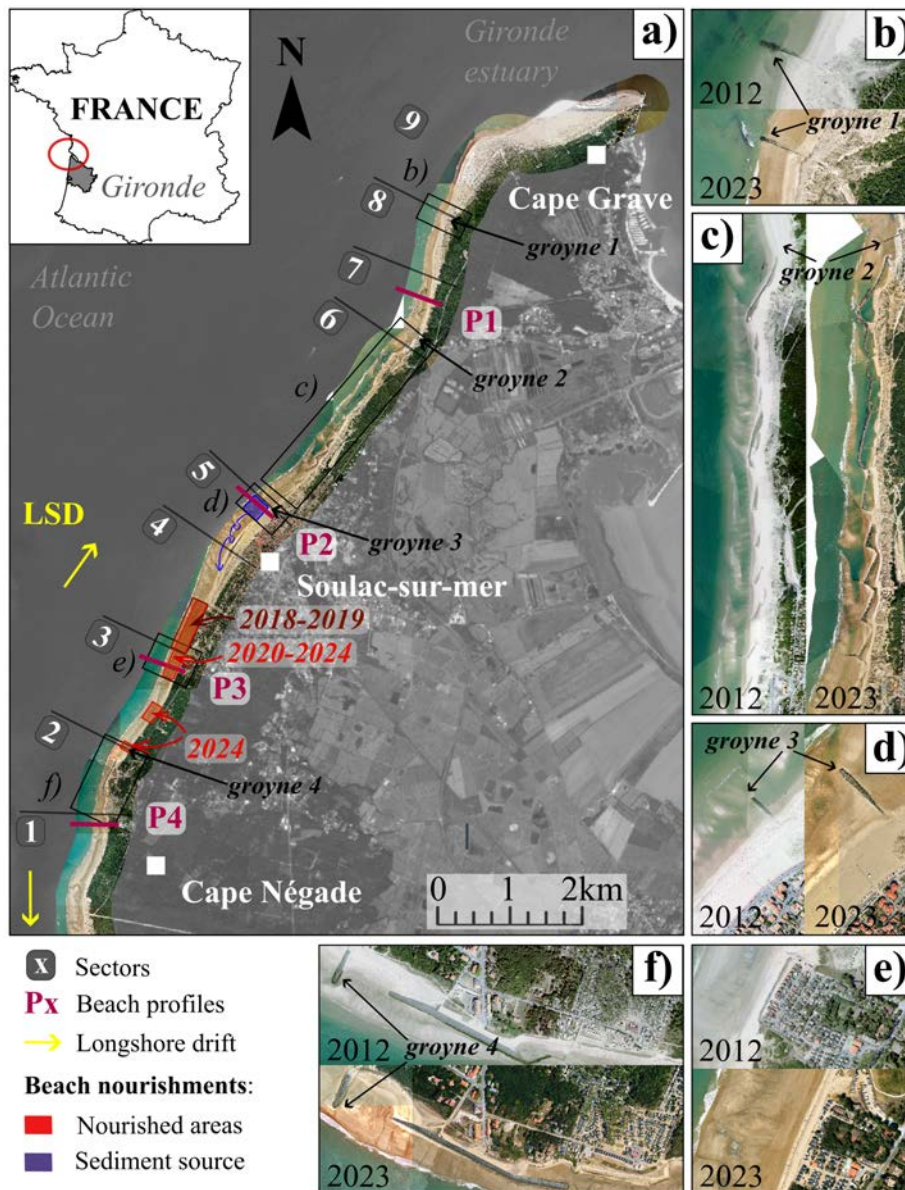


FIGURE 4.1 – (a) Location map of the study area showing the location of the four profiles surveyed (P1 to P4), the four groynes, the nine sectors showing contrasting behaviors (#1 to #9), and the sediment source area (in blue), where sand is sourced to nourish eroding sectors updrift (in red, with different locations for different dates), overlaid on the October 2023 orthophotography (source : PIGMA). (b-f) Implementation since October 2012 to September 2023 of major coastal structures : (b) Groyne 1, (c) Groyne 2 north of the 3 km seawall, (d) Groyne 3 extended in 2014-2015, (e) seawall constructed in 2009 and dismantled in 2019, and (f) Groyne 4 north of a dike extended in 2014-2015 and a seawall progressively enlarged since its construction in 2010.

4.2.2.2 Dataset acquisition and treatment

a) LiDAR dataset

Airborne LiDAR surveys were conducted along the entire southwest coast of France in 2011, 2014, and annually from 2016 to 2023 (Nicolae Lerma et al., 2019). These campaigns were carried

out by the Observatoire de la Côte de Nouvelle-Aquitaine (OCNA) in collaboration with the French National Institute of Geography (IGN). The surveys produced 10 digital terrain models (DTMs) with a 1-m grid resolution and vertical errors below 0.15 m (Nicolae Lerma et al., 2019), using the Lambert 93 French national projected coordinate system. Elevation values are provided in NGF, referencing the French national geodetic datum. The DTMs were primarily acquired in early autumn (September-October), after the summer season, at spring low tide. An exception was the first campaign in 2011, conducted in spring (March/April).

A local cross-shore/alongshore coordinate grid (with y representing the longshore coordinate) was generated, extending 15,000 m alongshore and 1,000 m cross-shore, with resolutions of 10 m and 2 m, respectively (Figure 4.2a). The grid is aligned to a smoothed shoreline baseline of the North-Médoc coast (Figure 4.2b). Each of the 10 LiDAR-derived DTMs was interpolated onto this grid, enabling direct computation of differences between DTMs. These differences were analyzed by dividing the study area into sectors and quantifying volumetric changes in cubic meters per unit beach width at each 10-m spaced cross-shore transect. To ensure accurate volume calculations, a data cleaning procedure was implemented. The inland limit of the computational domain was defined where morphological changes to the east became negligible. The offshore limit was set at the 0.5-m NGF contour which approximately represents the lowest elevation covered by all LiDAR datasets and roughly corresponds to mean sea level (Port Bloc tide station, SHOM - Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (2022)).

It is important to highlight that, after 2020, due to significant accretion, the LiDAR surveys no longer fully covered the entire sandbank located north of the study site. This limitation resulted in flawed volume computations, as the minimum elevation of 0.5 m NGF was not reached on the seaward side. In addition, total volume differences were calculated using post-summer data, which account for beach recovery processes and, in some areas, beach nourishment. Consequently, the volume differences computed in this study are not entirely representative of natural winter-storm-driven erosion processes (4.2.2.1).

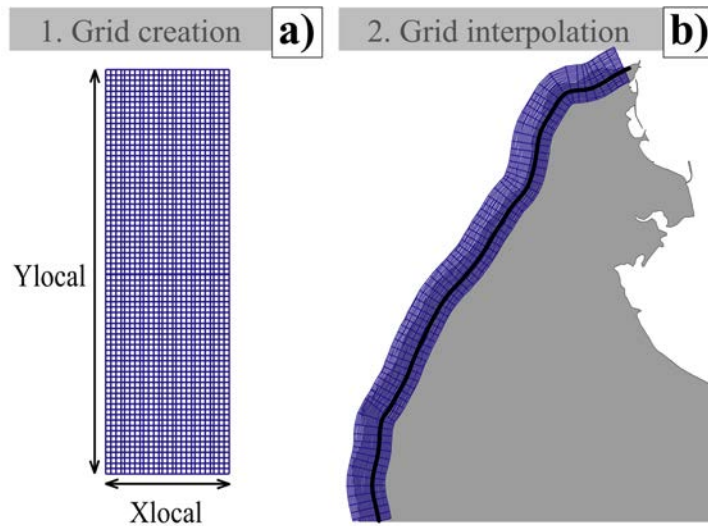


FIGURE 4.2 – (a) Local cross-shore/alongshore coordinate system grid and (b) applied on a shoreline baseline (in black) of the North-Médoc coast (in gray).

b) Beach-dune profile dataset

Post-winter beach-dune elevation profiles (P1 to P4) were surveyed annually from 2003 to 2024 by OCNA. These profiles were combined with post-summer data from the LiDAR surveys (see transect locations in Figure 4.1a and details in Table 4.1). For more information on the OCNA GNSS survey dataset, readers are referred to (Nicolae Lerma et al., 2022).

To analyze the temporal evolution of the dune and upper beach at each profile (P1 to P4), elevation indicators (isocontours in NGF) were selected. Spatio-temporal trends of isocontours ranging from 5 NGF to 10 NGF were compared (Figure 4.3). For profile P3, as shown in Figure 4.3b, shoreline isocontours from 5 NGF to 10 NGF exhibit similar patterns, indicating that any of these contours can effectively characterize dune foot evolution. Profiles P1 and P4 show similar behavior (not displayed). At profile P2 (Figure 4.3a), however, the trends do not align due to the absence of a dune, as the seafront is managed for the town of Soulac-sur-Mer. Consequently, the 5.5-m NGF elevation contour was chosen to track upper beach evolution at P2 and dune foot evolution at P1, P3, and P4.

In order to address the impact of winter-wave conditions on interannual shoreline variability, winter shoreline change dS/dt was systematically compared with the winter(DJFM)-mean wave height. Offshore wave conditions were retrieved from C3S ERA5 reanalysis (Hersbach et al., 2020) in approximately 45-m depth. As shown in Figure 4.4 and in previous work, this winter-mean variability is largely controlled by climate modes of atmospheric variability. The Western Europe Pressure Anomaly (WEPA) index, explains most of the winter-mean wave height variability in the Bay of Biscay (Castelle et al., 2017a). This climate index is defined as the normalized sea level

pressure gradient anomaly between Ireland and the Canary Islands. A positive phases of WEPA corresponds to a southward-shifted and intensified Icelandic Low pressure/Azores High pressure gradient, which directs high-energy waves and storm winds towards the Bay of Biscay and most of the Atlantic coast of Europe. As shown in Figure 4.4, WEPA explains approximately 79% of the winter-mean wave height variability offshore of the Médoc coast.

Transect	Temporal coverage (yr)	Total number	Extracted from LiDAR	Measured by GNSS
P1	2003-2024	28	9	19
P2	2010-2024	23	9	14
P3	2003-2024	30	10	20
P4	2003-2024	30	10	20

TABLE 4.1 – Typology of beach/dune topographic profiles available at each transect, P1 to P4.

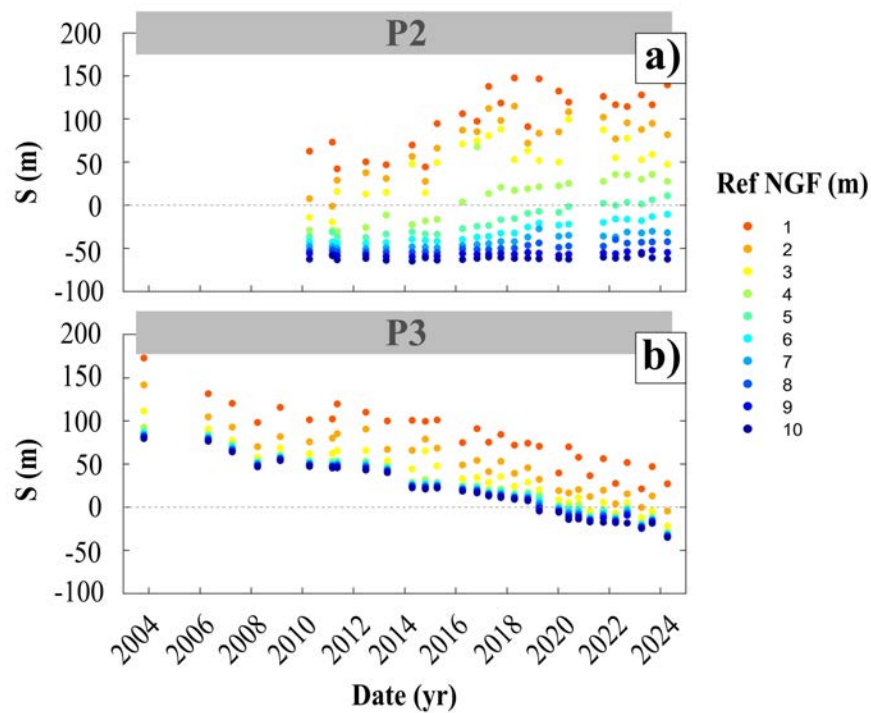


FIGURE 4.3 – Temporal evolution of elevation references ranging from 1m NGF to 10m NGF at the beach profile (a) P2 and (b) P3.

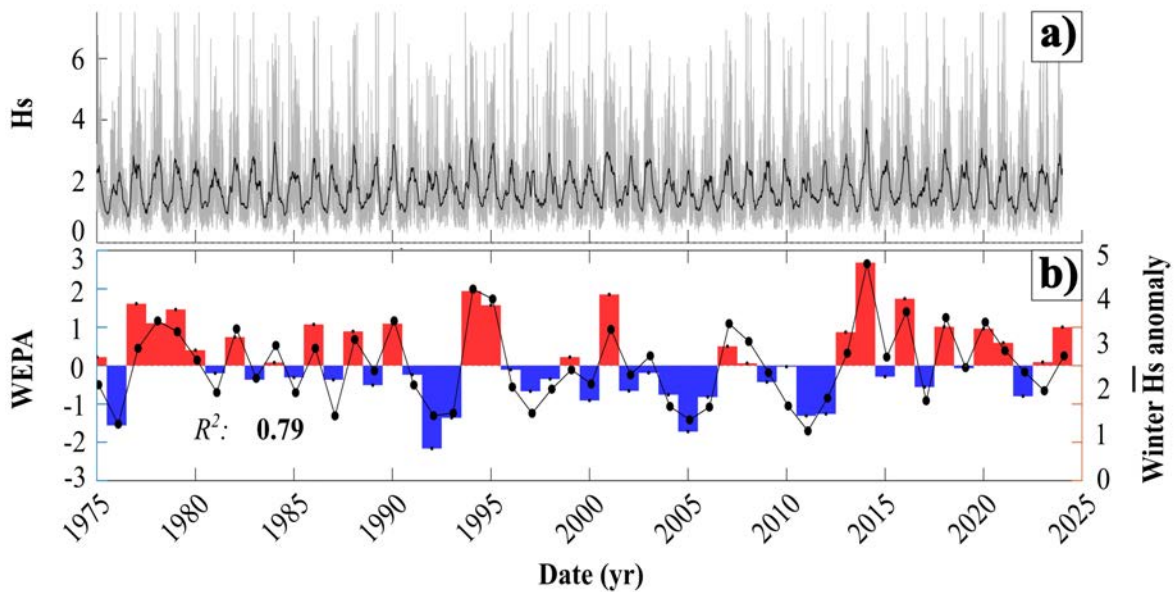


FIGURE 4.4 – (a) Two-month moving average of significant wave height (Hs) (in black) overlaying corresponding non averaged Hs (in gray) from the ERA5 model (coordinates in WGS84 : 44.5,-1.5 ; depth : \approx 45 m), (b) anomaly of winter-mean wave height deviation from the mean from December to March (DJFM) superimposed onto the winter (DJFM) WEPA index, with R^2 the corresponding coefficient of determination.

4.2.3 Results

4.2.3.1 Large-scale spatial variability and management mode effects

Figure 4.5 illustrates the topographic changes across the entire study area from 2011 (Figure 4.5a) to 2023 (Figure 4.5b), highlighting elevation variations exceeding 1 m in most parts of the study domain (Figure 4.5c). Overall, a decrease in elevation is observed in the southern part, while an increase is seen in the northern section. This pattern is further emphasized in Figure 4.6, which also provides insight into the temporal evolution of total volume (Figure 4.6a), dune volume (Figure 4.6b), and beach volume (Figure 4.6c) changes since 2011. Volume differences for each sector from 2011 to 2023 are detailed in Table 4.2. The data show that significant volume changes occurred overall, except in areas protected by seawalls in Sectors 2 and 6. Notably, at the seawall north of Sector 3, much of the "dune" volume loss reflects the dismantling of the seawall in 2019 (Figure 4.1e).

In the southern region, from Sector 1 ($y = 0$ m) to Sector 4 ($y = 5110$ m), there is a significant loss of dune volume, amounting to $-3,090,000$ m³ between 2011 and 2023. However, at Sector 5, Figure 4.6a shows a net gain in total volume compared to 2011, with most of the contribution occurring since 2016. A closer examination of the elevation changes in Figure 4.7 reveals a general increase in beach elevation following the extension of Groyne 3, which was constructed in 2014-2015 (Figure 4.1d). This overall volume variation is a combination of gains in both beach and dune,

due to an incipient dune formation (Figures 4.6b and 4.6c). Since 2016, the beach volume south of Groyne 3 has increased by 190,000 m³ over a distance of 1,700 m, reaching up to the middle of Sector 4 ($y = 4,480$ m). The increase in dune volume amounts to 270,000 m³ and spans 1,120 m on both sides of Groyne 3 (from $y = 5,310$ m to $y = 6,430$ m). It is noteworthy that since 2018, a significant volume of sand (beach) has been extracted directly south of Groyne 3 to nourish eroding areas in the southern part of Sector 4 and Sector 3. Despite this substantial repeated extractions, there decrease of the accretion trend at the examined time scale. The locations and dates of these nourishment activities are shown in Figure 4.1a.

At the transition between Sector 6 and Sector 7, a significant local beach volume loss of -140,000 m³ has been recorded since 2011 (from $y = 8,950$ m to $y = 9,800$ m in Figure 4.6c). This specific site, corresponding to P1 in Figure 4.8, exhibits its maximum beach loss between the end of the 3 km-long seawall in Sector 6 and the seawall south of Sector 7, which is delimited by Groyne 2 (Figure 4.1c). The dune volume in the northern area of Groyne 2 has been significantly impacted, with a loss of -390,000 m³ between 2011 and 2023 (from $y = 9,310$ m to $y = 10,110$ m) (Figures 4.6b and 4.6c).

In total, between 2011 and 2019, -146,000 m³ of sand has been lost over the North-Médoc coast. This value corresponds to a dune volume loss of -986,000 m³ and a beach volume gain of 840,000 m³ (Table 4.2).

Sector (N)	Local along cov. (m)	Vol. beach and dune (m ³ /m)	Vol. dune (m ³ /m)	Vol. beach (m ³ /m)	Vol. beach and dune (m ³)	Vol. dune (m ³)	Vol. beach (m ³)
#1	0-1250	-1190	-1210	20	-1,447,000	-1,475,000	29,000
#2	1250-2250	-90	-90	0	-90,000	-90,000	0
#3	2250-3690	-730	-750	20	-1,058,000	-1,084,000	26,000
#4	3690-5110	-280	-320	50	-394,000	-463,000	69,000
#5	5110-6180	320	180	150	350,000	191,000	160,000
#6	6180-9090	-40	-30	-10	-130,000	-87,000	-42,000
#7	9090-10120	-510	-400	-110	-527,000	-415,000	-112,000
#8	10120-10980	180	200	-20	158,000	176,000	-18,000
#9	10980-14000	-	550	-	-	1,660,000	-
#1-5.5	0-5480	-410	-430	20	-2,217,000	-2,332,000	116,000
#1-9	0-14000	-10	-70	60	-146,000	-986,000	840,000

TABLE 4.2 – Values of total, beach and dune volume differences (in m³/m and m³) at each sectors (#1 to #9) between 2011 and 2023. In addition, values of total, beach and dune volume differences (in m³/m and m³) at southern erosion sectors (#1-5.5) and over the entire studied coastline (#1-9) and restricted to from 2011 to 2019 (due to LiDAR coverage limitations, see Section 4.2.2.2) are given.

4.2.3.2 Coastal inter-annual variability

Figure 4.9 illustrates the changes in the beach-dune profiles at the four transects, with their locations shown in Figure 4.1a. Except for Profile P2 (Figure 4.9b), which covers the beach at

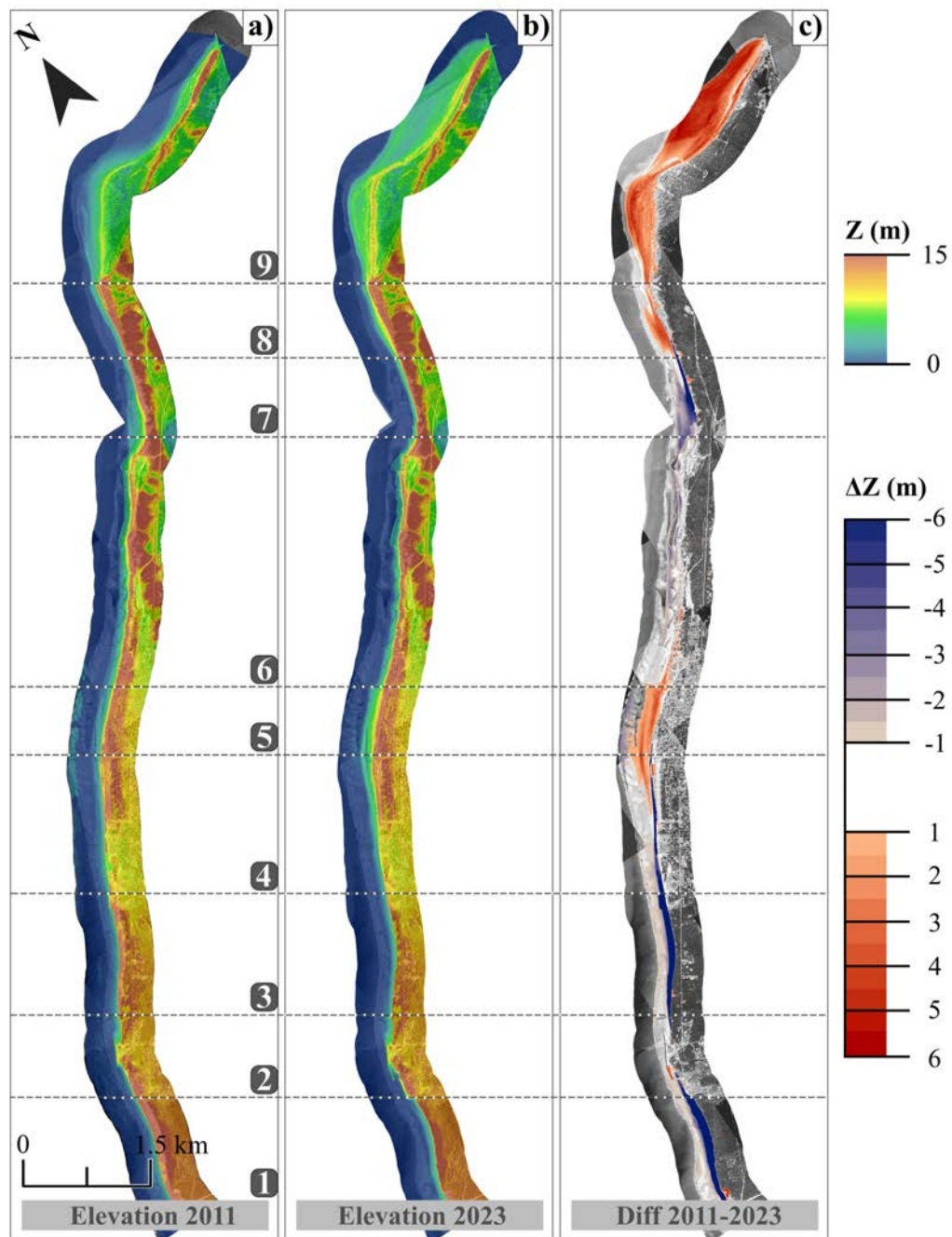


FIGURE 4.5 – LiDAR DTM in (a) 2011, (b) 2023 with (c) corresponding elevation difference superimposed onto the 2023 orthophotography. For clarity, in (c) only elevation changes larger than 1 m are shown. The horizontal dashed lines delimitate the nine sectors.

Soulac-sur-Mer with an urbanized seafront, the other profiles (P1, P3, and P4) span the entire beach-dune system (Figures 4.9a, 4.9c, and 4.9d).

The corresponding time series of the 5.5-m NGF shoreline S are shown in Figures 4.10a, 4.10c, 4.10e, and 4.10g for P1 to P4, respectively. The corresponding winter changes dS/dt are compared with the anomaly of the winter-mean wave height deviation from the mean time series in Figures 4.10b,d,f and h. At all four points, a statistically significant long-term trend is observed, with three of the four profiles experiencing erosion of up to -6.6 m/yr at P4, and accretion of $+3.1$ m/yr at

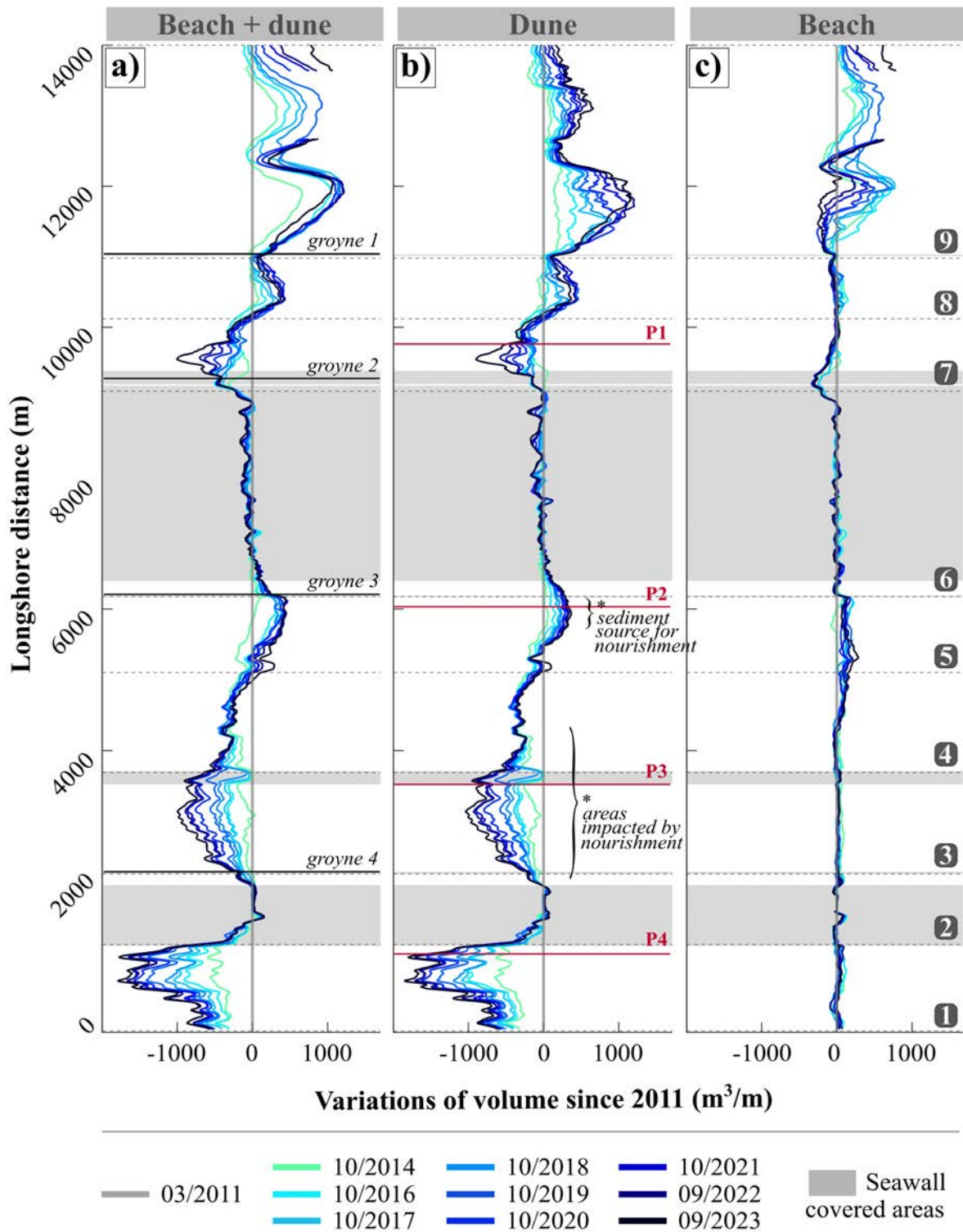


FIGURE 4.6 – Alongshore distribution of (a) total, (b) dune and (c) beach volume difference (m^3/m) with respect to 2011. Alongshore positions of the 9 sectors dividing the coastline (dashed lines), groynes (black lines), profiles (red lines) and seawall coverage (gray areas) are indicated.

P2. Importantly, substantial interannual shoreline variability, superimposed on the linear trends, is evident at all transects. This interannual variability is strongly correlated with winter-mean wave height variability at P3 and P4, the two profiles furthest from the estuary mouth. However, the winter-mean wave height variability explains less than 5% of the observed interannual variability

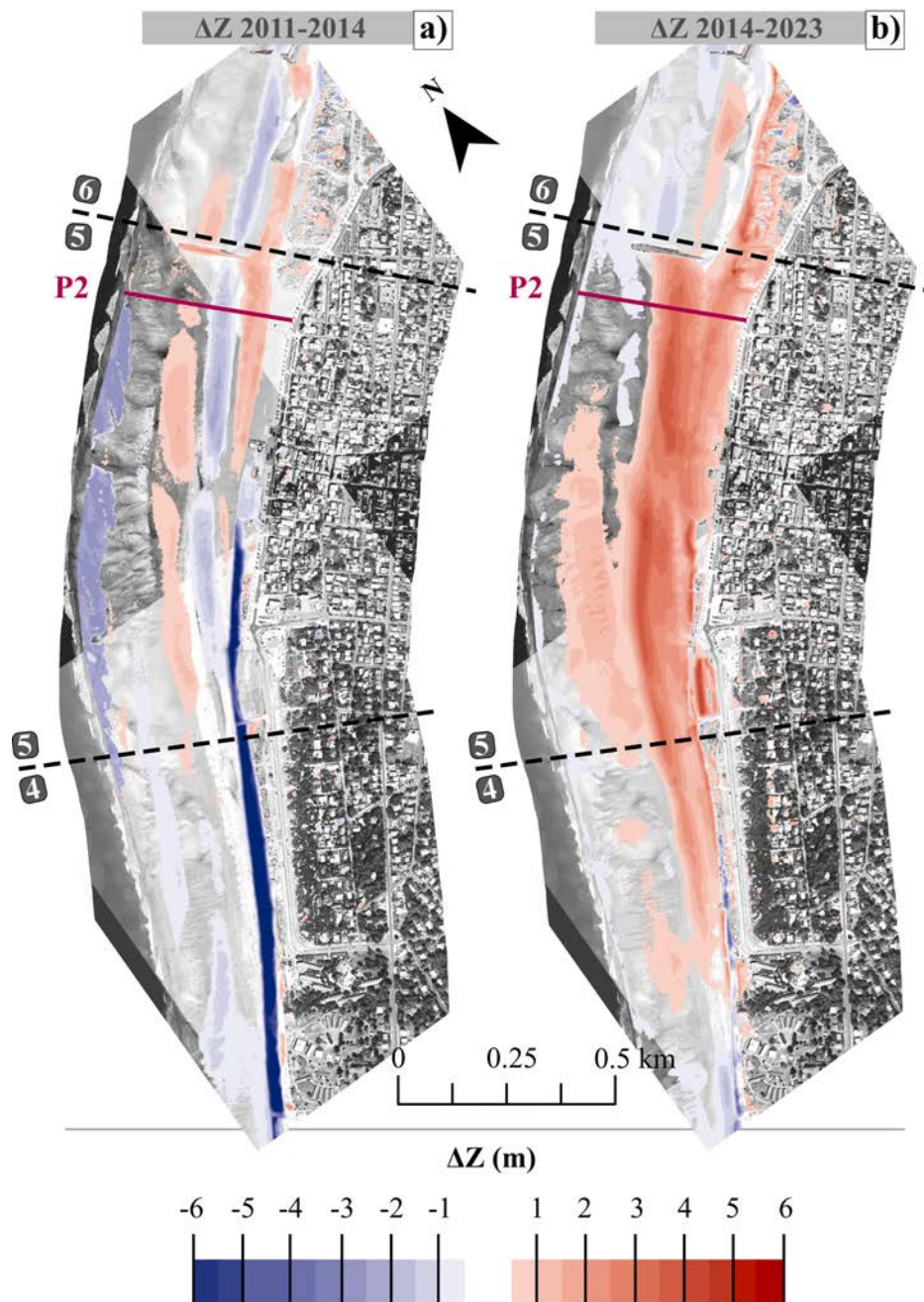


FIGURE 4.7 – DTM difference exceeding 0.5 m around Groyne 3 over (a) 2011-2014 and (b) 2014-2023, superimposed onto the orthophotography of 2023. Locations of sector’s limits and profile P2 are specified.

at P1 and P2. Interestingly, the severe winter of 2013-14 drove strong erosion at all transects, except at P2, which experienced slight accretion.

4.2.4 Discussion

The morphological changes of the North-Médoc coast are influenced by long-term, medium-term, and short-term processes, which include the effects of the Gironde Estuary internal dynamics, coastal management practices, and interannual variability in incident winter wave energy. Shoal migration and welding (e.g. FitzGerald, 1984; Gaudio and Kana, 2001) resulting from the

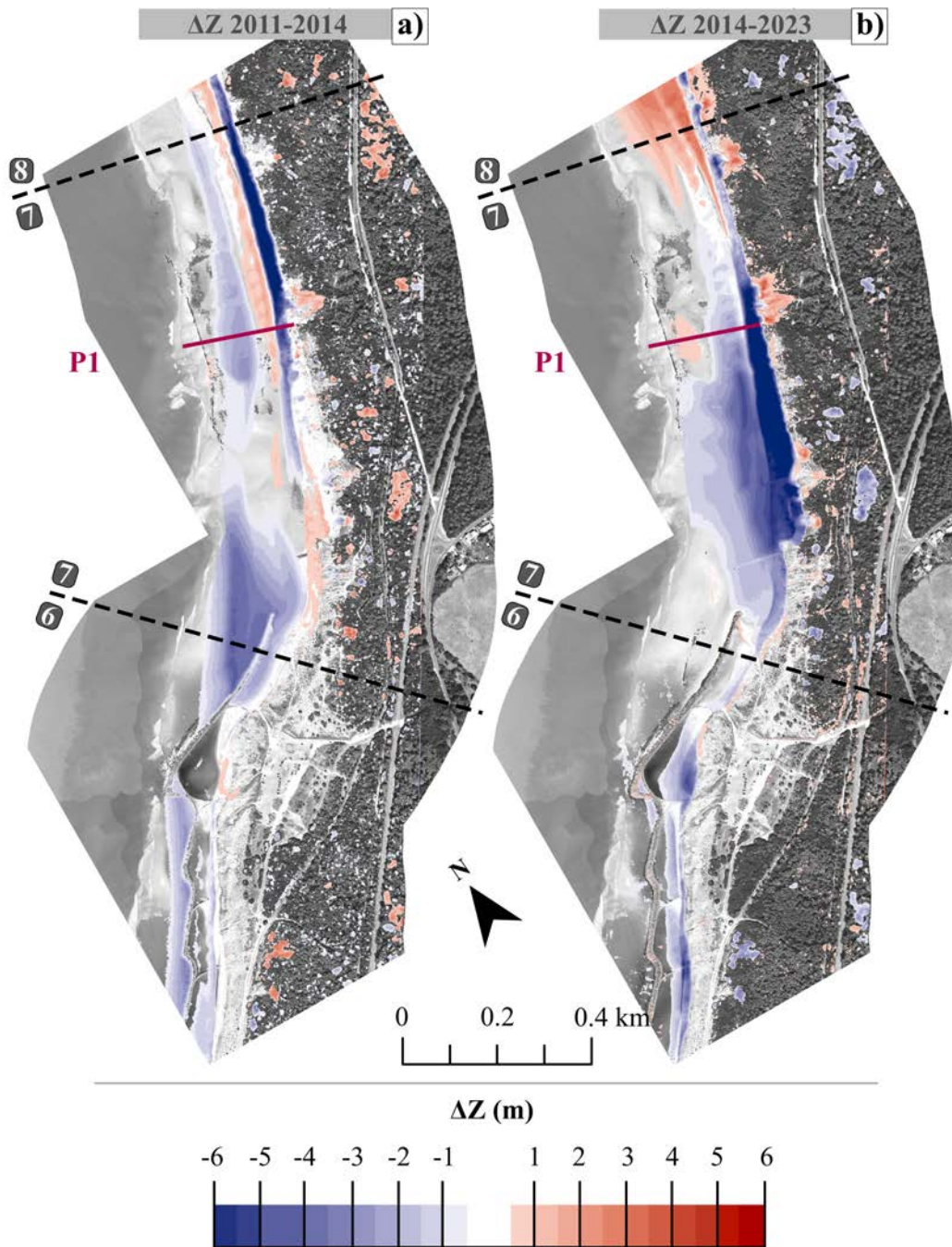


FIGURE 4.8 – DTM difference exceeding 0.5 m around Groyne 2 over (a) 2011-2014 and (b) 2014-2023, superimposed onto the orthophotography of 2023. Locations of sector's limits and profile P1 are specified.

self-organized internal dynamics of inlets (e.g. Hayes, 1980; De Swart and Zimmerman, 2009) can significantly affect shoreline evolution along adjacent coasts (e.g. van Heteren et al., 2006; Elias et al., 2019). As demonstrated by Vandenhove et al. (2024), the large-scale Gironde Estuary plays a dominant role in long-term coastal dynamics, which underpins the long-term trends observed in Figure 4.10. The only exception to this is profile P2, where the accretive trend observed since 2014 is mainly related to the extension of Groyne 3, which trapped more sand from the northerly longshore drift. On shorter timescales, interannual shoreline variability, typically with an ampli-

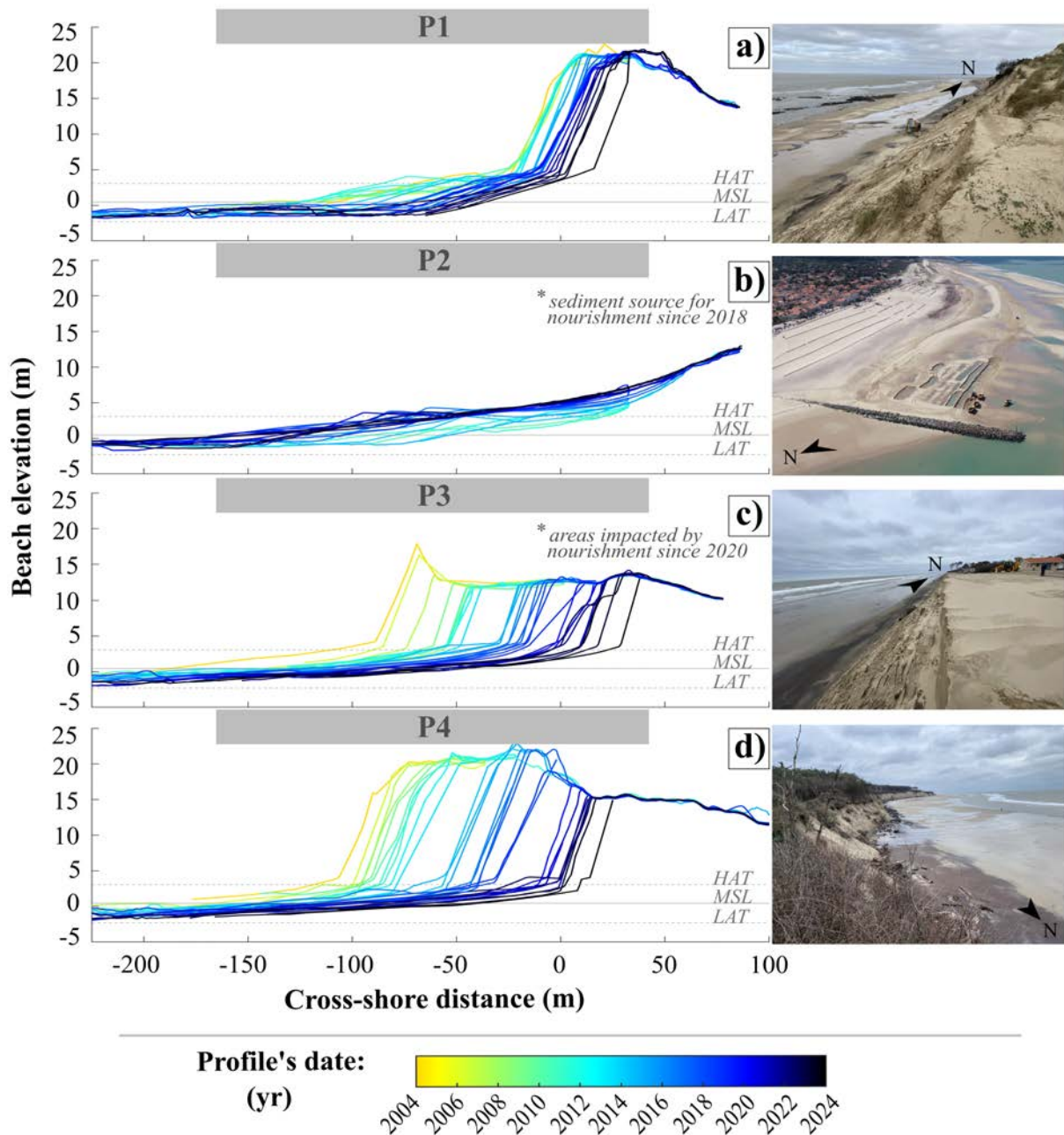


FIGURE 4.9 – Beach profile evolution (a) P1, (b) P2, (c) P3 and (c) P3. Corresponding water levels at the study site for 2022 are added (source : SHOM) with HAT : Highest Astronomical Tide, MSL : Mean Sea Level and LAT : Lowest Astronomical Tide. The right-hand panels show photographs of P1, P3 et P4 profiles on the 27th February 2024 @M.Branellec (BRGM). Photograph associated to P2 profile was taken by drone on the 24th April 2024 @V.Mariou (CNRS-EPOC)

tude of 1–10 m, was observed at all transects. In line with recent work along the Atlantic coast of Europe (Masselink et al., 2023; Castelle et al., 2024) and more specifically in southwest France (Castelle et al., 2022), interannual shoreline variability was mostly driven by interannual variability in winter-mean wave energy linked with climate index WEPA. Such interannual shoreline variability, superimposed on long-term trends, has been observed in many coastal areas, where long-term trends are often due to major human interventions (e.g. Luijendijk et al., 2018), sediment supply (e.g. Ruggiero et al., 2010; Besset et al., 2019), or, in the future, sea-level rise (e.g. Hinkel et al.,

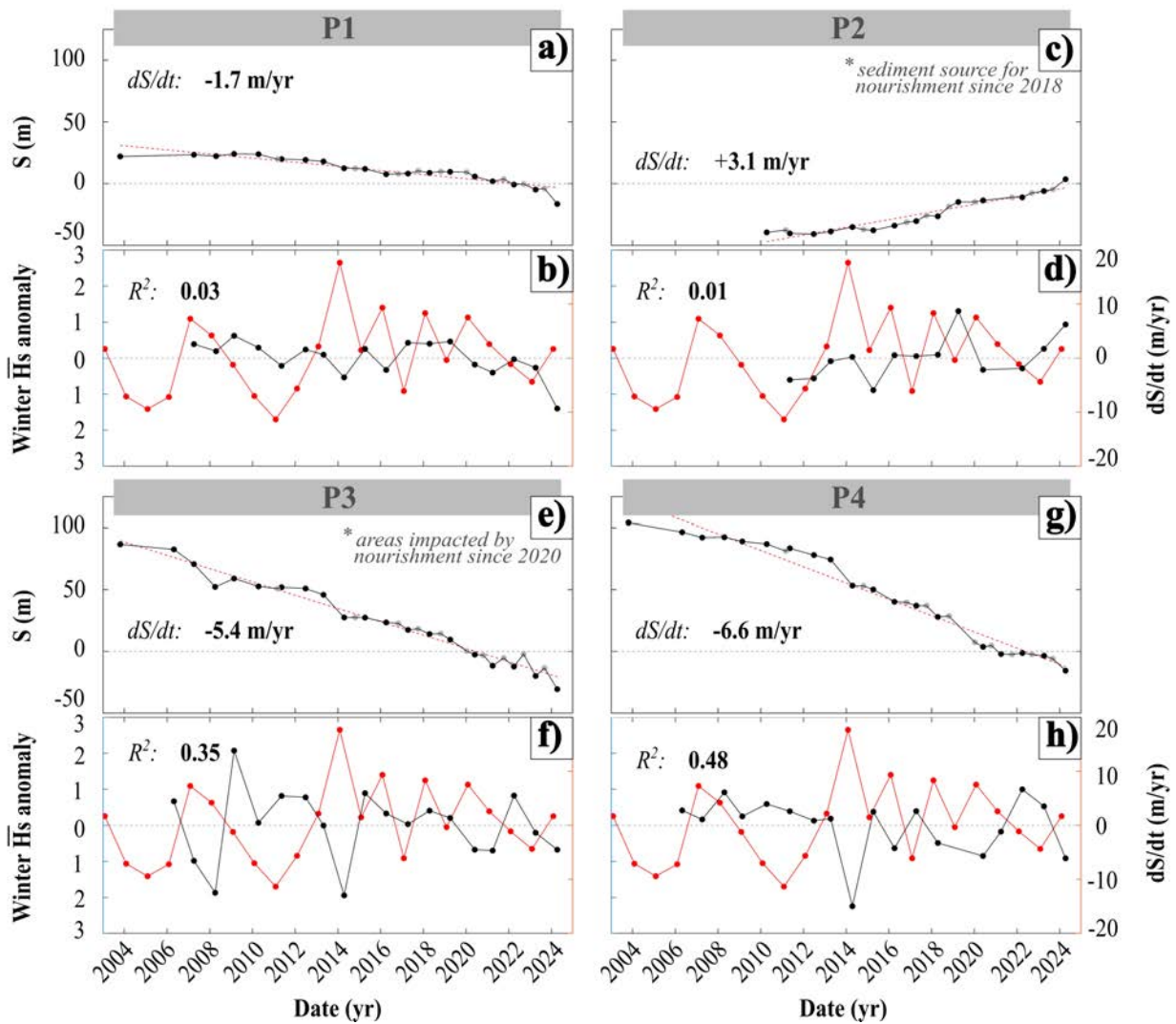


FIGURE 4.10 – (a,c,e,g) Time series of 5.5-m NGF shoreline S (gray : post winter; black : post summer) at P1 to P4 with their computed long-term trend. In (b,d,f,h) Corresponding yearly shoreline change dS/dt (black) superimposed onto anomaly of winter-mean wave height deviation from the mean (red), with R^2 the corresponding coefficient of determination

2013). For the North-Médoc coast, the long-term trend is primarily driven by the estuary’s dynamics due to its large spatial scales. While interannual shoreline variability will typically dominate the shoreline signal and its uncertainties over the next couple of decades on relatively stable coasts (e.g. Le Cozannet et al., 2016; Ibaceta et al., 2023), the substantial long-term trends (1–7 m/yr) observed along the North-Médoc coast suggest that the contribution of such interannual variability to medium- to long-term coastal change is increasingly negligible. In contrast, long-term trends inherited from the estuary mouth, combined with local coastal management strategies, will dictate the future evolution of the North-Médoc coast.

The wide range of shoreline variability modes and driving mechanisms presents challenges for implementing numerical models to predict future coastal changes in this region. For short time scales, such as a few years, reduced-complexity shoreline models driven by a combination of cross-

shore and longshore processes (Vitousek et al., 2017; Robinet et al., 2018; Antolínez et al., 2019) should be used to address wave-driven coastal changes. At the other end of the spectrum, process-based models using input reduction techniques can be employed to capture the large-scale changes in the estuary mouth and resulting shoal dynamics (Cayocca, 2001). Such approach should also include the effects of sea-level rise as well and when possible including inherited geology which is crucial for long-term evolution in this region (Stéphan et al., 2019). In between, shoreline change will be influenced by a mix of these various driving factors, including also coastal management strategies, making it challenging to predict the future of the North-Médoc coast at these intermediate timescales.

A key characteristic of the North-Médoc coast is the extensive array of hard coastal structures that have been progressively implemented since the mid-19th century. The results demonstrate that such structures can have both positive and negative effects on shoreline dynamics. For instance, consistent with the expected outcomes of groyne extension (van Rijn, 2011), the extension of Groyne 3 in 2014-2015 successfully limited erosion in Sector 5 and even induced accretion immediately updrift of the groyne. This process has reached the point where this accreting area now serve as a sediment extraction area in the "back pass" management strategy, contributing to nourish the eroding Sectors 3 and 4. However, the benefits driven by hard structures often come with negative consequences, such as toe scour and downdrift erosion due to the disruption of longshore sediment transport (Bruun, 1995). While further investigation is needed, the dramatic erosion observed downdrift of Groyne 2 (Figure 4.8b) a few years after the extension of Groyne 3 (located approximately 3 km updrift) may reflect a delayed response to the interruption of the longshore drift. In contrast, no significant erosion hotspots have been observed updrift or downdrift of the coastal structures further south in Sectors 2-4, suggesting full alongshore sand bypassing and that shoreline changes in these areas are primarily driven by cross-shore processes. Finally, the alongshore seawall constructed in Sector 6 during the 19th century has effectively stabilized the shoreline, preserving both the dune and the narrow barrier separating the ocean beach from the estuary.

Despite regular beach nourishment efforts introducing 40,000 to 85,000 m³/year since 2018 through a "back-passing" system to sustain the beaches in Sectors 3 and 4, severe chronic erosion continues to be recorded. This persistent erosion threatens a major road which, as of fall 2024, lies less than 30 m from the cliffed shoreline. Consequently, these small-scale periodic nourishments are not considered a viable long-term solution, as shoreline retreat remains unabated. Mega-nourishments, such as the Sand Engine project involving 20 million m³ (Stive et al., 2013), present an intriguing alternative. However, such approaches must be carefully designed (e.g. Mulder and

Tonnon, 2011; de Schipper et al., 2014, 2016; Luijendijk et al., 2017), with expectations for a significantly shorter lifespan than that observed for the Sand Engine, even with similar nourishment volumes (Vandenhove et al., 2024). Instead, adopting solutions along the gray-green spectrum of coastal protection (Waryszak et al., 2021; Singhvi et al., 2022) should be explored to enhance coastal erosion mitigation in these sectors.

4.2.5 Conclusions

The present contribution documents the significant and highly variable beach-dune morphological changes along the North-Médoc coast over the past decade, driven by a combination of factors operating across different time and spatial scales. (1) On longer timescales, chronic erosion or accretion, primarily influenced by major morphological changes in the estuary mouth and subsequent shoal welding and diffusion, dominate shoreline change along most of the coast (internal forcing). (2) Coastal structures have localized effects on shoreline variability, occasionally leading to shifts in shoreline trajectories. While alongshore structures effectively stabilize the shoreline, they can cause adverse effects at their extremities. The impact of cross-shore structures, such as groynes, is more variable. For example, the extension of Groyne 3 after the severe winter of 2013-14 triggered a rapid accretion trend, leading to beach widening and elevation gains. This updrift area is now used to nourish eroding beaches further south. (3) Interannual shoreline variability, influenced by winter-mean wave height fluctuations driven by climate modes of atmospheric variability, superimposes on the longer-term trends identified in (1) and (2). However, this external forcing's impact is more pronounced further from the estuary mouth. This suggests a continuum from coast sections dominated by external forcing, typical of open coast behavior, to areas adjacent to the estuary mouth where internal processes primarily drive change.

Chapitre 5

Dynamique vagues-courants le long d'une côte adjacente à une large embouchure d'estuaire mésomacrotidale soumise à des conditions de vagues énergétiques : mesures *in situ*

Contents

5.1	Introduction	92
5.2	Field measurements of wave and flow dynamics along a high-energy mesomacrotidal coast adjacent to a large estuary mouth (Vandenhove et al., <i>en révision, Estuarine, Coastal and Shelf Science</i>)	94
5.2.1	Introduction	94
5.2.2	Field experiment campaign	95
5.2.2.1	Field site description	95
5.2.2.2	Field experiment	96
5.2.3	Results	101
5.2.3.1	Synoptic insight into waves and currents	101
5.2.3.2	Tidal modulation of inner shelf hydrodynamics	103
5.2.3.3	Nearshore hydrodynamics	107
5.2.4	Discussion and conclusions	110

5.1 Introduction

Depuis l'étude de Howa (1987) sur les courants de surface près du littoral Nord-Médoc, puis celle de Mallet et al. (2000) qui ont déduit le sens des courants de la dynamique des bancs sous-marins, aucune recherche n'a apporté de donnée quantitative sur l'hydrodynamique de cette zone côtière (cf. Chapitre 3). En conséquence, les contributions des vagues et des marées sur la circulation au niveau de l'estran et des petits fonds restent peu comprises. Parmi ces questions qui en découlent, on s'interrogera sur :

- (i) Comment les vagues, la marée et cette bathymétrie complexe interagissent-ils entre eux ?
- (ii) Dans cet environnement proche d'une embouchure tidale, quelles sont les influences respectives des vagues et de la marée sur les courants des petits fonds et de la zone intertidale ?

Ce chapitre vise donc à approfondir la compréhension des processus hydrodynamiques au niveau du littoral Nord-Médoc, dans la zone intertidale et des petits fonds, tout en appréhendant la variabilité le long de la côte. Pour appréhender cette question, j'ai coordonné une campagne de mesures intensives *in situ* d'un mois en septembre 2022. Cette campagne a combiné des données simultanées de vagues (13 capteurs de pression) et de courants (6 courantomètres), acquises le long de trois transects *cross-shore* distribués le long du littoral, s'étendant des petits fonds à l'estran. La période d'analyse des données a été réduite à 2 semaines (un cycle mortes-eaux/vives-eaux afin de fournir une compréhension des processus physiques et de leurs interactions le long de ce littoral, sur des échelles temporelles allant des vagues (secondes) aux cycles de marée de vives-eaux/mortes-eaux (bi-mensuels) (Figure 1.5). Ces mesures ont eu lieu pendant des conditions de vagues faiblement à modérément énergétiques. Cette étude vise également à constituer une base de données complète et inédite pour permettre, dans le cadre du projet de recherche ESTOC, l'application et la validation de modèles numériques.

Après traitement et analyse, les données *in situ* montrent une grande variabilité spatiale et temporelle des conditions à l'échelle du site d'étude. Les résultats révèlent un environnement fortement influencé par la marée. Des courants longitudinaux intenses ont été mesurés sur l'ensemble du site d'étude, augmentant vers le sud jusqu'à atteindre 1 m/s en vives-eaux, en lien avec la morphologie générale du chenal de marée. Dans ce chenal, les courants de marée sont dominés par le jusant, tandis que le reste de la zone d'étude montre une dominance du flot. Les variations de l'élévation de la marée (régime de marée macrotidal) modulent fortement l'intensité des courants tidaux et agissent sur la transformation des vagues, tant dans la région proche du rivage qu'autour des plate-

formes rocheuses situées plus au large. Les vagues, déjà affectées par la bathymétrie complexe des petits fonds, subissent une diminution de leur hauteur à la côte pour des niveaux de marée plus bas (mortes-eaux, marée basse). Sur l'estran, ces vagues engendrent des courants longitudinaux dans la zone de *surf* qui se superposent aux courants de marée. Ces conditions aboutissent à un courant longitudinal résiduel net pouvant atteindre jusqu'à 0.96 m/s, dirigé vers le nord-est. Mes résultats montrent que, pendant ces conditions faiblement à modérément énergétiques, les courants au niveau des petits fonds sont essentiellement générés par la marée, tandis qu'au niveau de l'estran les courants induits par les vagues peuvent être du même ordre de grandeur que les courants de marée.

5.2 Field measurements of wave and flow dynamics along a high-energy meso-macrotidal coast adjacent to a large estuary mouth (Vandenhove et al., *en révision*, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*)

5.2.1 Introduction

The coasts adjacent to inlet or estuary mouths are of considerable interest both for human activities and environmental purposes. Recent growth in tourism and recreational activities have increased the attractiveness of these coastal zones, leading to urban development and population expansion (Allen et al., 1999; Le Berre et al., 2016). Sandy coastlines adjacent to inlets, compared to open coasts, show remarkably complex and rapid spatial and temporal variability (Bamunawala et al., 2021; Castelle et al., 2022). Such large shoreline variability typically requires the implementation of specific coastal management strategies such as dredging, coastal structures and beach nourishment (Hapke et al., 2013; Rulleau and Rey-Valette, 2017), leading to an intensified anthropogenic pressure on these dynamic and fragile ecosystems (Hapke et al., 2013; Nguyen et al., 2020).

Coastal morphological changes adjacent to large inlets result from the interplay between external factors, such as waves and tides and internal forcings linked to the dynamics of the ebb tidal delta (Hayes, 1975, 1980; Bertin et al., 2009; De Swart and Zimmerman, 2009), and possibly anthropogenic perturbations (Velasquez-Montoya et al., 2020). These interactions can lead to the migration of channels and shoals (e.g. FitzGerald, 1984; Ridderinkhof et al., 2016a; Elias et al., 2019; Lenstra et al., 2019), and ultimately to the welding of sandbars to adjacent coasts (e.g. FitzGerald et al., 1984; Gaudio and Kana, 2001; Burvingt et al., 2022). This dynamic process often results in rapid and pronounced shoreline variations (Castelle et al., 2022), with potentially high erosion rates threatening infrastructures, alternating with localized periods of intense accretion (Anthony et al., 2006; Elias et al., 2019; Vandenhove et al., 2024).

Nearshore hydrodynamics are crucial to such complex morphodynamic systems, where both tide- and wave-driven currents co-exist, driving sediment transport and feedback mechanisms (Green and Coco, 2014). Tides drive currents through tidal inlets and estuary mouths, typically reaching maximum velocities in the channels during ebb and flood, with velocities in such environments potentially exceeding 1 m/s (e.g. Li et al., 1998; Wargula et al., 2014). In addition, tides can influence nearshore wave transformation (Davis Jr and Fox, 1981; Davidson et al., 2008; Dodet et al., 2013; Lenstra et al., 2019), which in turn affects breaking wave conditions and wave-driven currents. Complex tide-modulated processes, such as depth- or current-induced wave refraction,

bottom friction, wave steepening, dissipation, or even blocking and breaking by opposing tidal flows (Davidson et al., 2008), can co-exist and alternate in both time and space, ultimately controlling nearshore currents. Waves can also significantly impact flows (e.g. Orescanin et al., 2014; Wargula et al., 2018). Previous studies have primarily focused on the dynamics of smaller-scale inlets (e.g. Byrne et al., 1980; Davis Jr and Fox, 1981; FitzGerald, 1982; Gaudio and Kana, 2001; Wargo and Styles, 2007; Shaeri et al., 2013; Fortunato et al., 2014; Zippel and Thomson, 2015; Orescanin and Scooler, 2018) due to the relative ease of monitoring and modeling the hydrodynamics and morphological changes. Larger systems, however, typically influence much longer stretches of adjacent coasts (Hayes, 1980; FitzGerald, 1982; Burvingt et al., 2022; Castelle et al., 2022), spanning tens of kilometers of coastline, and exhibit generally more complex morphology, with channels of various sizes and dynamics (Styles et al., 2016).

The North-Médoc sandy coast, located in the southwest of France, lies downdrift of the Gironde estuary, Europe's largest estuary by size (Figure 5.1a). It represents a dynamic interface between a macrotidal, tide-dominated estuarine environment (Castaing and Allen, 1981) and a wave-dominated, high-energy sandy coastline (Castelle et al., 2017b). The presence of strong geological constraints, such as rocky outcrops (Figure 5.1a), within the inlet significantly complicates wave and flow patterns, which in turn affects sediment transport and shoreline change. This coast has experienced dramatic shoreline variability, with chronic erosion threatening infrastructure interspersed with periods and areas of rapid accretion, leading to extensive coastal protection measures since the 19th century (Vandenhove et al., 2024). However, little is known about the hydrodynamics in this region (Howa, 1987), and field data is severely lacking to provide quantitative insight into the respective roles of waves and tides in nearshore currents. This study aims to document the spatio-temporal variability of hydrodynamics along the North-Médoc coast through a two-week intensive field experiment that includes wave and current measurements in both the inner shelf and nearshore regions. Ultimately, this dataset will serve as a valuable resource for local coastal managers for designing strategies and will support the development and validation of process-based and reduced-complexity models for such coastal environments.

5.2.2 Field experiment campaign

5.2.2.1 Field site description

The study site, located to the south of the Gironde estuary against one of its primary channels (South Pass), extends from Cape Grave to Cape Négade (Figure 5.1a). The estimated tidal prism varies from $1.1 \times 10^9 \text{ m}^3$ during neap tide to $2 \times 10^9 \text{ m}^3$ during spring tide (Allen et al., 1974b),

with an average water discharge of 900 m³/s (Sottolichio and Castaing, 1999), with complex mud and sand transfers at the estuary mouth (Diaz et al., 2020, 2024). The site experiences semi-diurnal, macrotidal tides, ranging from 1.5 m (neap) to 5.5 m (spring) (Castaing and Allen, 1981), resulting in tide-driven currents with velocities of up to 1 m/s near the coast (Howa, 1987). The inner shelf area is characterized by prominent rocky outcrops alternating with dynamic sandy shoals (Vandenhove et al., 2024). Wave buoy measurements and numerical wave hindcasts offshore of the study site show a prevailing W-NW (W) wave direction in July (January) and significant wave heights of 1.11 m (2.40 m) (Castelle et al., 2017b). In addition, the sandy coastline facing north-northwest and the dominant wave incidence result in a net northeastward longshore drift along the North-Médoc coast (Figure 5.1a), diverging at Cape Négade from the net southerly longshore drift along the coast further south (Idier et al., 2013; Howa, 1997). For a more comprehensive understanding of the field site and its morphological changes over the past century, the reader should refer to Vandenhove et al. (2024).

5.2.2.2 Field experiment

An intensive field measurement campaign was conducted from September 12 to 26, 2022, along three cross-shore transects distributed across the North-Médoc coast. The campaign involved detailed wave and current measurements in both the inner shelf and nearshore regions. In addition, offshore directional wave measurements and nearby tidal data were collected as part of various ongoing monitoring programs.

a) Boundary condition datasets

The 2016 bathymetric map and the location of rocky outcrops (Figure 5.1a) were used to plan the deployment strategy, as it covers a much larger area than more recent bathymetric maps (e.g., 2019 and 2021), which typically focus only on the second main channel, the South Pass. Key geomorphological features identified in the 2016 map include rocky outcrops, the southern secondary channel, the *South Pass*, and large sandbanks. Verification using the more recent maps confirmed that these features remain present and broadly similar in shape and position, considering the spatial scales analyzed. However, subtle morphological changes were observed locally, primarily concerning the widening and deepening of the southern secondary channel. An orthophotograph collected in September 2022 by the Observatoire de la Côte de Nouvelle-Aquitaine (OCNA) provided insight into the beach morphological patterns and coastline position during the experiment. At the offshore boundary of the study area, bulk wave parameters, including significant wave height (H_{m0}), peak wave period (T_p), and peak wave direction (θ_p), were provided by a directional wave

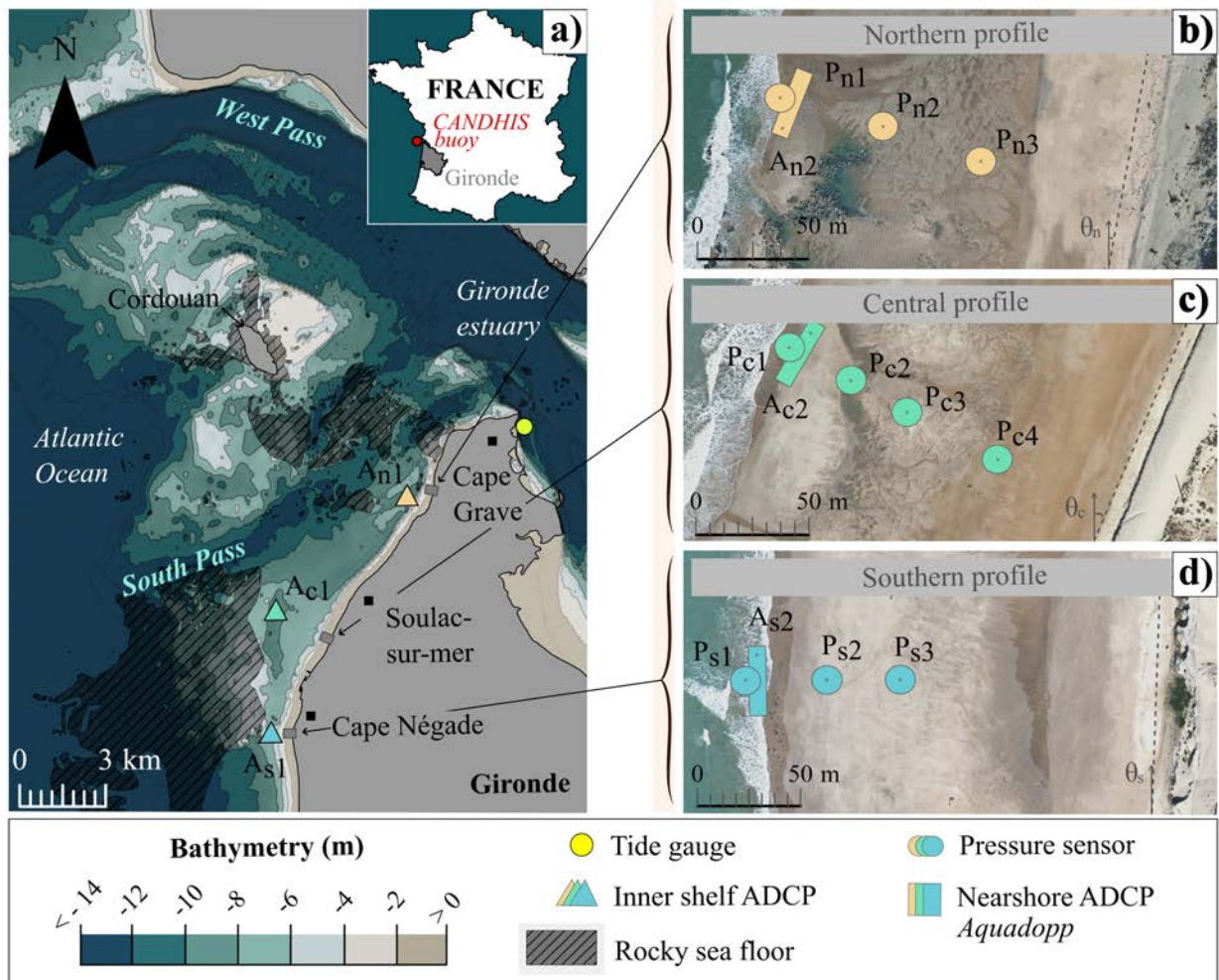


FIGURE 5.1 – (a) Map of the study site with the 2016 bathymetry (TANDEM project, source : SHOM) colored. Hatched areas indicate rocky outcrops (source : Communauté De Communes Medoc Atlantique (CDCMA)). The tide gauge and directional wave buoy locations are indicated by the yellow circle (red dot). The three instrumented cross-shore transects are aligned with an inner shelf ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler, colored triangles), with the north profile in orange, central profile in green, and the south profile in blue. (b,c,d) Zoom onto the nearshore instruments across the three transects with ADCP *Aquadopp* (colored rectangles) and pressure sensors (colored circles) superimposed onto an orthophotograph taken in September 2022 (source : PIGMA network), with θ_n (10°N), θ_c (23°N), and θ_s (4°N), the respective coastline orientation angles.

buoy from the CANDHIS network (*Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ*), located approximately 30 km northwest of the study site in approximately 50-m depth (Figure 5.1a). Wind and atmospheric condition datasets were obtained from a nearby weather station (Local Vensac station, MétéoFrance). In addition, tidal elevation data were acquired from a tide gauge situated north of the study area (Figure 5.1a), complementing the hydrostatic reconstruction from our pressure sensors.

b) Experimental setup

During the field campaign, an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) was deployed near the seabed for each transect, located approximately 0.5 to 2 km from the coast, at a mean depth of 9–10 m relative to mean sea level (Figure 5.2a). Along each transect, a second current profiler

(ADCP *Aquadop*) was positioned in the intertidal zone, accompanied by three pressure sensors. A fourth pressure sensor was placed at the central profile (Figure 5.1b-d). All sensors were oriented upward near the seabed, with the distance δ_s between the sensors and the seabed (Figure 5.2a). For nearshore sensors, this distance was measured daily at low tide. However, for the inner shelf ADCPs, δ_s was set constant at 0.8 m throughout the field campaign, assuming no change in the seabed, as regular measurements of δ_s at this depth (9-10 m) were not feasible. The sampling modes for all instruments are detailed in Table 5.1. Note that differences in instrument settings are primarily due to technical specifications, as well as memory and battery limitations.

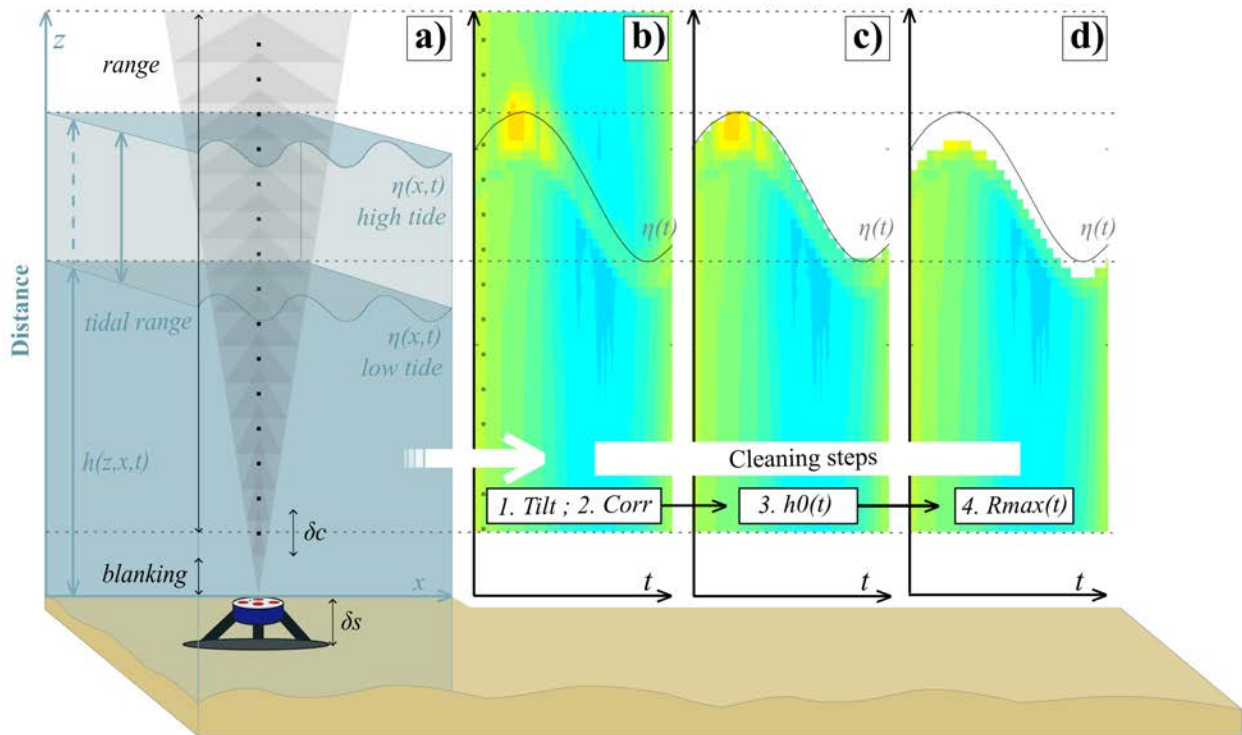


FIGURE 5.2 – (a) 3D schematics of a seabed-mounted up-looking current profiler measuring velocities at each cell δ_c (i.e., cell size), at a δ_s distance from the seabed along its range (i.e., number of cells $n \times$ cell size $\delta_c/2$), within a water column depth of h . Current profile velocities cleaning steps consisted of removing altered data depending on (b) tilt (i.e., pitch and roll exceeding 30°) and correlation values; (c) data above the mean free surface elevation η depicted as the black line, obtained by hydrostatic reconstruction from the relative measured pressure; and (d) side lobe interference, R_{max} .

c) Topography

Beach elevation measurements were conducted at low tide using centimeter-level GNSS technology along the three instrumented cross-shore transects, from the waterline to the dune foot. Due to logistical limitations, only one transect was surveyed each day. In total, 18 beach elevation profiles, interpolated along these reference transects, were collected over the study period. The evolution of the beach elevation profiles is shown in Figure 5.3, along with the positions of all nearshore instruments. The surveys revealed relatively small morphological changes, except for a nearly 1-m-high sandbar that migrated onshore across the central profile (Figure 5.3a).

Name	Model	Height (m) ^a	Sampling Mode	Sampling Frequency (Hz)
Inner shelf ADCPs (3)				
A _{n1}	Sentinel V20	- 9.3	Burst : 30 min	2 Hz (20 min); 1 Hz (10 min)
A _{c1}	Signature 1000 kHz	- 9.2	Continuous	2 Hz
A _{s1}	Signature 500 kHz	- 10.4	Continuous	2 Hz
Nearshore ADCPs Aquadopp (3)				
A _{n2}	Profiler	-1.2 ^b	Averaged :	1 Hz
A _{c2}	2 MHz	-0.9 ^b	10 min	1 Hz
A _{s2}		-1.2 ^b		1 Hz
Pressure sensors (10)				
P _{n1}	RBR	-1.5 ^b	Continuous	2 Hz
P _{n2}	RBR	-1.3 ^b	Continuous	2 Hz
P _{n3}	RBR	-0.4 ^b	Continuous	2 Hz
P _{c1}	RBR	-1.2 ^b	Continuous	2 Hz
P _{c2}	RBR	-1.0 ^b	Continuous	2 Hz
P _{c3}	OSS	-0.4 ^b	Continuous	2 Hz
P _{c4}	OSS	0.3 ^b	Continuous	2 Hz
P _{s1}	RBR	-1.3 ^b	Continuous	2 Hz
P _{s2}	OSS	-0.4 ^b	Continuous	2 Hz
P _{s3}	OSS	0.4 ^b	Continuous	2 Hz

^a Sensors' height at deployment relative to mean sea level.

^b Intertidal zone, averaged only when underwater.

TABLE 5.1 – Field measurement instrument specifications

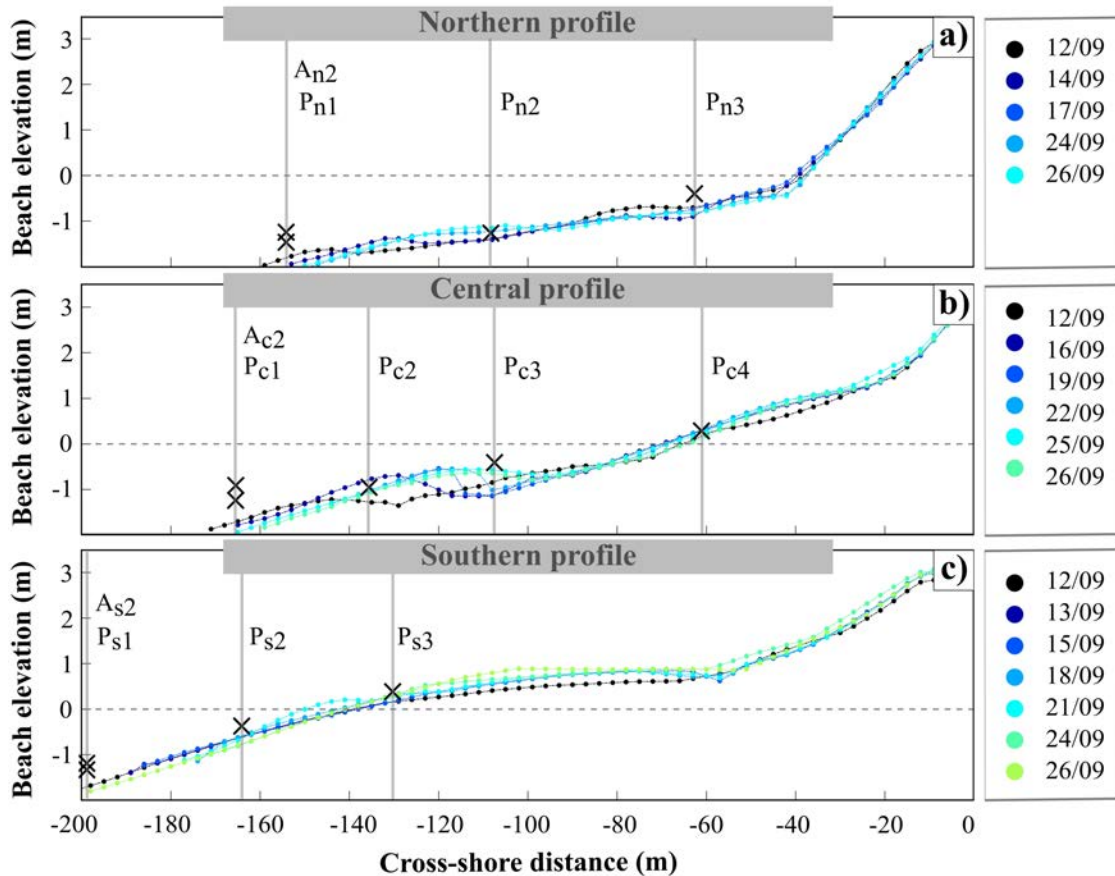


FIGURE 5.3 – Nearshore instrument positions and altitude at deployment, with beach profile changes throughout the study period at the (a) northern, (b) central, and (c) southern profiles, relative to mean sea level.

d) Currents

Eulerian total currents were obtained from the ADCP current profilers. Following the manufac-

turer's instructions, a cleaning procedure was applied. As shown in Figure 5.2, velocity data were post-processed to exclude inconsistent measurements, such as those above the mean free surface elevation and/or those affected by interference (e.g., tilt, correlation values, and side lobe interference). Velocities were initially measured in a North-East (ENU) coordinate system and were then converted into a local coordinate system (u, v) for each instrument. Specifically, the longshore component v was oriented orthogonally to the direction minimizing cross-shore flow at inner shelf stations ($An1$, $Ac1$, and $As1$) and aligned with the coastline orientation at the nearshore stations ($An2$, $Ac2$, and $As2$). This enabled a local analysis of longshore (v : directed northward when $V > 0$ and southward when $V < 0$) and cross-shore (u : directed offshore when $U > 0$ and onshore when $U < 0$) velocities. A 10-minute moving average was applied to the inner shelf ADCP measurements to estimate mean total currents, ensuring consistency with the nearshore ADCP *Aquadopp* data, which were already averaged over 10-minute bursts. Finally, all ADCP current profiles were depth-averaged over the entire water column.

e) Waves

Wave parameters (H_{m0} , T_p) were computed from the time series of sea-surface elevation, which was reconstructed from bottom pressure measurements. First, the measured pressure was corrected for atmospheric pressure (see section 5.2.2.2a) to enable a hydrostatic reconstruction of the free surface elevation. At the inner shelf stations ($An1$, $Ac1$, and $As1$), non-hydrostatic effects were estimated using the transfer function from linear wave theory, with a cut-off frequency set at 0.3 Hz (Mouragues et al., 2019; Martins et al., 2020) to minimize the effects of noise and non-linearities (Bonneton and Lannes, 2017). The elevation of the inner shelf sensor above the seabed was added ($\delta s = 0.8$ m). In contrast, nearshore measurements face challenges due to highly nonlinear wave dynamics near the breaking point, where the accuracy of linear methods in reconstructing wave-induced surface elevation is limited because of the weakly dispersive nature of the waves (Bonneton and Lannes, 2017; Martins et al., 2017). Consequently, nonlinear approaches were favored in this region (Bonneton et al., 2018; Mouragues et al., 2019; Martins et al., 2020). A weakly dispersive reconstruction method based on nonlinear theory was employed (Bonneton and Lannes, 2017), with a 1-Hz cut-off frequency (Bonneton et al., 2018). Additionally, the time-varying sensor elevation during the measurements was incorporated into the reconstruction. Solely periods during which those pressure sensors were completely submerged were kept.

The spectral density of variance was calculated from the reconstructed sea-surface elevation for all pressure sensors (inner shelf and nearshore) using a fast Fourier transform (FFT) approach, applied over 20-minute Hanning windows with 75% overlap (degrees of freedom = 7). Bulk wave

parameters (H_{m0} , T_p) were subsequently derived from the energy spectrum within the frequency range of 0.04 Hz to 1 Hz, except for the inner shelf ADCP A_{n1} , which was limited to 0.04 Hz to 0.5 Hz due to its sampling frequency. Additionally, for the inner shelf stations, depth-averaged velocities were used to compute the angle of wave incidence and estimate the mean wave direction, following the method described by Herbers et al. (1999).

5.2.3 Results

The first sub-section presents the wave, tide and flow conditions averaged over the entire field experiment. We then analyse the temporal evolution of these parameters at the inner shelf stations (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}), and subsequently at the nearshore stations (A_{n2} , A_{c2} , and A_{s2} , as well as P_{n1-3} , P_{c1-4} , and P_{s1-3}).

5.2.3.1 Synoptic insight into waves and currents

During the two-week field experiment, the mean wind speed was 0.67 m/s, predominantly from the North with a mean atmospheric pressure of 1016 hPa (Figures 5.4e and 5.4f). At the offshore boundary of the domain, the wave climate was characterized by waves coming from the W-NW (mean $\theta_p \approx 297^\circ$) with H_{m0} (T_p) ranging from 0.49 m to 1.70 m (3.1 s to 18.7 s) with a mean of 1.00 m (8.9 s) (Figure 5.4). The period with $\theta_p \approx 50^\circ$ (Figure 5.4d) corresponds to an approximately 5-day low-energy swell event, with $H_{m0} < 1.32$ m and dominant local wind sea. Tidal regime ranged from neap tide (minimum tide range of 1.16 m) to spring tide (maximum tide range 4.75 m) with a mean range of 2.71 m.

Figure 5.5 shows the spatial distribution of the bulk wave statistics (Figure 5.5a) and mean total currents (Figure 5.5b) during the field experiment. Figure 5.5a shows that waves experienced significant transformation from offshore (CANDHIS buoy) to the inner shelf stations as evidenced by the substantial differences in wave height and direction patterns between the three inner shelf instruments (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}) (Table 5.2). Even if the largest wave conditions are observed at A_{n1} (1.55 m, Table 5.2), on average the most and less energetic conditions are observed at the central station (A_{c1}) and the southern station (A_{s1}), respectively. The complex wave transformation is also evidenced by the latitudinal variability in wave incidence with waves coming from the W-SW (mean θ of 265°) at A_{s1} to W-NW (mean θ of 287°) at A_{n1} , with a W incidence in between (mean θ of 272°) at A_{c1} (Figure 5.5a).

Figure 5.5b shows the mean currents at both inner shelf and nearshore stations, revealing a pronounced latitudinal gradient in the total currents. Stations located further south recorded the

highest velocities, both at the inner shelf and nearshore locations. At the southern station (A_{s1}) on the inner shelf, and at the nearshore station (A_{s2}), the average mean total current velocities were 0.35 m/s and 0.26 m/s, respectively. Further north, at the central stations, inner shelf (0.32 m/s) and nearshore (0.20 m/s) currents were slightly weaker, with velocities averaged over the entire field experiment. At the northern station, the mean nearshore current velocity (A_{n2} , 0.15 m/s) slightly exceeded the inner shelf velocity (A_{n1} , 0.14 m/s), though both were substantially weaker than those recorded at the central and southern stations.

Overall, total currents exhibit a predominantly alongshore orientation, with mean longshore currents from 2.5 to 18 times greater than cross-shore currents (see Table 5.3). However, the net longshore current velocity direction varies spatially. The inner shelf stations A_{s1} and A_{c1} , located in a channel (Figure 5.1a), exhibit strong alongshore currents (see Table 5.3, V_{min} and V_{max}) with ebb dominance ($V_{mean} < 0$, in Table 5.3). In contrast, all nearshore stations, and the inner shelf northern station which is the closest to the estuary mouth, are flood-dominated.

Name	mean H_{m0} (m)	max H_{m0} (m)	min H_{m0} (m)	θ_{mean} ($^{\circ}$ N)
A_{n1}	0.53	1.55	0.12	287 $^{\circ}$
A_{c1}	0.63	1.35	0.18	272 $^{\circ}$
A_{s1}	0.49	1.15	0.18	265 $^{\circ}$
P_{n1}	0.63	1.75	0.29	-
P_{c1}	0.83	1.72	0.26	-
P_{s1}	0.59	1.09	0.15	-

TABLE 5.2 – Bulk wave statistics of significant wave height H_{m0} (m) at the inner shelf and nearshore stations with averaged, maxima and minima over the field experiment.

Name	V_{mean} (m/s)	V_{max} (m/s)	V_{min} (m/s)	U_{mean} (m/s)	U_{max} (m/s)	U_{min} (m/s)
A_{n1}	0.02	0.33	-0.26	0.02	0.33	-0.06
A_{c1}	-0.07	0.60	-0.86	-0.03	0.11	-0.11
A_{s1}	-0.09	0.79	-1.05	-0.01	0.10	-0.06
A_{n2}	0.07	0.54	-0.29	0.00	0.25	-0.12
A_{c2}	0.05	0.67	-0.41	0.04	0.35	-0.24
A_{s2}	0.01	0.96	-0.58	0.00	0.46	-0.45

TABLE 5.3 – Alongshore V and cross-shore U currents velocities variations (m/s) during the field experiment at inner shelf (A_{n1} , A_{c1} and A_{s1}) and nearshore (A_{n2} , A_{c2} and A_{s2}) stations, with : V_{mean} the residual of alongshore currents, V_{max} the maximum flood current, V_{min} the maximum ebb current, U_{mean} the residual of cross-shore currents, U_{max} the maximum inner shelf currents and U_{min} the maximum onshore currents

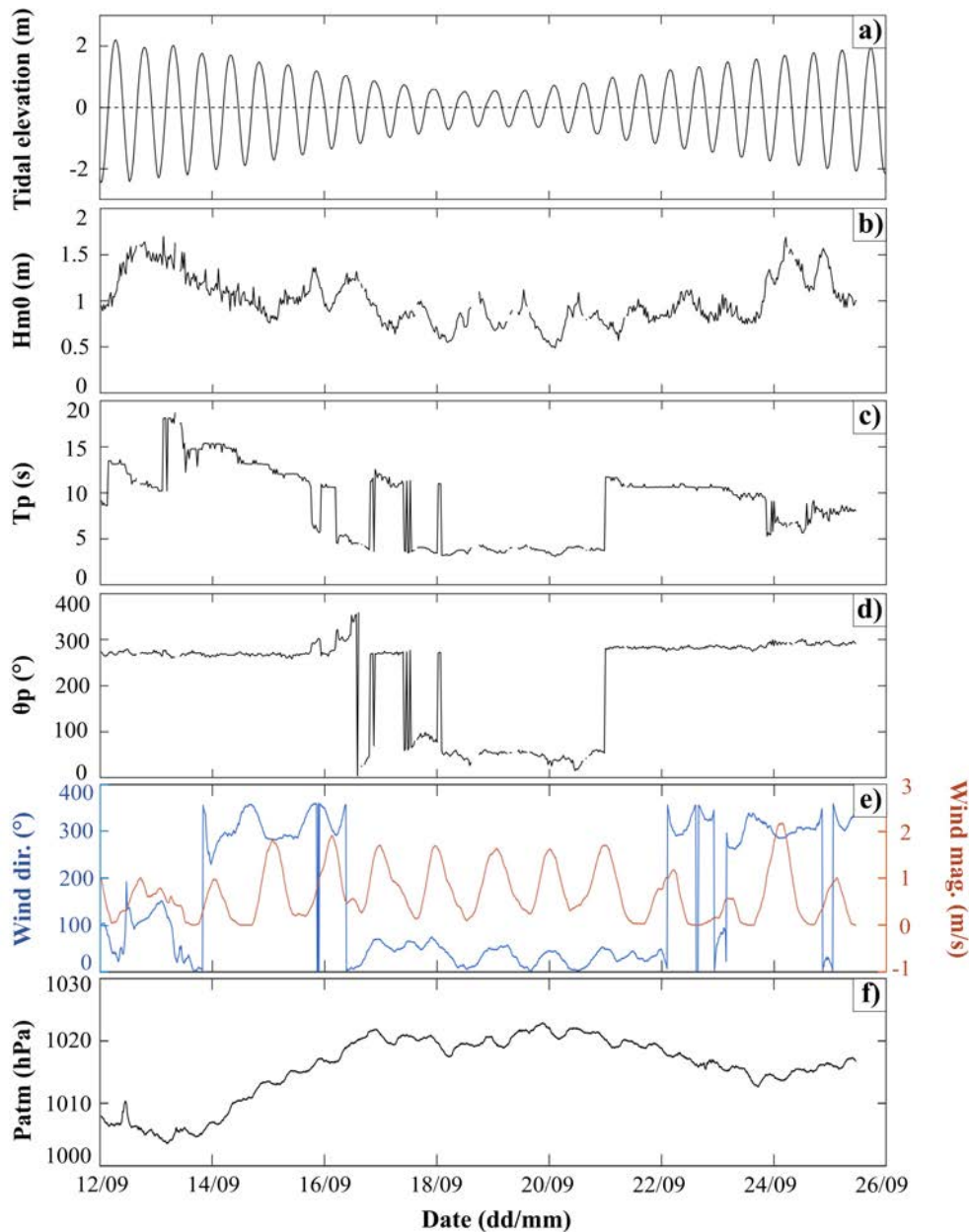


FIGURE 5.4 – Tidal, wave, wind, and atmospheric conditions during the field experiment from September 12 to 26, 2022. Time series of (a) tidal elevation from (Ac1), (b) significant wave height H_{m0} , (c) peak wave period T_p , (d) peak wave incidence from the CANDHIS directional wave buoy, (e) wind direction and magnitude (averaged over half-day intervals) from the Météo-France weather station in Vensac located approximately 15 km from the field site, and (f) atmospheric pressure at the same station. Wind and wave directions are reported as directions of origin in nautical convention, with 0° as True North.

5.2.3.2 Tidal modulation of inner shelf hydrodynamics

a) Waves

Figure 5.6 clearly shows the tidal modulation of H_{m0} at the three inner shelf stations (An1, Ac1, and As1) throughout the study period. During spring tides (September 12-17 and September 21-26), the significant wave height at the inner shelf stations was, on average, 38% lower than at the offshore CANDHIS buoy (Figure 5.4). The southern station (As1) experienced the greatest

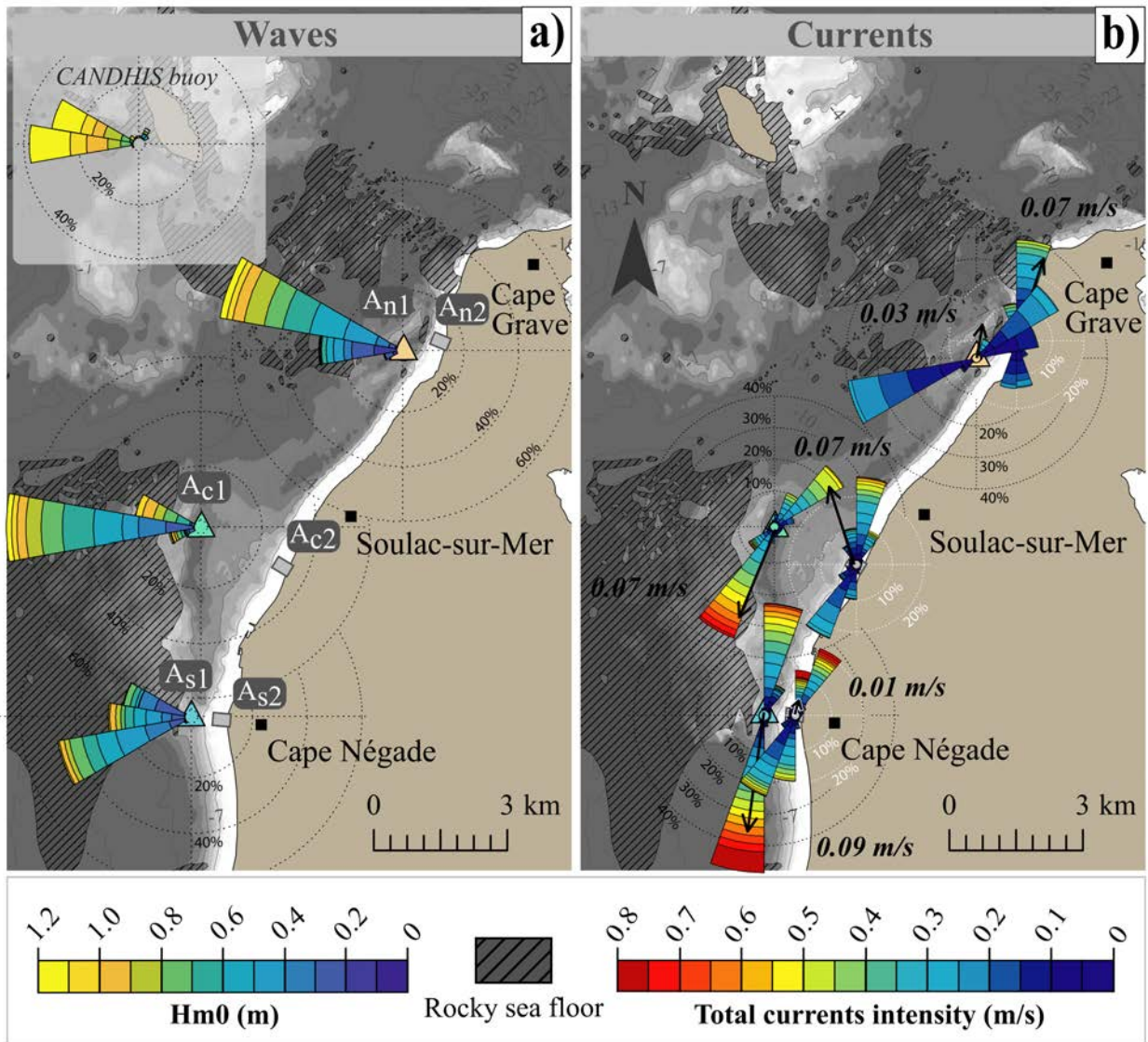


FIGURE 5.5 – Wave and total current roses at the measurement stations in the inner shelf (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}) and nearshore (A_{n2} , A_{c2} , and A_{s2}) regions during the field experiment. The segment length shows the percentage of occurrence of this direction in the distribution. (a) Wave roses with significant height (H_{m0}) colored. Wave characteristics at the CANDHIS offshore directional wave buoy are represented in the upper left corner. (b) Current roses, with velocity colored and the residual total current velocities represented by the black arrow with their respective values in bold italic.

wave height attenuation, with a decrease of 45%, while the central station (A_{c1}) experienced the smallest reduction at 31% (see Table 5.4). During neap tides (September 17-21), the tidal range decreased, and H_{m0} attenuation increased, reaching up to 60% on average, resulting in the smallest wave conditions of the study period (Table 5.4). This was also influenced by the presence of a side-onshore wind sea. Additionally, the H_{m0} spatial gradient observed in Section 5.2.3.1 was not present during this period. The central station (A_{c1}) consistently recorded the largest average and maximum wave heights, while the northern station (A_{n1}) experienced the least energetic conditions. Figure 5.6 further shows that wave height attenuation was, on average, 23% greater at low tide than at high tide across all nearshore stations. Moreover, H_{m0} was, on average, 14% (7%)

higher during the rising tide than during the falling tide at the northern (central) stations, while no significant difference was observed at the southern station.

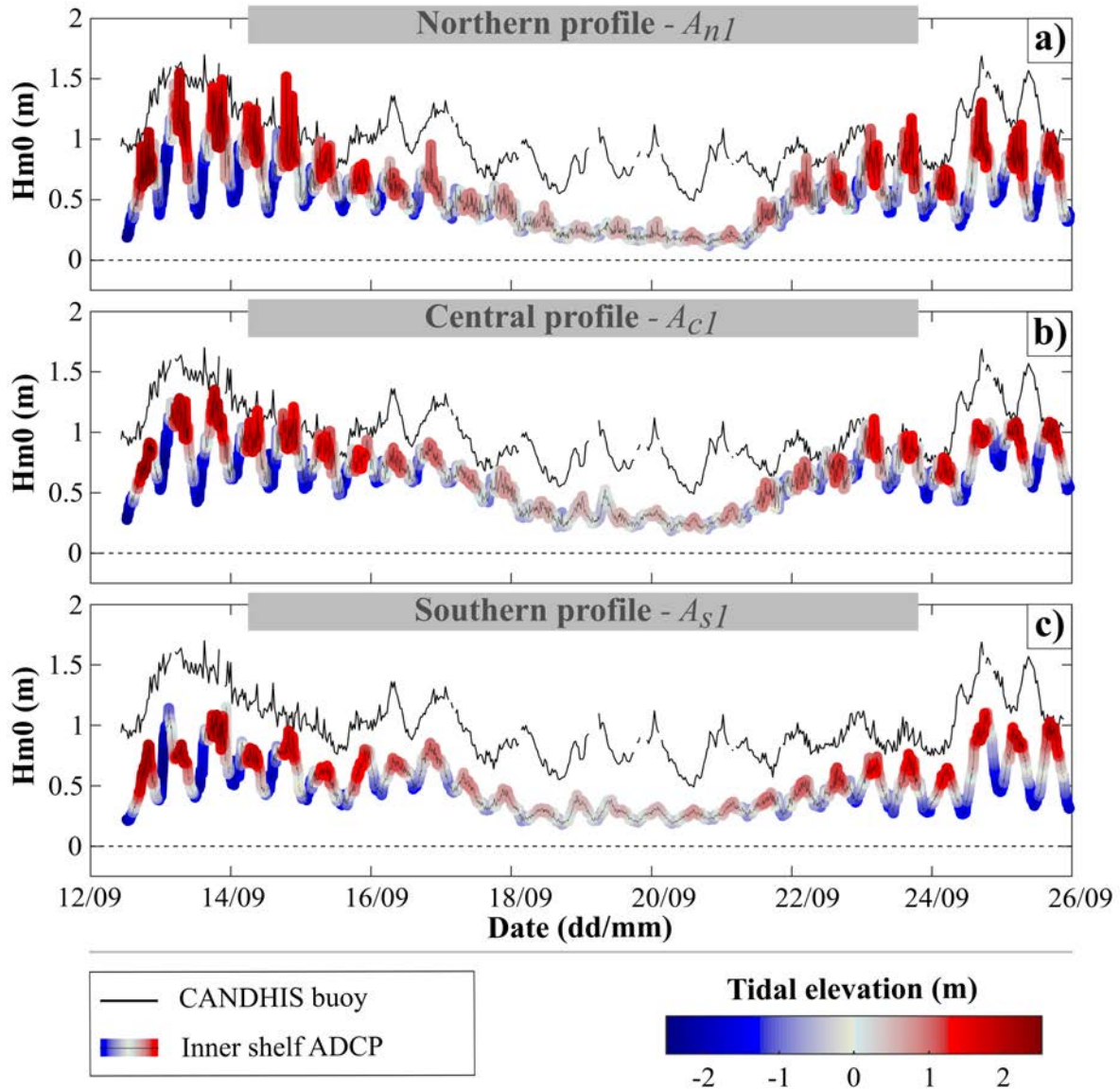


FIGURE 5.6 – Time series of significant wave height H_{m0} (m) with corresponding tidal elevation (blue-gray-red colorbar) at the three inner shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} and (c) A_{s1} . The black line represents H_{m0} at the offshore boundary of the domain (CANDHIS buoy).

Name	Spring tides 12-17 sept			Neap tides 17-21 sept			Spring tides 21-26 sept		
	mean H_{m0}	max H_{m0}	min H_{m0}	mean H_{m0}	max H_{m0}	min H_{m0}	mean H_{m0}	max H_{m0}	min H_{m0}
A_{n1}	0.71	1.55	0.19	0.27	0.62	0.12	0.59	1.30	0.16
A_{c1}	0.79	1.35	0.28	0.36	0.73	0.18	0.71	1.11	0.29
A_{s1}	0.63	1.15	0.21	0.30	0.61	0.18	0.52	1.11	0.25

TABLE 5.4 – Bulk wave statistics H_{m0} variations (m) at inner shelf ADCPs with averaged, maxima and minima of H_{m0} calculated over spring and neap tides throughout the field experiment.

b) Tide-driven currents

Figure 5.7 shows the time series of total currents, which, as described in the previous section, indicate overall weaker currents at the northern station compared to the two southern stations. Alongshore currents, which are the predominant component of total currents, decrease in intensity with the decreasing tidal range (from approximately 4.50 m to approximately 1.25 m) at all inner shelf stations (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}), showing stronger currents during spring tides than during neap tides (see Table 5.5). During neap tides, the north-south gradient described in Section 5.2.3.1 changes slightly, with the central station (A_{c1}) exhibiting larger mean alongshore currents compared to the southern station (A_{s1}), though maximum current values remain higher at the latter station (see Table 5.5). Over the course of a tidal cycle (Figure 5.8), near-zero currents are observed just after both low and high tides. This phase lag decreases southwards (Figure 5.8c), while alongshore currents tend to be more intense at low tide, as shown in Figure 5.9. However, this lag is not symmetrical (Table 5.6), with the ebb current duration being longer than the flood current duration at the central and southern stations (A_{c1} and A_{s1}), in contrast to the northern station (A_{n1}), where the opposite is true. Additionally, falling tides are shorter than rising tides at all inner shelf stations (Table 5.6). This tidal asymmetry, with an approximately 20-minute difference between rising and falling tides, was only about 8 minutes on average at the tide gauge located further north at the inlet mouth (location shown in Figure 5.1). Tidal elevation amplitude differences between this tide gauge and the inner shelf stations were approximately -10 cm during rising tides and +10 cm during falling tides.

Name	V_{mean} (m/s)		V_{max} (m/s)		V_{min} (m/s)	
	ST	NT	ST	NT	ST	NT
A_{n1}	0.02	0.01	0.33	0.14	-0.26	-0.14
A_{c1}	-0.09	-0.05	0.60	0.29	-0.86	-0.39
A_{s1}	-0.09	-0.03	0.79	0.31	-1.05	-0.41

ST : Spring tide; NT : Neap tide

TABLE 5.5 – Alongshore V currents variations (m/s) during spring tides (ST) and neap tides (NT) at inner shelf ADCPs, with : V_{mean} the residual of alongshore currents, V_{max} the maximum flood current, V_{min} the maximum ebb current.

Name	RT (h)	FT (h)	Flood (h)	Ebb (h)	HT-SW lag (min)	LT-SW lag (min)
A_{n1}	6h22	6h02	6h47	5h38	34	22
A_{c1}	6h22	6h02	5h47	6h38	10	45
A_{s1}	6h24	6h00	5h43	6h42	0	40

RT : Rising tide; FT : Falling tide; HT : High tide; SW : Slack waters; LT : Low tide

TABLE 5.6 – Currents and tide temporal asymmetries

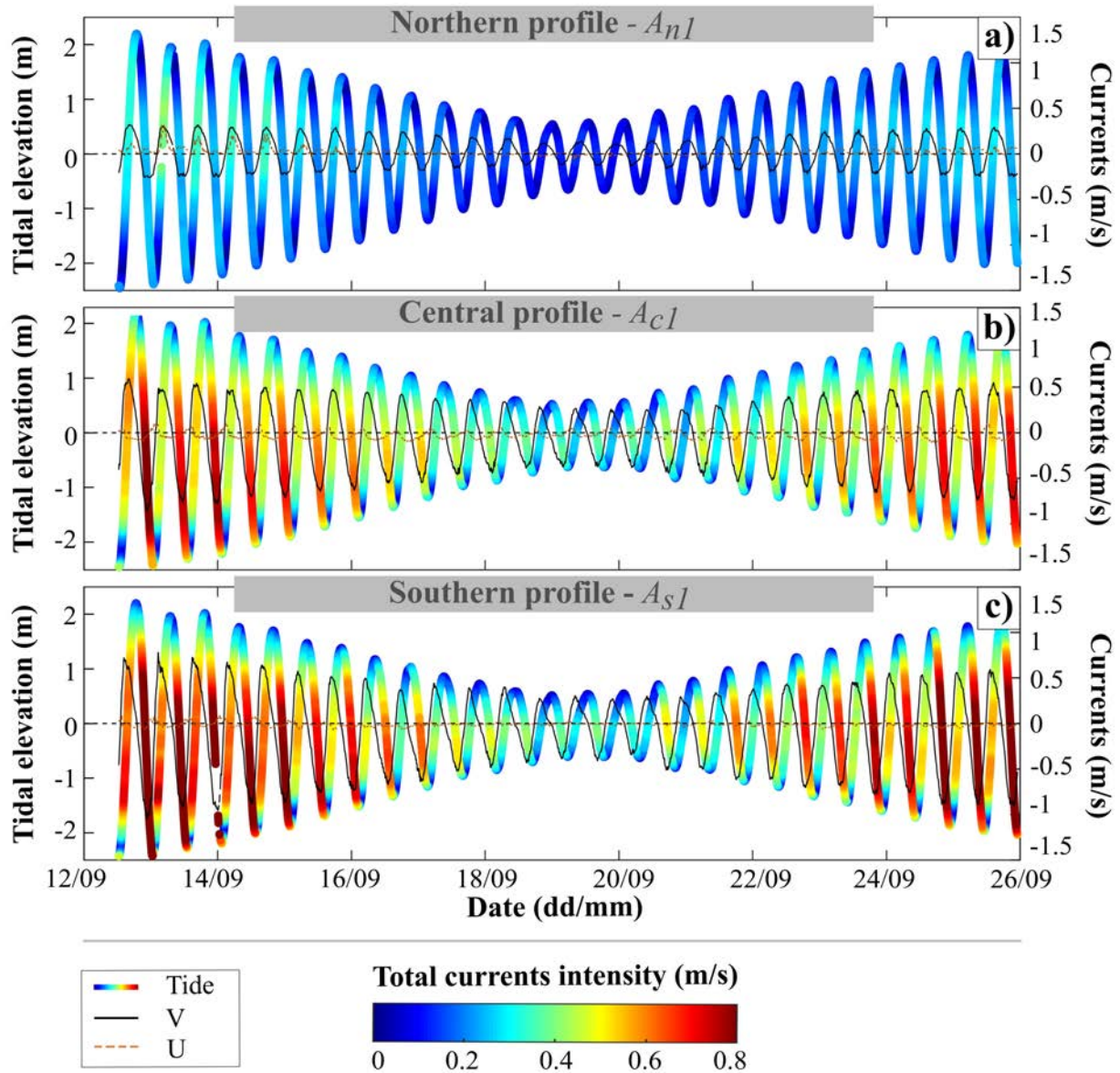


FIGURE 5.7 – Time series of tidal elevation overlaid with total current intensity (jet colorbar) and velocity components decomposed into local coordinates (see Section 5.2.2.2) : alongshore V (parallel to the coastline) and cross-shore U (perpendicular to the coastline) at the three inner-shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} , and (c) A_{s1} .

5.2.3.3 Nearshore hydrodynamics

a) Waves

Figures 5.10 and 5.11 illustrate the tidal modulation of H_{m0} at all nearshore stations throughout the study period. Consistent with observations at the inner shelf stations (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}) discussed in Section 5.2.3.1, wave heights showed greater attenuation during neap tides (and low tides) compared to spring tides (and high tides) (see Table 5.7). However, beyond the breaking zone, wave heights were 19 to 32% higher than at the corresponding inner shelf stations (A_{n1} , A_{c1} , and A_{s1}) (refer to Table 5.2) due to wave shoaling. Additionally, as shown in Figure 5.10d,e, H_{m0} was generally higher during rising tides than during falling tides, with differences of 8% and

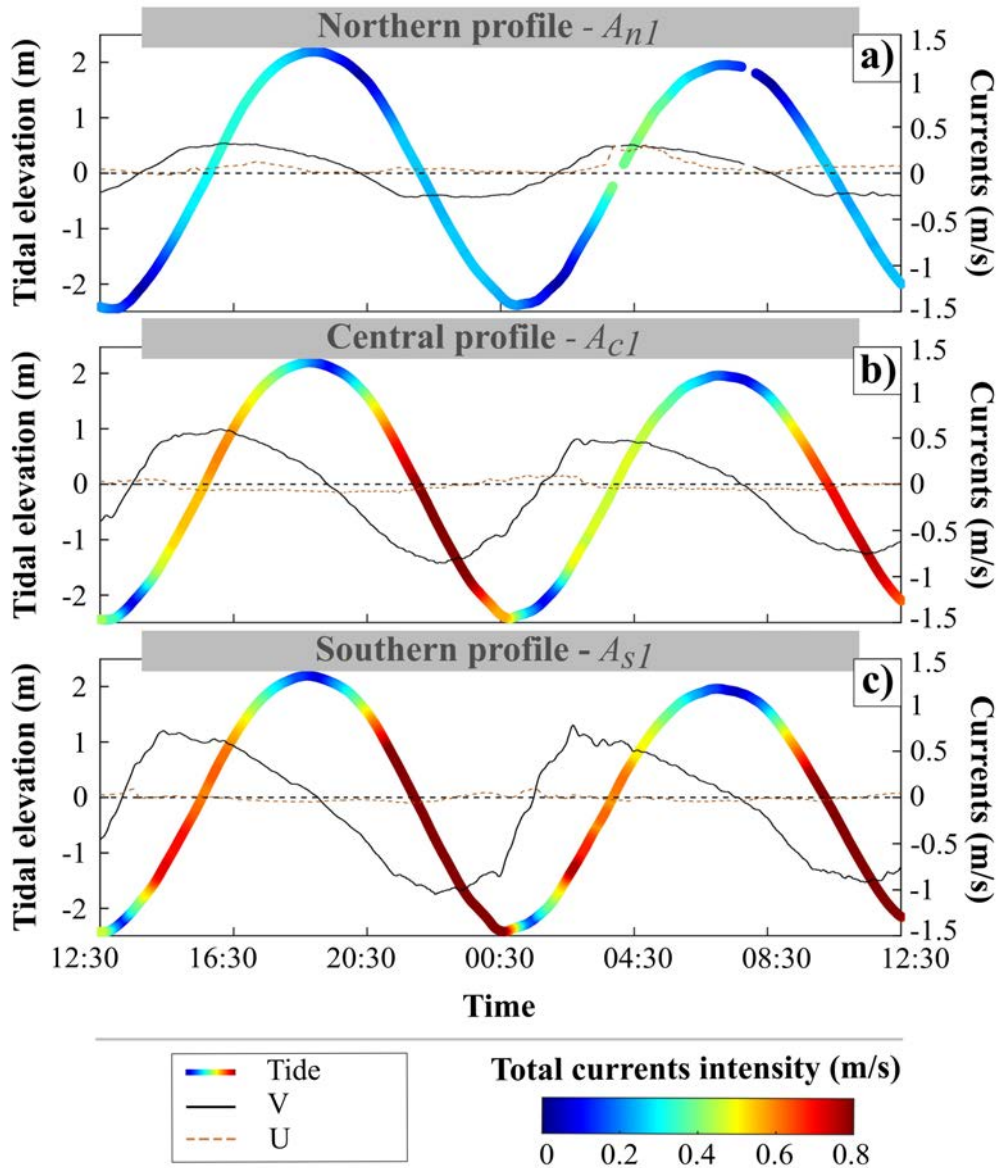


FIGURE 5.8 – Zoomed time series of tidal elevation overlaid with total current intensity (jet colorbar) during two spring tide cycles, along with velocity components decomposed into local coordinates (see Section 5.2.2.2) : along-shore V (parallel to the coastline) and cross-shore U (perpendicular to the coastline) at the three inner-shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} , and (c) A_{s1} .

10% observed at the northern and central stations, respectively. However, this trend diminished shorewards as wave heights became increasingly depth-limited in the surf zone.

Name	Spring tide 12-17 sept			Neap tide 17-21 sept			Spring tide 21-26 sept		
	<i>mean</i> H_{m0}	<i>max</i> H_{m0}	<i>min</i> H_{m0}	<i>mean</i> H_{m0}	<i>max</i> H_{m0}	<i>min</i> H_{m0}	<i>mean</i> H_{m0}	<i>max</i> H_{m0}	<i>min</i> H_{m0}
P_{n1}	0.71	1.75	0.29	0.44	0.63	0.31	0.59	1.02	0.37
P_{c1}	1.02	1.72	0.42	0.49	0.91	0.26	0.85	1.28	0.39
P_{s1}	0.69	1.09	0.15	0.33	0.66	0.21	0.70	1.06	0.30

TABLE 5.7 – Bulk wave statistics of significant wave height H_{m0} (m), outside of the breaking zone, at three nearshore stations with averaged, maximum and minimum H_{m0} calculated over spring and neap tides throughout the field experiment.

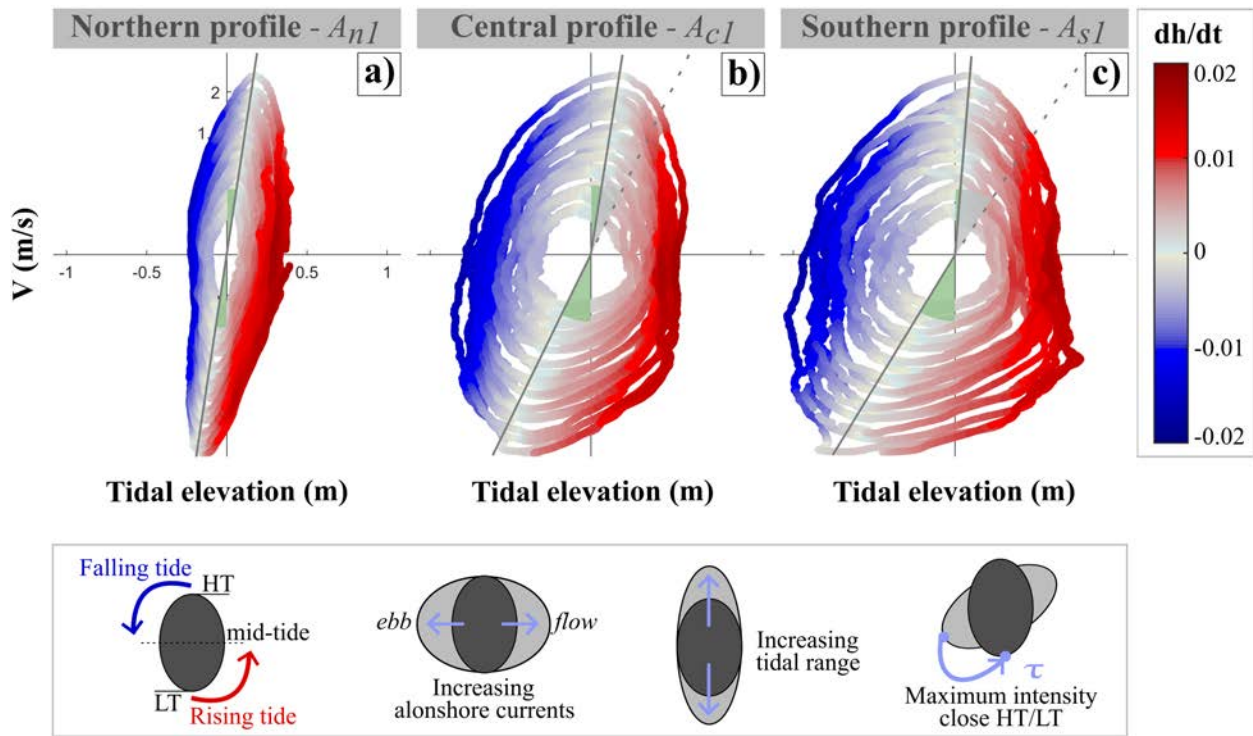


FIGURE 5.9 – Relationship between alongshore current velocities (V), tidal elevation, and rate of tidal elevation change (dh/dt in cm/s) at the three inner shelf stations : (a) A_{n1} , (b) A_{c1} and (c) A_{s1} . The color scale represents dh/dt (red for rising tide, blue for falling tide). Green sectors indicate the relative intensity of alongshore currents during the highest and lowest tides, with larger sectors reflecting stronger currents at these tidal phases. The obliquity of the area with grayish points (near high-tide or low-tide alongshore velocities) gives a measure of the alongshore current asymmetry between high and low tides for all tide ranges. The bottom panels further depict how (a-c) can be interpreted.

b) Currents

Figure 5.12 illustrates the tidal modulation of total current intensity, showing larger flow velocities during spring tides compared to neap tides (Table 5.8). It also highlights the contribution of breaking-wave-induced currents to the total current (Figures 5.12a, b, c) and its alongshore component (Figures 5.12d, e). Although the average wave height (period) changed only slightly from 0.81 m (13.7 s) to 0.71 m (10.5 s) between the two spring tide periods (September 12-17 and September 21-26), the alongshore current patterns differed substantially. This variation can be explained by the 15-30° difference in wave incidence between the two periods. During the first spring tide period (September 12-17), a reverse alongshore current was observed at the three nearshore stations (A_{n2} , A_{c2} , and A_{s2}) during falling tide (Figure 5.12d), resulting in flood dominance ($V_{mean} > 0$), which was most pronounced at the northern station A_{n2} (Table 5.8). In the last spring tide period (September 21-26), with wave incidence from the north being 15-30° greater, the reverse alongshore current was less intense than during the first spring tide (not shown) at the northern and central stations (A_{n2} and A_{c2}), and it was no longer observed at station A_{s2} (Figure 5.12e), resulting in ebb dominance at this station (Table 5.8).

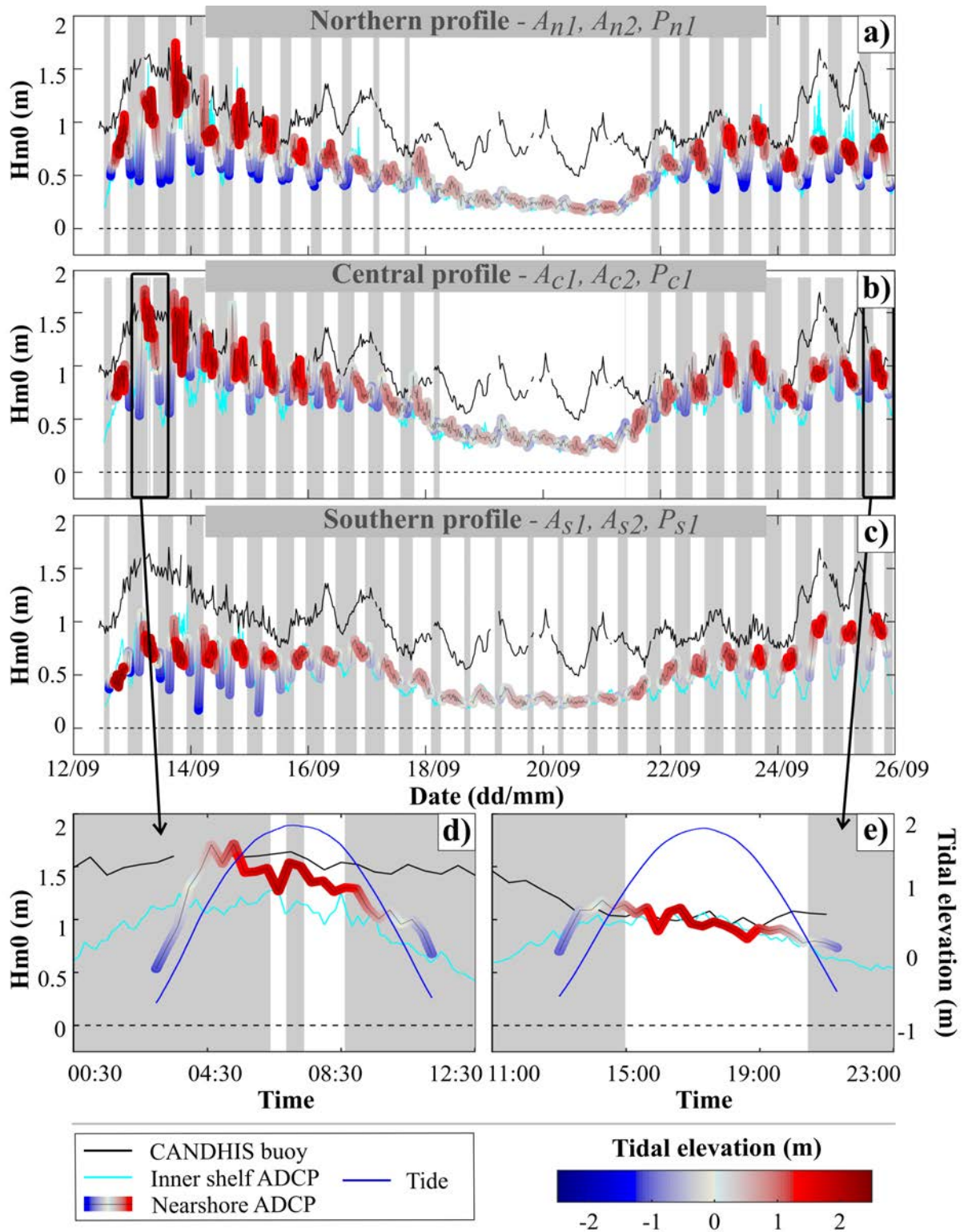


FIGURE 5.10 – Time series of significant wave height H_{m0} (m) with corresponding tidal elevation (blue-gray color-bar) at the three nearshore stations : (a) A_{n2} - P_{n1} , (b) A_{c2} - P_{c1} and (c) A_{s2} - P_{s1} . The black line represents H_{m0} at the outer boundary of the domain (CANDHIS buoy). In (d,e) the same time series is zoomed onto two tidal cycles from (b) A_{s2} - P_{s1} . Vertical gray bands indicate when the sensor is emerged or located in the surf zone ($H_{m0}/h > 0.4$).

5.2.4 Discussion and conclusions

Nearshore and inner shelf hydrodynamics are typically dominated by tide-driven currents in tide-dominated estuaries (Wells, 1995), with flow velocities increasing as the tidal range expands

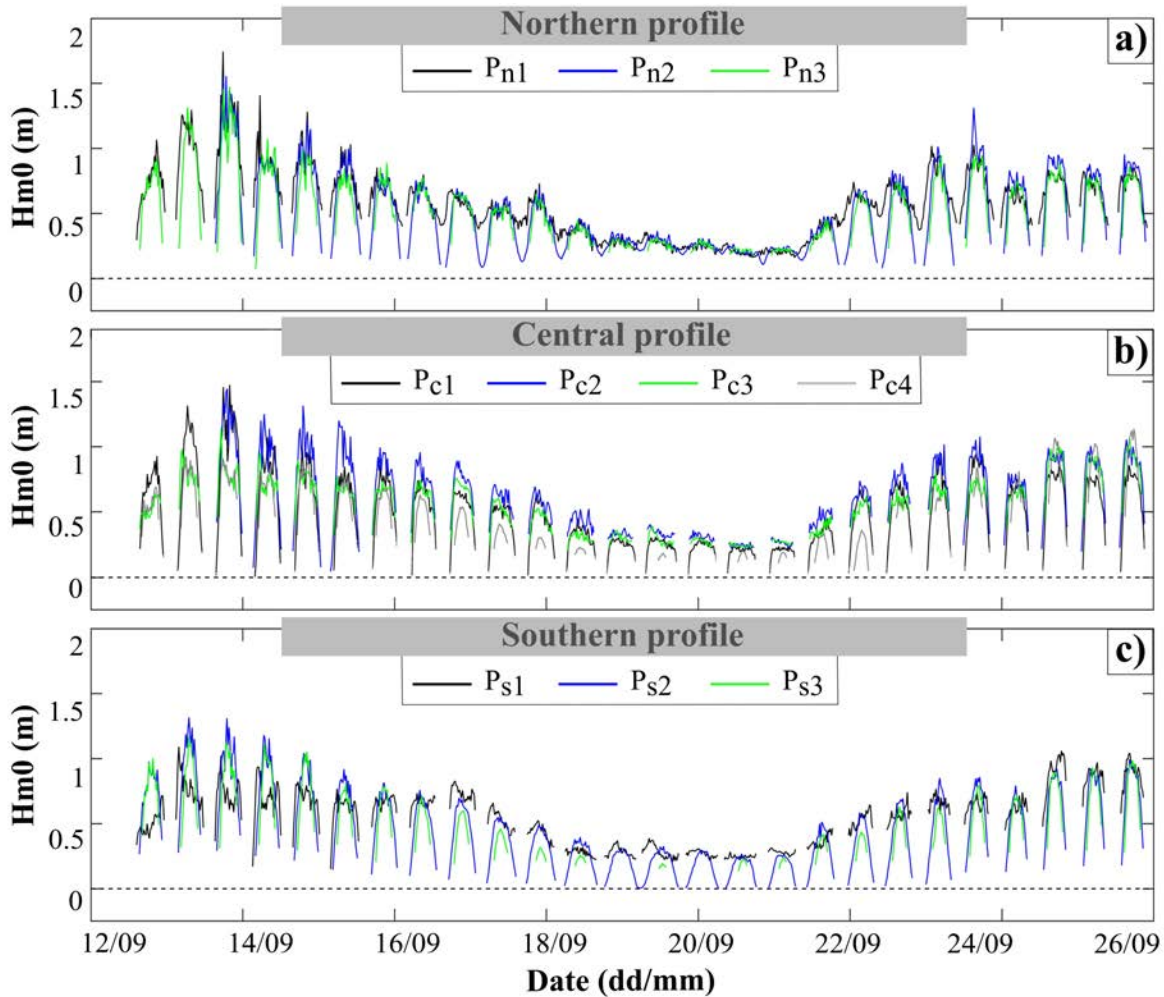


FIGURE 5.11 – Time series of significant wave height H_{m0} at all nearshore pressure gauges of the (a) northern, (b) central and (c) southern profiles.

Name	Spring tide 12-17 sept			Neap tide 17-21 sept			Spring tide 21-26 sept		
	V_{mean}	V_{max}	V_{min}	V_{mean}	V_{max}	V_{min}	V_{mean}	V_{max}	V_{min}
An	0.16	0.54	-0.24	-0.03	0.24	-0.25	0.09	0.46	-0.29
Ac	0.12	0.67	-0.41	-0.03	0.29	-0.30	0.07	0.49	-0.38
As	0.12	0.96	-0.58	-0.06	0.24	-0.31	-0.06	0.50	-0.54

TABLE 5.8 – Alongshore current velocity V (m/s) variations at the nearshore stations calculated over spring and neap tides throughout the field experiment, with : V_{mean} the residual alongshore current, V_{max} the maximum flood current, V_{min} the maximum ebb current.

(e.g. Mirfenderesk and Tomlinson, 2008; Li et al., 2020). Similar trends were observed along the North-Médoc coast, which lies adjacent to the tide-dominated Gironde estuary. However, in the surf zone, wave-driven longshore currents superimpose on the tidal signal, and under the relatively low- to moderate-energy wave conditions of the field experiment, these longshore currents can even balance the tidal currents. Given that the inner shelf's significant wave height can exceed 8 m during severe storms (Castelle et al., 2017b), with complex wave-breaking patterns over the sandy shoals and rocky outcrops several kilometers offshore, wave-induced currents are expected

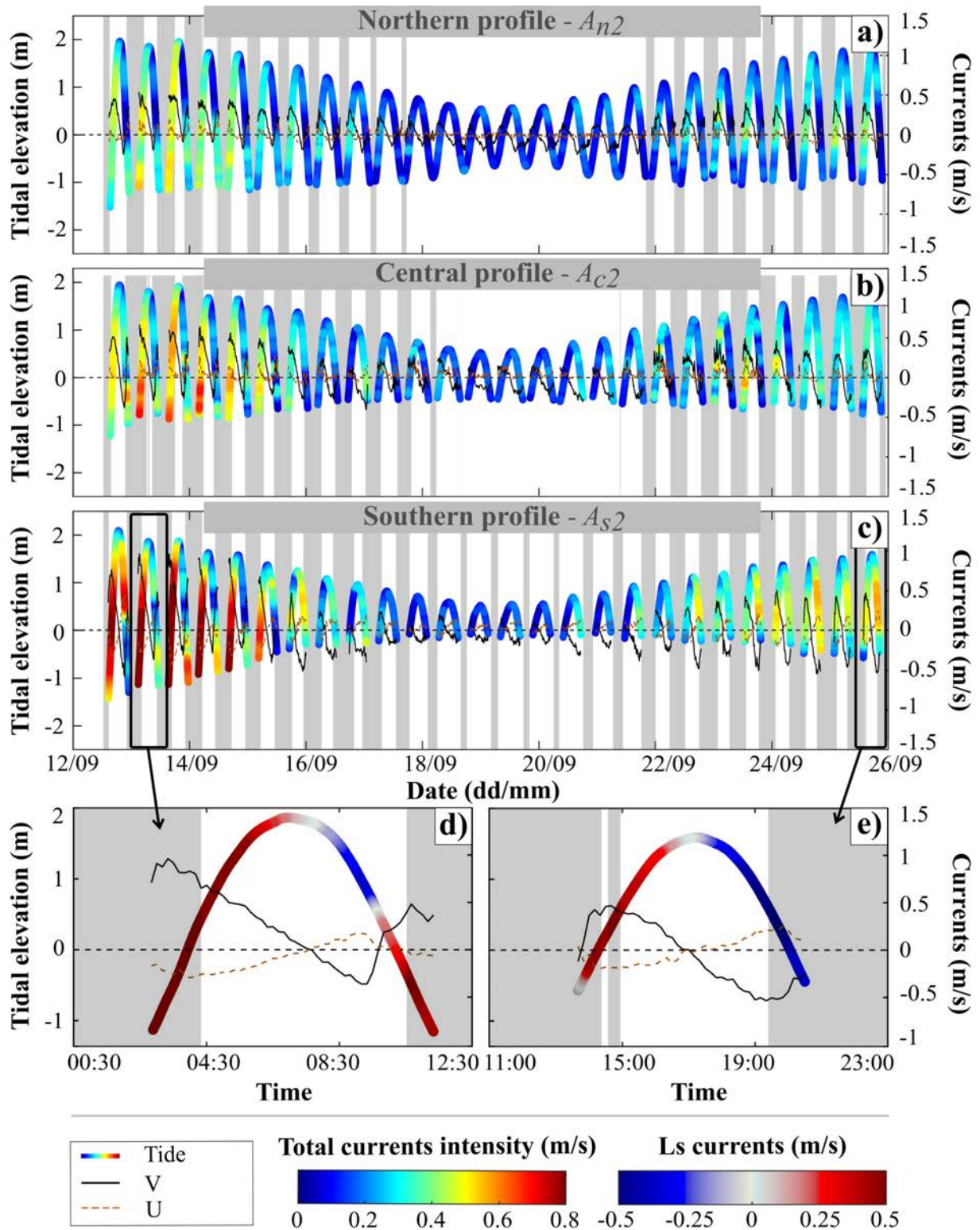


FIGURE 5.12 – Time series of tidal elevation overlaid with total current intensity (jet colorbar) and corresponding alongshore V and cross-shore U velocity components at the nearshore stations : (a) A_{n2} , (b) A_{c2} and (c) A_{s2} . For A_{s2} , panels (d, e) show tidal elevation overlaid with alongshore V velocity components (blue-gray-red colorbar). Vertical gray bands indicate when the sensor was either emerged or located in the surf zone ($H_{m0}/h > 0.4$).

even at the inner shelf stations under such storm conditions. Therefore, the results presented here are relevant only for low- to moderate-energy conditions. Hydrodynamics under storm conditions should be further investigated using process-based models or through winter field campaigns.

Tide can also affect wave transformation and, in turn, breaking wave conditions, wave-driven currents and sediment transport. Different processes can affect wave height modulation by tide, whose respective contributions are essentially site specific. These processes include e.g. depth- or current-induced wave refraction, bottom friction, wave steepening or dissipation by opposing tidal flows (Davidson et al., 2008). In the case of opposing currents, wave blocking and current-induced wave breaking dissipation can result in an attenuation of up to 40% of the wave height through the inlet (Dodet et al., 2013). Along the North-Médoc coast the primary factor affecting nearshore wave height is the water level, for the same inner shelf wave conditions, with nearshore wave height increasing with increasing tidal elevation. This is due to increased bottom friction and potentially depth-induced breaking (across the shoals and rocky outcrop further offshore) wave energy dissipation for lower tide levels (Kim, 2003). The second factor affecting nearshore wave height along the North-Médoc coast was the stage (rising versus falling) of the tide with, for the same offshore wave conditions, larger waves during rising tides. This phenomenon, often referred to as "tidal push" by surfers, can be due to wave dissipation by opposing tidal flows (Davidson et al., 2008), but also current-induced wave refraction. This agrees with the fact that the importance of this modulation increases northwards between the three transects, i.e. closer to the estuary mouth. The influence of these processes and of other factors, and how their respective contributions vary with different offshore wave conditions should be addressed with a process-based model adapted to environments with strong wave and tide interactions (e.g. Mengual et al., 2022). The model should rely on an unstructured grid to capture the complex shape of the coastline and to finely resolve channels, sandbanks, and coastal defenses in the area.

The inner shelf and nearshore flows are affected by the inner shelf morphology. The flow at the northern inner shelf station is flood-dominated, while at the two other inner shelf stations located within a well-defined channel further south it is ebb-dominated. As a result of this channelized flow (e.g. Mullarney et al., 2008; Héquette et al., 2009; de Schipper et al., 2016), tidal currents are intensified at these stations. Such convergence also results in a shorter falling tide and an increase of ebb current with respect to flood current (Allen et al., 1980; Toublanc et al., 2015, e.g.), leading to an ebb-dominance of the central and southern inner shelf stations located in the channel. This channel is also constrained close to the coast because of the rocky outcrops in the west, which explains the strong tide-driven longshore currents observed along the central and southern nearshore stations. This is particularly evident for the southern station A_{s1} , showing the strongest alongshore flows, located in a channel section located only a few hundreds of meters from the shoreline. This is also within this southern sector that the largest long-term erosion rate (≈ 5 m/yr) is observed. Importantly, as shown by Vandenhove et al. (2024), such chronic erosion is mostly

due the long-term diffusion of a large-scale estuary-mouth shoal attachment completed around the 1920s. We anticipate that the increased tidal current velocities as the channel progressively developed over the last years explains why such large shoreline erosion rates is sustained, and has even slightly increased in recent years.

Wave-driven currents were measured only at the nearshore stations when the current meter was located within the surf zone. The complex wave transformation further offshore, combined with the alongshore non-uniform coastline orientation, typically results in intricate wave-driven current patterns (Hayes et al., 1970; Keshtpoor et al., 2015). Using a simple approach that combines empirical formulations for offshore wave transformation and longshore drift quantities, Idier et al. (2013) demonstrated that the longshore drift reverses direction to the north along the North-Médoc coast, although no specific values were provided due to the strong assumptions involved in the study. Our findings confirm that a fully coupled process-based model is necessary to accurately compute the alongshore distribution of breaking wave conditions along this coast. Moreover, despite the relatively low- to moderate-energy wave conditions, nearshore wave-driven currents sometimes counterbalance tide-driven currents, a phenomenon also observed along the sandy coast adjacent to the large inlet of San Francisco Bay (Shi et al., 2011), although under higher-energy wave conditions.

The field campaign presented here offers the first quantitative, in situ insights into the wave, tide, and flow patterns along the rapidly evolving North-Médoc coast. It explores the complex processes influencing wave transformation, including tidal modulation, and the characteristics of tidal currents. While the dataset is limited in spatial coverage due to the large scale of the system, it provides valuable data to validate process-based models and to parameterize longshore drift quantities, which can be used to inform reduced-complexity shoreline models for this dynamic coastline.

Chapitre 6

Conclusions générales

Contents

6.1	Conclusions	116
6.2	Perspectives	117

6.1 Conclusions

Cette thèse a permis de mieux comprendre les évolutions morphologiques et les caractéristiques hydrodynamiques complexes du littoral Nord-Médoc. Ces nouvelles connaissances abordent les évolutions passées et récentes à travers une analyse multi-échelles et multi-sources de cet environnement de côte sableuse adjacente à une embouchure tidale de grande emprise spatiale. Les principaux résultats ont été exposés à travers trois chapitres, chacun apportant une vision complémentaire sur l'évolution du trait de côte, la variabilité morphologique et les processus hydrodynamiques de la zone étudiée.

L'analyse historique des évolutions morphologiques du littoral Nord-Médoc (Chapitre 3), couvrant une période de plus de 80 ans, a permis de quantifier les évolutions rapides et contrastées du trait de côte, fortement influencées par la dynamique de l'embouchure externe de la Gironde. En exploitant des bases de données multi-sources, il a pu être montré que la position du trait de côte a connu une variabilité spatio-temporelle très importante, avec sur la période étudiée, des taux de recul moyen de $-0,6$ m/an, mais pouvant atteindre localement en moyenne $-5,2$ m/an en érosion et $+5,4$ m/an en accrétion. Certaines séquences mettent en lumière des évolutions ponctuellement plus rapides, avec par exemple des épisodes d'accrétion dans le nord de la zone à $+20$ m/an sur des périodes de 10 ans. Deux événements majeurs d'accolement de bancs de sable au cours du 20^{ème} siècle ont été identifiés comme des facteurs déterminants de ces variations.

En se concentrant sur les évolutions récentes depuis le début du 21^{ème} siècle (Chapitre 4), les contributions respectives de la variabilité interannuelle du climat de vagues en hiver, des actions de gestion de lutte contre l'érosion et de la dynamique interne de l'embouchure ont été quantifiées. L'utilisation de données LiDAR et de profils topographiques a permis de quantifier les changements de volume de sable du système plage-dune et de suivre les variations morphologiques à l'échelle décennale. Les résultats montrent que la variabilité interannuelle du climat de vagues en hiver, en lien avec des modes de variabilité interne du climat, impacte de manière significative les périodes érosives au niveau des parties les plus éloignées de l'embouchure. Si les ouvrages longitudinaux sont efficaces pour stabiliser le trait de côte, ils peuvent toutefois causer des effets indésirables à leurs extrémités. En revanche, les effets des ouvrages transversaux (épis) sont plus complexes et dépendent de leur emplacement et de leur longueur.

L'étude des processus hydrodynamiques a été approfondie grâce à une campagne de mesures intensive réalisée en 2022, combinant des données de vagues et de courants sur trois transects *cross-shore*. Les résultats ont révélé une forte influence des marées sur les courants longitudinaux

dans les petits fonds, modulée par la morphologie complexe de la zone (e.g présence chenal). Les interactions entre les vagues, la marée et la bathymétrie ont été identifiées, montrant des transformations des vagues par réfraction (bathymétrie complexe), zone de levée (eaux intermédiaires) et modulation de leur hauteur significative (variations hauteur d'eau par la marée et courants tidaux). Les courants induits par les vagues démontrent d'une forte influence en zone intertidale. Cette compréhension détaillée des processus physiques est essentielle pour le développement et la validation de modèles numériques visant à prédire les évolutions futures du littoral.

L'ensemble des résultats obtenus dans cette thèse fournit une base de connaissances solide pour diagnostiquer les évolutions morphologiques passées et actuelles et l'hydrodynamique contemporaine du littoral Nord-Médoc. Ces connaissances sont cruciales pour améliorer les stratégies de gestion côtière, en tenant compte des variations à long terme induites par l'interaction de la dynamique interne de l'embouchure et les forçages externes (vagues et marée). Plus largement, cette recherche contribue à la compréhension des processus physiques complexes au niveau des embouchures tidales de grande emprise spatiale et à la gestion durable des littoraux sableux adjacents.

6.2 Perspectives

Comme perspective à ces travaux, deux directions complémentaires peuvent être envisagées, d'une part l'enrichissement des connaissances amont sur les fonctionnements et les caractéristiques spécifiques de cette embouchure, d'autre part l'exploitation de ces connaissances pour une gestion opérationnelle éclairée et durable.

Dans un premier temps, compte tenu de l'étendue de l'embouchure de la Gironde et des défis associés à son suivi, à la recherche et au traitement des archives, notre étude s'est concentrée sur le fonctionnement spécifique de sa partie sud. Pour une compréhension plus complète de la dynamique de l'ensemble du système, il serait pertinent d'analyser les cartes bathymétriques historiques disponibles dans les archives du GPMB pour la partie nord de l'embouchure (continuité de la pointe de la Coubre, passe nord, secteur de Cordouan). Bien que d'après nos recherches, les données soient limitées pour la partie externe du delta de jusant, de nouvelles campagnes de relevés bathymétriques couvrant l'ensemble de l'embouchure permettraient de suivre les évolutions morpho-sédimentaires contemporaines et de mieux comprendre les circulations sédimentaires à l'échelle du système.

En complément des évolutions bathymétriques, des relevés géophysiques seraient également essentiels pour déterminer avec précision la disponibilité sédimentaire actuelle au sein de l'em-

bouchure, mieux caractériser les faciès sédimentaires et la structure des plate-formes rocheuses. Ces données pourraient notamment être utilisées pour évaluer les possibilités de prélèvement de sédiments dans le cadre de projets de méga-rechargements envisagés par la CdCMA. Ce type d'approche, actuellement à l'étude par la CdCMA à partir de sédiments prélevés lors des dragages de la passe de navigation au nord, vise à imiter les accolements naturels observés historiquement, comme mis en évidence dans cette thèse. Ces actions de grandes ampleurs, dont l'objectif est d'atténuer plus durablement l'érosion chronique affectant le littoral Nord-Médoc, bénéficieraient d'une meilleure évaluation des stocks sédimentaires au sein du delta de jusant, pouvant permettre de constituer une source alternative plus accessible de sédiments et ainsi consolider cette stratégie pour les gestionnaires locaux.

Pour mieux anticiper les évolutions futures du trait de côte dans les prochaines décennies, l'utilisation de modèles numériques, qu'ils soient basés sur les processus ou à complexité réduite, représente une voie prometteuse dédiée aussi bien à la prise en compte des forçages naturels, des interactions avec les ouvrages ou des nouveaux modes de gestion (durabilité des méga-rechargements). Actuellement, dans le cadre du post-doctorat d'Ivana Mingo au sein du projet ESTOC, des modèles spécifiques du trait de côte sont en cours de développement. Ces modèles profitent déjà des résultats obtenus lors de cette thèse, notamment des campagnes de mesures qui ont été cruciales pour calibrer et valider la composante hydrodynamique du modèle.

Les approches de modélisation doivent relever de nombreux défis, notamment en intégrant les caractéristiques hydro-sédimentaires complexes déjà mentionnées. En outre, elles doivent prendre en compte les particularités géologiques spécifiques du littoral Nord-Médoc. Un aspect crucial à considérer est le rôle des paléosols dans la dynamique d'évolution du trait de côte, tant à court terme qu'à long terme. Bien que cela n'ait pas été développé dans ce travail de recherche, il s'agit d'un sujet important à inclure dans l'analyse des évolutions actuelles du trait de côte. À ce jour, aucune étude n'a quantifié l'impact de ces structures argileuses, situées à la base des dunes actuelles, sur la réduction des rythmes d'érosion locaux.

Enfin, la gestion du littoral s'appuie de plus en plus sur des stratégies mixtes, par rapport aux dernières décennies. Il est essentiel de poursuivre le suivi scientifique et les échanges avec les gestionnaires afin de renforcer l'intégration des nouvelles connaissances pour une gestion durable. La valeur ajoutée de ces gestions méticuleuses, qui couvrent un large éventail de solutions, doit encore être établie et quantifiée. C'est précisément l'objectif du projet Européen *Dunefront* et des suivis réalisés dans le cadre de l'OCNA, qui visent à évaluer quantitativement l'efficacité des stratégies mixtes, incluant les rechargements (y compris les méga-rechargements), les ouvrages de

protection, et la renaturalisation des dunes.

Ces initiatives permettront à terme de mieux évaluer quantitativement l'efficacité de ces mesures et de proposer des stratégies de gestion plus résilientes, adaptatives et durables pour le littoral Nord-Médoc.

Pour conclure, poursuivre ce travail de recherche en lien direct avec les besoins et les actions menées par les gestionnaires locaux est primordial pour une gestion efficace du littoral Nord-Médoc. Ces perspectives de recherche soulignent l'importance d'une approche intégrée et multidisciplinaire pour avancer dans la compréhension et la gestion des littoraux. Les travaux futurs, en prolongement de cette thèse, pourront fortement contribuer à améliorer la résilience des côtes face aux défis environnementaux actuels et futurs. Il est également crucial de centraliser et documenter précisément chaque action de gestion et mesure réalisée dans la zone pour faciliter la synthèse des connaissances et l'optimisation des stratégies de gestion.

Bibliographie

- Aagaard, T., J. Nielsen, and B. Greenwood, Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach, *Marine Geology*, 148(3–4), 203–225, 1998.
- Allen, G. P., Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary : A recent model for macrotidal estuarine systems, *16*, 29–40, 1991.
- Allen, G. P., J. M. Bouchet, P. Carbonel, P. Castaing, J. Gayet, and E. Gonthier, Environnements et processus sédimentaires sur le littoral Nord-Aquitain, *Bulletin de l'Institut de Géologie Bassin Aquitaine*, (15), 1974a.
- Allen, G. P., R. Bonnefille, G. Courtois, and C. Migniot, Processus de sédimentation des vases dans l'estuaire de la Gironde. Contribution d'un traceur radioactif pour l'étude du déplacement des vases, *La Houille Blanche*, 60(1–2), 129–136, 1974b.
- Allen, G. P., J. C. Salomon, P. Bassoullet, Y. Du Penhoat, and C. De Grandpre, Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries, *Sedimentary Geology*, 26(1–3), 69–90, 1980.
- Allen, J. S., K. S. Lu, and T. D. Potts, A GIS-based analysis and prediction of parcel land-use change in a coastal tourism destination area, *South Carolina State Documents Depository*, 1999.
- Ambrosio, B. G., P. H. Sousa, M. H. Gagliardi, and E. Siegle, Wave energy distribution at inlet channel margins as a function of ebb tidal delta morphology : Cananéia inlet, São Paulo, Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 92(01), e20180677, 2020.
- Anthony, E. J., S. Vanhee, and M. H. Ruz, Short-term beach–dune sand budgets on the north sea coast of France : Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch, *Geomorphology*, 81(3–4), 316–329, 2006.
- Anthony, E. J., G. Brunier, M. Besset, M. Goichot, P. Dussouillez, and V. L. Nguyen, Linking rapid erosion of the Mekong River delta to human activities, *Scientific reports*, 5(1), 14745, 2015.
- Antolínez, J. A. A., F. J. Méndez, D. Anderson, P. Ruggiero, and G. M. Kaminsky, Predicting climate-driven coastlines with a simple and efficient multiscale model, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 124(6), 1596–1624, 2019.
- Arriaga, J., J. Rutten, F. Ribas, A. Falqués, and G. Ruessink, Modeling the long-term diffusion and feeding capability of a mega-nourishment, *Coastal Engineering*, 121, 1–13, 2017.

- Artelia, Recueil des données – Formalisation d’une première étude de sensibilité locale face à l’aléa érosion marine, n°1713132r1., Communauté de Communes Médoc Atlantique (CDCMA), 2012.
- Artelia, Synthèse des études produits - 1713132r4-rev0, Communauté de Communes Médoc Atlantique (CDCMA), 2014.
- Aubie, S., and J. P. Tastet, Coastal erosion, processes and rates : An historical study of the Gironde coastline, southwestern France, *Journal of Coastal Research*, pp. 756–767, 2000.
- Bamunawala, J., R. Ranasinghe, A. Dastgheib, R. J. Nicholls, A. B. Murray, P. L. Barnard, T. Srisena, T. M. Duong, S. J. Hulscher, and A. van der Spek, Twenty-first-century projections of shoreline change along inlet-interrupted coastlines, *Scientific Reports*, 11(1), 2021.
- Barnard, P. L., D. J. Hoover, D. M. Hubbard, A. Snyder, B. C. Ludka, J. C. Allan, G. M. Kaminsky, P. Ruggiero, T. W. Gallien, S. L. Gabel, D. McCandless, H. M. Weiner, N. Cohn, D. Anderson, and K. A. Serafin, Extreme oceanographic forcing and coastal response due to the 2015–2016 el niño, *Nature Communications*, 8, 2017.
- Basco, D. R., Seawall impacts on adjacent beaches : Separating fact from fiction, *Journal of Coastal Research*, (39), 441–744, 2006.
- Bernon, N., C. Mallet, R. Belon, A. Hoareau, and C. Garnier, Caractérisation de l’aléa recul du trait de côte sur le littoral de la côte aquitaine aux horizons 2025 et 2050. rapport final. brgm/rp-66277-fr, 99 p., 48 ill., 16 tab., 2 ann., 1 cd., 2016.
- Bertin, X., A. B. Fortunato, and A. Oliveira, A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets, *Continental Shelf Research*, 29(5), 819–834, 2009.
- Besset, M., E. J. Anthony, and F. Bouchette, Multi-decadal variations in delta shorelines and their relationship to river sediment supply : An assessment and review, *Earth-Science Reviews*, 193, 199–219, 2019.
- Biausque, M., E. Guisado-Pintado, E. Grottoli, D. W. Jackson, and J. Andrew G. Cooper, Seasonal morphodynamics of multiple intertidal bars (MITBs) on a meso-to macrotidal beach, *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(3), 839–853, 2022.
- Bittencourt, A. C. S. P., J. M. L. Dominguez, L. Martin, and I. R. Silva, Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones : An overview, *Marine Geology*, 219(4), 219–234, 2005.
- Bonneton, P., and D. Lannes, Recovering water wave elevation from pressure measurements, *J. Fluid Mech.*, 833, 399–429, 2017, arXiv :1709.06457 [physics].
- Bonneton, P., D. Lannes, K. Martins, and H. Michallet, A nonlinear weakly dispersive method for recovering the elevation of irrotational surface waves from pressure measurements, *Coastal Engineering*, 138, 1–8, 2018.

- Bossard, V., and A. Nicolae Lerma, Geomorphologic characteristics and evolution of managed dunes on the south west coast of france, *Geomorphology*, 367, 107312, 2020.
- Bowen, A. J., D. L. Inman, and V. P. Simmons, Wave ‘set-down’ and set-up, *Journal of geophysical research*, 73(8), 2569–2577, 1968.
- Bruun, P., and F. Gerritsen, Natural by-passing of sand at coastal inlets, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 85(4), 75–107, 1959.
- Bruun, P., and F. Gerritsen, Stability of coastal inlets, *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 125(1), 1228–1259, 1960.
- Bruun, P. M., The development of downdrift erosion, *Journal of Coastal Research*, 11, 1242–1257, 1995.
- Burvingt, O., A. Nicolae Lerma, B. Lubac, C. Mallet, and N. Senechal, Geomorphological control of sandy beaches by a mixed-energy tidal inlet, *Marine Geology*, 450, 106863, 2022.
- Byrne, R.J., R.A. Gammisch, and G.R. Thomas, Tidal prism-inlet area relations for small tidal inlets, in *Coastal Engineering 1980*, pp. 2517–2533, 1980, 1980.
- Cabezas-Rabadán, C., J. E. Pardo-Pascual, J. Palomar-Vázquez, and A. Fernández-Sarría, Characterizing beach changes using high-frequency sentinel-2 derived shorelines on the valencian coast (spanish mediterranean), *Science of the Total Environment*, 691, 216–231, 2019.
- Carr-Betts, E., T. M. Beck, and N. C. Kraus, Tidal inlet morphology classification and empirical determination of seaward and down-drift extents of tidal inlets, *Journal of Coastal Research*, 28(3), 547–556, 2012.
- Casagec Engineering, Analyse de l’évolution récente (2013-2021) du littoral de la pointe de la Négade (Soulac-sur-Mer) à la jetée de Grave (Verdon-sur-Mer), Communauté de Communes Médoc Atlantique (CDCMA), 2021.
- Casagec Engineering, Lutte douce contre l’érosion marine du littoral sud de soulac-sur-mer - programme de rechargement en sable sur la période 2023-2032, Communauté de Communes Médoc Atlantique (CDCMA), 2022.
- Castaing, P., Rapport i. 4 courantologie de dérive dans les zones côtières à l’aide de bouées positionnées par satellite (système argos), 1, 1–8, 1984.
- Castaing, P., and G. P. Allen, Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde : A macrotidal estuary in France, *Marine Geology*, 40(1–2), 101–118, 1981.
- Castelle, B., and M. Harley, Extreme events : impact and recovery, in *Sandy beach morphodynamics*, pp. 533–556, Elsevier, 2020.

- Castelle, B., and G. Masselink, Morphodynamics of wave-dominated beaches, *Cambridge Prisms : Coastal Futures, 1*, e1, 2023.
- Castelle, B., V. Marieu, S. Bujan, K. D. Splinter, A. Robinet, N. Sénéchal, and S. Ferreira, Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast : Beach and dune erosion and megacusp embayments, *Geomorphology*, 238, 135–148, 2015.
- Castelle, B., T. Scott, R. W. Brander, and R. J. McCarroll, Rip current types, circulation and hazard, *Earth-Science Reviews*, 163, 1–21, 2016.
- Castelle, B., G. Dodet, G. Masselink, and T. Scott, A new climate index controlling winter wave activity along the atlantic coast of europe : The west europe pressure anomaly, *Geophysical Research Letters*, 44(3), 1384–1392, 2017a.
- Castelle, B., S. Bujan, S. Ferreira, and G. Dodet, Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast, *Marine Geology*, 385, 41–55, 2017b.
- Castelle, B., B. Guillot, V. Marieu, E. Chaumillon, V. Hanquiez, S. Bujan, and C. Poppeschi, Spatial and temporal patterns of shoreline change of a 280-km high-energy disrupted sandy coast from 1950 to 2014 : SW France, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 200, 212–223, 2018.
- Castelle, B., G. Masselink, T. Scott, C. Stokes, A. Konstantinou, V. Marieu, and S. Bujan, Satellite-derived shoreline detection at a high-energy meso-macrotidal beach, *Geomorphology*, 383, 107707, 2021.
- Castelle, B., A. Ritz, V. Marieu, A. Nicolae Lerma, and M. Vandenhove, Primary drivers of multi-decadal spatial and temporal patterns of shoreline change derived from optical satellite imagery, *Geomorphology*, 413, 108360, 2022.
- Castelle, B., E. Kras, G. Masselink, T. Scott, A. Konstantinou, and A. P. Luijendijk, Satellite-derived sandy shoreline trends and interannual variability along the atlantic coast of europe., *Scientific reports*, 14, 13002, 2024.
- Cayocca, F., Long-term morphological modeling of a tidal inlet : the arcachon basin, france, *Coastal Engineering*, 42(2), 115–142, 2001.
- Charlier, R. H., and C. P. De Meyer, Ask nature to protect and build-up beaches, *Journal of Coastal Research*, pp. 385–390, 2000.
- Cheung, K. F., F. Gerritsen, and J. Cleveringa, Morphodynamics and sand bypassing at ameland inlet, the netherlands, *Journal of Coastal Research*, 23(1), 106–118, 2007.
- Cipriani, L. E., and G. W. Stone, Net longshore sediment transport and textural changes in beach sediments along the southwest alabama and mississippi barrier islands, USA, *Journal of Coastal Research*, pp. 443–458, 2001.

- Cloarec, M., *Estimation de la bathymétrie par observation de la terre pour les énergies marines renouvelables*, Ph.D. dissertation, Université Paris sciences et lettres, 2018.
- Coniglio, M., and G. V. Middleton, *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks- encyclopedia of earth sciences series*, 2003.
- Cooper, J. A. G., G. Masselink, G. Coco, A. D. Short, B. Castelle, K. Rogers, E. Anthony, A. N. Green, J. T. Kelley, O. H. Pilkey, and D. W. T. Jackson, Sandy beaches can survive sea-level rise, *Nature Climate Change*, 10, 993 – 995, 2020.
- Creel, L., *Ripple effects : population and coastal regions*, Population reference bureau Washington, DC, 2003.
- CREOCEAN, *Etude des travaux d'urgences contre l'érosion : « signal et plage centrale de soulac-sur-mer, 1-10097-i.*, Communauté de Communes Médoc Atlantique (CDCMA), 2012.
- da Silva, A. P., G. V. da Silva, D. Strauss, T. Murray, L. G. Woortmann, J. Taber, N. Cartwright, and R. Tomlinson, Headland bypassing timescales : Processes and driving forces, *Science of the Total Environment*, 793, 148591, 2021.
- Dallas, K. L., and P. L. Barnard, Linking human impacts within an estuary to ebb-tidal delta evolution, *Journal of Coastal Research Special*, (56), 713–716, 2009.
- Davidson, M. A., and I. L. Turner, A behavioral template beach profile model for predicting seasonal to interannual shoreline evolution, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 114(F1), 2009.
- Davidson, M. A., T. J. O'Hare, and K. J. George, Tidal modulation of incident wave heights : Fact or fiction ?, *Journal of Coastal Research*, (24), 151–159, 2008.
- Davidson, M. A., K. D. Splinter, and I. L. Turner, A simple equilibrium model for predicting shoreline change, *Coastal Engineering*, 73, 191–202, 2013.
- Davis Jr, R. A., and W. T. Fox, Interaction between wave-and tide-generated processes at the mouth of a microtidal estuary : Matanzas river, florida (usa), *Marine Geology*, 40(1–2), 49–68, 1981.
- de Schipper, M. A., S. De Vries, M. Stive, R. De Zeeuw, J. Rutten, G. Ruessink, S. Aarninkhof, and C. Van Gelder-Maas, Morphological development of a mega-nourishment ; first observations at the Sand Engine, *Int. Conf. Coastal. Eng.*, 1(34), 73, 2014.
- de Schipper, M. A., S. de Vries, G. Ruessink, R. C. de Zeeuw, J. Rutten, C. van Gelder-Maas, and M. J. F. Stive, Initial spreading of a mega feeder nourishment : Observations of the Sand Engine pilot project, *Coastal Engineering*, 111, 23–38, 2016.
- de Schipper, M. A., Bonnie C. Ludka, Britt Raubenheimer, Arjen P. Luijendijk, and Thomas. A. Schlacher, Beach nourishment has complex implications for the future of sandy shores, *Nature Reviews Earth and Environment*, 2(1), 70 – 84, 2021.

- De Swart, H. E., and J. T. F. Zimmerman, Morphodynamics of tidal inlet systems, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 41, 203 – 229, 2009.
- Dean, R. G., and R. A. Dalrymple, *Water wave mechanics for engineers and scientists*, vol. 2, world scientific publishing company, 1991.
- Diaz, M., F. Grasso, P. Le Hir, A. Sottolichio, M. Caillaud, and B. Thouvenin, Modeling mud and sand transfers between a macrotidal estuary and the continental shelf : Influence of the sediment transport parameterization, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 125(4), e2019JC015643, 2020.
- Diaz, M., F. Grasso, A. Sottolichio, P. Le Hir, and M. Caillaud, Investigating sediment dynamics on a continental shelf mud patch under the influence of a macrotidal estuary : A numerical modeling analysis, *Continental Shelf Research*, 282, 105334, 2024.
- Dodet, G., X. Bertin, N. Bruneau, A. B. Fortunato, A. Nahon, and A. Roland, Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(3), 1587–1605, 2013.
- Dubarbier, B., *Modélisation numérique de l'évolution des profils de plages sableuses dominées par l'action de la houle*, Ph.D. dissertation, Université de Bordeaux, 2014.
- Dubarbier, B., B. Castelle, V. Marieu, and G. Ruessink, Process-based modeling of cross-shore sandbar behavior, *Coastal Engineering*, 95, 35–50, 2015.
- Dundon, L. A., and M. Abkowitz, Climate-induced managed retreat in the u.s. : A review of current research, *Climate Risk Management*, 33, 100337, 2021.
- Elgar, S., E. L. Gallagher, and R. T. Guza, Nearshore sandbar migration, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C6), 11623–11627, 2001.
- Elias, E. P., and J. E. Hansen, Understanding processes controlling sediment transports at the mouth of a highly energetic inlet system (san francisco bay, ca), *Marine Geology*, 345, 207–220, 2013.
- Elias, E. P., A. J. F. Van der Spek, S. G. Pearson, and J. Cleveringa, Understanding sediment bypassing processes through analysis of high-frequency observations of ameland inlet, the netherlands, *Marine Geology*, 415, 105956, 2019.
- Elias, E. P., S. G. Pearson, A. J. F. van der Spek, and S. Pluis, Understanding meso-scale processes at a mixed-energy tidal inlet : Ameland inlet, the netherlands—implications for coastal maintenance, *Ocean & Coastal Management*, 222, 106125, 2022.
- Ells, K., and A. B. Murray, Long-term, non-local coastline responses to local shoreline stabilization, *Geophysical Research Letters*, 39(19), 2012.
- Faria, A. F. G., E. B. Thornton, T. C. Lippmann, and T. P. Stanton, Undertow over a barred beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7), 16999–17010, 2000.

- Feddersen, F., and F. Veron, Wind effects on shoaling wave shape, *Journal of physical oceanography*, 35(7), 1223–1228, 2005.
- FitzGerald, D. M., Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets, in *Coastal Engineering 1982*, pp. 1094–1118, 1982, 1982.
- FitzGerald, D. M., Interactions between the Ebb-Tidal Delta and Landward Shoreline : Price Inlet, South Carolina, *SEPM JSR, Vol. 54*, 1984.
- FitzGerald, D. M., Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets, *Journal of Coastal Research*, pp. 47–71, 1996.
- FitzGerald, D. M., Geologic controls on tidal inlets, *Journal of Shore and Beach*, 83, 59–64, 2015.
- Fitzgerald, D. M., and D. Nummedal, Response characteristics of an ebb-dominated tidal inlet channel, *Journal of Sedimentary Research*, 53(3), 833–845, 1983.
- FitzGerald, D. M., D. Nummedal, and T. W. Kana, Sand circulation pattern at price inlet, south carolina, in *Coastal Engineering 1976*, pp. 1868–1880, 1976.
- FitzGerald, D. M., S. Penland, and D. Nummedal, Control of barrier island shape by inlet sediment bypassing : east Frisian islands, west Germany., *Marine Geology*, 60, 355–376, 1984.
- FitzGerald, D. M., N. C. Kraus, and E. B. Hands, Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets, 2000.
- Fitzgerald, D. M., M. Kulp, S. Penland, J. Flocks, and J. Kindinger, Morphologic and stratigraphic evolution of muddy ebb-tidal deltas along a subsiding coast : Barataria Bay, Mississippi River delta, *Sedimentology*, 51(6), 1157–1178, 2004.
- FitzGerald, D. M., M. S. Fenster, B. A. Argow, and I. V. Buynevich, Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36(1), 601–647, 2008.
- FitzGerald, D. M., I. Georgiou, and M. Miner, Estuaries and tidal inlets, *Coastal environments and global change*, pp. 268–298, 2015.
- Fortunato, A. B., A. Nahon, G. Dodet, A. R. Pires, M. C. Freitas, N. Bruneau, A. Azevedo, X. Bertin, P. Benevides, C. Andrade, and A. Oliveira, Morphological evolution of an ephemeral tidal inlet from opening to closure : The albufeira inlet, portugal, *Continental Shelf Research*, 73, 49–63, 2014.
- Galiforni-Silva, F., K. M. Wijnberg, and S. J. M. H. Hulscher, On the relation between beach-dune dynamics and shoal attachment processes : a case study in terschelling (nl), *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(7), 541, 2020.
- Gaudiano, D. J., and T. W. Kana, Shoal bypassing in mixed energy inlets : Geomorphic variables and empirical predictions for nine south carolina inlets, *Journal of Coastal Research*, 17(2), 280–291, 2001.

- Green, M. O., and G. Coco, Review of wave-driven sediment resuspension and transport in estuaries, *Reviews of Geophysics*, 52(1), 77–117, 2014.
- Hamm, L., M. Capobianco, H. H. Dette, A. Lechuga, R. Spanhoff, and M. J. F. Stive, A summary of European experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, 47(2), 237–264, 2002.
- Hansen, J. E., E. P. Elias, J. H. List, L. H. Erikson, and P. L. Barnard, Tidally influenced alongshore circulation at an inlet-adjacent shoreline, *Continental Shelf Research*, 56, 26–38, 2013.
- Hapke, C. J., M. G. Kratzmann, and E. A. Himmelstoss, Geomorphic and human influence on large-scale coastal change, *Geomorphology*, 199, 160–170, 2013.
- Harley, M. D., I. L. Turner, M. A. Kinsela, J. H. Middleton, P. J. Mumford, K. D. Splinter, M. S. Phillips, J. A. Simmons, D. J. Hanslow, and A. D. Short, Extreme coastal erosion enhanced by anomalous extratropical storm wave direction, *Scientific Reports*, 7(1), 2017.
- Hayes, M. O., Morphology of sand accumulation in estuaries : an introduction to the symposium, in *Geology and engineering*, pp. 3–22, Elsevier, 1975.
- Hayes, M. O., General morphology and sediment patterns in tidal inlets, *Sedimentary geology*, 26(1–3), 139–156, 1980.
- Hayes, M. O., V. Goldsmith, and C. H. Hobbs, Offset coastal inlets, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(12), 75, 1970.
- Héquette, A., Y. Hemdane, and E. J. Anthony, Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of france, *Marine geology*, 249(3–4), 226–242, 2008.
- Héquette, A., M. H. Ruz, A. Maspataud, and V. Sipka, Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics : implications for beach and shoreline evolution, *Journal of Coastal Research*, pp. 59–63, 2009.
- Herbers, T. H. C., S. Elgar, and R. T. Guza, Directional spreading of waves in the nearshore, *J. Geophys. Res.*, 104(C4), 7683–7693, 1999.
- Herrling, G., and C. Winter, Tidal inlet sediment bypassing at mixed-energy barrier islands, *Coastal Engineering*, 140, 342–354, 2018.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J. Thépaut, The era5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049, 2020.

- Hicks, D. M., and T. M. Hume, Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, north island, new zealand, *Journal of coastal research*, pp. 47–63, 1996.
- Hine, A. C., Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex, *Sedimentology*, 26(3), 333–351, 1979.
- Hinkel, J., R. J. Nicholls, R. S. J. Tol, Z. B. Wang, J. M. Hamilton, G. Boot, A. T. Vafeidis, L. McFadden, A. Ganopolski, and R. J. T. Klein, A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise : An application of diva, *Global and Planetary Change*, 111, 150–158, 2013.
- Howa, H. L., Le littoral du Nord Medoc, (Gironde) - Evolution d'une cote sableuse en erosion, *Thesis University of Bordeaux I, Soc. Geol. France*, (146), 258, 1987.
- Howa, H. L., Sediment budget in the southern inlet of the Gironde Estuary (SW France), *Physics and Chemistry of the Earth*, 22(3–4), 373–375, 1997.
- Howell, G. L., A comprehensive field study of tidal inlet processes at ponce de leon inlet, florida, in *Coastal Engineering 1996*, pp. 3323–3336, 1996.
- Hunt, E., M. A. Davidson, E. C. C. Steele, J. D. Amies, T. Scott, and P. Russell, Shoreline modelling on timescales of days to decades, *Cambridge Prisms : Coastal Futures*, 1, e16, 2023.
- Huybrechts, N., H. Smaoui, S. Orseau, P. Tassi, and F. Klein, Automatic Calibration of Bed Friction Coefficients to Reduce the Influence of Seasonal Variation : Case of the Gironde Estuary, *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 147(3), 05021004, 2021.
- Ibaceta, R., M. H. Harley, I. L. Turner, and K. D. Splinter, Interannual variability in dominant shoreline behaviour at an embayed beach, *Geomorphology*, 433, 108706, 2023.
- Idier, D., B. Castelle, E. Charles, and C. Mallet, Longshore sediment flux hindcast : spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France, *Journal of Coastal Research*, 165, 1785–1790, 2013.
- Iversen, H. W., Waves and breakers in shoaling water, *Coastal Engineering Proceedings*, (3), 1–1, 1952.
- Jalón-Rojas, I., S. Schmidt, and A. Sottolichio, Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring : sensitivity to hydrological conditions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(6), 2805–2819, 2015.
- Jarrett, J. T., *Tidal prism : inlet area relationships*, vol. 3, US Army Engineer Waterways Experiment Station, 1976.
- Jouanneau, J. M., O. Weber, M. Cremer, and P. Castaing, Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 46(10), 2205–2220, 1999.

- Kerguillec, R., M. Audère, A. Baltzer, F. Debaine, P. Fattal, M. Juigner, P. Launeau, B. Le Mauff, F. Luquet, M. Maanan, P. Pouzet, M. Robin, and N. Rollo, Monitoring and management of coastal hazards : Creation of a regional observatory of coastal erosion and storm surges in the pays de la loire region (atlantic coast, france), *Ocean and Coastal Management*, 181, 2019, Cited by : 18; All Open Access, Bronze Open Access.
- Keshtpoor, M., J. A. Puleo, F. Shi, and N. R. DiCosmo, Numerical simulation of nearshore hydrodynamics and sediment transport downdrift of a tidal inlet, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 141(2), 04014035, 2015.
- Kim, B. O., Tidal modulation of storm waves on a macrotidal flat in the yellow sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(3), 411–420, 2003.
- Kimura, A., and Y. Iwagaki, Wave. length, wave velocity and shoaling characteristics of random waves, in *Coastal Engineering 1978*, pp. 320–339, 1978.
- Komar, P. D., and D. L. Inman, Longshore sand transport on beaches, *Journal of geophysical research*, 75(30), 5914–5927, 1970.
- Konstantinou, A., T. Scott, G. Masselink, K. Stokes, D. Conley, and B. Castelle, Satellite-based shoreline detection along high-energy macrotidal coasts and influence of beach state, *Marine Geology*, 462, 107082, 2023.
- Kristensen, S. E., N. Drønen, R. Deigaard, and J. Fredsoe, Impact of groyne fields on the littoral drift : A hybrid morphological modelling study, *Coastal Engineering*, 111, 13–22, 2016.
- Lafon, V., A. Hoareau, C. Mallet, and F. F. Desprat, Suivi du trait de côte en aquitaine par imagerie formosat-2, *The Proceedings of XI èmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, 2010.
- Laporte-Fauret, Q., B. Castelle, V. Marieu, A. Nicolae Lerma, and D. Rosebery, Foredune blowout formation and subsequent evolution along a chronically eroding high-energy coast, *Geomorphology*, 414, 108398, 2022.
- Larson, Magnus, Julie D Rosati, and Nicholas C Kraus, Overview of regional coastal sediment processes and controls, 2002.
- LCHF, Etude en nature de la côte aquitaine (entre la pointe de la grave et l'embouchure de l'adour), 1979.
- LCHF, Etude de l'évolution du littoral de la côte aquitaine entre la pointe de grave et l'embouchure de l'adour. synthèse des études l.c.h.f., datar-miaca, rapport 56 p. + 50 photos., 1982a.
- LCHF, Evolution de la côte aquitaine. diagnostic. mission de contrôle. l.c.h.f., miaca, rapport fév. 1985, 28 p., 1982b.

- Le Berre, I., A. Maulpoix, M. Thériault, and F. Gourmelon, A probabilistic model of residential urban development along the french atlantic coast between 1968 and 2008, *Land Use Policy*, 50, 461–478, 2016.
- Le Cozannet, G., C. Oliveros, B. Castelle, M. Garcin, D. Idier, R. Pedreros, and J. Rohmer, Uncertainties in sandy shorelines evolution under the bruun rule assumption, *Frontiers in Marine Science*, 3(APR), 2016.
- Lenstra, K. J. H., S. R. P. M. Pluis, W. Ridderinkhof, G. Ruessink, and M. van der Vegt, Cyclic channel-shoal dynamics at the Ameland inlet : the impact on waves, tides, and sediment transport, *Ocean Dynamics*, 69(4), 409–425, 2019.
- Lessa, G. C., Morphodynamic controls on tides and tidal currents in two macrotidal shallow estuaries, ne australia, *Journal of coastal research*, pp. 976–989, 2000.
- Li, D., A. Anis, and F. Al Senafi, Neap-spring variability of tidal dynamics in the northern arabian gulf, *Continental Shelf Research*, 197, 104086, 2020.
- Li, G., H. Wei, Y. Han, and Y. Chen, Sedimentation in the yellow river delta, part i : flow and suspended sediment structure in the upper distributary and the estuary, *Marine Geology*, 149(1), 93–111, 1998.
- Longuet-Higgins, M. S., and R. W. Stewart, Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications, *Deep sea research and oceanographic abstracts*, vol. 11, 529–562, 1964.
- Lubac, B., O. Burvingt, A. Nicolae Lerma, and N. Sénéchal, Performance and uncertainty of satellite-derived bathymetry empirical approaches in an energetic coastal environment, *Remote Sensing*, 14(10), 2022.
- Luijendijk, A., G. Hagenaars, R. Ranasinghe, F. Baart, G. Donchyts, and S. Aarninkhof, The state of the world's beaches, *Scientific Reports*, 8, 1–11, 2018.
- Luijendijk, A. P., R. Ranasinghe, M. A. de Schipper, B. A. Huisman, C. M. Swinkels, D. J. R. Walstra, and M. J. F. Stive, The initial morphological response of the Sand Engine : A process-based modelling study, *Coastal Engineering*, 119, 1–14, 2017.
- Lévêque, F., *Bordeaux et l'estuaire girondin : Amélioration des accès maritimes du port de Bordeaux.*, Bordeaux, imprimeries delmas edition, 1936.
- Mallet, C., H. Howa, T. Garlan, A. Sottolichio, P. Le Hir, and D. Michel, Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde estuary, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(7), 491–497, 2000.

- Manaud, F., J. L'Yavanc, S. Negre, C. Tougeron, and G. Trut, Elaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte aquitaine. phase 3 : diagnostic d'évolution et recommandations. contribution de l'ifremer., 2001.
- Martins, K., P. Bonneton, A. Mouragues, and B. Castelle, Non-hydrostatic, non-linear processes in the surf zone, *JGR Oceans*, 125(2), e2019JC015521, 2020.
- Martins, Kévin, Chris E. Blenkinsopp, Rafael Almar, and Jun Zang, The influence of swash-based reflection on surf zone hydrodynamics : a wave-by-wave approach, *Coastal Engineering*, 122, 27–43, 2017.
- Masselink, G., and A. D. Short, The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology : a conceptual beach model, *Journal of coastal research*, pp. 785–800, 1993.
- Masselink, G., P. Russell, I. Turner, and C. Blenkinsopp, Net sediment transport and morphological change in the swash zone of a high-energy sandy beach from swash event to tidal cycle time scales, *Marine Geology*, 267(1–2), 18–35, 2009.
- Masselink, G., B. Castelle, T. Scott, G. Dodet, S. Suanez, D. Jackson, and F. Floch, Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the atlantic coast of europe, *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2135–2143, 2016.
- Masselink, G., B. Castelle, T. Scott, and A. Konstantinou, Role of atmospheric indices in describing shoreline variability along the atlantic coast of europe, *Geophysical Research Letters*, 50(22), 2023.
- Mengual, B., X. Bertin, F. Place, M. Pezerat, T. Coulombier, D. Mendes, and A. B. Fortunato, Wave-current interactions at the Tagus Estuary Mouth (Portugal) under storm wave conditions, *Ocean Modelling*, 175, 102035, 2022.
- Mirfenderesk, H., and R. Tomlinson, Observation and analysis of hydrodynamic parameters in tidal inlets in a predominantly semidiurnal regime, *Journal of Coastal Research*, 24(5), 1229–1239, 2008.
- Mouragues, A., P. Bonneton, D. Lannes, B. Castelle, and V. Marieu, Field data-based evaluation of methods for recovering surface wave elevation from pressure measurements, *Coastal Engineering*, 150, 147–159, 2019.
- Mulder, J. P. M., and P. K. Tonnon, “Sand Engine“ : Background and design of a mega-nourishment pilot in the Netherlands, *Int. Conf. Coastal. Eng.*, 1(32), 35, 2011.
- Mullarney, J. C., A. E. Hay, and A. J. Bowen, Resonant modulation of the flow in a tidal channel, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C10), 2008.
- Munk, W. H., Origin and generation of waves, *Coastal Engineering Proceedings*, (1), 1–1, 1950.

- Nahon, A., X. Bertin, A. B. Fortunato, and A. Oliveira, Process-based 2d morphodynamic modeling of tidal inlets : A comparison with empirical classifications and theories, *Marine Geology*, 291, 1–11, 2012.
- Nahon, A., D. Idier, N. Sénéchal, H. Féniès, C. Mallet, and J. Mugica, Imprints of wave climate and mean sea level variations in the dynamics of a coastal spit over the last 250 years : Cap Ferret, SW France, *Earth Surf Processes Landf*, 44(11), 2112–2125, 2019.
- Nahon, A., D. Idier, X. Bertin, T. Guérin, V. Marieu, N. Sénéchal, and J. Mugica, Modelling the contribution of wind waves to cap ferret’s updrift erosion, *Coastal Engineering*, 172, 104063, 2022.
- Neshaei, M. A. L., and H. A. Biria, Impact of Groyne Construction on Beach ; Case Study Anzali & Astara Coasts, *7th National Congress on Civil Engineering*, p. 8, 2013.
- Nguyen, H. D., W. Hamma, M. I. Stan, V. T. Tran, R. Aștefănoaiei, Q. Bui, D. Vintilă, Q. T. Pham, C. Lixăndroiu, and Q. H. Truong, Impacts of urbanization and tourism on the erosion and accretion of european, asian and african coastal areas and possible solutions., *Urbanism. Architecture. Constructions/Urbanism. Arhitectura. Constructii*, 11(2), 2020.
- Nicolae Lerma, A., B. Ayache, B. Ulvoas, F. Paris, N. Bernon, T. Bulteau, and C. Mallet, Pluri-annual beach-dune evolutions at regional scale : Erosion and recovery sequences analysis along the aquitaine coast based on airborne LiDAR data, *Continental Shelf Research*, 189, 103974, 2019.
- Nicolae Lerma, A., B. Castelle, V. Marieu, A. Robinet, T. Bulteau, N. Bernon, and C. Mallet, Decadal beach-dune profile monitoring along a 230-km high-energy sandy coast : Aquitaine, southwest France, *Applied Geography*, 139, 102645, 2022.
- O’Brien, M. P., Estuary tidal prisms related to entrance areas, *Civil Engineering*, 1931.
- O’Brien, M. P., O’Brien, morrough p. equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts., *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 95(1), 43–52, 1969.
- Oertel, G. F., Ebb-tidal deltas of georgia estuaries, in *Geology and Engineering*, pp. 267–276, Elsevier, 1975.
- Oh, J., W. Jeong, Y. S. Chang, and S. Oh, On the separation period discriminating gravity and infragravity waves off gyeongpo beach, korea, *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(3), 167, 2020.
- Oliveira, A., A. B. Fortunato, and J. R. L. Rego, Effect of morphological changes on the hydrodynamics and flushing properties of the óbidos lagoon (portugal), *Continental Shelf Research*, 26(8), 917–942, 2006.
- Orescanin, M., B. Raubenheimer, and S. Elgar, Observations of wave effects on inlet circulation, *Continental Shelf Research*, 82, 37–42, 2014.

- Orescanin, M. M., and J. Scooler, Observations of episodic breaching and closure at an ephemeral river, *Continental Shelf Research*, 166, 77–82, 2018.
- Pedreiros, R., Dynamique sédimentaire résiduelle de deux systèmes côtiers : un littoral d'embouchure, une baie. d.e.a. "envir. océan. act. paleocli. paleocéan. ", univ.de bx i, 27 p., Université de Bordeaux, 1994.
- Pilkey, O., and H. Wright, Seawalls Versus Beaches, *Journal of Coastal Research*, pp. 41–64, 1988.
- Pontee, N., Defining coastal squeeze : A discussion, *Ocean Coastal Management*, 84, 204–207, 2013.
- Ridderinkhof, W., P. Hoekstra, M. Van Der Vegt, and H.E. De Swart, Cyclic behavior of sandy shoals on the ebb-tidal deltas of the Wadden Sea, *Continental Shelf Research*, 115, 14–26, 2016a.
- Ridderinkhof, W., H. E. de Swart, M. van der Vegt, and P. Hoekstra, Modeling the growth and migration of sandy shoals on ebb-tidal deltas, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 121(7), 1351–1372, 2016b.
- Rijn, L. C. van, *Principles of coastal morphology*, 1998.
- Rijn, L. C. van, Coastal erosion and control, *Ocean & Coastal Management*, 54(12), 867–887, 2011.
- Robin, N., F. Levoy, and O. Monfort, Bar morphodynamic behaviour on the ebb delta of a macrotidal inlet (normandy, france), *Journal of Coastal Research*, 23(6), 1370–1378, 2007.
- Robin, N., F. Levoy, O. Monfort, and E. Anthony, Short-term to decadal-scale onshore bar migration and shoreline changes in the vicinity of a megatidal ebb delta, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 114(4), 2009a.
- Robin, N., F. Levoy, and O. Monfort, Short term morphodynamics of an intertidal bar on megatidal ebb delta, *Marine Geology*, 260(1–4), 102–120, 2009b.
- Robin, N., J. Billy, B. Castelle, P. Hesp, A. Nicolae Lerma, Q. Laporte-Fauret, V. Marieu, D. Rosebery, S. Bujan, and B. Destribats, 150 years of foredune initiation and evolution driven by human and natural processes, *Geomorphology*, 374, 107516, 2021.
- Robinet, A., D. Idier, B. Castelle, and V. Marieu, A reduced-complexity shoreline change model combining longshore and cross-shore processes : The lx-shore model, *Environmental Modelling Software*, 109, 1–16, 2018.
- Roelvink, D., A. Reniers, A. Van Dongeren, J. De Vries, R. McCall, and J. Lescinski, Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, *Coastal engineering*, 56(11–12), 1133–1152, 2009.

- Roelvink, D., B. Huisman, A. Elghandour, M. Ghonim, and J. Reyns, Efficient modeling of complex sandy coastal evolution at monthly to century time scales, *Frontiers in Marine Science*, 7, 2020.
- Roest, B., S. de Vries, M. de Schipper, and S. Aarninkhof, Observed changes of a mega feeder nourishment in a coastal cell : Five years of sand engine morphodynamics, *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(1), 1–24, 2021.
- Ruessink, B. G., Y. Kuriyama, A. Reniers, J. A. Roelvink, and D. J. R. Walstra, Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 112(F3), 2007.
- Ruggiero, P., M. Buijsman, G. M. Kaminsky, and G. Gelfenbaum, Modeling the effects of wave climate and sediment supply variability on large-scale shoreline change, *Marine Geology*, 273(1), 127–140, 2010, Large-scale coastal change in the Columbia River littoral cell.
- Rulleau, B., and H. Rey-Valette, Forward planning to maintain the attractiveness of coastal areas : Choosing between seawalls and managed retreat, *Environmental Science & Policy*, 72, 12–19, 2017.
- Sanjaume, E., and J. E. Pardo-Pascual, Erosion by human impact on the valencian coastline (e of spain), *Journal of Coastal Research*, pp. 76–82, 2005.
- Seaviews, Rapport de levé bathymétrique, suivi bathymétrique Médoc : de la pointe de la Négade à la jetée de Grave, Communauté de Communes Médoc Atlantique (CDCMA), 2021.
- Shaeri, S., R. B. Tomlinson, A. Etemad-Shahidi, D. Strauss, and S. Hunt, Field measurement for investigating the dynamics of Currumbin Creek tidal inlet entrance, *Journal of Coastal Research*, (65), 1212–1217, 2013.
- Shepard, F. P., and D. L. Inman, Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 31(2), 196–212, 1950.
- Shi, F., D. M. Hanes, J. T. Kirby, L. Erikson, P. Barnard, and J. Eshleman, Pressure-gradient-driven nearshore circulation on a beach influenced by a large inlet-tidal shoal system, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C4), 2011.
- SHOM - Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Carte de nature de fond de l'embouchure de la Gironde - De la pointe de la Coubre à la pointe de la Négade, 74, 2005.
- SHOM - Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Références Altimétriques Maritimes. Ports de France métropolitaine et d'outre-mer., 2022.
- Singhvi, A., A. P. Luijendijk, and A. P. E. van Oudenhoven, The grey – green spectrum : A review of coastal protection interventions, *Journal of Environmental Management*, 311, 114824, 2022.

- Sottolichio, A., and P. Castaing, A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 329(11), 795–800, 1999.
- Stive, M., S. G. J. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K. M. Wijnberg, R. J. Nicholls, and M. Capobianco, Variability of shore and shoreline evolution, *Coastal Engineering*, 47(2), 211–235, 2002.
- Stive, M., M. de Schipper, A. Luijendijk, R. Ranasinghe, J. Van Thiel de Vries, S. Aarninkhof, C. van Gelder-Maas, S. de Vries, M. Henriquez, and S. Marx, The Sand Engine : a solution for vulnerable deltas in the 21st century ?, *Coastal Dynamics*, pp. 1537–1546, 2013.
- Styles, R., M. E. Brown, K. E. Brutsché, H. Li, T. M. Beck, and A. Sánchez, Long-term morphological modeling of barrier island tidal inlets, *Journal of Marine Science and Engineering*, 4(4), 65, 2016.
- Stéphan, P., F. Verdin, G. Arnaud-Fassetta, F. Bertrand, F. Eynaud, A. García-Artola, M. Bosq, C. Culioli, S. Suanez, C. Coutelier, P. Bertran, and S. Costa, Holocene coastal changes along the gironde estuary (sw france) : New insights from the north médoc peninsula beach/dune system, *Quaternaire*, 30(1), 47 – 75, 2019.
- Toublanc, F., I. Brenon, T. Coulombier, and O. Le Moine, Fortnightly tidal asymmetry inversions and perspectives on sediment dynamics in a macrotidal estuary (charente, france), *Continental Shelf Research*, 94, 42–54, 2015.
- Van den Berg, N., A. Falqués, and F. Ribas, Long-term evolution of nourished beaches under high angle wave conditions, *Journal of Marine Systems*, 88(1), 102–112, 2011.
- Van Goor, M.A., T.J. Zitman, Z.B. Wang, and M.J.F. Stive, Impact of sea-level rise on the morphological equilibrium state of tidal inlets, *Marine Geology*, 202(3–4), 211–227, 2003.
- van Heteren, S., A. P. Oost, A. J. van der Spek, and E. P. Elias, Island-terminus evolution related to changing ebb-tidal-delta configuration : Texel, the netherlands, *Marine Geology*, 235(1–4), 19–33, 2006.
- Vandenhove, M., B. Castelle, A. Nicolae Lerma, V. Marieu, E. Dalet, V. Hanquiez, V. Mazeiraud, S. Bujan, and C. Mallet, Secular shoreline response to large-scale estuarine shoal migration and welding, *Geomorphology*, 445, 108972, 2024.
- Vandenhove, M., B. Castelle, A. Nicola Lerma, V. Marieu, K. Martins, and V. Mazeiraud, Field measurements of wave and flow dynamics along a high-energy meso-macrotidal coast adjacent to a large estuary mouth, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, in revision.
- Velasquez-Montoya, L., M. F. Overton, and E. J. Sciaudone, Natural and anthropogenic-induced changes in a tidal inlet : Morphological evolution of Oregon Inlet, *Geomorphology*, 350, 106871, 2020.

- Vitousek, S., P. L. Barnard, P. Limber, L. Erikson, and B. Cole, A model integrating longshore and cross-shore processes for predicting long-term shoreline response to climate change, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122(4), 782–806, 2017.
- Vos, K., M. D. Harley, K. D. Splinter, J. A. Simmons, and I. L. Turner, Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery, *Coastal Engineering*, 150, 160–174, 2019a.
- Vos, K., K. D. Splinter, M. D. Harley, J. A. Simmons, and I. L. Turner, CoastSat : A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery, *Environmental Modelling & Software*, 122, 104528, 2019b.
- Vos, K., K. D. Splinter, J. Palomar-Vázquez, J. E. Pardo-Pascual, J. Almonacid-Caballer, C. Cabezas-Rabadán, E. C. Kras, A. P. Luijendijk, F. Calkoen, L. P. Almeida, D. Pais, A. H. F. Klein, Y. Mao, D. Harris, B. Castelle, D. Buscombe, and S. Vitousek, Benchmarking satellite-derived shoreline mapping algorithms, *Communications Earth & Environment*, 4(345), 2023a.
- Vos, K., M. D. Harley, I. L. Turner, and K. D. Splinter, Pacific shoreline erosion and accretion patterns controlled by el niño/southern oscillation, *Nature Geoscience*, 16(2), 140 – 146, 2023b.
- Walton, T. L., and W. D. Adams, Capacity of Inlet Outer Bars to Store Sand, *Coastal Engineering 1976*, 1919–1937, 1976.
- Wargo, C. A., and R. Styles, Along channel flow and sediment dynamics at north inlet, south carolina, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71(3–4), 669–682, 2007.
- Wargula, A., B. Raubenheimer, and S. Elgar, Wave-driven along-channel subtidal flows in a well-mixed ocean inlet, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(5), 2987–3001, 2014.
- Wargula, A., B. Raubenheimer, S. Elgar, J. Chen, F. Shi, and P. Traykovski, Tidal flow asymmetry owing to inertia and waves on an unstratified, shallow ebb shoal, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 123(9), 6779–6799, 2018.
- Warrick, J. A., K. Vos, D. Buscombe, A. C. Ritchie, and J. A. Curtis, A large sediment accretion wave along a northern California littoral cell, *JGR Earth Surface*, 128(7), e2023JF007135, 2023.
- Waryszak, P., A. Gavaille, A. A. Whitt, J. Kelvin, and P. I. Macreadie, Combining gray and green infrastructure to improve coastal resilience : lessons learnt from hybrid flood defenses, *Coastal Engineering Journal*, 63(3), 335–350, 2021.
- Wells, J. T., Tide-dominated estuaries and tidal rivers, in *Developments in sedimentology*, vol. 53, pp. 179–205, Elsevier, 1995.
- Wiegel, R. L., Wind waves and swell, *Coastal Engineering Proceedings*, (7), 1–1, 1960.
- Williams, A. T., N. Rangel-Buitrago, E. Pranzini, and G. Anfuso, The management of coastal erosion, *Ocean Coastal Management*, 156, 4–20, 2018, SI : MSforCEP.

- Wright, L. D., and A. D. Short, Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis, *Marine geology*, 56(1–4), 93–118, 1984.
- Wright, L. D., and B. G. Thom, Coastal depositional landforms : a morphodynamic approach, *Progress in Physical geography*, 1(3), 412–459, 1977.
- Young, I. R., Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate, *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(9), 931–950, 1999.
- Zarzuelo, C., A. López-Ruiz, and M. Ortega-Sánchez, Evaluating the impact of dredging strategies at tidal inlets : Performance assessment, *Science of The Total Environment*, 658, 1069–1084, 2019.
- Zippel, S., and J. Thomson, Wave breaking and turbulence at a tidal inlet, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(2), 1016–1031, 2015.

