Modélisation de l'effet des phénomènes de bypass sédimentaire sur l'évolution moyen à long terme du trait de côte

Elsa Durand

▶ **To cite this version:**

Elsa Durand. Modélisation de l'effet des phénomènes de bypass sédimentaire sur l'évolution moyen à long terme du trait de côte. Ingénierie de l'environnement. Université de Bordeaux, 2025. Français. ⟨NNT : 2025BORD0050⟩. ⟨tel-05165125⟩

HAL Id: tel-05165125

https://theses.hal.science/tel-05165125v1

Submitted on 16 Jul 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.

HAL Authorization

université de BORDEAUX

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

SPÉCIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Par Elsa DURAND

Modélisation de l'effet des phénomènes de *bypass* sédimentaire sur l'évolution moyen à long terme du trait de côte

---

Sous la direction de : **Dr. Bruno CASTELLE** et **Dr. Déborah IDIER**

Soutenue le 15 avril 2025

Membres du jury :

Mme. **Marissa YATES**	Chargée de recherche, LHSV, Chatou	Rapporteur
M. **Eric BARTHELEMY**	Professeur, Grenoble INP/ENSE3	Rapporteur
M. **Albert FALQUES**	Professeur, Universitat Politècnica de Catalunya	Examinateur
M. **Stéphane ABADIE**	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Examinateur
M. **Bruno CASTELLE**	DR CNRS, Université de Bordeaux	Directeur
Mme. **Déborah IDIER**	Chercheuse, BRGM	Co-Directrice

Membres invités :

M. **Thomas GUERIN**	Ingénieur Chercheur, Waeles Marine Consultants	Co-Encadrant, invité
M. **Arthur ROBINET**	Ingénieur Chercheur, BRGM	Invité

- 2025 -

Résumé

Modélisation de l'effet des phénomènes de *bypass* sédimentaire sur l'évolution moyen à long terme du trait de côte

Sous l'effet des courants induits par les vagues, le sable peut contourner les obstacles rocheux naturels ou artificiels présents sur la plage via un phénomène nommé *bypass* sédimentaire. Le *bypass* joue un rôle clé dans l'évolution des plages, notamment les plages en baie délimitées par deux obstacles rocheux qui représentent environ la moitié des plages dans le monde. Pourtant, ce phénomène est souvent mal pris en compte dans les modèles d'évolution du trait de côte, voire absent. L'objectif de cette thèse est ainsi d'étendre le champ d'application du modèle à complexité réduite LX-Shore en y implémentant une paramétrisation du *bypass* sédimentaire. La nouvelle version du modèle, intégrant l'impact du *bypass* subaquatique, est testée sur une plage en baie idéalisée soumise à diverses conditions de vagues d'incidence variable. Les résultats montrent que la prise en compte du *bypass* impacte significativement la forme moyenne de la plage et la variabilité spatiale du trait de côte, notamment en termes de rotation, courbure et maximum d'érosion. Des applications sur des plages réelles présentant des épis rocheux (au Danemark et à Fréjus) ou un ouvrage de défense longitudinal (Lacanau) ont permis d'explorer l'influence du *bypass* à différentes échelles de temps : à l'échelle évènementielle, à l'échelle annuelle et à l'échelle pluri-décennale, sous l'effet de l'élévation du niveau marin. En intégrant pour la première fois une paramétrisation générique du *bypass* sédimentaire dans un modèle à complexité réduite, ces travaux contribuent à améliorer la compréhension et la modélisation de l'évolution du trait de côte en présence d'obstacles rocheux, offrant ainsi de nouvelles perspectives en termes de gestion des zones côtières.

Mots clés : *Bypass sédimentaire*, *Modélisation à complexité réduite*, *Evolution du trait de côte*, *Obstacles rocheux*, *Transport sédimentaire longitudinal*.

Abstract

Modeling the effect of sediment bypass on the medium to long-term shoreline evolution

Under the effect of wave-induced currents, sand can be transported around natural or artificial rocky obstacles transverse to the beach through a process called sediment bypassing. This phenomenon plays a key role in beach evolution, particularly in embayed beaches, which are delimited by two rocky obstacles and represent half of the world's beaches. However, sediment bypassing is often neglected or partially included in shoreline evolution models. The aim of this thesis is to extend the applicability of the reduced-complexity model LX-Shore by implementing a parametrization of sediment bypassing. The new version of the model, which integrates the impact of subaqueous bypassing around obstacles, has been tested on an idealised embayed beach subject to various wave incidence conditions. The results show that accounting for bypassing significantly influences embayed beach planform and shoreline spatial variability, in terms of rotation, curvature, and maximum erosion. Applications to real beaches featuring rocky groynes in Denmark and Fréjus (France) or a longitudinal defense structure in Lacanau (France) have provided insights into the influence of bypassing across different timescales: event-scale, annual-scale, and multi-decadal-scale under the effect of sea level rise. By integrating for the first time a generic parametrization of sediment bypassing into a reduced-complexity model, this work contributes to improving the understanding and modeling of shoreline evolution in the presence of rocky obstacles, offering new perspectives for coastal management.

Keywords : *Headland sand bypassing*, *Reduced-complexity modeling*, *Shoreline evolution*, *Rocky obstacles*, *Longshore transport*.

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont été d'un soutien très précieux dans la réalisation de cette thèse et dont la présence a fait que ces trois années resteront un si bon souvenir.

D'abord, un grand merci à mes encadrants avec qui cela a été un plaisir de travailler, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain. Merci pour tous vos conseils, votre soutien et votre bienveillance qui m'ont permis d'acquérir les bases de "la vie d'océanographe".

Merci à Bruno de m'avoir guidée tout au long de ce parcours. Maintenant, je saurai que "ça va bien se passer", même quand ça n'en a pas forcément l'air... Merci à Déborah pour tous tes conseils avisés, ton soutien et ta disponibilité (jusqu'à un samedi midi passé en visio à deux jours du rendu de ce manuscrit). Merci à Thomas pour ton soutien scientifique et moral à chaque étape de ce travail, je suis ravie que l'on puisse continuer à travailler ensemble. Je remercie également Benoît de m'avoir fait confiance pour la thèse, et de continuer à me faire confiance pour la suite avec WMC. Un grand merci à Arthur de m'avoir introduite avec patience aux différentes subtilités de LX-Shore, et merci aussi pour ton soutien et tes conseils tout au long de la thèse. Enfin, un merci particulier à Vincent pour toutes les heures passées à travailler ensemble, et plus globalement pour ton soutien très précieux dans les moments de doute, et pour tous les bons moments autour d'un Kinder ou d'une bière (renversée). Tu as le droit à un paragraphe un peu plus long parce que ton nom n'est pas sur la couverture du manuscrit (et j'espère que, grâce à ça, je serai ré-invitée à Lescun).

Je tiens également à remercier les membres de mon jury de thèse et de mon comité de suivi individuel Imen Turki, Marissa Yates, Stéphane Abadie, Albert Falqués et Eric Barthélémy pour tous leurs conseils et leurs retours constructifs sur mon travail, ainsi que pour les échanges très enrichissants lors de la soutenance et des réunions du CSI.

Enfin, merci à toutes les personnes avec lesquelles j'ai partagé des moments mémorables au cours de ces trois ans et qui ont contribué, directement ou non, à la réussite de ce travail.

D'abord, merci à tous les collègues/copains/copines de l'équipe METHYS (et ECOBIOC, et OASU, et BRGM) Chacha, Marine, Emilie, Maxime, Georgios, Ivana, Yogurt & Nirvana, Jacques, Paul, Mila, Martin, Domi la fuite, Sophie, Arnaud, Carlos, Betty, Mohammad, Vania, Natan, Monique, Carla, Clément, Alex, Maurizio, et toutes les personnes que j'ai eu le plaisir de côtoyer au B18 ou aux modulaires ECOTHYS, pour tous vos petits mots de soutien, les moments partagés, les repas du midi, les apéros, les cafés, les courses à pied, les conférences, les missions sur la plage, les voyages à La Nouvelle-Orléans ou à Orléans-tout-court. J'espère pouvoir revenir vous voir souvent pour coller de nouveaux montages photo sur votre porte.

Merci aussi aux copines et copains du collège/lycée et de l'ENSEGID qui ont été d'un grand soutien moral pendant ces trois ans. Merci de m'avoir écoutée parler de bypass, de bugs et de reviewers, merci de m'avoir encouragée jusqu'à la dernière ligne droite et d'être toujours là, vous êtes les meilleur·e·s. Enfin, le plus gros merci revient bien sûr à maman, papa et Juju grâce à qui tout a été plus facile. Merci de m'avoir toujours soutenue et encouragée, et bravo, car je sais que cela vous a demandé, à vous aussi, beaucoup d'énergie :)

Table des matières

Résumé . . . 3
Abstract . . . 3
Remerciements . . . ii
Table des figures . . . vi
Liste des tableaux . . . xvi

1 Introduction **1**
1.1 Contexte général . . . 2
1.2 Problématique et objectifs de la thèse . . . 4
1.3 Organisation du manuscrit . . . 5

2 État de l'art **7**
2.1 Éléments de morphodynamique des côtes sableuses dominées par l'action des vagues 8
2.1.1 Définitions . . . 8
2.1.2 Courants et transports sédimentaires induits par les vagues . . . 8
2.1.3 Évolution des plages et trait de côte . . . 11
2.2 Modélisation de l'évolution du trait de côte . . . 13
2.2.1 Principes . . . 13
2.2.2 Exemples de modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite . . . 17
2.3 *Bypass* sédimentaire . . . 23
2.3.1 Définition et mise en évidence du *bypass* sédimentaire . . . 23
2.3.2 Mécanismes de *bypass* sédimentaire . . . 26
2.3.3 Principaux facteurs de contrôle du *bypass* sédimentaire . . . 28
2.3.4 Impact sur la morphologie des plages à diverses échelles de temps . . . 30
2.4 Vers une prise en compte du *bypass* sédimentaire dans les modèles de trait de côte à complexité réduite . . . 32
2.4.1 État des lieux de la prise en compte du *bypass* dans les modèles à complexité réduite . . . 32
2.4.2 Développement d'expressions paramétriques du *bypass* . . . 35
2.4.3 Positionnement de la thèse . . . 38

3 Implémentation du *bypass* sédimentaire dans LX-Shore **41**
3.1 LX-Shore . . . 42

3.1.1 Description générale . . . 42
3.1.2 Fraction en sédiment et évolution du trait de côte . . . 43
3.1.3 Vagues et bathymétrie . . . 46
3.1.4 Transport sédimentaire . . . 50
3.1.5 Exemples d'applications . . . 53
3.2 Implémentation numérique du *bypass* sédimentaire . . . 55
3.2.1 Principe général . . . 55
3.2.2 Paramétrisation du flux sédimentaire contournant un obstacle rocheux . . . 58
3.2.3 Implémentation numérique dans le code . . . 60
3.2.3.1 Définition des zones de *bypass* et recherche des cellules concernées . . . 60
3.2.3.2 Calcul de la distance du trait de côte au point de déferlement, X_S 62
3.2.3.3 Calcul de l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux, X_H . . . 62
3.2.3.4 Application des flux sédimentaires . . . 63
3.2.3.5 Cas particulier des cellules partiellement remplies de roche incluses dans une zone de *bypass* . . . 64
3.3 Conclusions . . . 65

4 Modélisation de l'impact du *bypass* sédimentaire sur la dynamique des plages en baie 67
4.1 Préambule . . . 68
4.2 Résumé . . . 68
4.3 Influence of rocky obstacle sand bypassing on embayed beach dynamics using a reduced-complexity shoreline model . . . 69
4.3.1 Introduction . . . 69
4.3.2 Numerical model . . . 72
4.3.2.1 LX-Shore . . . 72
4.3.2.2 Obstacle sand bypassing implementation . . . 73
4.3.2.3 Stability test of sand bypassing numerical implementation . . . 76
4.3.2.4 Simulation set-up . . . 76
4.3.3 Results . . . 80
4.3.3.1 Stationary wave forcing simulations . . . 80
4.3.3.2 Time-varying wave forcing simulations . . . 81
4.3.4 Discussion . . . 84
4.3.5 Conclusions . . . 87
4.4 Sensibilité à la paramétrisation du *bypass* utilisée . . . 89

5 Application à des cas réels 91
5.1 Impact passé aux échelles événementielle et annuelle . . . 92
5.1.1 Application à la plage de Ferring, Danemark . . . 92
5.1.1.1 Site d'étude . . . 92
5.1.1.2 Configuration des simulations . . . 93

5.1.1.3 Résultats 95
5.1.1.4 Discussion 95
5.1.2 Application à la plage de Fréjus, France 98
5.1.2.1 Site d'étude 99
5.1.2.2 Configuration des simulations 101
5.1.2.3 Résultats 105
5.1.2.4 Discussion 109
5.2 Impact futur à l'échelle séculaire, sous l'effet de la remontée du niveau marin . . . 110
5.2.1 Description du cas test 110
5.2.2 Résultats 112
5.3 Conclusions 115

6 Conclusions **117**
6.1 Conclusions 118
6.2 Perspectives 120

Annexes **135**

A Architecture du code LX-Shore : modifications réalisées lors de l'implémentation du *bypass* **135**

B Exemple de fichier de contours rocheux présentant des zones de *bypass* **137**

Table des figures

1.1 Carte mondiale montrant la répartition des littoraux sableux (en jaune) avec les pourcentages moyens associés à chaque continent et les distributions longitudinales (en bas) et latitudinales (à droite). Source : Luijendijk et al. (2018). 2

1.2 Exemples de littoraux marqués par la présence de points rocheux (a,b) artificiels et (c,d) naturels. (a) Plage de Capbreton, France. (b) Épis rocheux à Udyavara, Sri Lanka. (c) Plages en baie à Puntaldia, Italie. (d) Cap rocheux de Cape Byron, Australie. Source : Google Earth. 3

1.3 Schéma du phénomène de *bypass* sédimentaire autour d'obstacles rocheux. Adapté de Thom et al. (2018); Klein et al. (2020). 4

2.1 Exemple de profils pour une plage sableuse dominée par l'action des vagues présentant une barre sableuse (a) ou non (b) et dénomination des compartiments de la zone littorale. MHM, MBM et NM désignent respectivement le plus haut et le plus bas niveau de marée astronomique et le niveau moyen. Source : Robinet (2017). 9

2.2 Processus de transformation des vagues et circulation littorale. Source : Castelle and Masselink (2023). 10

2.3 Échelles spatio-temporelles impliquées dans la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Source : Robinet (2017), adapté de Castelle et al. (2009). 11

2.4 Représentation schématique des indicateurs de trait de côte utilisés dans différents environnements côtiers. Source : Mallet and Michot (2012), adapté de Boak and Turner (2005). 12

2.5 Représentation des échelles spatio-temporelles des processus hydrodynamiques et de l'évolution des corps sableux pouvant être simulés, et approches de modélisation associées. Source : Hunt et al. (2023). 13

2.6 Échelle de complexité de la modélisation de l'évolution des littoraux (à gauche) et exemples de modèles correspondants (à droite). Les avantages/inconvénients des différentes approches de modélisation sont indiqués en vert/rouge, respectivement. Source : Hunt et al. (2023). 14

2.7 Relation entre la complexité des modèles et les erreurs associées. La courbe rouge présente l'erreur de prédiction (écart entre le comportement du modèle et celui du système réel) et la courbe bleue l'erreur de calibration (écart entre les résultats du modèle et les observations). Source : Castelle (2024). 16

2.8 Aperçu du modèle CoSMoS-COAST. (a) Équation gouvernant les évolutions du trait de côte et procédure d'assimilation de données permettant de calibrer les coefficients du modèle (filtre Kalman étendu). L'équation rend compte des processus *longshore*, des processus *cross-shore* liés à la variabilité de l'énergie des vagues incidentes et à la remontée du niveau marin, et de l'existence de processus non résolus par le modèle. (b) Représentation du trait de côte dans le modèle et notations. Le trait de côte est constitué d'un ensemble de positions évoluant le long de transects transversaux fixes. Adapté de Vitousek et al. (2017). 18

2.9 Schéma de la discrétisation du modèle ShorelineS illustrant le mouvement libre des points constituant le trait de côte. ϕ_c est l'orientation de la normale au trait de côte par rapport au nord ; ϕ_w est l'angle d'incidence des vagues par rapport au nord et ϕ_{loc} l'angle local entre les vagues et la côte, défini comme $\phi_c - \phi_w$. Source : Roelvink et al. (2020). 20

2.10 Architecture fonctionnelle de IH-LANSloc. Les cases bleues représentent les principaux composants d'IH-LANSloc, les cases vertes mettent en évidence les fonctionnalités spécifiques et leurs interactions avec les principaux composants du modèle. Source : Alvarez-Cuesta et al. (2023). 22

2.11 Modèle conceptuel du *bypass* sédimentaire proposé par Evans (1943). 23

2.12 Modèle conceptuel du *bypass* sédimentaire proposé par Smith (2001). Source : Ab Razak (2015). 24

2.13 Classification des principaux mécanismes de *bypass* sédimentaire : modèles conceptuels et exemples de terrain. D'après Klein et al. (2020). 27

2.14 Principales contraintes géomorphologiques des caps rocheux pour le phénomène de *bypass* sédimentaire. Source : Klein et al. (2020), adapté de George et al. (2015). 28

2.15 Illustration des mécanismes de *bypass* observés à Fingal Point et échelles temporelles associées. Source : Da Silva et al. (2021). 31

2.16 Transport sédimentaire autour d'un obstacle rocheux dans ShorelineS. Source : Roelvink et al. (2020). 34

2.17 Implémentation du *bypass* dans IH-LANS. Source : Alvarez-Cuesta et al. (2021). . 35

2.18 Expression du flux de *bypass* Q_B utilisée en fonction du rapport entre l'extension cross-shore de l'obstacle rocheux X_H et la largeur de la zone de déferlement X_S. Adapté de McCarroll et al. (2021a). 37

3.1 Vue de dessus d'un exemple de zone littorale dont les évolutions de trait de côte peuvent être simulées par LX-Shore et illustration des transports sédimentaires induits par les processus *longshore*, *cross-shore* et l'élévation du niveau marin au sein des cellules de la grille morphologique (modifié d'après Robinet et al. (2018) et Robinet et al. (2020c)). 42

3.2 Architecture fonctionnelle du modèle LX-Shore. D'après Robinet et al. (2020c). . . 43

3.3 Discrétisation de la zone littorale en vue de dessus sur une grille morphologique contenant la fraction en sédiment F dans des cellules carrées de largeur dxy. (a) Superposition de la grille morphologique sur la zone littorale. (b) Valeurs de F calculées et identification des différents types de cellules. Les valeurs de F sont données seulement pour les cellules caractérisées par $0 < F < 1$. Source : Robinet (2017). 44

3.4 Méthode de reconstruction du trait de côte. (a-c) Exemple de grille de fraction en sédiment, et calcul du vecteur normal à la côte en chaque cellule (flèche noire) et d'une position représentative de trait de côte pour la cellule encadrée en orange. La détermination du vecteur normal s'appuie sur la sous-grille morphologique carrée encadrée en vert. (d) Reconstitution d'un trait de côte complet (trait marron) par interpolation des positions représentatives de trait de côte. Source : Robinet et al. (2018). 45

3.5 Méthode de détection des zones abritées des vagues venant du large. Source : Robinet (2017). 47

3.6 Méthodologie utilisée pour la fusion de la bathymétrie idéalisée calculée par LX-Shore avec une bathymétrie réelle. (a) La bathymétrie idéalisée est conservée jusqu'à une profondeur D_1, supérieure à la profondeur de fermeture D_C. De la profondeur D_1 à la profondeur D_2, la fusion entre les deux bathymétries se produit. La bathymétrie réelle est conservée à partir de la profondeur D_2. (b) Fonction sigmoïde utilisée pour la fusion des bathymétries. Source : Robinet et al. (2020c). . 49

3.7 Résultats de trois cas tests réalisés en considérant uniquement le transport sédimentaire *longshore*, et comparaison avec des exemples de terrain. (a) Formation de cuspates et (b) de flèches sableuses, (c) phénomène d'accrétion et d'érosion en amont et aval d'un épi rocheux. Modifié d'après Robinet et al. (2018). 53

3.8 (a-c) Résultats d'une simulation réalisée sur une plage présentant un épi rocheux et soumise à un forçage oblique venant de la gauche, en considérant uniquement le transport *longshore* et (d) comparaison avec un exemple réel de trait de côte atteignant l'extrémité d'épis (Moncofa beach, Espagne). Source : Robinet (2017). . 54

3.9 (a) Moyenne (juillet 2006 - juillet 2010) des traits de côte mesurés (noir) et modélisés (rouge). (b) Distance *cross-shore* (bleu) entre les traits de côte présentés dans le panel (a). Source : Robinet et al. (2020b) 55

3.10 (a) Schéma du contournement des sédiments autour d'un obstacle rocheux se produisant lorsque le trait de côte atteint la pointe de l'obstacle (inclus dans la version initiale de LX-Shore). (b) Schéma du *bypass* sédimentaire subaquatique nouvellement implémenté dans le code. 56

3.11 Schéma de l'architecture fonctionnelle de LX-Shore présentant les modifications apportées dans le cadre de l'implémentation du *bypass* sédimentaire dans le modèle. Les modules en gris n'ont pas été activés ici. Modifié d'après Robinet et al. (2020c) 57

3.12 Évolution du flux de *bypass* sédimentaire Q_B prédit par la formule de McCarroll et al. (2021a) (Q_B MC21) et par la formule de King et al. (2021) (Q_B K21) en considérant 3 valeurs différentes de pente bathymétrique en bout de cap m_t. (a) Cas d'une présence de sédiment en bout de cap et (b) cas d'une absence de sédiment en bout de cap (affecte la partie où $X_H/X_S > 1.5$ uniquement). 58

3.13 Évolution du flux de *bypass* sédimentaire Q_B prédit par l'expression paramétrique développée par McCarroll et al. (2021a) (courbe bleue) sans calibration des paramètres ajustables, et par la nouvelle expression générique (courbe rouge) pour (a) $Q_0 = 0.12$ m^3/s, (b) $Q_0 = 1.2$ m^3/s et (c) $Q_0 = 2.4$ m^3/s. 59

3.14 Effet du choix du paramètre a sur l'évolution du flux Q_B (a,b,c) en fonction du rapport X_H/X_S et (d,e,f) en fonction du temps. Résultats obtenus avec (a,d) a=-0.5, (b,e) a=-2.9 (valeur choisie pour la paramétrisation de Q_B implémentée dans LX-Shore) et (c,f) a=-10. 60

3.15 (a) Éléments fournis en entrée afin de remplir les grilles de fraction en sédiment sableuse et rocheuse, et de définir la zone de *bypass* grâce à la grille R_{Bypass}. (b) Zones sableuses et rocheuses et grille R_{Bypass} obtenues grâce aux éléments présentés dans le panel (a) après la phase d'initialisation du modèle. 61

3.16 Schéma d'une zone littorale présentant la position des cellules impliquées dans le *bypass* et des calculs de la largeur de la zone de déferlement X_S et de l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux X_H. Le trait fin en pointillés blancs représente la limite de la zone de déferlement. 63

3.17 Représentation des différents transports sédimentaires se produisant au niveau de la zone de *bypass* et du rôle des différentes cellules situées dans et au voisinage de cette zone (a) lorsque les vagues proviennent de la droite et (b) de la gauche. 64

3.18 Grille de fraction rocheuse obtenue pour un même obstacle rocheux rectangulaire légèrement oblique (a) avec l'option $fillRCells$=0 et (b) avec $fillRCells$=1, fixant R=1 pour les cellules rocheuses identifiées $R_{\text{Bypass}} == 1$. Les cellules en position i=30 ne sont pas concernées par le remplissage car ce sont des cellules de l'extrémité *offshore* de la zone de *bypass*, identifiées par $R_{\text{Bypass}} == 2$. 65

4.1 Examples of embayed beach planforms. (a,b) Asymmetric curved beach showing large change in shoreline orientation between (a) November 2021 and (b) February 2024 due to embayment rotation at Balapitiya beach, Sri Lanka; (c) straight shoreline between natural headlands at Porto-Vecchio, France; (d) straight shoreline between artificial groynes at Palavas-les-flots, France. Images adapted from Google Earth. 71

4.2 Schematic planview coastal area with the primary features and processes included in LX-Shore. Cross-shore transport is switched off in this study. The striped areas represent the wave shadow zones. 73

4.3 (a,b,c) Bypassing flux expression used depending on the ratio between the headland extent X_H and the surfzone width X_S. Adapted from McCarroll et al. (2021a). (d) Schematic of the shoreline bypassing process included in the initial version of LX-Shore. (e) Schematic of the full bypassing implemented in the code. Sediment bypassing is transported between the two shoreline cells adjacent to each side of the obstacle (blue-framed cells) and is computed through Q_B at the updrift boundary of the updrift cell (red dot). In all panels the dotted white line denotes the offshore limit of the surfzone. 74

4.4 Bypassing flux evolution predicted with the expression given in McCarroll et al. (2021a) (blue) and with the new generic expression (red). 75

4.5 (a) Evolution of shoreline position at different timesteps for a 20-year simulation. (b) Evolution of the bypassing (Q_B) and alongshore (Q_0) sediment fluxes superimposed onto the evolution of X_H/X_S during the simulation. The two peaks of the X_H/X_S curve at the early stage of the simulation are numerical artefacts that do not affect the overall simulation results (the curve follows its asymptote represented by the grey dashed line) caused by sand redistribution, inducing small, abrupt variations in surfzone width. 77

4.6 Schematic of embayed beach model set-up with variables used for the analysis. The black dotted line represents the mean shoreline trend-line. 78

4.7 Frequency of occurrence of wave directions for (a) an asymmetric slightly oblique wave climate ($A = 0.60$, $U = 0.20$) and (b) a symmetric highly oblique wave climate ($A = 0.50$, $U = 0.65$). 79

4.8 Beach planforms resulting from simulations performed with full bypassing (FB) under highly oblique wave climates ($U = 0.65$) with asymmetry increasing from (a) to (c) : (a) $A = 0.55$, (b) $A = 0.85$, (c) $A = 1$. Panels (d),(e) and (f) show the respective frequency of occurrence of wave direction θ_P for each simulation of the upper panels. 79

4.9 Embayed beach planforms after one year for stationary wave angles of 10°, 20° and 30° with (a,c,e) shoreline bypassing only (SB_St_10, SB_St_20 and SB_St_30) and (b,d,f) full bypassing (FB_St_10, FB_St_20 and FB_St_30). 81

4.10 Overview of mean shoreline planform (black line) and envelope (grey area) for each simulation with varying obliquity, U, and asymmetry, A, of wave incidence, with (a) only shoreline bypassing (SB_TV_500) and (b) full bypassing (FB_TV_500). The vertical black lines at both sides of the shoreline represent the two rocky obstacles. Simulations under the red dotted line are disregarded in the analysis (see Section 4.3.2). 82

4.11 (a,b,c) Mean shoreline rotation β for (a) shoreline bypassing (SB_TV_500) and (b) full bypassing (FB_TV_500), (c) difference of β values between FB and SB. (d,e,f) Standard deviation of $d\bar{S}$ for (d) SB and (e) FB, (f) difference of $\sigma(d\bar{S})$ values between FB and SB. (g,h,i) Minimum y position of mean shoreline for (g) SB and (h) FB, (i) difference of minimum shoreline position values between FB and SB. 83

4.12 Mean embayed beach planform for simulations showing large differences between SB (dotted line) and FB (continuous line) in terms of (a) beach rotation ($A = 0.40$, $U = 0$), (b) curvature ($A = 0.30$, $U = 0.45$) and (c) maximum of erosion ($A = 0.20$, $U = 0.05$). 84

4.13 Distribution of the differences of β, $\sigma(d\bar{S})$ and $min(\bar{S})$ between FB and SB for (a) a 250-m beach (FB_TV_250 - SB_TV_250), (b) a 500-m beach (FB_TV_500 - SB_TV_500) and (c) a 750-m beach (FB_TV_750 - SB_TV_750). 88

4.14 Évolution du rapport Q_B/Q_0 en fonction du rapport X_H/X_S prédit par l'expression paramétrique développée par McCarroll et al. (2021a) (courbe bleue), par l'expression générique dérivée de celle-ci (courbe rouge) et par l'expression développée par Alvarez-Cuesta et al. (2021) (courbe verte). 89

4.15 Différences de valeurs de $min(\bar{S})$, β et $\sigma(d\bar{S})$ entre les simulations réalisées en configuration FB en utilisant la formulation de Q_B proposée ici ($FB_{LX\text{-}Shore}$) et la formulation utilisée dans IH-LANS ($FB_{IH\text{-}LANS}$). 90

4.16 Position moyenne du trait de côte en configurations SB, $FB_{LX\text{-}Shore}$ et $FB_{IH\text{-}LANS}$ pour des simulations réalisées avec un climat de vagues caractérisé par $U = 0.25$ et A se rapprochant de 0.5 (diminution de l'asymétrie) de la gauche vers la droite ($A = 0.15$; $A = 0.30$; $A = 0.40$). 90

5.1 (a) Localisation de la zone d'étude (Google Earth). (b) Image satellite de la plage étudiée (Google Earth, mars 2021). (c) Rose des vagues au point ResourceCode n°236834 (Accensi et al., 2021; Raillard et al., 2023) pour l'année 2021. (d) Profil d'équilibre de la plage utilisé dans les simulations, calibré sur le *Denmark's depth model* de 2024 (Masetti et al., 2022). 93

5.2 Domaine de calcul utilisé dans les simulations, trait de côte initial et grille de fraction en sédiment initiale du modèle. La grille est composée de cellules carrées de 10 m. 94

5.3 Séries temporelles des caractéristiques des vagues extraites de ResourceCode au point 236834, entre le 9 mars et le 16 juillet 2021. (a) Hauteur significative des vagues H_S, (b) période pic T_P (s), et (c) direction pic θ_P (bleu foncé) et $\theta_{P,spr}$ avec étalement directionnel (bleu clair). 94

5.4 Comparaison entre les traits de côte simulés et observés sur l'image satellite le 16 juillet 2021, (a) en configuration SB et (b) en configuration FB. 95

5.5 Position finale du trait de côte (juillet 2021) pour les simulations réalisées (a) en configuration SB et (b) en configuration FB, avec trois pentes différentes n de profil de plage (c). Le profil d'équilibre est calculé selon Dean (1991) : $h = nd^m$, où h est la profondeur de l'eau et d la distance par rapport au trait de côte. 97

5.6 Orthophoto du 31 octobre 2015 suggérant un contournement des épis par les flux sédimentaires (existence de panaches au niveau des épis). Source : ECAA. 98

5.7 (a,b) Localisation de la zone d'étude (Google Earth), (c) Photographie aérienne de la Plage de Fréjus (BD Ortho IGN), (d) Climat de vagues au point MARC-LOPS (grille MENOR-UG) n°26717 entre 2014 et 2024. 99

5.8 Ajustement statistique utilisé pour déterminer les conditions de vagues associées aux tempêtes de période de retour T_R =100 ans. 100

5.9 (a,b) Photographies des épis (a) ouest et (b) est. Source : Benoit Waeles. (c,d) Photographies prises lors de tempêtes (c) en novembre 2011 et (d) en janvier 2018. Source : Estérel Côte d'Azur Agglomération (ECAA). 101

5.10 Configuration des simulations. (a,b) Extension des grilles de calcul, contours sableux et rocheux, position des transects utilisés pour la calibration du profil de plage et position du point d'extraction des données de vagues. (c) Bathymétrie réelle utilisée pour la fusion avec la bathymétrie idéalisée créée par LX-Shore. (d) Bathymétrie finale utilisée dans le modèle sur la petite grille. (e) Grille de fraction en sédiment initiale du modèle. Les zones grisées correspondent aux zones considérées non érodables ("zones rocheuses") dans le modèle. 102

5.11 Séries temporelles de hauteur significative H_S, période pic T_P et direction pic des vagues au cours de la totalité de la simulation, et zoom sur la période de la tempête centennale avec modifications des séries temporelles de vagues en orange. 104

5.12 Séries temporelles (a) de conditions de vagues, (b,c) de p_{sim} (déviation de la position du trait de côte par rapport au trait de côte simulé le 30 novembre 2022 en mode SB) en configuration (b) SB et (c) FB. (d) Série temporelle de p_{obs} (déviation de la position relative du trait de côte observée à un instant donné par rapport à la position du trait de côte observée le 30 novembre 2022). A noter que les traits de côte observés sont représentés par rapport à leur position moyenne afin de s'affranchir des variations *cross-shore* existant entre les différents traits de côte observés. (e) Série temporelle de la différence de p_{sim} entre les modes FB et SB. X est la distance *longshore*, en m. Les deux lignes horizontales sur les panels (b), (c), (d) et (e) figurent les deux épis présents au centre de la plage. Sur le panel (d) les lettres E, S et G font respectivement référence aux traits de côte ECAA, trait de côte SEMANTIC, et trait de côte Google Earth. 106

5.13 Champ de (a) hauteurs H_S (m) et (b) de directions D_P de vagues simulé au pic de la tempête centennale fictive (1er décembre 2023). La ligne en pointillés représente la position théorique du déferlement (ensemble des points à partir desquels le critère de déferlement γ_b =0.78 est atteint). La direction des vagues est exprimée dans le repère local de la grille de calcul LX-Shore. 107

5.14 (a) Séries temporelles de vagues au large entre le 27 novembre et le 31 décembre 2023. La tempête centennale fictive est indiquée par les barres verticales en pointillés. (b,c) Évolution temporelle de la différence de p_{sim} en configuration FB et en configuration SB, (b) avec tempête et (c) sans tempête. A noter que les simulations sans tempête présentées dans le panel (c) sont identiques à celles présentées sur la Figure 5.12 mais ont été relancées sur la période de la tempête avec le même pas de temps que les simulations "avec tempête" (dt =3 min). 108

5.15 Schéma de la réponse de ShoreTrans en présence d'un enrochement. Source : Traboulsi et al. (2025). 111

5.16 Topobathymétrie (a) initiale et (b,c) finales obtenues en configuration (b) *shoreline bypassing* SB et (c) *full bypassing* FB. 113

5.17 (a,c) Évolution temporelle de la position du trait de côte en configuration (a) SB (c) FB. La position 0 m correspond à la position *cross-shore* du trait de côte initial en 2011. La date à laquelle le trait de côte aura reculé de -20 m en chaque position *longshore* de la plage est indiquée en noir. (b,d) Variabilité de la position du trait de côte le long de la côte, calculée comme l'écart de la position du trait de côte par rapport au trait de côte moyen à chaque pas de temps, (b) en mode SB et (d) en mode FB. La position de l'enrochement est masquée sur les panels (b) et (d). . . . 114

6.1 (a) Vue aérienne de la section de côte du Nord Médoc modélisée (Source : Google Earth). (b) Résultat de la simulation de 3 ans réalisée en mode FB (*full bypassing*). Les points durs sont figurés en gris, trait de côte initial en blanc, et le trait de côte final en marron. Source : Ivana Mingo. 121

6.2 Sites d'intérêt pour étudier l'impact du *bypass* sédimentaire (a) Fingal Head, Nouvelle-Galles du Sud, Australie (b) Ile de Santa Catarina, Florianopolis, Brésil (c) Cape Dombey, Australie méridionale, Australie. Images Google Earth. 122

A.1 Architecture du code LX-Shore. Les fichiers ayant été modifiés dans le cadre de l'implémentation du *bypass* sédimentaire sont figurés en bleu. 136

Liste des tableaux

4.1 Summary of the model set-up. n is the number of simulations performed for each configuration. For all simulations, we consider a constant wave height and period (H_S=1 m and T_P=10 s), the grid cell size is dxy=10 m and the time step dt=2 h. The initial rocky obstacle cross-shore extension is X_H=35 m. Simulations shown in grey are commented in Section 4.3.4 and presented in Appendix 4.3.5. 80

Chapitre 1

Introduction

Contents

1.1 Contexte général 2

1.2 Problématique et objectifs de la thèse 4

1.3 Organisation du manuscrit 5

1.1 Contexte général

Les zones côtières sont parmi les zones les plus peuplées au monde (Small and Nichols, 2003). Cette attractivité s'explique notamment par leur fonction d'espaces récréatifs, par leur rôle dans les échanges internationaux à travers le transport de personnes et de marchandises, par l'accès qu'elles offrent à des ressources alimentaires, ou par leur climat généralement plus tempéré que celui des zones continentales. Cependant, ces environnements sont également exposés à de nombreux risques naturels, dont l'intensité et la fréquence peuvent être accrues par le changement climatique. La combinaison de l'augmentation des enjeux due à une pression démographique croissante et de l'intensification des aléas naturels rend donc ces zones particulièrement vulnérables dans les prochaines décennies (Vousdoukas et al., 2020). Les côtes sableuses constituent approximativement un tiers des côtes mondiales non recouvertes de glace (Figure 1.1) et font aujourd'hui partie des zones les plus attractives pour les populations humaines (Houston, 2024), mais aussi des littoraux les plus dynamiques.

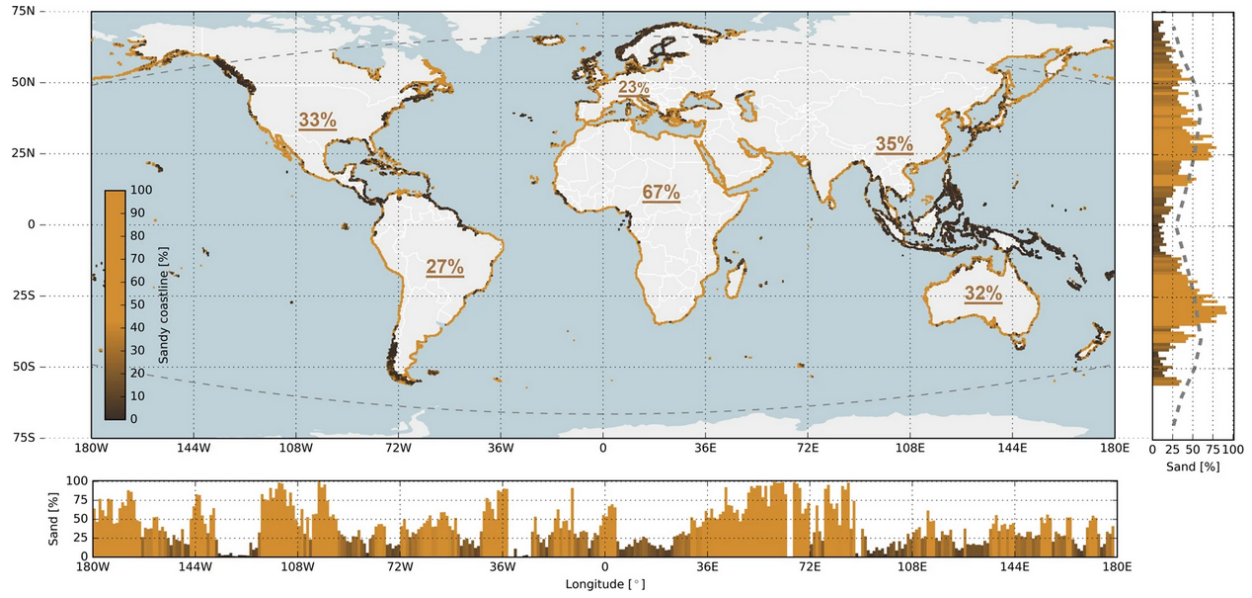


Figure 1.1: Carte mondiale montrant la répartition des littoraux sableux (en jaune) avec les pourcentages moyens associés à chaque continent et les distributions longitudinales (en bas) et latitudinales (à droite). Source : Luijendijk et al. (2018).

Le long des littoraux en érosion chronique abritant des enjeux importants, des structures de défense "en dur" sont parfois mises en place (Figure 1.2a,b). Ces points durs anthropiques s'ajoutent aux points durs naturels (caps rocheux, Figure 1.2c,d) et perturbent les flux sédimentaires longitudinaux, agissant comme des barrières totales ou partielles au transport sédimentaire généré par la dérive littorale. La présence de ces obstacles rocheux implique un réajustement de l'orientation du trait de côte par rapport aux conditions de vagues incidentes et permet de capter le sédiment transitant via la dérive littorale, limitant ainsi localement l'érosion en amont de l'obstacle, et l'accentuant parfois en aval. L'impact de la présence de ces points durs sur la forme et la variabilité du trait de côte est particulièrement important dans le cas des plages délimitées par deux points durs (plages

de poche ou plages en baie, Figure 1.2b,c), qui constituent environ 50% des plages dans le monde (Inman and Nordstrom, 1971; Short and Masselink, 1999).

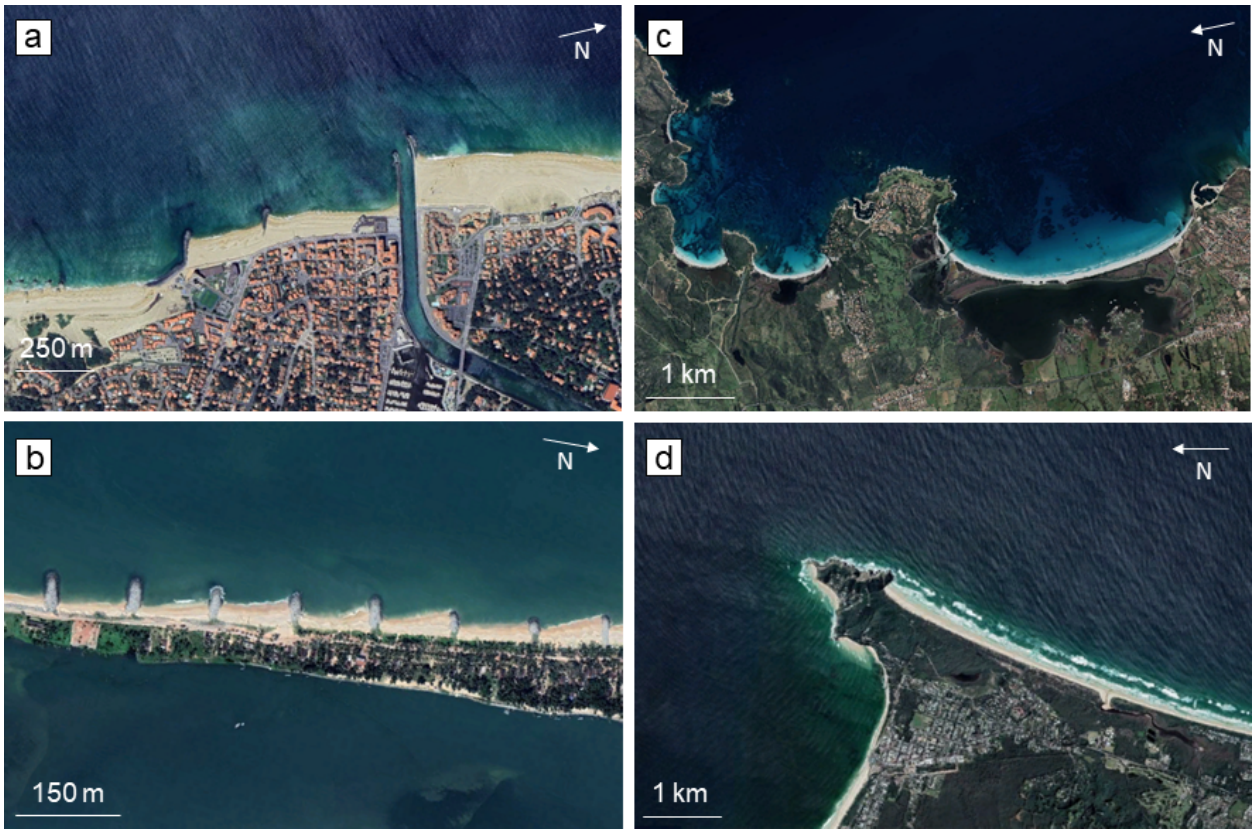


Figure 1.2: Exemples de littoraux marqués par la présence de points rocheux (a,b) artificiels et (c,d) naturels. (a) Plage de Capbreton, France. (b) Épis rocheux à Udyavara, Sri Lanka. (c) Plages en baie à Puntaldia, Italie. (d) Cap rocheux de Cape Byron, Australie. Source : Google Earth.

La mise en place de politiques de gestion durables permettant de faire face aux problématiques actuelles et futures nécessite donc d'acquérir une bonne compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire des littoraux sableux affectés par la présence de points durs. Dans ce contexte, de nombreuses études scientifiques ont été conduites pour améliorer la compréhension de la dynamique des littoraux depuis plusieurs décennies. Ces travaux s'appuient sur des observations (Turki et al., 2013b; George et al., 2018; Da Silva et al., 2021), mais également sur des modélisations numériques (Daly et al., 2015; Castelle et al., 2020; Robinet et al., 2020b; Jaramillo et al., 2021b). La modélisation numérique peut en effet servir d'outil permettant de tester différents scénarios, comme par exemple les effets de différents aménagements sur l'évolution du trait de côte. Cependant, les littoraux sableux sont des environnements très dynamiques (Castelle and Masselink, 2023) dont les évolutions sont complexes et contrôlées par une myriade de processus hydro-sédimentaires interagissant entre eux sur une vaste gamme d'échelles spatio-temporelles. Leur modélisation est donc un véritable défi scientifique.

Alors que la communauté du génie côtier peut aujourd'hui essentiellement s'appuyer sur des modèles *one-line* d'approche ingénierie et/ou sur des modèles morphodynamiques basés sur une description fine des processus physiques, depuis quelques années, une nouvelle génération de modèles d'évolution du trait de côte, dits "à complexité réduite" ou "hybrides" tenant compte des trans-

ports sédimentaires induits par les processus *longshore* et *cross-shore* a vu le jour au sein de la communauté scientifique internationale (Vitousek et al., 2017; Roelvink et al., 2020; Robinet et al., 2018; Alvarez-Cuesta et al., 2021). Ces modèles permettent d'envisager la modélisation du trait de côte sur de grandes échelles spatiales (dizaines voire centaines de kilomètres) et temporelles (plusieurs décennies) avec des temps de calcul raisonnables, de quelques minutes à quelques jours suivant la complexité des sites et l'implémentation numérique.

1.2 Problématique et objectifs de la thèse

Malgré les progrès récents et rapides dans la capacité à modéliser l'évolution du trait de côte, il existe encore une grande marge de progression afin d'appréhender l'ensemble des environnements sableux dans toute leur diversité et leurs évolutions sur de grandes échelles spatio-temporelles. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de plages délimitées par des points rocheux. La principale raison est que la majorité des modèles ne prennent pas en compte de manière réaliste le transfert longitudinal de sédiment autour des obstacles rocheux, appelé *bypass* sédimentaire (Figure 1.3). Ce transport peut être observé au large de l'obstacle, hors ou dans la zone de déferlement (Klein et al., 2020), et de nombreuses observations démontrent son rôle essentiel dans la géométrie moyenne du trait de côte et son évolution à long terme (Goodwin et al., 2013). Pourtant, ce phénomène de *bypass* sédimentaire est généralement ignoré, ou représenté de manière incomplète, dans les modèles d'évolution du trait de côte.

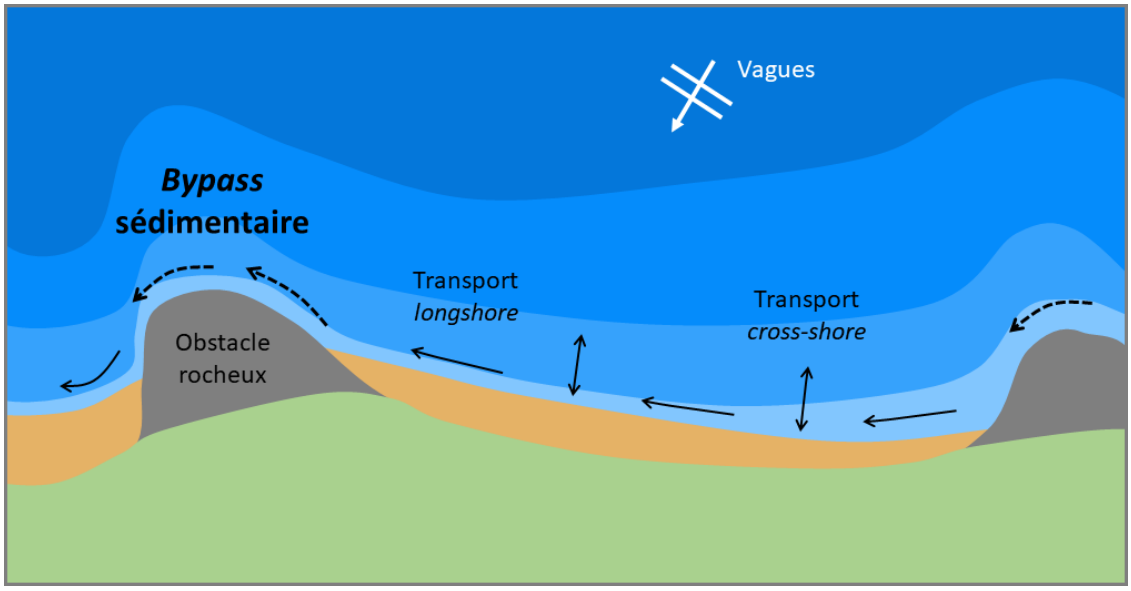


Figure 1.3: Schéma du phénomène de *bypass* sédimentaire autour d'obstacles rocheux. Adapté de Thom et al. (2018); Klein et al. (2020).

L'objectif de ces travaux de thèse est donc principalement de contribuer au développement d'un modèle moyen/long terme (le modèle LX-Shore, Robinet et al., 2018) pour améliorer la modélisation et la compréhension de l'évolution passée et future des littoraux sableux dominés par l'action

des vagues, en présence du phénomène de *bypass* sédimentaire. Réalisée dans le cadre d'une Convention Industrielle de Formation par la Recherche (CIFRE n°2021/0579) contractée entre l'Association Nationale de la Recherche et de la Technologie (ANRT), le bureau d'études en génie côtier Waeles Marine Consultants (WMC), l'Université de Bordeaux (UMR CNRS EPOC 5805) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), cette thèse constitue également un premier pas vers un transfert des progrès en modélisation du trait de côte aux études d'ingénierie, où le recours à ce type de modélisation est encore peu courant. Ces travaux s'articulent également avec le projet SHORMOSAT ("Comprendre et prévoir l'évolution contemporaine du trait de côte dans un contexte de changement climatique par assimilation de données satellite dans les modèles hybrides") financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR-21-CE01-0015).

1.3 Organisation du manuscrit

Le manuscrit est composé de 6 chapitres, dont le premier est cette introduction.

Le **Chapitre 2** propose une synthèse des connaissances actuelles sur le phénomène de *bypass* sédimentaire ainsi que sur les modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite, avant de présenter les différentes approches existantes pour prendre en compte le *bypass* sédimentaire dans ces modèles.

Le **Chapitre 3** décrit les principales caractéristiques et le fonctionnement du modèle LX-Shore utilisé dans ce travail de recherche, ainsi que l'implémentation numérique d'une paramétrisation générique du phénomène de *bypass* dans LX-Shore.

Dans le **Chapitre 4**, la nouvelle version de LX-Shore après implémentation du *bypass* sédimentaire est testée sur une plage en baie idéalisée afin de caractériser l'influence d'une prise en compte plus réaliste du *bypass* sur la forme moyenne et la variabilité spatiale du trait de côte dans les plages en baie. Ce chapitre est présenté principalement sous la forme d'un article, publié dans le revue *Journal of Marine Science and Engineering* (Durand et al., 2024).

Le **Chapitre 5** présente trois cas d'application du modèle sur des cas réels afin d'explorer l'impact de la prise en compte du *bypass* subaquatique sur les évolutions du trait de côte, de l'échelle événementielle aux dynamiques pluri-décennales, sur des plages aux configurations variées présentant des ouvrages de défense.

Enfin, le **Chapitre 6** conclut ce travail en dressant un bilan des principaux résultats et en proposant de nouvelles perspectives de recherche.

Chapitre 2

État de l'art

Contents

2.1 Éléments de morphodynamique des côtes sableuses dominées par l'action des vagues 8

2.1.1 Définitions 8

2.1.2 Courants et transports sédimentaires induits par les vagues 8

2.1.3 Évolution des plages et trait de côte 11

2.2 Modélisation de l'évolution du trait de côte 13

2.2.1 Principes 13

2.2.2 Exemples de modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite . . 17

2.3 *Bypass* sédimentaire 23

2.3.1 Définition et mise en évidence du *bypass* sédimentaire 23

2.3.2 Mécanismes de *bypass* sédimentaire 26

2.3.3 Principaux facteurs de contrôle du *bypass* sédimentaire 28

2.3.4 Impact sur la morphologie des plages à diverses échelles de temps 30

2.4 Vers une prise en compte du *bypass* sédimentaire dans les modèles de trait de côte à complexité réduite 32

2.4.1 État des lieux de la prise en compte du *bypass* dans les modèles à complexité réduite 32

2.4.2 Développement d'expressions paramétriques du *bypass* 35

2.4.3 Positionnement de la thèse 38

2.1 Éléments de morphodynamique des côtes sableuses dominées par l'action des vagues

2.1.1 Définitions

Les côtes sableuses dominées par l'action des vagues regroupent les zones côtières composées d'étendues de sable (plages ouvertes, en baie ou de poche) exposées aux vagues et où les courants de marée et estuariens sont faibles. La morphologie de ces plages est souvent décrite à l'aide d'un profil de plage correspondant à une coupe verticale perpendiculaire à la côte (Figure 2.1). Ce profil inclut généralement, du haut de plage vers le bas de plage, une arrière-plage (zone sèche) pouvant être précédée ou non d'un cordon dunaire, une berme, puis une alternance de fosse(s) et de barre(s) dont la distribution dépend notamment de la taille des grains de sable, du régime de vagues et des marées (Wright and Short, 1984). Les plages sont habituellement découpées en trois zones définies à partir des limites haute et basse atteintes respectivement par les plus hautes mers et plus basses mers astronomiques (MHM et MBM sur la Figure 2.1) : zone supratidale (émergée), zone intertidale (alternativement découverte et recouverte par la marée) et zone subtidale (toujours immergée). Afin de décrire les processus impliqués dans les évolutions des plages, un référentiel local est souvent introduit, avec l'axe longitudinal ou *longshore*, parallèle à la côte, et l'axe transversal ou *cross-shore* perpendiculaire à la côte et dirigé vers le large.

En morphodynamique côtière, on définit également le profil actif d'une plage. Ce profil actif correspond généralement à la zone où les processus hydrodynamiques dominants, tels que les vagues et les courants associés, provoquent un transport sédimentaire significatif. Cette zone s'étend généralement de la limite supérieure de la plage (zone d'influence des vagues de tempête), la berme, et peut même intégrer le cordon dunaire, jusqu'à une profondeur au large au-delà de laquelle le profil de plage ne varie plus dans le temps, nommée profondeur de fermeture (Hallermeier, 1980). Cette profondeur D_C (*depth of closure*) varie en fonction de l'énergie des vagues et des conditions hydrodynamiques locales.

2.1.2 Courants et transports sédimentaires induits par les vagues

Le vent soufflant sur la surface des océans génère un mouvement oscillatoire de la surface libre de l'eau, dont les caractéristiques dépendent de la force et de la durée du vent, ainsi que de la distance sur laquelle il souffle, appelée *fetch* (Wiegel, 1960). Ce mouvement est ensuite propagé grâce aux forces de rappel liées à la gravité et aux tensions de surface, et forme des ondes. Les vagues désignent habituellement les ondes gravitaires dont l'amplitude est supérieure à quelques centimètres et dont la période est généralement comprise entre 2.5 et 25 secondes. En conditions naturelles, un champ de vagues se compose de plusieurs ondes superposées les unes

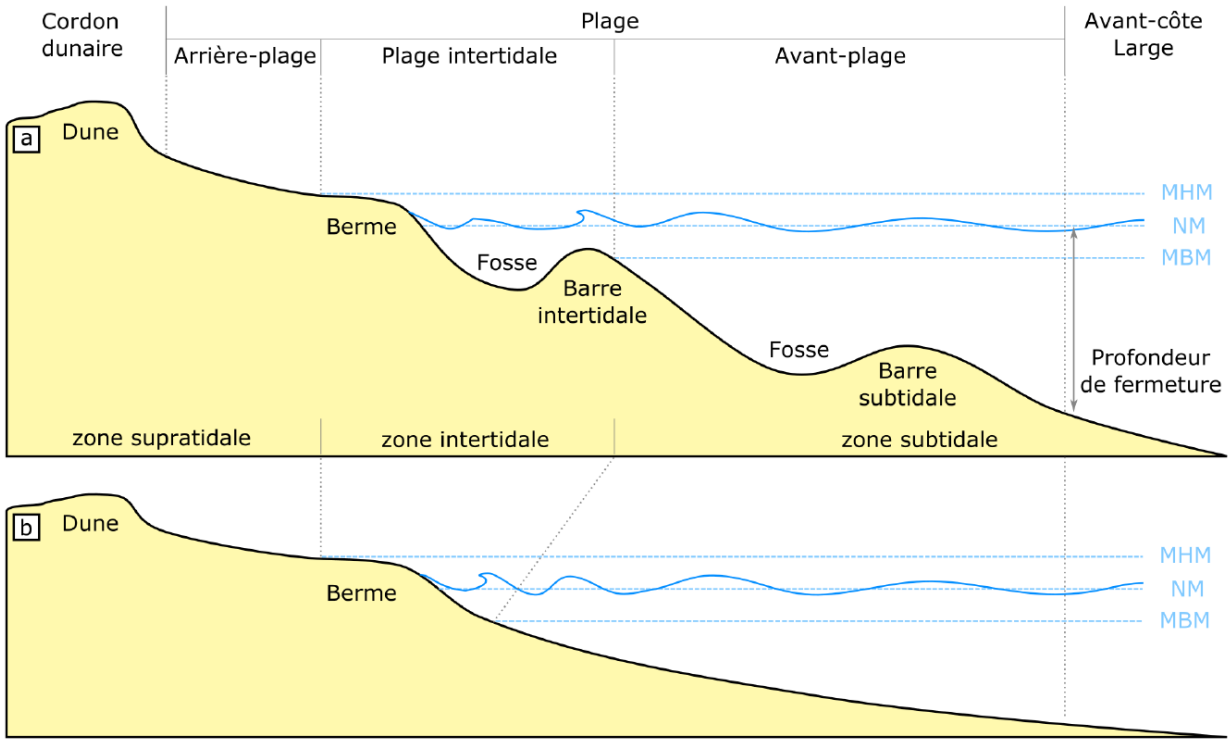


Figure 2.1: Exemple de profils pour une plage sableuse dominée par l'action des vagues présentant une barre sableuse (a) ou non (b) et dénomination des compartiments de la zone littorale. MHM, MBM et NM désignent respectivement le plus haut et le plus bas niveau de marée astronomique et le niveau moyen. Source : Robinet (2017).

aux autres et formant des groupes de vagues. Pour caractériser leur comportement, on utilise donc des statistiques de paramètres de vagues telles que la hauteur significative H_S (usuellement définie au large comme la moyenne du tiers supérieur des hauteurs de vagues), la période moyenne T_m et la direction moyenne θ_m, ou bien la période pic T_p et la direction pic θ_p, toutes deux associées à la fréquence dominante dans le spectre d'énergie des vagues (période et direction des vagues les plus énergétiques).

A mesure qu'elles s'approchent de la côte, les vagues subissent des transformations (Dean and Dalrymple, 1991) dues aux phénomènes de levée ou *shoaling* (augmentation progressive de la hauteur des vagues jusqu'au point de déferlement, induite par une réduction de la vitesse des vagues lorsque la profondeur diminue ; Figure 2.2), qui implique également la réfraction des vagues (alignement des crêtes de vagues parallèlement aux iso-contours bathymétriques), ou de diffraction (modification des caractéristiques des vagues en aval d'obstacles s'opposant à leur propagation). Les propriétés des vagues atteignant la zone de déferlement sont donc généralement significativement différentes de celles des vagues au large, et peuvent également varier le long d'une même section de côte. Approchant du point de déferlement, les vagues deviennent fortement asymétriques, puis déferlent lorsqu'elles atteignent une cambrure critique. Ce déferlement est usuellement associé au moment où le rapport de la hauteur des vagues sur la profondeur (H/h) dépasse une valeur seuil γ_b appelée coefficient ou critère de déferlement, pouvant généralement être comprise entre 0.5 et 1 (Salmon et al., 2015).

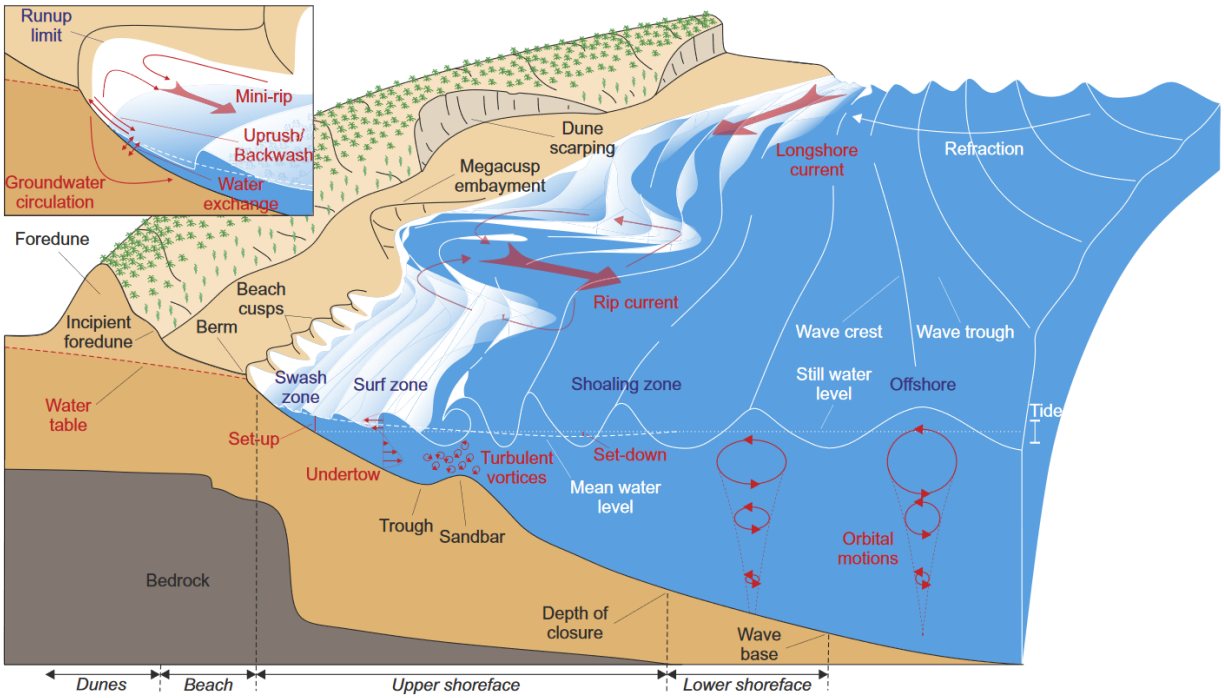


Figure 2.2: Processus de transformation des vagues et circulation littorale. Source : Castelle and Masselink (2023).

Le déferlement bathymétrique est le moteur principal du mouvement des masses d'eau et du transport sédimentaire le long des plages dominées par l'action de la houle. Ce déferlement est associé à une diminution de l'excès de quantité de mouvement associé aux vagues, qui agit comme une force sur les masses d'eau, dirigée dans la direction du déferlement. Ces forces vont alors générer ce qu'on appelle la circulation littorale, qui regroupe les courants et les modifications du niveau d'eau moyen (*set-up/set-down*). Les principaux courants responsables de transports de sédiments selon les directions *longshore* et/ou *cross-shore* sont représentés sur la Figure 2.2.

- Le courant de retour (*undertow*) est un courant dirigé vers le large, le plus intense proche du fond, compensant l'apport des masses d'eau vers le rivage dans la partie supérieure de la colonne d'eau (Elgar et al., 2001).
- Le courant d'arrachement ou *rip current*, courant intense et étroit dirigé vers le large, qui peut se former sous plusieurs mécanismes physiques (Castelle et al., 2016) et dont les plus répandus sont localisés dans les chenaux incisant les barres sableuses le long des plages de type intermédiaire (Wright and Short, 1984).
- Le courant de dérive (*longshore current*), généré lorsque l'angle d'incidence des vagues est non nul, et dont l'intensité dépend de l'angle d'incidence et de l'énergie des vagues au déferlement (Komar and Inman, 1970).

Ces courants, lorsqu'ils sont suffisamment énergétiques pour que la force hydrodynamique associée dépasse celle liée au poids et au frottement interne maintenant immobiles les grains

composant le sédiment, peuvent induire un transport sédimentaire. Dans le cas des sédiments non-cohésifs tels que le sable, ce transport peut s'effectuer selon trois modes différents selon les caractéristiques du courant et du sédiment : le charriage, la mise en suspension avant advection et dépôt des grains, et le transport en *sheet flow* (Rijn, 2006). Parmi les courants décrits ci-dessus, le courant de dérive provoque un transport de sédiments parallèlement à la plage appelé dérive littorale (Longuet-Higgins, 1970). Ce transport peut être perturbé ou interrompu en présence de points durs, tels que des caps rocheux naturels ou des structures anthropiques, ce qui est au cœur de ces travaux de thèse.

2.1.3 Évolution des plages et trait de côte

En général, l'évolution de la morphologie des plages est liée aux gradients de transport sédimentaire *longshore* et/ou *cross-shore*. Lorsque le transport *longshore* diminue le long d'une plage, un dépôt de sédiment se produit le long du profil et conduit à une avancée de la plage vers le large (Ashton and Murray, 2006). A l'inverse, une augmentation du transport *longshore* induit une érosion moyenne le long du profil et un recul de la plage. De la même manière, des élévations ou abaissements du profil de plage se produisent selon le signe des gradients de transports *cross-shore*, qui dépend de la variabilité de l'énergie des vagues incidentes (Dubarbier, 2014).

Les évolutions des plages s'opèrent sur de nombreuses échelles spatiales et temporelles, illustrées sur la Figure 2.3.

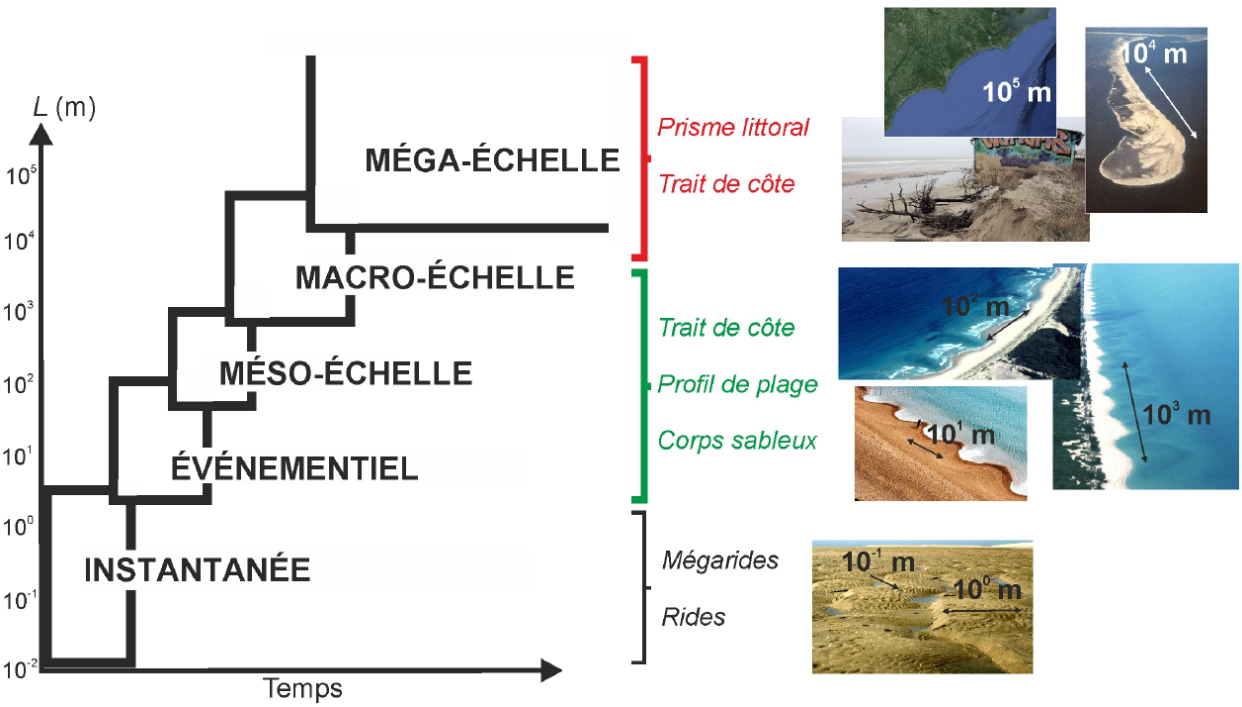


Figure 2.3: Échelles spatio-temporelles impliquées dans la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Source : Robinet (2017), adapté de Castelle et al. (2009).

Du fait du phénomène de réfraction, l'angle d'incidence des vagues en zone de déferlement

est généralement faible et peu variable le long d'une côte relativement rectiligne. Les gradients en transport *longshore* sont alors faibles et induisent donc de faibles variations en volume de sédiments sur de petites échelles de temps. En revanche, à plus long terme, ces variations induites par les processus *longshore* peuvent se cumuler, tandis que celles induites par les processus *cross-shore* ont tendance à se compenser (Hanson and Kraus, 1989). En effet, à moyen et long terme, les fluctuations du profil de plage liées aux processus *cross-shore* oscillent autour d'un profil d'équilibre (Dean, 1991) (bien que la notion de profil d'équilibre soit sujette à débat). L'évolution des plages est ainsi principalement contrôlée par les processus *longshore* sur le moyen et long terme (de la décennie au siècle), et par les processus *cross-shore* à plus court terme (de l'heure à quelques années).

L'un des marqueurs les plus utilisés afin d'étudier l'évolution des littoraux est le trait de côte, qui représente la limite physique entre la terre et la mer. Sa définition peut être relativement directe dans le cas de zones côtières abruptes, dont la base en contact avec l'eau constitue le trait de côte. Dans le cas des littoraux sableux qui constituent souvent une transition en pente douce avec la mer, la définition du trait de côte n'est pas unique : différents proxys peuvent être utilisés afin d'identifier sa position (Figure 2.4) selon les phénomènes et les échelles spatio-temporelles étudiées ainsi que la donnée à disposition (Boak and Turner, 2005).

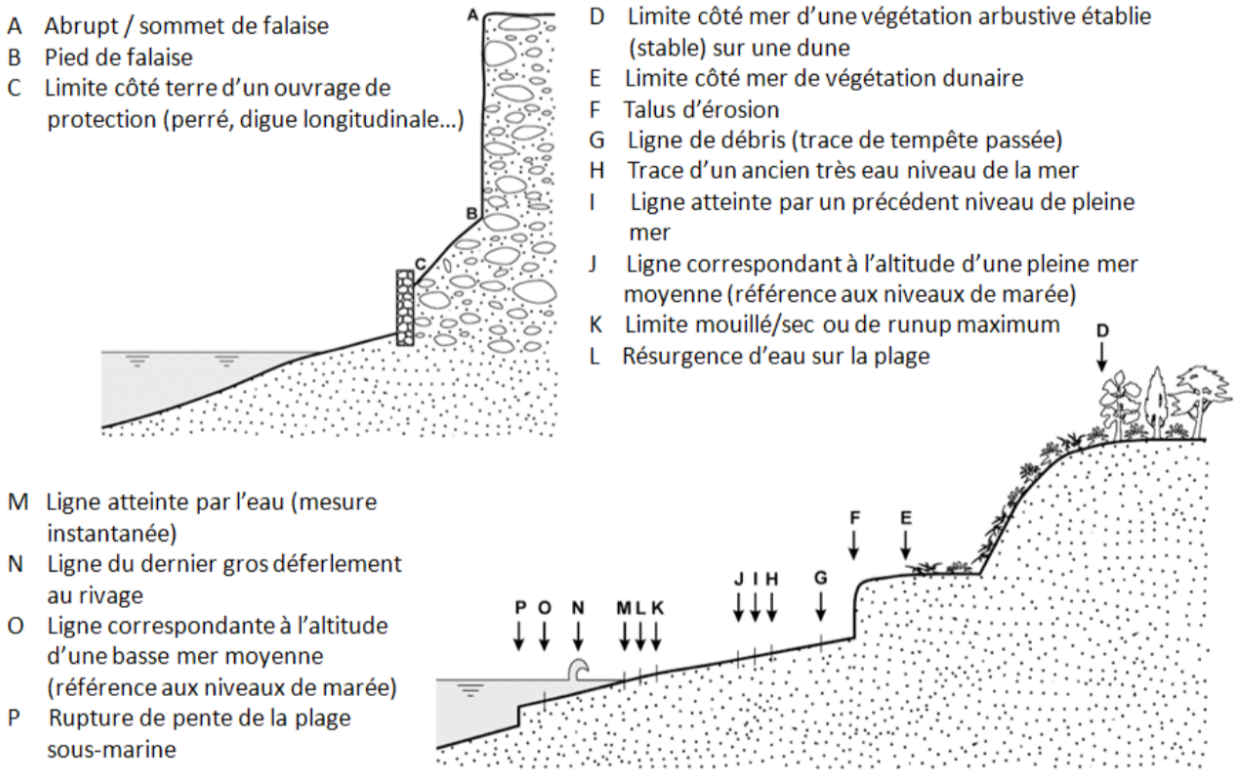


Figure 2.4: Représentation schématique des indicateurs de trait de côte utilisés dans différents environnements côtiers. Source : Mallet and Michot (2012), adapté de Boak and Turner (2005).

Parmi les proxys utilisés pour les littoraux sableux, on retrouve la limite de végétation et le pied de dune, qui marquent la limite de l'étendue maximale atteinte par la ligne d'eau, et permettent donc de rendre compte de l'occurrence de phénomènes ayant un impact durable sur le moyen et

long terme. A l'inverse, pour suivre l'évolution des plages à plus court terme, il est possible de définir la position du trait de côte comme étant l'intersection entre un niveau altimétrique moyen du plan d'eau et la topographie de la plage, ou la limite supérieure de la zone du jet-de-rive (*swash*, également appelée conventionnellement "ligne d'eau") dans les zones à faible marnage.

2.2 Modélisation de l'évolution du trait de côte

2.2.1 Principes

Il existe une grande variété de modèles permettant d'appréhender l'évolution du trait de côte, dont l'utilisation dépend des échelles spatio-temporelles sur lesquelles les simulations sont réalisées, des processus littoraux simulés (Figure 2.5) ou encore de la disponibilité des données pour la calibration.

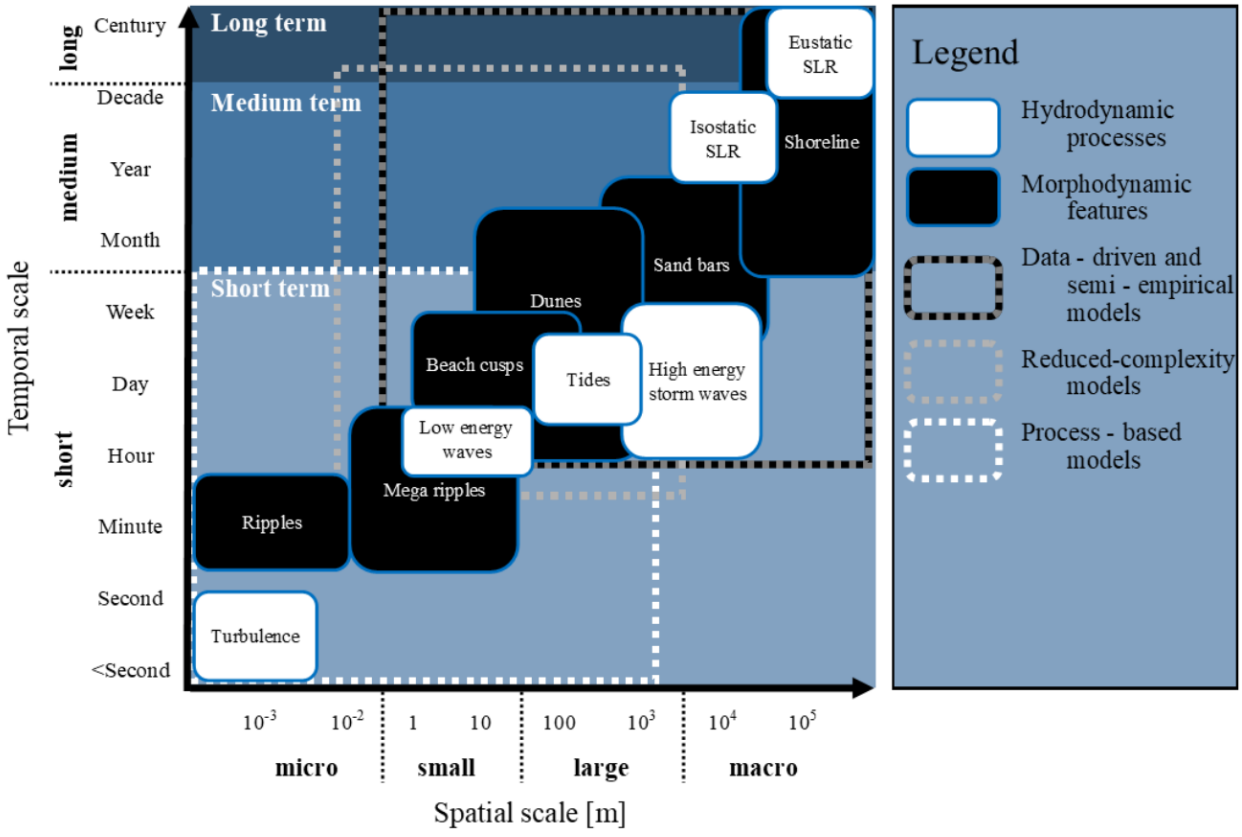


Figure 2.5: Représentation des échelles spatio-temporelles des processus hydrodynamiques et de l'évolution des corps sableux pouvant être simulés, et approches de modélisation associées. Source : Hunt et al. (2023).

Des modèles conceptuels simples de l'évolution des côtes existent depuis plusieurs décennies (Pelnard-Considère, 1956; Dean, 1977; Bruun, 1988; Hanson and Kraus, 1989). A partir des années 1990, avec l'amélioration des technologies de suivi des littoraux et de la compréhension des processus côtiers, les premiers modèles de trait de côte dits "basés sur les processus" ou "basés

sur la physique" ont été développés (Hunt et al., 2023). Ces modèles, tels que Delft 3D (Lesser et al., 2004) ou XBeach (Roelvink et al., 2009), sont basés sur la résolution des équations fondamentales de la physique (e.g. conservation de la masse et de la quantité de mouvement) qui régissent l'hydrodynamique, les transports sédimentaires et les changements morphologiques. Ils permettent de prendre en compte la physique détaillée de la propagation des vagues, la génération de courants littoraux, le transport sédimentaire et les changements morphologiques qui en résultent avec de multiples boucles de rétroaction (Figure 2.6).

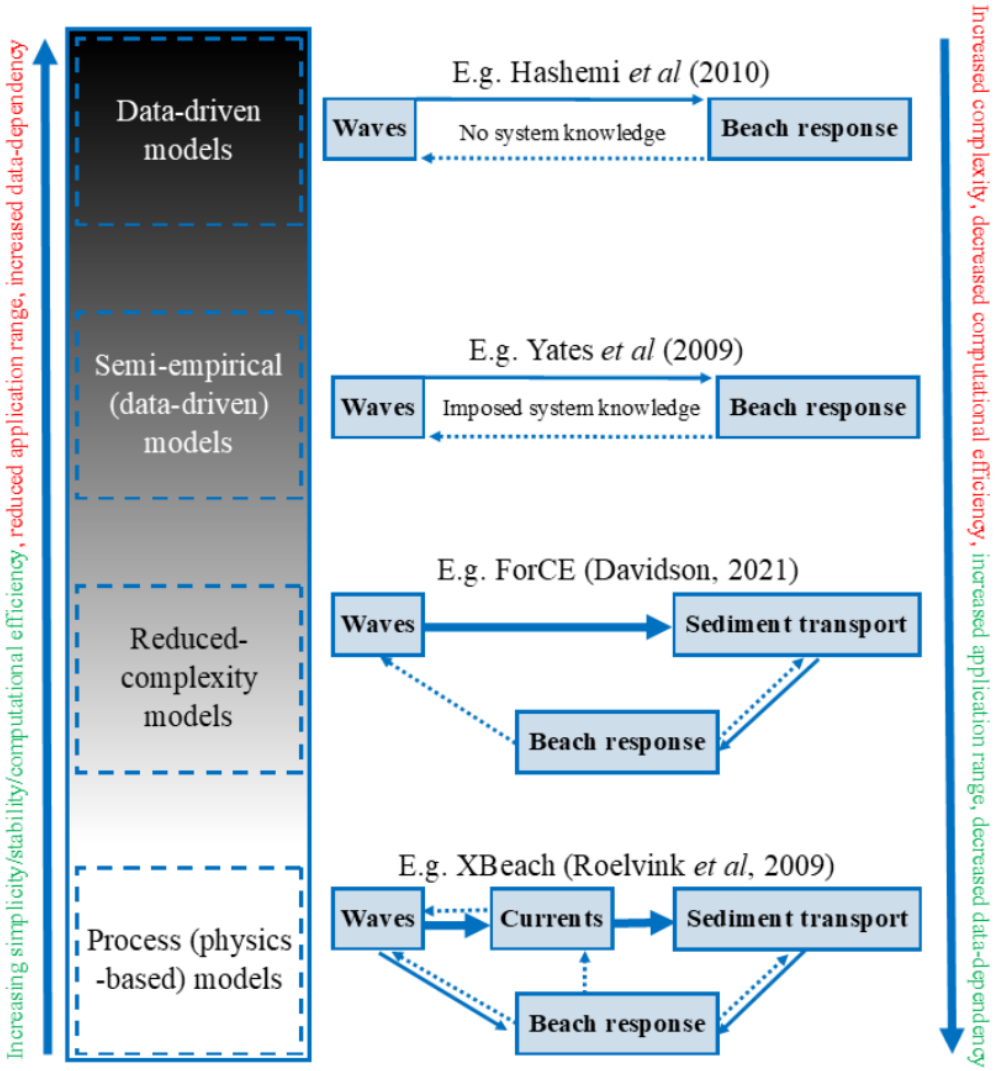


Figure 2.6: Échelle de complexité de la modélisation de l'évolution des littoraux (à gauche) et exemples de modèles correspondants (à droite). Les avantages/inconvénients des différentes approches de modélisation sont indiqués en vert/rouge, respectivement. Source : Hunt et al. (2023).

Ces modèles "basés sur les processus" sont efficaces à court et moyen terme (semaines à mois, et parfois années, selon les environnements et les échelles spatiales), ou à plus long terme au niveau des zones d'embouchure, mais sont souvent inadaptés pour étudier l'évolution des littoraux dominés par l'action des vagues à long terme (de plusieurs années à des siècles, Figure 2.5). En plus d'être relativement coûteux en temps de calcul (Sherwood et al., 2022), ces modèles simulent des processus dont l'échelle peut aller de quelques centimètres à plusieurs kilomètres, et comme le système morphodynamique est très non-linéaire, les erreurs résultant d'une représentation em-

pirique imparfaite des composants du modèle se propagent rapidement dans les modélisations long terme. Avec le temps, les évolutions morphologiques prédites par le modèle peuvent donc diverger considérablement du comportement réel du système (Zhang et al., 2010). La complexité et la non-linéarité des modèles basés sur les processus rendent également les projections à long terme sensibles à de légers changements des conditions initiales.

Par la suite, la disponibilité d'un nombre croissant de jeux de données morphodynamiques à long terme de haute qualité a permis l'émergence d'une autre approche de modélisation des évolutions littorales dite "basée sur les données" ou *data-driven* (Hsu et al., 1994), qui peut prendre la forme de modèles statistiques, ou de modèles d'apprentissage automatique (*machine-learning*, Hashemi et al. (2010)). Ces modèles sont plus empiriques et permettent de simuler la réponse morphodynamique des plages aux forçages de vagues sans aucune connaissance préalable du système. Cependant, par rapport aux modèles basés sur les processus, les modèles *data-driven* ont un champ d'application plus restreint (leurs capacités sont réduites pour prendre en compte les environnements complexes présentant des structures en dur, une géologie complexe ou diverses sources et puits de sédiments), et une forte dépendance à la disponibilité de données pour la calibration (Figure 2.6).

Des approches intermédiaires existent entre ces deux types de modélisation : les modèles dits "à complexité réduite" et "semi-empiriques", qui visent à combiner la prise en compte des processus les plus impactants avec la stabilité et l'efficacité informatique des modèles *data-driven*.

Les modèles semi-empiriques (Yates et al., 2009; Davidson et al., 2013; Turki et al., 2013a) permettent de relier les paramètres des vagues (e.g. hauteur, période et direction) directement à la réponse de la plage par le biais d'équations qui imposent implicitement une certaine connaissance du système, sans les étapes intermédiaires de calcul des transformations des vagues en zone littorale, la génération des courants littoraux ou le transport sédimentaire. Ces modèles sont généralement assez simples et, bien qu'ils nécessitent des données de calibration, sont moins dépendants des données que les modèles *data-driven*. Parmi les modèles empiriques, certains sont dits "ponctuels" et ont été développés pour simuler l'évolution du trait de côte en un point du littoral, contrôlée principalement par les processus *cross-shore* (Miller and Dean, 2004; Splinter et al., 2014). Basés sur une approche d'équilibre dynamique, ils permettent de reproduire l'évolution de la position transverse du trait de côte en réponse aux changements de régimes de vagues sur des échelles de temps de quelques heures (tempête) à plusieurs années/décennies.

Les modèles à complexité réduite, parfois désignés comme "hybrides", sont conçus pour reproduire les processus physiques dominants et simplifient la physique des systèmes morphodynamiques en agrégeant les processus à petite échelle, par exemple à travers des lois de comportement. Ces modèles sont généralement mieux adaptés pour des environnements complexes que la plupart des modèles *data-driven* ou semi-empiriques et fournissent des prédictions fiables de l'évolution du trait de côte sur des échelles spatiales plus vastes que les modèles plus complexes, basés sur les processus (Hunt et al., 2023). La Figure 2.7 illustre l'existence d'une zone optimale

de complexité des modèles pour laquelle les erreurs de prédiction et de calibration sont minimisées.

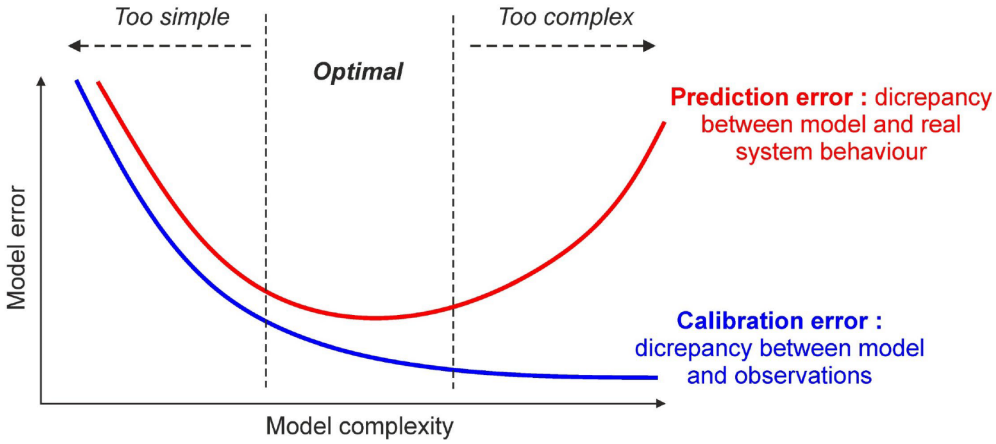


Figure 2.7: Relation entre la complexité des modèles et les erreurs associées. La courbe rouge présente l'erreur de prédiction (écart entre le comportement du modèle et celui du système réel) et la courbe bleue l'erreur de calibration (écart entre les résultats du modèle et les observations). Source : Castelle (2024).

Parmi les modèles à complexité réduite, il existe des modèles dits *one-line* conçus pour reproduire les évolutions de trait de côte contrôlées principalement par les processus *longshore* sur des échelles de temps allant typiquement de quelques jours à plusieurs siècles. Certains sont traditionnellement utilisés dans l'ingénierie côtière comme GENESIS (Hanson and Kraus, 1989), et d'autres utilisent des approches plus innovantes comme CEM (Ashton et al., 2001; Ashton and Murray, 2006) et CEMSWAN (Limber et al., 2017) ou le modèle de Hurst et al. (2015). Récemment, les efforts internationaux se sont portés sur le couplage des approches *longshore* et *cross-shore* (e.g. Vitousek et al., 2017; Robinet et al., 2018; Antolínez et al., 2019; Tran and Barthélemy, 2020; Alvarez-Cuesta et al., 2023), par exemple en couplant un modèle empirique d'équilibre pour le transport *cross-shore* avec une approche *one-line* pour le transport *longshore*. Ces approches ont considérablement amélioré la modélisation de l'évolution du trait de côte, permettant de simuler les changements à l'échelle kilométrique de l'échelle de la tempête à plusieurs décennies, tout en nécessitant seulement quelques minutes à quelques heures de temps de calcul.

En résumé, le choix du modèle d'évolution du trait de côte utilisé est donc dépendant des échelles spatio-temporelles considérées, de la disponibilité des données et de la connaissance des processus physiques en jeu. Les exercices de modélisation Shoreshop (Montaño et al., 2020; Mao et al., 2025) permettent notamment de contribuer à dresser un état des lieux des avancées en modélisation du trait de côte. Compte tenu des ressources informatiques actuelles, des limites de la disponibilité des données et des lacunes dans la connaissance des processus, les approches de modélisation à complexité réduite offrent une solution prometteuse pour modéliser l'évolution du littoral à moyen et long terme (Hunt et al., 2023). Certains de ces modèles sont décrits succinctement dans la section suivante.

2.2.2 Exemples de modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite

Cette section décrit sept modèles différents utilisant des approches de complexité intermédiaire entre les modèles basés sur les processus et basés sur les données, et donc considérés comme appartenant à la catégorie des modèles à complexité réduite. Cette liste n'est pas exhaustive, mais permet d'avoir une vision assez complète des différentes implémentations physiques et numériques possibles. Au sein de cette catégorie, il existe une variété d'approches : certains utilisent des approches simples couplant une approche *one-line* avec un modèle d'équilibre *cross-shore*, tandis que d'autres modèles introduisent un peu plus de complexité et ont plus de similarités avec les modèles basés sur les processus. Le modèle LX-Shore (Robinet et al., 2018) s'inscrit également dans ce cadre de modélisation à complexité réduite et est présenté en section 3.1.

- **Q2D-morfo** (Van Den Berg et al., 2011, 2012; Arriaga et al., 2017)

Le modèle Q2D-morfo est un modèle morphodynamique non-linéaire 2D visant à étudier la dynamique du trait de côte sur de grandes échelles spatiales. Le modèle utilise une approche *one-line*, en intégrant un certain nombre de processus physiques, ce qui en fait un modèle intermédiaire entre les modèles *one-line* et les modèles entièrement basés sur les processus. Les vagues au large sont propagées et réfractées sur une bathymétrie 2D continuellement mise à jour au cours de la simulation. Le transport sédimentaire total est distribué de manière non-uniforme le long du profil grâce à une fonction de répartition. Un transport *cross-shore* par diffusion est ajouté pour faire converger progressivement le profil de plage vers un profil d'équilibre. La position du trait de côte est retrouvée de manière fine par interpolation de la bathymétrie au niveau des cellules émergées et immergées de la grille du modèle. Le modèle a été validé avec succès en le confrontant aux données mesurées sur le site de *Sand Engine*, aux Pays-Bas. Cependant, la présence de plusieurs positions de trait de côte dans la direction *onshore-offshore* n'est pas permise. Cet aspect empêche le modèle d'être testé avec le jeu de données complet du *Sand Engine*, car il ne permet pas de gérer la présence de la flèche sableuse s'étant développée au début de la diffusion du rechargement.

- **CoSMoS-COAST** (Vitousek et al., 2017)

Le modèle CoSMoS-COAST est basé sur une approche *one-line* intégrant de nombreux processus. Le modèle utilise un ensemble de transects *cross-shore* fixes le long desquels la position du trait de côte évolue en fonction des gradients en transport *longshore*. Les évolutions de trait de côte dues aux processus *cross-shore* à l'échelle évènementielle sont également résolues grâce au couplage avec le modèle d'équilibre de Yates et al. (2009). Ce modèle permet également l'assimilation de données trait de côte mesurées ou issues de l'imagerie satellitaire. Concernant les évolutions à long terme, une adaptation de la loi de Bruun (1962) permet de rendre compte de l'élévation du niveau marin. D'autres modèles, dans leur construction, adoptent une approche similaire. C'est le

cas par exemple du modèle présenté par Chataigner (2021) qui permet aussi la prise en compte de différentes formes de couplages entre les processus *cross-shore* et *longshore*.

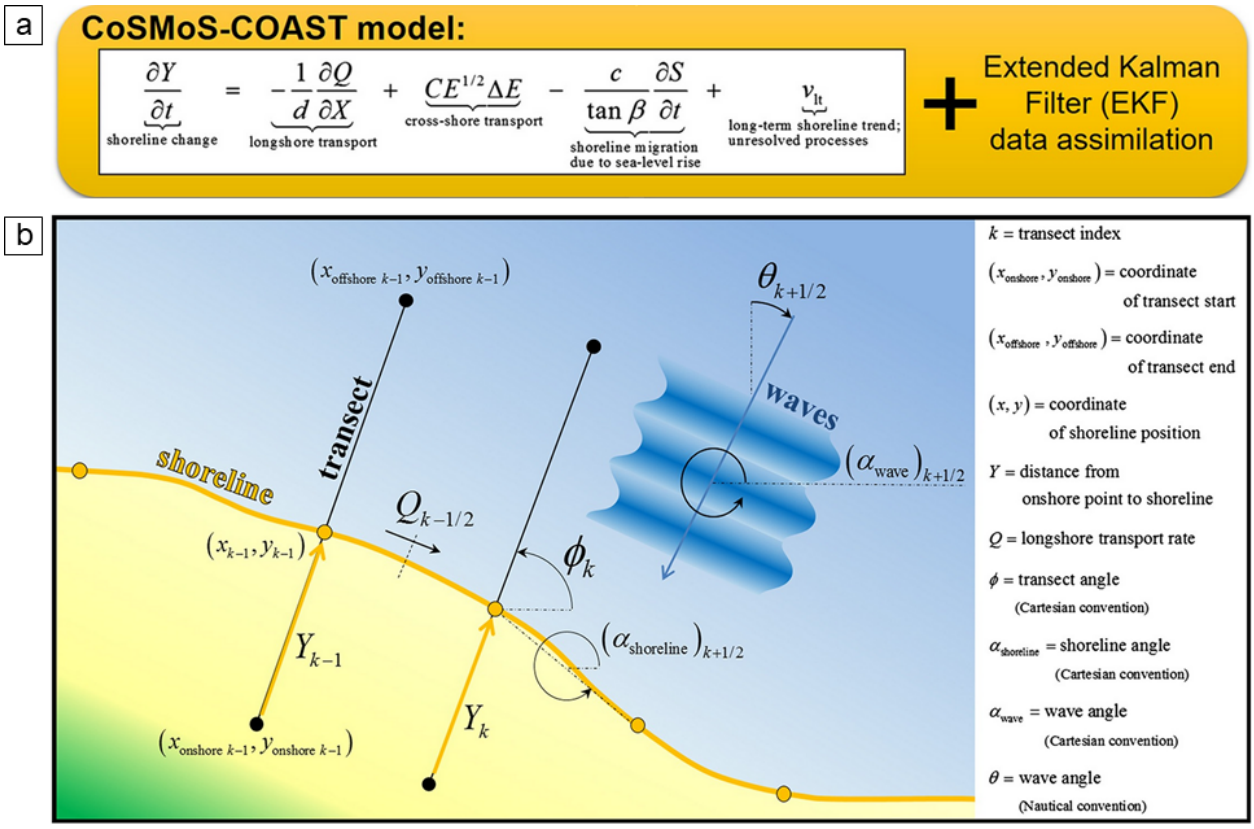


Figure 2.8: Aperçu du modèle CoSMoS-COAST. (a) Équation gouvernant les évolutions du trait de côte et procédure d'assimilation de données permettant de calibrer les coefficients du modèle (filtre Kalman étendu). L'équation rend compte des processus *longshore*, des processus *cross-shore* liés à la variabilité de l'énergie des vagues incidentes et à la remontée du niveau marin, et de l'existence de processus non résolus par le modèle. (b) Représentation du trait de côte dans le modèle et notations. Le trait de côte est constitué d'un ensemble de positions évoluant le long de transects transversaux fixes. Adapté de Vitousek et al. (2017).

La discrétisation du modèle étant basée sur des transects perpendiculaires au trait de côte, la position du littoral se déplace uniquement le long de ces transects. Ainsi, l'une des principales limitations du modèle CoSMoS-COAST est qu'il ne permet pas de représenter le développement d'instabilités de trait de côte comme les flèches sableuses.

- **COCOONED** (Antolínez et al., 2019)

Antolínez et al. (2019) ont développé le modèle COCOONED (COupled CrOss-shOre, loNg-shorE and foreDune evolution model) tenant compte des processus *longshore* et *cross-shore* et de l'évolution de l'avant-dune. Le transport *longshore* est résolu grâce à la formule du CERC (USACE, 1984), et le transport *cross-shore* est déterminé grâce au couplage avec le modèle d'équilibre de Miller and Dean (2004) et l'évolution de l'avant-dune grâce au modèle de Kriebel and Dean (1993). Tout comme dans le modèle CoSMoS-COAST, l'évolution de la position du trait de côte

est calculée le long de transects perpendiculaires à la côte. Le modèle ne permet donc pas de reproduire les évolutions générant une courbure importante du trait de côte (comme les flèches sableuses) qui entraîneraient des valeurs doubles de la position du trait de côte le long d'un seul transect.

- **Tran and Barthélemy (2020)**

Le modèle développé par Tran and Barthélemy (2020) est un modèle combinant les évolutions de trait de côte induites par les processus *longshore* et *cross-shore* conçu pour les plages en baie. Comme les modèles CoSMoS-COAST et COCOONED, ce modèle est basé sur des transects perpendiculaires à la côte. Le modèle semi-empirique ShoreFor (Splinter et al., 2014) est utilisé pour tenir compte transport sédimentaire *cross-shore*, et l'approche *one-line* est utilisée pour le transport *longshore*. Le calcul du transport *longshore* est réalisé en reliant les fluctuations autour de la direction et l'amplitude moyenne des vagues aux variations d'orientation de la plage. Les fluctuations autour de la direction moyenne des vagues sont utilisées pour calculer la contribution *longshore* au transport sédimentaire. Ceci nécessite certaines hypothèses : il est considéré que les plages en baie sont des systèmes fermés, que les fluctuations d'angle du trait de côte sont faibles par rapport aux variations de l'angle d'incidence des vagues, et que les dérivées des paramètres de vagues par rapport à la direction *longshore* sont constantes dans le temps sur un transect donné. Ainsi, étant donné que les fluctuations de l'orientation de la plage sont supposées négligeables, le modèle ne permet pas de reproduire les structures morphologiques complexes telles que les flèches sableuses ou les accumulations de sédiments en présence d'épis rocheux.

- **ShorelineS** (Roelvink et al., 2020)

Le modèle ShorelineS vise à prédire l'évolution du trait de côte sur des échelles de temps très variées et à palier à certaines limitations des modèles d'évolution du trait de côte présentés précédemment. Contrairement à la majorité des modèles présentés dans cette section, le trait de côte n'est pas reconstruit à partir de transects, mais à partir d'une chaîne de points qui peuvent bouger librement (Figure 2.9) selon l'équation suivante :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -\frac{1}{D_C}\frac{\partial Q_s}{\partial s} - \frac{RSLR}{\tan\beta} + \frac{1}{D_C}\sum q_i \tag{2.1}$$

où n est la position *cross-shore* du trait de côte, D_C est la hauteur du profil actif, Q_s est le transport *longshore* (m^3/an) calculé via la formule du CERC (USACE, 1984) ou de Kamphuis (1991), $\tan\beta$ est la pente moyenne du profil entre la dune et la profondeur de fermeture, $RSLR$ est l'élévation du niveau marin relative (m/an) et q_i est un terme puits/source (m^3/m/an) dû au transport *cross-shore*, à la submersion, aux rechargements ou extractions de sable, et aux échanges avec les rivières ou les embouchures tidales.

La discrétisation utilisée permet de simuler plusieurs sections de côte, qui peuvent être étendues ou fermées (îles, lagons), et la formation de flèches sableuses. Ces différentes sections peuvent fusionner lorsqu'elles se rapprochent les unes des autres au cours de la simulation. Les angles d'incidence de vagues en zone littorale sont estimés à partir de l'incidence des vagues au large grâce à la loi de réfraction de Snell, et de la zone littorale jusqu'au point de déferlement grâce aux équations de Van Rijn (2014).

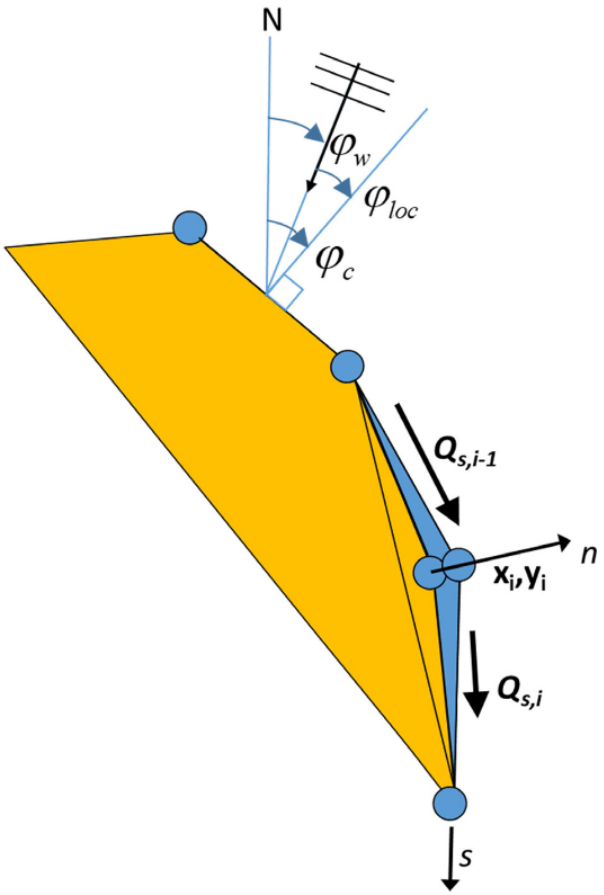


Figure 2.9: Schéma de la discrétisation du modèle ShorelineS illustrant le mouvement libre des points constituant le trait de côte. ϕ_c est l'orientation de la normale au trait de côte par rapport au nord ; ϕ_w est l'angle d'incidence des vagues par rapport au nord et ϕ_{loc} l'angle local entre les vagues et la côte, défini comme $\phi_c - \phi_w$. Source : Roelvink et al. (2020).

- **IH-MOOSE** (Jaramillo et al., 2021b)

Le modèle IH-MOOSE est un modèle à complexité réduite exclusivement destiné à être appliqué sur des plages en baie de forme parabolique. Il vise à intégrer les mouvements *cross-shore* et *long-shore* en étant entièrement basé sur des principes d'équilibre. En effet, IH-MOOSE est basé sur la combinaison d'un modèle d'équilibre *cross-shore* (Yates et al., 2009), d'un modèle d'équilibre de *planform* (Hsu and Evans, 1989) pour définir la forme parabolique du trait de côte, et d'un modèle d'équilibre de rotation (Jaramillo et al., 2021a). Cette approche permet de simuler l'évolution du trait de côte sur des échelles de temps couvrant des mois, plusieurs années ou des décennies avec

des temps de calcul réduits par rapport aux modèles similaires discrétisant la plage en transects ou tronçons (Jaramillo et al., 2021b).

- **IH-LANS** et **IH-LANSloc** (Alvarez-Cuesta et al., 2021, 2023)

Le modèle IH-LANS (*Long-term ANthropized coastlines Simulation tool*) permet d'étudier l'évolution à long terme du trait de côte à des échelles locales à régionales sur des côtes anthropisées. La position du trait de côte évolue sur un ensemble de transects perpendiculaires à la côte. Le transport *longshore* est résolu grâce à la formule du CERC, et le transport *cross-shore* grâce au model de Toimil et al. (2017), basé sur l'approche de Miller and Dean (2004). Sa version améliorée, IH-LANSloc (Figure 2.10), résout également l'évolution de la zone littorale grâce à un outil de translation de profil (ShoreTrans, McCarroll et al., 2021b). IH-LANS intègre un algorithme d'assimilation de données, et un modèle spectral de vagues (SWAN, Booij et al., 1999). Le modèle est capable de reproduire l'évolution du littoral dans des zones à la bathymétrie complexe, en tenant compte des effets des interventions humaines (épis, digues, brise-lames) et des écosystèmes naturels (récifs coralliens, herbiers marins et îlots de végétation).

En résumé, il existe donc une diversité au sein des modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite, dont l'utilisation dépend des objectifs de modélisation et du contexte environnemental. Certains modèles intègrent l'effet des processus *cross-shore* grâce au couplage avec un modèle d'équilibre, tandis que d'autres, comme ShorelineS, se concentrent sur la dynamique *longshore* via une approche *one-line*. Certains s'appuient sur des transects fixes perpendiculaires à la côte, tandis que d'autres permettent une évolution plus libre du trait de côte comme dans ShorelineS et LX-Shore (Robinet et al., 2018) détaillé en section 3.1. Ces modèles offrent des solutions prometteuses pour simuler l'évolution du trait de côte sur le moyen et long terme avec des temps de calcul raisonnables et dans une grande diversité d'environnements côtiers. Cependant, il existe encore une marge de progression, notamment concernant la simulation des processus de *bypass* sédimentaire autour d'obstacles rocheux (voir section 2.4.1).

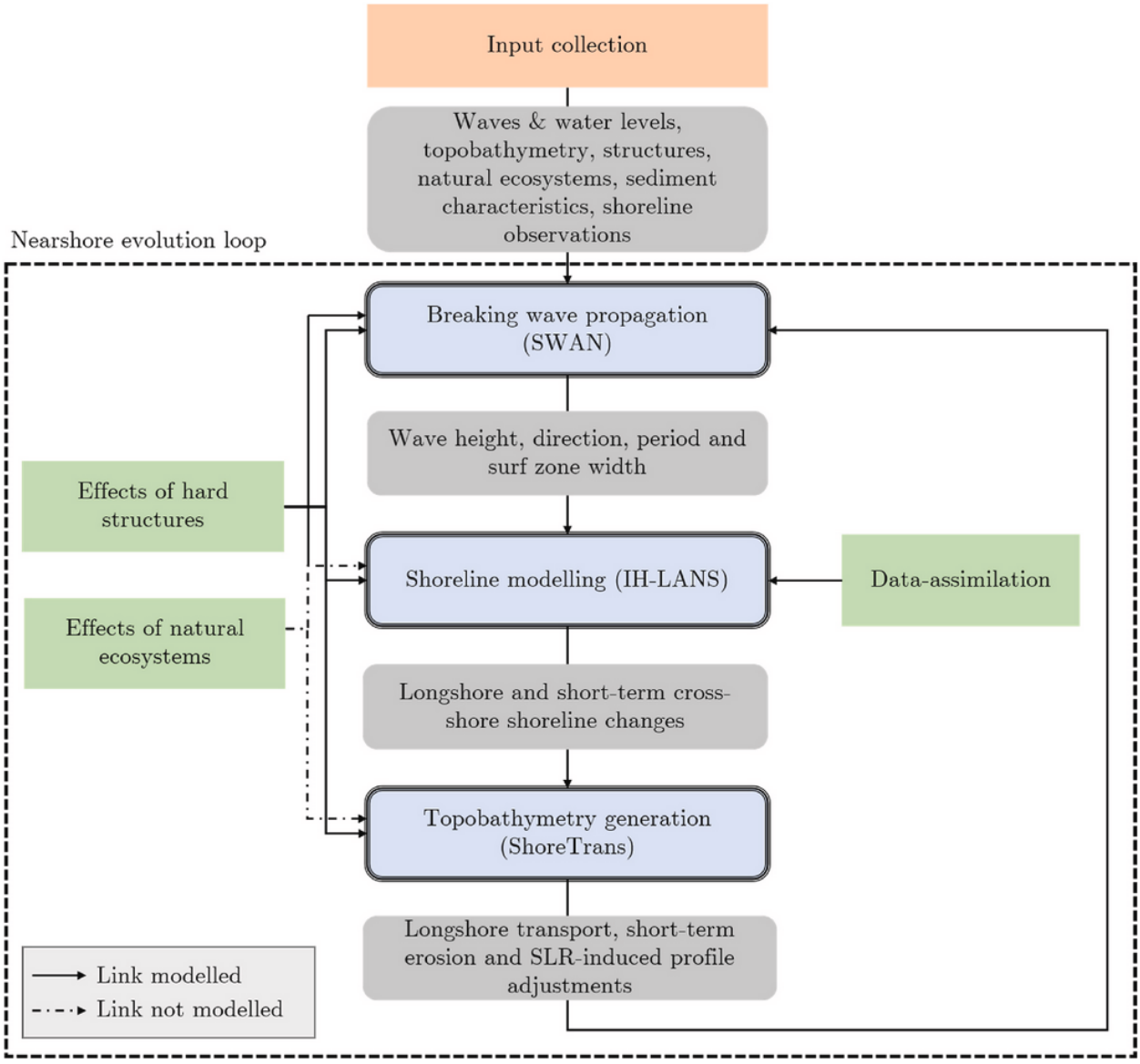


Figure 2.10: Architecture fonctionnelle de IH-LANSloc. Les cases bleues représentent les principaux composants d'IH-LANSloc, les cases vertes mettent en évidence les fonctionnalités spécifiques et leurs interactions avec les principaux composants du modèle. Source : Alvarez-Cuesta et al. (2023).

2.3 *Bypass* sédimentaire

2.3.1 Définition et mise en évidence du *bypass* sédimentaire

Les caps rocheux, qu'ils soient naturels ou anthropiques, constituent des barrières au transport sédimentaire *longshore* induit par la dérive littorale (Klein et al., 2020). Les sédiments s'accumulent en amont de l'obstacle et sont érodés en aval, contrôlant ainsi la morphologie des plages. Cependant, ces obstacles constituent souvent des barrières partielles. Une connectivité peut ainsi exister entre les compartiments sableux situés en amont et en aval de l'obstacle via le phénomène de *bypass* sédimentaire. Le *bypass* sédimentaire désigne ici le transport de sédiments par contournement des flux sédimentaires autour d'obstacles rocheux dans la zone de déferlement, mais aussi plus au large (Klein et al., 2020). Le terme *bypass* est également fréquemment utilisé pour désigner d'autres phénomènes tels que le transport de sédiments de part et d'autre des embouchures tidales (FitzGerald et al., 2001; Balouin, 2001) ou le transport de sable autour d'un obstacle rocheux grâce à un système de *bypass* artificiel (Castelle et al., 2009). Dans ce travail de thèse, le terme *bypass* est employé pour désigner le processus naturel de contournement du sable autour d'obstacles rocheux, principalement induit par les vagues.

L'existence du phénomène de *bypass* a d'abord été mise en évidence grâce à des études basées sur des observations visuelles, qui ont permis d'introduire le concept de *bypass* sédimentaire subaquatique, puis d'identifier ce phénomène comme une composante importante du transport sédimentaire *longshore* et d'en développer les premiers modèles conceptuels. Evans (1943) a proposé un premier modèle conceptuel du *bypass* sédimentaire en se basant sur l'observation visuelle des courants *longshore* résultant de l'obliquité de l'angle des vagues (mer de vent) à l'approche de la côte (Figure 2.11). Evans (1943) précise que les motifs d'érosion et d'accrétion observés autour d'infrastructures artificielles sont très similaires à ce qui est observé autour de caps rocheux naturels. Ainsi, les caps rocheux peuvent être assimilés à des épis rocheux naturels et les études réalisées sur des systèmes d'épis peuvent également être utilisées pour améliorer la compréhension des mécanismes responsables du *bypass* sédimentaire.

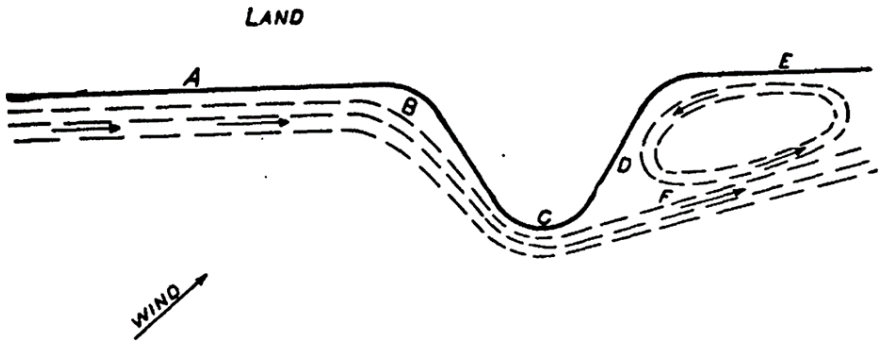


Figure 2.11: Modèle conceptuel du *bypass* sédimentaire proposé par Evans (1943).

D'après Evans (1943), le courant dû à la dérive littorale au point A (Figure 2.11) entraîne d'éventuels sédiments en suspension. Ce transport le long de la côte est ralenti à mesure que le trait de côte est incurvé, et cesse au point B où le trait de côte et les crêtes de vagues sont parallèles. Il en résulte une accumulation de sable et une avancée du trait de côte vers le large, et la courbure en B est rapidement comblée par les sédiments. En cas de forte houle, une partie des sédiments accumulés peut être emportée et distribuée sur le fond. Lorsque le vent est relativement parallèle au trait de côte au point A, une partie des sédiments en suspension est transportée le long de l'obstacle et autour de son extrémité. Le courant de dérive au niveau de la pointe de l'obstacle en C peut engendrer la formation d'une flèche sableuse. Ce courant atteint la côte à une certaine distance en aval du cap, ce qui entraîne la formation d'un courant inverse dirigé du point E vers le point D. Une partie des sédiments transportés par ce courant inverse peut éventuellement rejoindre le courant principal au niveau du point F, ou bien être déposé dans la zone de circulation en aval du cap. Cette zone en aval de l'obstacle est également affectée par l'érosion : du fait de la réfraction des vagues, la direction des vagues est relativement parallèle à la côte au point D, ce qui fait que le courant de dérive y est important, et augmente encore en direction du point E.

Plus tard, les travaux de Short and Masselink (1999) et Smith (2001) ont permis d'apporter des compléments et de proposer de nouveaux modèles conceptuels. A partir d'observations réalisées sur la côte est australienne, Smith (2001) montre que les sédiments sont transportés à travers la majorité des plages en baie de la zone en suivant un angle d'environ 60° par rapport à la côte située en aval de l'obstacle (Figure 2.12). Smith (2001) indique également que plus la distance entre le cap rocheux et la plage en aval est importante, plus la courbure de la plage en aval est grande.

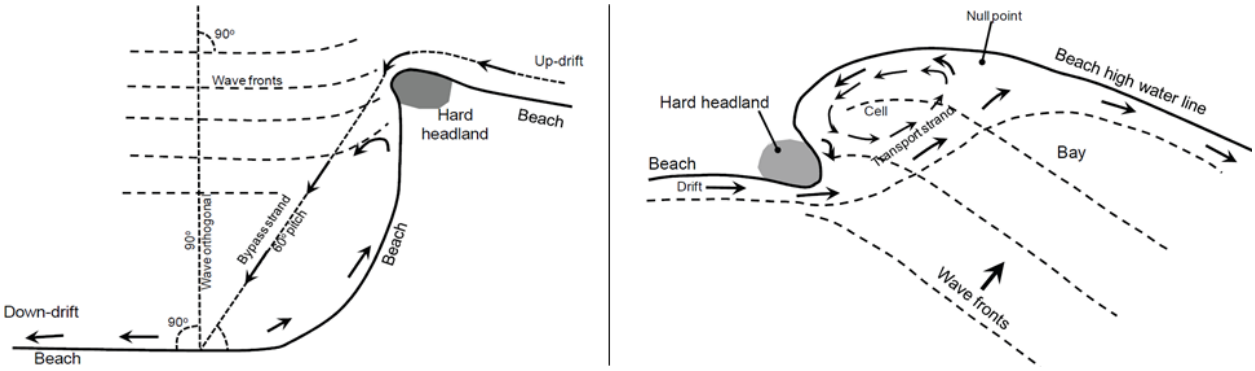


Figure 2.12: Modèle conceptuel du *bypass* sédimentaire proposé par Smith (2001). Source : Ab Razak (2015).

Les méthodes d'analyse d'images satellite et de photographies aériennes ou les suivis par systèmes vidéo ont ensuite apporté des informations considérables sur les caractéristiques et les processus morphologiques impliqués dans le phénomène de *bypass* : rotation des plages, migration des barres de sable, développement de flèches sableuses (Vieira da Silva et al., 2016a). Storlazzi and Field (2000) se sont par exemple appuyés sur des observations qualitatives provenant d'images aériennes pour cartographier la distribution des sédiments et du substrat rocheux afin de mieux comprendre le transport de sédiments et d'identifier les zones potentielles de *bypass* le long de la péninsule de Monterey et de la baie de Carmel, sur la côte californienne. Goodwin et al. (2006)

ont proposé un modèle de 3000 ans de transport et de *bypass* sédimentaire sur une partie de la côte est australienne, basé sur la cartographie des crêtes d'avant-dunes à l'aide d'un ensemble de données de photographies aériennes à haute résolution et à petite échelle, combiné à des méthodes de datation. En utilisant une combinaison d'images de télédétection, de cartes géologiques, de bases de données géospatiales et de cartes de navigation, George et al. (2015) ont classé les caps rocheux de la côte californienne et ont identifié les caractéristiques géomorphologiques clés impactant le *bypass* sédimentaire (voir 2.3.3).

Les méthodes d'analyse de la nature des sédiments et de leur répartition spatiale ont également permis de mieux comprendre le *bypass* sédimentaire. Grâce à des échantillonnages de sédiments, Vieira da Silva et al. (2016b) ont démontré la présence de grains de sable identiques de part et d'autre de caps rocheux, indiquant une connectivité sédimentaire entre les deux compartiments situés en amont et en aval de ces caps. Les campagnes d'échantillonnage de sédiments peuvent également révéler des distributions granulométriques différentes autour d'obstacles rocheux comme à Nazaré, au Portugal (Cascalho et al., 2014), indiquant un contournement sélectif par les grains de sable plus fins. Des expérimentations de piégeage et de traçage de sédiments peuvent être mises en place afin d'obtenir des informations sur les taux de *bypass* sédimentaire et la trajectoire des sédiments. Duarte et al. (2014) ont notamment démontré la présence de *bypass* sédimentaire à Nazaré grâce à un traçage de sable à grande échelle. Enfin, Uphues et al. (2025) ont également étudié le phénomène de *bypass* à Cape Dombey, au sud de l'Australie, grâce à des mesures de courants et de concentrations en sédiments. Ces mesures ont permis de mieux comprendre le phénomène de *bypass* sur le site, mais ont été réalisées en un point unique. Uphues et al. (2025) indiquent que de telles mesures nécessiteraient d'être distribuées spatialement. En général, ces méthodes d'analyse des sédiments et expérimentations à grande échelle sont difficiles à mettre en œuvre et restent rares.

Des indications sur les changements de volume, la vitesse et la direction de migration des barres sableuses peuvent également être obtenues grâce à des suivis topo-bathymétriques (Goodwin et al., 2013; Porpilho et al., 2016). Cependant, la réalisation de levés bathymétriques peut se révéler complexe autour et à proximité des obstacles rocheux où se déroule la majeure partie du processus de *bypass* (Klein et al., 2020).

Ces dernières années, la modélisation numérique est donc apparue comme un outil de plus en plus utilisé pour caractériser le phénomène de *bypass* et ses impacts sur la morphodynamique des littoraux sableux, notamment grâce à des modèles basés sur les processus (Klein et al., 2020). Plusieurs études basées sur des simulations réalisées sur des obstacles rocheux idéalisés ont notamment permis d'isoler les différents facteurs contrôlant le *bypass* sédimentaire (section 2.3.3), et de quantifier et hiérarchiser leur importance (George et al., 2019). Ces travaux ont été complétés par des applications sur des plages réelles (Vieira da Silva et al., 2016b, 2018; McCarroll et al., 2018). La mise en œuvre de modélisations du transport sédimentaire autour d'obstacles rocheux réels est cependant un défi car elle repose sur des données de terrain afin de calibrer le modèle et

assurer la fiabilité des résultats (Vieira da Silva et al., 2016b), données qui restent rares en raison de la complexité de l'acquisition des mesures sur le terrain. La modélisation numérique du *bypass* est également contrainte par les capacités actuelles des modèles d'évolution du trait de côte basés sur les processus, qui présentent des limites dans la simulation des évolutions à long terme (plusieurs années à dizaines d'années, voir section 2.2) et ne permettent donc pas de simuler des cycles complets de *bypass* (Klein et al., 2020) qui peuvent se produire sur de vastes échelles de temps (voir section 2.3.4).

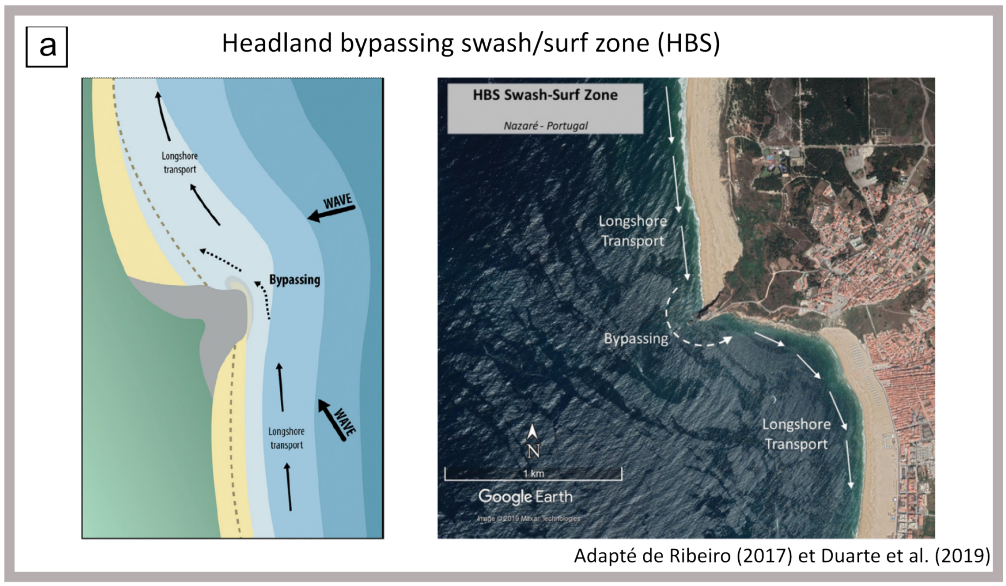
2.3.2 Mécanismes de *bypass* sédimentaire

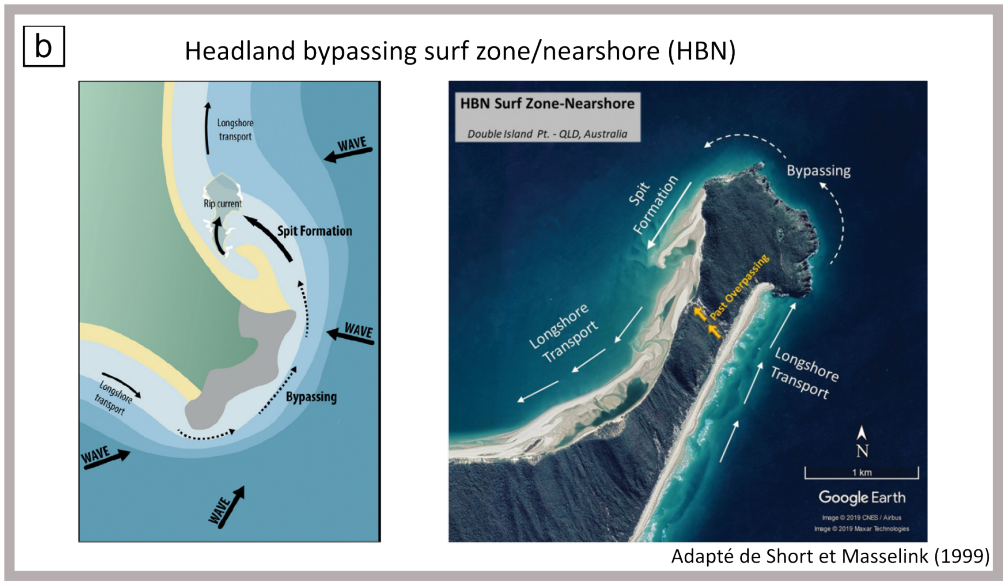
Une classification et des modèles conceptuels basés sur les différents mécanismes et processus responsables du *bypass* a été établie dans Klein et al. (2020). D'après cette classification, trois mécanismes de *bypass* sont principalement observés (Figure 2.13) :

- *Bypass* dans la zone de *surf*/*swash* (*Headland bypassing swash-surf zone* ou HBS, Figure 2.13a) : transport de sédiments longitudinal induit par les vagues, se produisant en eau peu profonde et proche de la côte, le plus souvent dans la zone de *swash* et de *surf* (Ribeiro, 2017). Un exemple marquant de HBS se trouve sur la plage de Nazaré, au Portugal (Duarte et al., 2019). Dans ce cas, la dérive littorale induite par les vagues permet de mettre en mouvement le sable pendant les conditions de faible énergie, ce qui fait que la plage s'élargit jusqu'à ce que le trait de côte atteigne la pointe de l'obstacle rocheux. Le sable peut alors contourner l'obstacle jusqu'à atteindre la plage en aval (Figure 2.13a).

- *Bypass* dans la zone de *surf*/*nearshore* (*Headland bypassing surfzone-nearshore* ou HBN, Figure 2.13b) : transport de sable induit par les vagues se produisant principalement dans la zone de *surf* et au large de celle-ci, mais toujours dans la limite de la profondeur de fermeture. D'après le modèle proposé par Short and Masselink (1999), le sable s'accumule en amont de l'obstacle, parfois associé à une rotation de la plage, puis est transporté vers le large sous l'effet d'un courant d'arrachement au droit de l'obstacle rocheux, formant un banc de sable dans la zone intertidale. Le déplacement du sable se poursuit via la formation d'une flèche sableuse qui migre grâce au courant de dérive et peut éventuellement fusionner avec la plage située en aval de l'obstacle. Un tel mécanisme a été observé par Short and Masselink (1999) sur la côte est australienne, et par Vieira da Silva et al. (2016b,a) à Santa Catarina, au Brésil.

- *Bypass* par traversée d'une plage en baie (*Headland bypassing cross-embayment* ou HBE, Figure 2.13c) induit par le *shoaling* des vagues. Dans ce cas, la pointe du cap rocheux se trouve souvent à une profondeur inférieure à la profondeur de fermeture, et sur des littoraux caractérisés par un transport longitudinal moyen à élevé. Le processus est initié lorsque des vagues de forte énergie permettent de transporter vers le large le sable situé en amont de





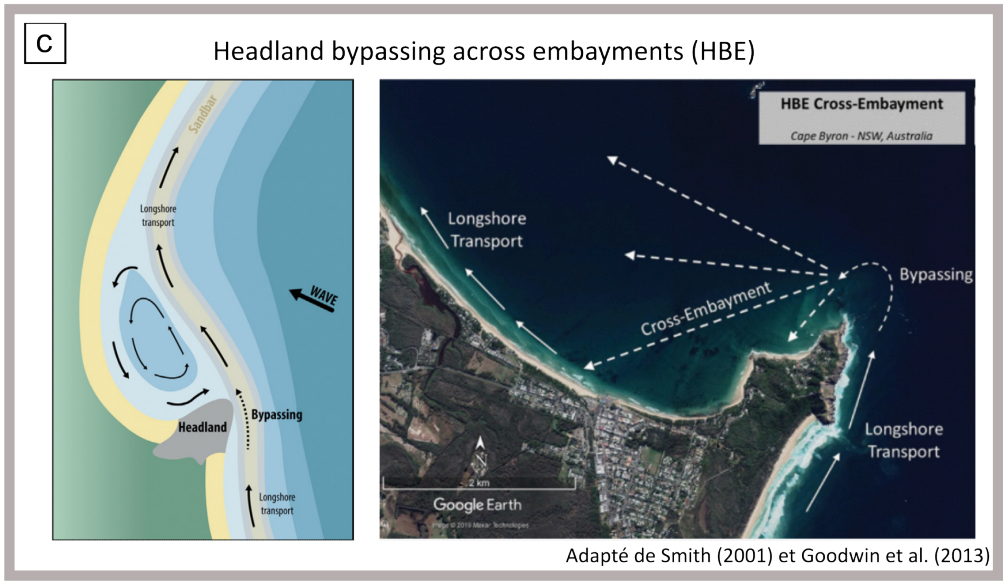


Figure 2.13: Classification des principaux mécanismes de *bypass* sédimentaire : modèles conceptuels et exemples de terrain. D'après Klein et al. (2020).

l'obstacle. Les sédiments transitent ensuite obliquement à travers la baie. Ce mécanisme se rapproche de celui décrit par Evans (1943), puis par Smith (2001) sur la côte est australienne.

2.3.3 Principaux facteurs de contrôle du *bypass* sédimentaire

L'apparition et l'intensité du phénomène de *bypass* sédimentaire dépend de l'interaction entre plusieurs paramètres, liés à trois facteurs principaux, qu'ils soient internes ou externes au système : les contraintes géomorphologiques, les forçages physiques, et les caractéristiques et la disponibilité des sédiments (George et al., 2019; Klein et al., 2020).

- **Contraintes géomorphologiques**

Le phénomène de *bypass* est contrôlé par la morphologie du cap rocheux autour duquel il se produit, ainsi que par la morphologie du fond marin autour de celui-ci. George et al. (2015) ont classé 78 caps rocheux le long de la côte californienne en 8 catégories distinctes selon leur morphologie, et ont montré que la taille de l'obstacle (périmètre du cap rocheux), l'angle à la pointe de l'apex du cap (Figure 2.14), et le rapport de pente bathymétrique (rapport entre la pente en amont et en aval de l'obstacle rocheux) sont les principaux facteurs de contrôle géomorphologiques qui s'exercent sur le phénomène de *bypass*.

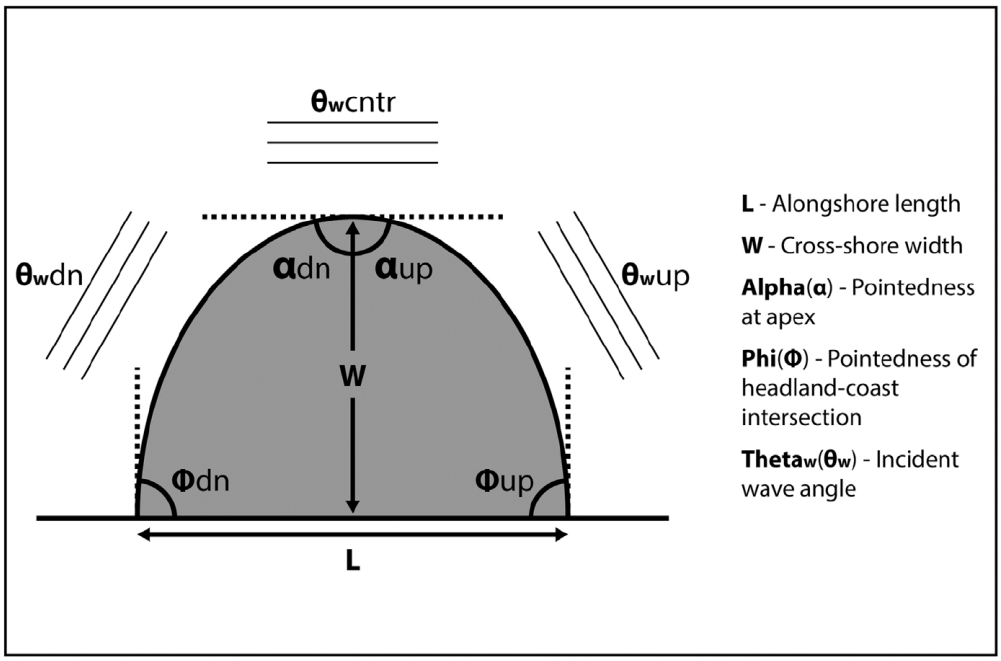


Figure 2.14: Principales contraintes géomorphologiques des caps rocheux pour le phénomène de *bypass* sédimentaire. Source : Klein et al. (2020), adapté de George et al. (2015).

Plus tard, George et al. (2019) ont montré que, bien que les caps rocheux rectangulaires causent une plus grande perturbation du transport sédimentaire que les caps rocheux en pointe, la forme des obstacles est un facteur secondaire par rapport à leur taille. La taille des obstacles rocheux est

également identifiée comme un facteur important par McCarroll et al. (2021a) et King et al. (2021) qui montrent que le rapport entre l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux et l'extension de la zone de déferlement conditionne le transport sédimentaire autour d'un obstacle (voir section 2.4.2). Par ailleurs, au sein des plages en baie, pour permettre qu'un phénomène de *bypass* induit par un courant *longshore* puisse se produire, Scott et al. (2016) montrent que le rapport entre la longueur de la plage et l'extension transversale des obstacles doit en général excéder 5, et Short and Masselink (1999) et Castelle and Coco (2012) indiquent que le rapport entre la longueur de la plage et la largeur de la zone de déferlement doit excéder 10. Dans le cas contraire, le courant *longshore* n'a pas la place de se développer entre les deux obstacles et le phénomène de *bypass* peut se produire uniquement en présence de courants *cross-shore* permettant de transporter les sédiments vers le large, souvent lors des tempêtes (Storlazzi and Field, 2000).

- **Forçages physiques**

Vieira da Silva et al. (2018) ont montré que les vagues sont le principal moteur du phénomène de *bypass*, tandis que la marée et le vent jouent un rôle secondaire. Le vent module notamment l'intensité du *bypass* à des taux 2 fois moins importants que les vagues. La prédominance de l'influence des vagues dans le *bypass* est confirmée par George et al. (2019) qui montrent que le transport sédimentaire n'est pas significativement plus important en considérant l'ajout d'un courant régional par rapport au transport uniquement entraîné par les vagues. Cependant, dans certains cas, les courants de marée peuvent amplifier le transport induit par les vagues dans les environnements macrotidaux (McCarroll et al., 2018; Valiente et al., 2019) en conditions de vagues médianes (King et al., 2021). En ce qui concerne les vagues, l'angle d'incidence et la hauteur des vagues sont les facteurs qui ont l'impact le plus important sur le *bypass* sédimentaire. Dans le cas du *bypass* induit par les courants *longshore*, la persistance du climat de vagues est un facteur de contrôle clé car elle induit une rotation de la plage et une accumulation de sable en amont de l'obstacle, réduisant ainsi l'extension *cross-shore* de l'obstacle et permettant l'apparition du *bypass*.

- **Caractéristiques et disponibilité des sédiments**

Parmi les différents paramètres caractérisant les grains de sable, George et al. (2019) ont montré que le phénomène de *bypass* est principalement influencé par la vitesse de chute des particules (elle-même liée à la taille, la densité et la forme des particules) et par la contrainte de cisaillement au fond. Turki et al. (2013b) ont observé que plus la granulométrie des sédiments est grossière, plus la réponse de la plage aux conditions de vagues incidentes est lente, ce qui pourrait donc impacter le phénomène de *bypass*. Ceci est confirmé par les travaux de Cascalho et al. (2014) indiquant un *bypass* sélectif selon la taille des grains de sable, et Ribeiro (2017) qui évoque quant à lui un tri selon la densité des particules. Les variations d'apports sédimentaires fournis aux plages par les

cours d'eau affectent le bilan sédimentaire et le comportement morphologique de ces dernières sur le long terme (Marco-Peretó et al., 2024). La disponibilité des sédiments est donc un autre facteur modulant l'ampleur du phénomène de *bypass* sédimentaire à long terme (Klein et al., 2020). Selon King et al. (2021), la variabilité de la couverture sédimentaire dans la zone adjacente à un obstacle rocheux peut réduire le phénomène de *bypass* de plusieurs ordres de grandeur par rapport à une couverture sédimentaire uniforme.

2.3.4 Impact sur la morphologie des plages à diverses échelles de temps

Le phénomène de *bypass* sédimentaire impacte grandement la morphologie des plages, notamment dans les plages en baie qui représentent environ 50% des plages dans le monde (Inman and Nordstrom, 1971; Short and Masselink, 1999). L'impact du *bypass* sédimentaire sur la morphologie des plages est d'autant plus important à prendre en compte qu'il s'exerce sur de multiples échelles temporelles.

Goodwin et al. (2006) montrent que les évolutions morphologiques des plages de la côte est australienne pendant la seconde partie de l'Holocène répondent aux fluctuations des directions moyennes de vagues, aux gradients longitudinaux de transport sédimentaire et aux processus de *bypass* sédimentaire sur des échelles de temps **multi-décennales à centennales**.

Par la suite, Goodwin et al. (2013) ont étudié les mécanismes de *bypass* à Cape Byron (Nouvelle-Galles du Sud, Australie) à partir de levés bathymétriques datant de 1883, 2002 et 2011. Deux mécanismes de *bypass* sont observés et s'exercent à des échelles **interannuelles à décennales** : un transport à travers la baie ou *cross-embayment* lorsque le climat de vagues est unimodal, à dominante est/sud-est (période avant 1883), et un transport partagé entre deux trajectoires (*inner nearshore* et *cross-embayment*) en présence d'un climat de vagues bimodal à dominante sud/sud-est et est/nord-est (comme dans les années 2000). Ces changements se manifestent par une rotation de la plage de 10°, et sont conformes à la variabilité climatique décennale décrite par l'*Interdecadal Pacific Oscillation* (IPO).

Da Silva et al. (2021) ont également étudié les différents mécanismes de *bypass* sur la côte est australienne à Fingal Point (Figure 2.15). Sur ce site, le *bypass* est gouverné par deux processus distincts à l'échelle **saisonnière et interannuelle**, la prédominance de l'un ou de l'autre étant contrôlée par les vagues et la disponibilité des sédiments. Le premier mécanisme de *bypass* se fait via contournement de barres sableuses autour du cap rocheux, et se rapproche du modèle HBE (*headland bypassing cross-embayment*, Figure 2.13c) présenté dans Klein et al. (2020). Le transport de sable est initié lors d'une tempête, puis le cycle complet de *bypass* se déroule en sept à dix mois. Un deuxième cycle de *bypass* plus rapide (quelques mois à la fin du printemps ou début de l'été) se produit lorsque les sédiments franchissent la pointe du cap rocheux en cas de conditions de vagues persistantes de faible énergie (modèle *headland bypassing swash-surfzone* dans Klein et al. (2020), Figure 2.13a). Les modes de variabilité climatique à échelle **pluri-annuelle à**

décennale (*El Niño, Pacific Decadal Oscillation, Interdecadal Pacific Oscillation*) ont également une influence sur les mécanismes de *bypass* à Fingal Point en impactant les évolutions de trait de côte se produisant à plus faible fréquence. Par exemple, les événements la Niña ont un impact sur le recul du trait de côte à long terme au niveau de la plage située en amont du cap rocheux, ce qui impacte le phénomène de *bypass*.

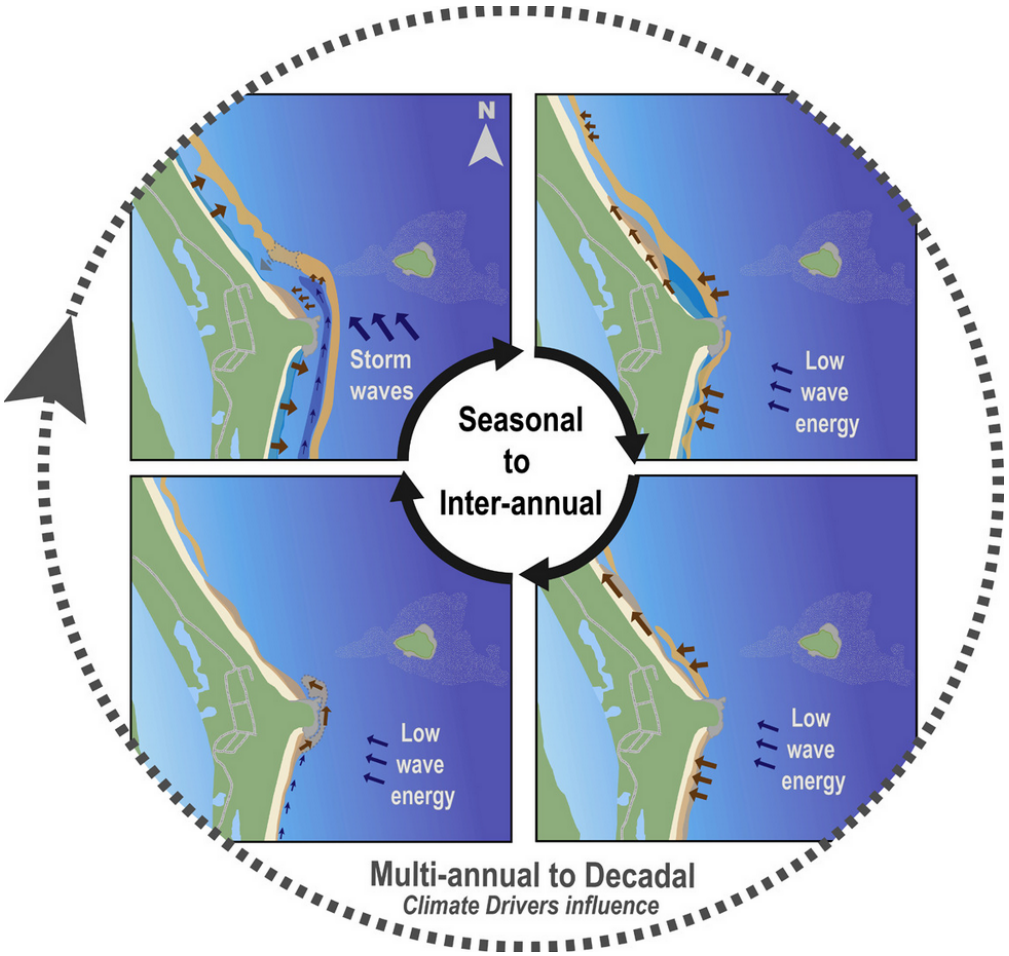


Figure 2.15: Illustration des mécanismes de *bypass* observés à Fingal Point et échelles temporelles associées. Source : Da Silva et al. (2021).

Wishaw et al. (2021) soulignent également l'influence des modes de variabilité climatique régionaux sur le phénomène de *bypass* sédimentaire : autour du cap rocheux de Noosa Headland (Queensland, Australie) le *bypass* est plus susceptible de se produire durant les phases La Niña. De plus, ils montrent que le changement de direction du climat de vagues induit par le changement climatique global impactera le *bypass* sédimentaire à long terme : réduction du phénomène de *bypass* et augmentation de l'érosion le long de certaines plages protégées par des caps rocheux, particulièrement Noosa Main Beach. En effet, l'érosion sous les effets cumulés du déficit sédimentaire et/ou de l'élévation du niveau marin pourrait largement affecter les systèmes littoraux en présence de *bypass* sédimentaire. Des plages délimitées par des ouvrages ou caps rocheux pourraient voir le *bypass* diminuer, voire même disparaître, au fur et à mesure que la plage recule et que la longueur relative de l'obstacle augmente. D'autres zones pourraient voir des obstacles naturels ou artificiels commencer à affecter le transit littoral, là où la dérive littorale n'était pas pertur-

bée, provoquant potentiellement des changements de trajectoire de l'évolution du système littoral en amont et en aval de ce nouvel obstacle au transit littoral. Ce phénomène sera illustré dans le Chapitre 5.2 avec le cas de Lacanau à l'horizon 2100 dans un contexte de changement climatique.

2.4 Vers une prise en compte du *bypass* sédimentaire dans les modèles de trait de côte à complexité réduite

2.4.1 État des lieux de la prise en compte du *bypass* dans les modèles à complexité réduite

Malgré le rôle essentiel du *bypass* dans la géométrie moyenne du trait de côte et son évolution long terme, de nombreux modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite ne prennent pas en compte le transfert longitudinal de sédiments autour d'obstacles rocheux. Certains d'entre eux, comme le modèle LX-Shore (Robinet et al., 2018) permettent qu'un *bypass* sédimentaire se produise uniquement lorsque le trait de côte atteint l'extrémité de l'obstacle rocheux (voir Figure 3.8, section 3.1.5). Ce type de *bypass* se rapproche du mécanisme HBS présenté par Klein et al. (2020) (section 2.3.2) mais ne permet pas de rendre compte de l'existence d'un *bypass* sédimentaire subaquatique dans et en dehors de la zone de déferlement. Le modèle GENESIS (Hanson and Kraus, 1989) est l'un des premiers modèle à intégrer la prise en compte d'un *bypass* sédimentaire subaquatique, se produisant avant que le trait de côte n'atteigne l'extrémité d'un obstacle rocheux, suivi par les modèles ShorelineS (Roelvink et al., 2020) et IH-LANS (Alvarez-Cuesta et al., 2021, 2023).

- **GENESIS** (Hanson and Kraus, 1989)

Dans GENESIS, il est supposé que le *bypass* se produit lorsque la profondeur à l'extrémité d'une structure D_G est inférieure à la profondeur de transport *longshore* actif D_{LT}. La profondeur D_G peut être déterminée grâce à l'équation du profil sableux, en connaissant la distance entre le trait de côte et l'extrémité de la structure. La valeur de D_{LT} est déterminée grâce à l'équation suivante :

$$D_{LT} = \frac{1.27}{\gamma}(H_{1/3})_b \tag{2.2}$$

où 1.27 est le facteur de conversion entre le dixième des hauteurs de vagues les plus élevées et la hauteur significative des vagues, γ est le critère de déferlement, défini comme le rapport entre la hauteur de vagues et la profondeur au déferlement, et $(H_{1/3})_b$ est la hauteur significative des vagues au déferlement.

Un facteur de *bypass*, noté BYP est ensuite utilisé :

$$BYP = 1 - (D_G/D_{LT}) \tag{2.3}$$

Si $D_G \geq D_{LT}$, BYP = 0 et il n'y a pas de *bypass*. A l'inverse, une valeur de BYP = 1 signifie que tout le sable peut contourner la structure.

Le modèle GENESIS utilise également un facteur de perméabilité, noté $PERM$, utilisé afin de décrire la transmission de sable au-dessus ou au travers d'une structure connectée à la côte. Un épi haut (par rapport au niveau moyen de l'eau), structurellement étanche, qui s'étend loin vers l'intérieur des terres, se voit attribuer la valeur $PERM$ = 0 , tandis qu'une structure complètement "transparente" se voit attribuer la valeur $PERM$ = 1 . Les valeurs de $PERM$ doivent être spécifiées par l'utilisateur en fonction des caractéristiques structurelles de l'épi (jetée, brise-lames), de son élévation et de l'amplitude de la marée sur le site. Après avoir déterminé les valeurs de $PERM$ et de BYP, GENESIS calcule pour chaque structure la fraction totale de sédiments F passant au-dessus, autour ou au travers selon l'équation suivante :

$$F = PERM(1 - BYP) + BYP. \tag{2.4}$$

- **ShorelineS** (Roelvink et al., 2020)

Le modèle ShorelineS (Roelvink et al., 2020) utilise une approche similaire en intégrant un facteur de *bypass* noté BPF. En présence d'un obstacle rocheux, le flux *longshore* QS au point de grille i s'écrit :

$$QS_i = BPF \times QS_{i-1} \tag{2.5}$$

Le volume de sédiments correspondant est directement envoyé au dernier point de grille abrité $ilast$ (Figure 2.16). Ainsi, seul le dernier point de grille abrité reçoit les sédiments transportés via *bypass*, et il n'existe pas de gradient de transport de sédiments entre le point de grille i et le dernier point de grille abrité $ilast$.

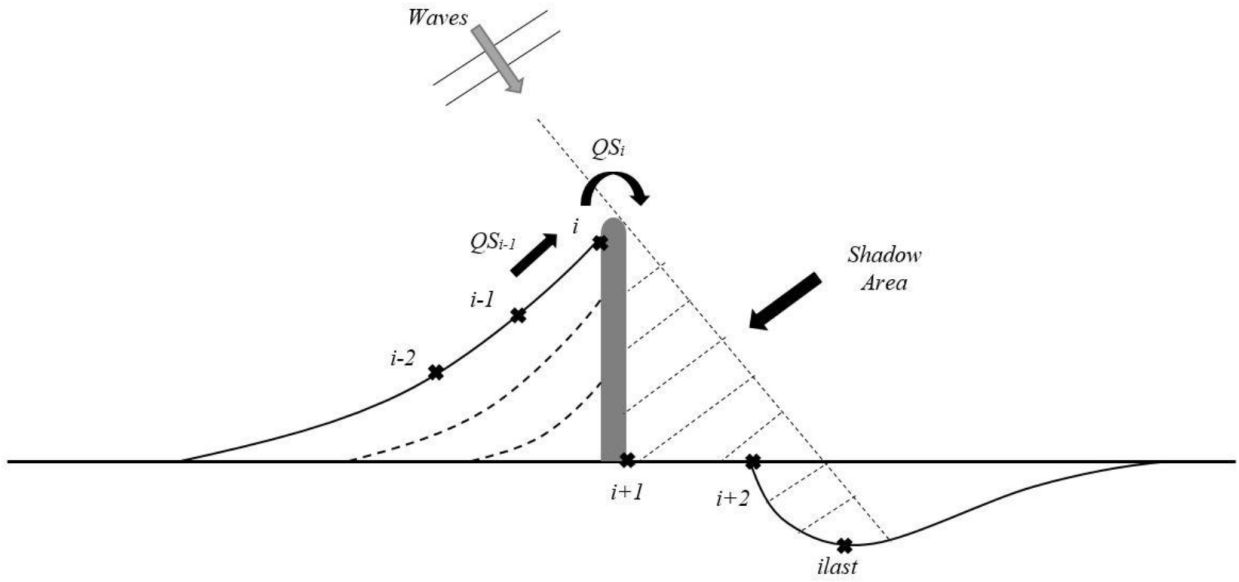


Figure 2.16: Transport sédimentaire autour d'un obstacle rocheux dans ShorelineS. Source : Roelvink et al. (2020).

Roelvink et al. (2020) indiquent que l'approche utilisée dans ShorelineS permet de simuler le *bypass* de deux façons différentes :

- Soit le *bypass* se produit uniquement lorsque l'accrétion en amont de l'obstacle permet au trait de côte d'atteindre l'extrémité de celui-ci. Dans ce cas, le facteur de *bypass* BPF est considéré nul depuis le début de la simulation jusqu'au moment où les sédiments atteignent la pointe de la structure. A partir de ce moment-là, le facteur BPF prend sa valeur maximale (BPF = 1), ce qui signifie que tous les sédiments sont transportés en aval de l'obstacle.

- Soit le *bypass* peut se produire dès la construction de l'obstacle rocheux, alors que le trait de côte en amont de l'obstacle n'a pas atteint son extrémité. Le volume de sédiment transporté via *bypass* augmente alors graduellement à partir du moment où la profondeur à la pointe de la structure D_S est inférieure à la profondeur de transport *longshore* actif D_{LT}. Dans ce cas, BPF est calculé de la même manière que dans GENESIS : $BPF = 1 - (D_S/D_{LT})$.

- **IH-LANS et IH-LANSloc** (Alvarez-Cuesta et al., 2021, 2023)

Dans IH-LANS et IH-LANSloc, un facteur K_e est utilisé pour représenter la proportion de flux sédimentaire piégée par un épi rocheux (Figure 2.17). Ce facteur, compris entre 0 et 1, dépend de la largeur de la bande où se déroule le transport sédimentaire (une bande 25% plus large que la largeur de la zone de déferlement W_b suivant Kristensen et al. (2016) et Van Den Berg et al. (2012)), de la forme de la distribution *cross-shore* du transport sédimentaire *longshore* $q_c(\eta)$ où η est la position *cross-shore* par rapport au trait de côte, et de la longueur de l'obstacle rocheux L_e.

La distribution *cross-shore* du transport sédimentaire *longshore* étant considérée uniforme, K_e s'écrit de la manière suivante :

$$K_e = 1 - \frac{L_e}{1.25 W_b} \tag{2.6}$$

Le flux sédimentaire Q contournant l'épi rocheux est donc $Q = K_e Q_0$, avec Q_0 le flux sédimentaire *longshore*, calculé grâce à la formule du CERC (USACE, 1984).

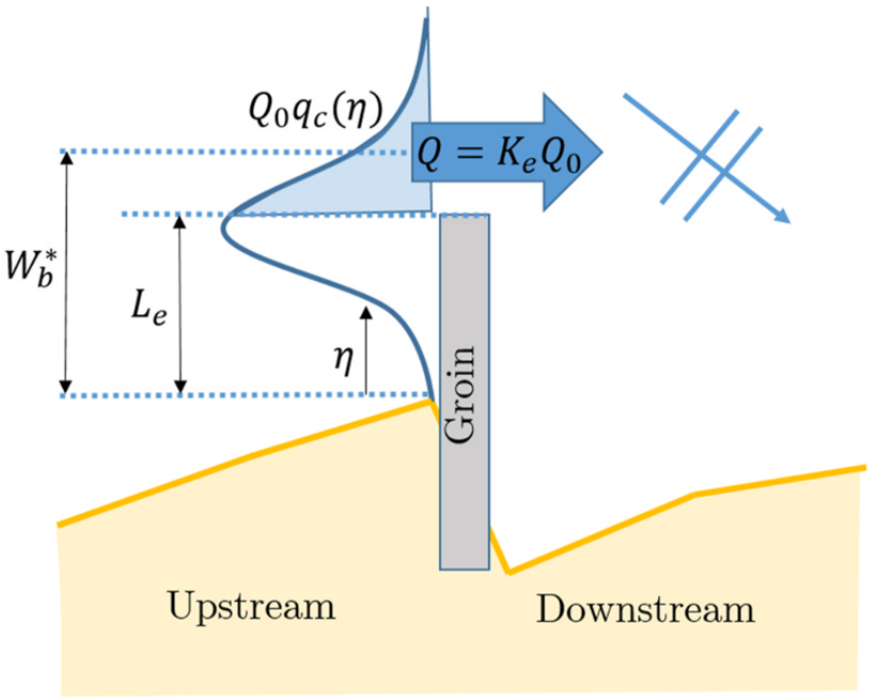


Figure 2.17: Implémentation du *bypass* dans IH-LANS. Source : Alvarez-Cuesta et al. (2021).

En résumé, les approches utilisées dans GENESIS, ShorelineS et IH-LANS permettent une première prise en compte du *bypass* sédimentaire subaquatique, en s'appuyant sur des approches assez simples, qui considèrent notamment que le flux sédimentaire contournant un obstacle rocheux augmente linéairement à mesure que le trait de côte se rapproche de l'extrémité de l'obstacle (voir section 4.4). Or, ces dernières années, des paramétrisations du phénomène de *bypass* plus réalistes ont été développées (McCarroll et al., 2021a; King et al., 2021).

2.4.2 Développement d'expressions paramétriques du *bypass*

McCarroll et al. (2021a) ont développé une expression paramétrique du *bypass* sédimentaire induit par les vagues autour d'un obstacle rocheux idéalisé. Bien que les courants de marée puissent transporter du sédiment dans la colonne d'eau, plusieurs études ont montré que le *bypass* sédimentaire subaquatique est principalement induit par l'action des vagues (Vieira da Silva et al., 2018; King et al., 2019). Les effets des courants de marée n'ont donc pas été inclus dans la paramétrisation du flux Q_B proposée par McCarroll et al. (2021a). Cette expression a été développée à partir de plus de 1000 simulations réalisées avec le modèle basé sur les processus physiques XBeach

(Roelvink et al., 2009). Le modèle a été exécuté en mode *surfbeat*, permettant de résoudre les groupes de vagues. Le mode *surfbeat* de XBeach a été largement utilisé et validé pour modéliser l'hydro-morphodynamique littorale dans de nombreux environnements, notamment en présence d'obstacles rocheux (Scott et al., 2016; Castelle and Coco, 2013; Castelle et al., 2014b).

Les simulations ont été réalisées sur une plage idéalisée de 3 km de long présentant un cap rocheux de longueur, largeur et morphologie variable, mais restant symétrique. La plage est soumise à différents forçages de vagues présentant des hauteurs, périodes et directions variables. La taille des grains de sable et la pente de plage sont également variables selon les simulations. Le transport sédimentaire dans les simulations XBeach est calculé via l'équation d'advection-diffusion moyennée sur la profondeur (Galappatti and Vreugdenhil, 1985). Le flux sédimentaire résultant du *bypass* subaquatique a été déterminé comme étant le flux sédimentaire longitudinal pour un transect au large de l'apex de l'obstacle rocheux, moyenné sur les 30 dernières minutes des simulations ayant une durée totale de 90 min. Quatre tests statistiques différents ont été utilisés afin de comparer les estimations du flux Q_B par XBeach et celles obtenues via les expressions paramétriques. Les résultats montrent que le flux de sédiments contournant un obstacle rocheux $Q_B(m^3/s)$ peut être exprimé comme une fonction du flux sédimentaire *longshore* Q_0 qui serait présent en l'absence d'obstacle, et du rapport entre l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux X_H et de la largeur de la zone de déferlement X_S :

$$Q_B = sign(A)p_1A^2 + p_2A, \tag{2.7}$$

avec

$$A = Q_0 \exp(-b_1(X_H/X_S)^{b_2}) \tag{2.8}$$

où p_1, p_2, b_1 et b_2 sont des coefficients ajustés par calibration.

Cette expression est valable pour $0.5 < X_H/X_S < 3$ (McCarroll et al., 2021a). Si $X_H/X_S < 0.5$ (i.e. la zone de déferlement s'étend bien au-delà de l'extrémité de l'obstacle), l'obstacle n'impacte pas le transport sédimentaire longitudinal, donc $Q_B = Q_0$ (Figure 2.18a). Au contraire, si $X_H/X_S > 3$ (i.e. la zone de déferlement ne s'étend que sur une zone restreinte du flanc de l'obstacle), le transport *longshore* est bloqué par l'obstacle et $Q_B = 0$ (Figure 2.18c).

L'expression paramétrique de Q_B obtenue a été testée sur un cap rocheux réel, situé au nord de la plage de Perranporth, au Royaume-Uni. Les taux de sédiments transportés autour du cap sont cohérents avec les résultats obtenus lors d'une précédente modélisation réalisée à cet endroit grâce au modèle Delft 3D (McCarroll et al., 2018). Bien que les observations de volumes de sédiments transportés autour d'obstacles rocheux soient très rares, McCarroll et al. (2021a) ont également mis en place une validation par rapport à des observations de *bypass* à Start Bay (Royaume-Uni). Les résultats confirment que l'expression de Q_B développée fournit une première estimation raisonnable des volumes de sédiments réels contournant un obstacle rocheux idéalisé.

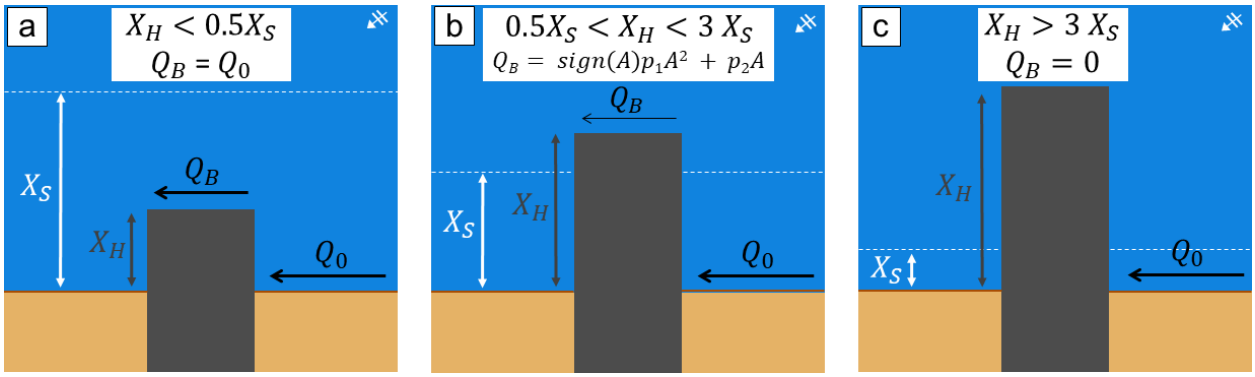


Figure 2.18: Expression du flux de *bypass* Q_B utilisée en fonction du rapport entre l'extension cross-shore de l'obstacle rocheux X_H et la largeur de la zone de déferlement X_S. Adapté de McCarroll et al. (2021a).

King et al. (2021) ont ensuite testé cette paramétrisation sur la côte nord des Cornouailles, au sud-ouest du Royaume-Uni, et l'ont adaptée afin de tenir compte de morphologies de caps rocheux plus complexes et de l'effet d'une couverture de sédiments variable. King et al. (2021) montrent que les taux de *bypass* sont minimes lorsque l'extension *cross-shore* du cap rocheux X_H est supérieure à 5 largeurs de zone de déferlement X_S, et que la profondeur de la pointe du cap rocheux est un contrôle secondaire important, qui modère l'impact des vagues au large de l'extrémité de l'obstacle. De plus, une disponibilité en sédiments limitée au niveau de l'extrémité du cap rocheux peut réduire le *bypass* d'un ordre de grandeur. La paramétrisation de Q_B proposée par King et al. (2021) s'écrit :

$$Q_B = Q_0 e^{-(\frac{X_H}{X_S})^{0.5}} e^{3.5-\frac{1}{(m_t-0.7)^2}}, \tag{2.9}$$

où m_t est la pente à la pointe du cap rocheux, et Q_0 est le flux sédimentaire *longshore*, calculé grâce à la formule de Van Rijn (2014).

Cette expression s'applique si $0.5X_S < X_H < 5X_S$. Si $X_H > 5X_S$, il est considéré que Q_B est nul, et si $X_H < 0.5X_S$, le transport sédimentaire n'est pas contraint par l'obstacle rocheux et $Q_B = Q_0$. Enfin, s'il n'y a pas de sédiment disponible au niveau de l'extrémité de l'obstacle et si $X_H > 1.5X_S$, le flux Q_B est calculé de la manière suivante :

$$Q_B = 0.1 \times Q_0 e^{-(\frac{X_H}{X_S})^{0.5}} e^{3.5-\frac{1}{(m_t-0.7)^2}}. \tag{2.10}$$

2.4.3 Positionnement de la thèse

Le Chapitre 2 a permis d'introduire les principaux phénomènes et processus responsables des évolutions de trait de côte et les différentes approches existantes afin de modéliser ces évolutions sur différentes échelles spatio-temporelles. En zone littorale, les courants induits par les vagues sont responsables de transports sédimentaires dans les directions *longshore* et *cross-shore*. Ces transports sédimentaires induisent des évolutions du trait de côte à court terme (heures à mois), moyen et long terme (années, décennies voire siècles). La modélisation de ces évolutions peut être réalisée grâce à diverses approches. Les modèles d'évolution du trait de côte basés sur les processus physiques sont efficaces à court et moyen terme (semaines à mois, et parfois années, selon les environnements et les échelles spatiales) mais sont souvent inadaptés pour étudier l'évolution des littoraux dominés par l'action des vagues à long terme (de plusieurs décennies à des siècles). A l'inverse, les modèles basés sur les données permettent de réaliser des simulations à plus long terme, mais ont un champ d'application plus restreint et une forte dépendance à la disponibilité de données pour la calibration.

Les modèles à complexité réduite ou hybrides constituent donc une approche intermédiaire, et fournissent des prédictions fiables de l'évolution du trait de côte sur des échelles spatio-temporelles plus vastes (changements à l'échelle kilométrique sur des décennies) que les modèles basés sur les processus, tout en maintenant l'efficacité en temps de calcul des modèles *data-driven* sans être autant dépendants à la disponibilité de données pour la calibration. Cependant, il existe encore une marge de progression pour que ces modèles permettent de reproduire les évolutions du trait de côte dans certains environnements. Par exemple, la plupart de ces modèles ne prennent pas en compte, ou de manière simplifiée, le *bypass* sédimentaire subaquatique autour d'obstacles rocheux naturels ou anthropiques. Or, le *bypass* est un phénomène qui impacte la morphologie des littoraux de manière significative, sur de vastes échelles temporelles (échelle évènementielle, saisonnière, interannuelle, décennale voire centennale) et spatiales, et en particulier sur les plages en baie, qui constituent environ la moitié des plages mondiales et dont la morphodynamique est grandement impactée par la présence des points durs qui les délimitent.

La prise en compte de l'impact du *bypass* dans des modèles d'évolution de trait de côte permettant de réaliser des simulations à moyen et long terme est donc un objectif essentiel. Ces dernières années, des paramétrisations du phénomène de *bypass* sédimentaire ont été développées en se basant sur les facteurs principaux qui contrôlent le *bypass* (extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux, forçage de vagues). L'implémentation de ce type de paramétrisation dans un modèle à complexité réduite constitue donc une avancée importante vers une extension du champ d'application des modèles hybrides.

Parmi les modèles à complexité réduite, LX-Shore offre un cadre de modélisation prometteur permettant de simuler les évolutions du trait de côte à moyen et long terme avec des temps de calcul raisonnables, en tenant compte de l'impact des processus *cross-shore* et *longshore* et de l'élévation

du niveau marin, en permettant de simuler des formes particulières de trait de côte ou encore de considérer la présence de zones non érodables.

L'objectif de ces travaux de thèse est donc principalement de contribuer au développement du modèle hybride LX-Shore afin d'améliorer la modélisation et la compréhension de l'évolution passée et future des littoraux sableux dominés par l'action des vagues, en présence du phénomène de *bypass* sédimentaire. Pour cela, j'ai implémenté dans LX-Shore une expression paramétrique du phénomène de *bypass* sédimentaire autour d'obstacles rocheux (**Chapitre 3**), puis ai testé cette nouvelle version du modèle prenant en compte l'impact du *bypass* subaquatique sur une plage en baie idéalisée afin de mettre en évidence l'impact du *bypass* sur la forme moyenne et la variabilité spatiale du trait de côte dans les plages en baie (**Chapitre 4**). Dans un second temps, j'ai appliqué le modèle sur des cas réels pour explorer l'impact de ces améliorations du modèle sur les évolutions du trait de côte, de l'échelle événementielle (tempêtes) jusqu'aux dynamiques pluri-décennales dans un contexte de changement climatique (**Chapitre 5**).

Chapitre 3

Implémentation du *bypass* sédimentaire dans LX-Shore

Contents

3.1 LX-Shore 42

3.1.1 Description générale 42

3.1.2 Fraction en sédiment et évolution du trait de côte 43

3.1.3 Vagues et bathymétrie 46

3.1.4 Transport sédimentaire 50

3.1.5 Exemples d'applications 53

3.2 Implémentation numérique du *bypass* sédimentaire 55

3.2.1 Principe général 55

3.2.2 Paramétrisation du flux sédimentaire contournant un obstacle rocheux . . 58

3.2.3 Implémentation numérique dans le code 60

3.3 Conclusions 65

3.1 LX-Shore

3.1.1 Description générale

LX-Shore (Robinet, 2017; Robinet et al., 2018) est un modèle numérique d'évolution du trait de côte conçu pour une application aux côtes sableuses dominées par l'action des vagues. C'est un modèle à complexité réduite, ou dit hybride (section 2.2), qui vise à reproduire et prédire les évolutions du trait de côte sur des échelles de temps allant de l'événement (quelques heures) aux décennies tout en gardant des temps de calcul raisonnables. Il s'agit d'un modèle cellulaire 2D en vue de dessus (Figure 3.1) s'appuyant sur le concept des modèles d'évolution du trait de côte dits *one-line* (Pelnard-Considère, 1956; Komar and Inman, 1970; Hanson and Kraus, 1989). Le modèle est intégralement codé en Fortran 90.

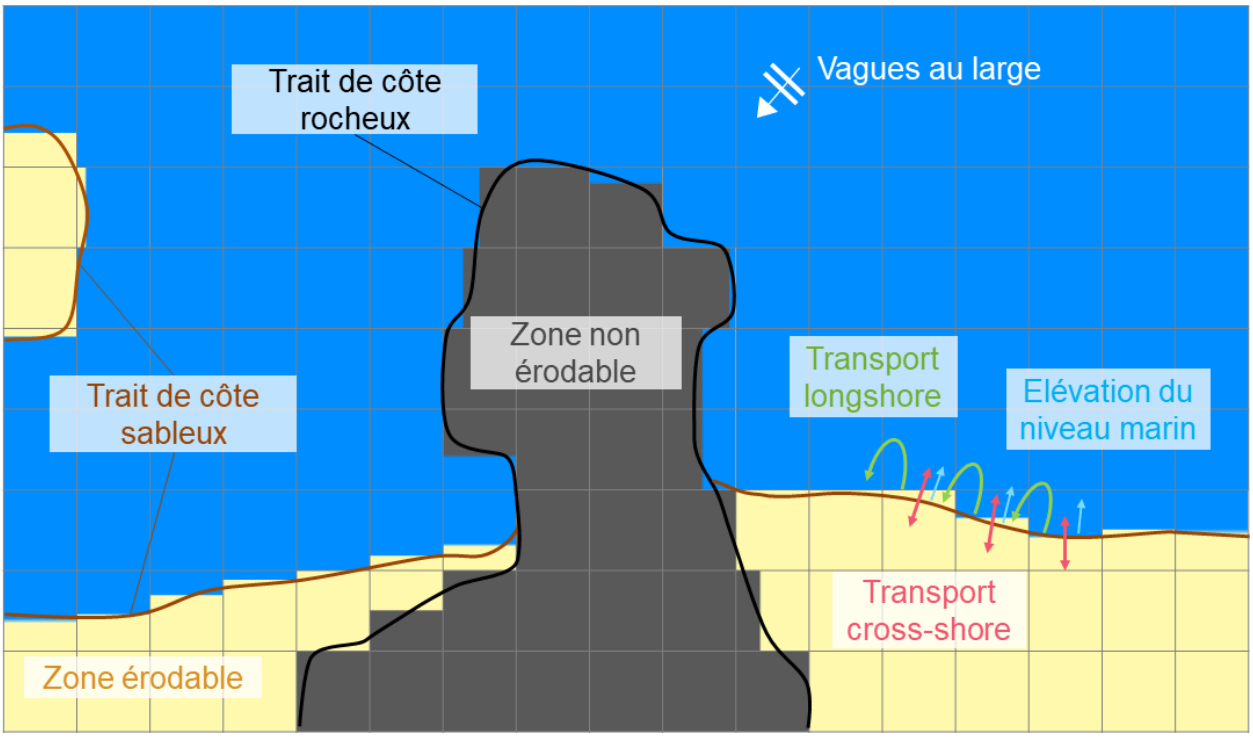


Figure 3.1: Vue de dessus d'un exemple de zone littorale dont les évolutions de trait de côte peuvent être simulées par LX-Shore et illustration des transports sédimentaires induits par les processus *longshore*, *cross-shore* et l'élévation du niveau marin au sein des cellules de la grille morphologique (modifié d'après Robinet et al. (2018) et Robinet et al. (2020c)).

LX-Shore permet de simuler les évolutions du trait de côte induites à la fois par les processus *longshore*, les processus *cross-shore* et l'élévation du niveau marin. Il permet également de prendre en compte la présence de zones non érodables. La Figure 3.2 présente l'architecture fonctionnelle du modèle.

Au début de chaque itération, les caractéristiques du trait de côte (position et orientation) sont récupérées au niveau de chaque cellule qu'il traverse. Les vagues au large sont propagées jusqu'à la

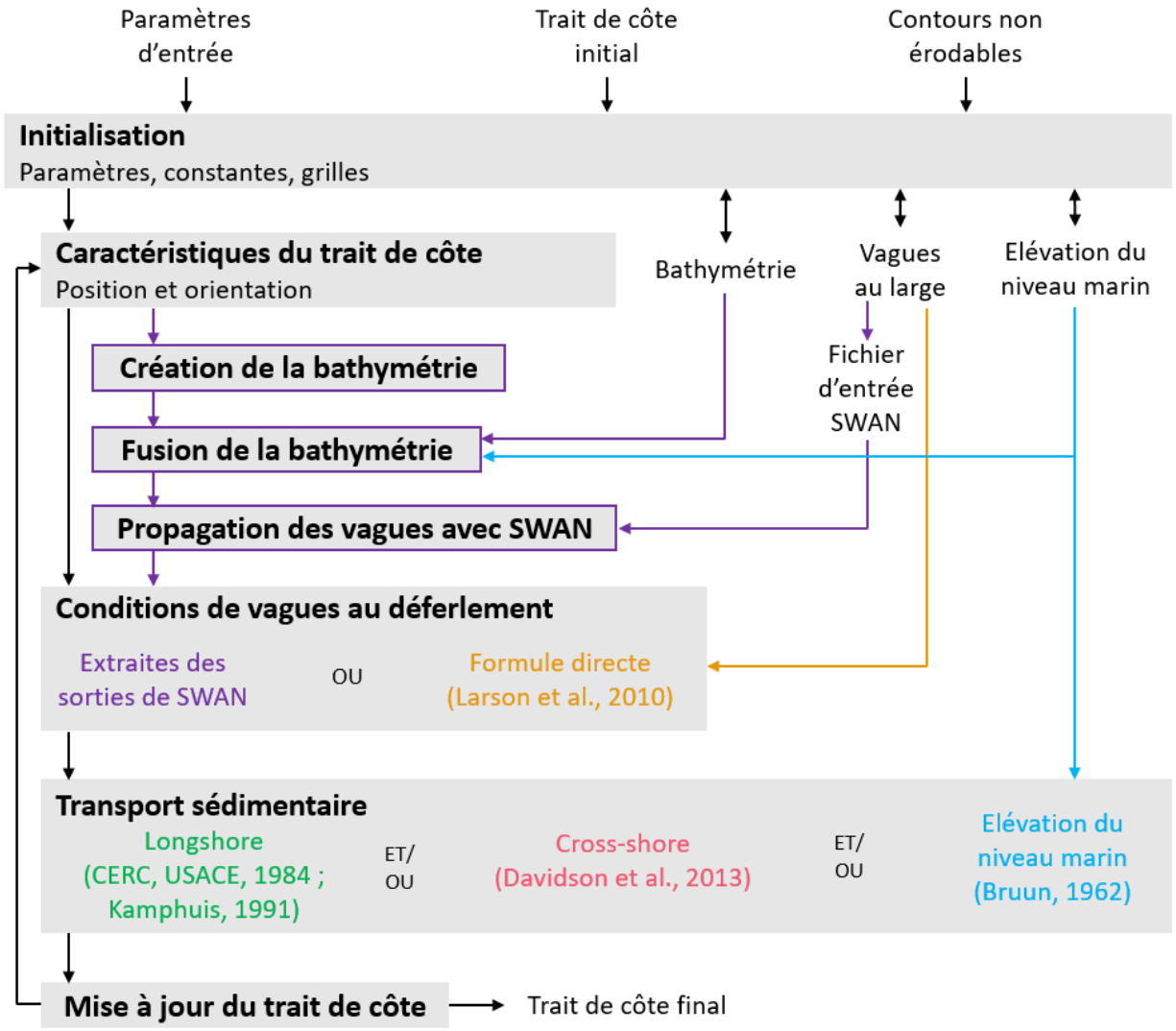


Figure 3.2: Architecture fonctionnelle du modèle LX-Shore. D'après Robinet et al. (2020c).

côte, où les conditions au déferlement sont estimées grâce à la formule analytique de Larson et al. (2010) ou grâce au couplage avec le modèle spectral de vagues SWAN (Booij et al., 1999; Ris et al., 1999). Ces conditions sont ensuite utilisées pour forcer le module de transport sédimentaire, tenant compte des processus *longshore*, *cross-shore*, et/ou de l'élévation du niveau marin.

Finalement, du sédiment est ajouté ou enlevé au sein des cellules de la grille (accrétion/érosion) et le trait de côte est recalculé en fonction de la quantité de sédiment présente au sein de chaque cellule. Ces différentes étapes sont rapidement décrites ci-après. Pour une description plus précise des bases physiques et de l'implémentation numérique du modèle LX-Shore, le lecteur est invité à se référer à Robinet (2017) et Robinet et al. (2018, 2020c,a,b); Castelle et al. (2020).

3.1.2 Fraction en sédiment et évolution du trait de côte

LX-Shore calcule l'évolution d'une fraction en sédiment F, comprise entre 0 (cellule d'eau, appartenant au domaine marin) et 1 (cellule de sable ou de roche appartenant au domaine terrestre),

au sein d'une grille morphologique composée de cellules carrées de largeur dxy représentant la zone modélisée en vue de dessus. Les cellules de trait de côte sont celles pour lesquelles $0 < F \leq 1$ et ayant un contact de bordure avec une cellule d'eau (Figure 3.3). La fraction en sédiment est définie comme le rapport entre le volume de sédiments V_s contenu dans une cellule et le volume maximal de sédiments $V_{s,max}$ que cette cellule peut contenir, défini par $V_{s,max} = dxy^2 D_{sf}$ où D_{sf} est la profondeur limite de profil actif.

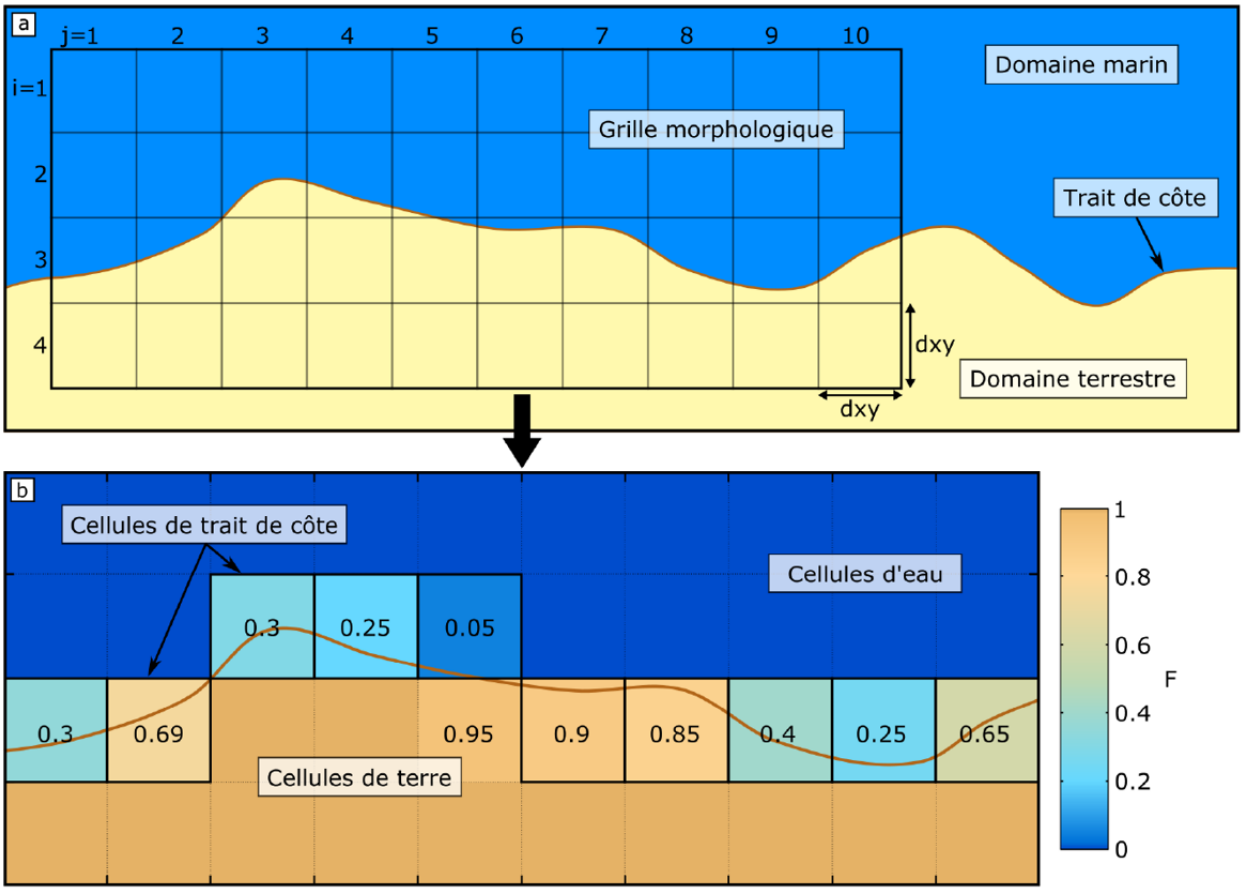


Figure 3.3: Discrétisation de la zone littorale en vue de dessus sur une grille morphologique contenant la fraction en sédiment F dans des cellules carrées de largeur dxy. (a) Superposition de la grille morphologique sur la zone littorale. (b) Valeurs de F calculées et identification des différents types de cellules. Les valeurs de F sont données seulement pour les cellules caractérisées par $0 < F < 1$. Source : Robinet (2017).

A chaque pas de temps, la fraction en sédiment est mise à jour au sein de chaque cellule de trait de côte en tenant compte des entrées et sorties de sédiment dues aux processus *longshore*, *cross-shore* et/ou à l'élévation du niveau marin, suivant l'équation suivante :

$$F(t + \Delta t) = F(t) + \Delta F_L(t) + \Delta F_C(t) + \Delta F_M(t) \tag{3.1}$$

où t est le temps, Δt est le pas de temps, ΔF_L, ΔF_C et ΔF_M sont les variations en fraction de sédiment entre t et $t+\Delta t$ respectivement dues aux processus *longshore*, *cross-shore* et à l'élévation du niveau marin. Suite au calcul de ces variations de F, des lois de comportement sont appliquées afin de s'assurer qu'aucune cellule de trait de côte ne soit sur-érodée ($F < 0$) ou sur-accrétée

($F > 1$). Dans chaque cellule où $F < 0$ ou $F > 1$, la valeur de F est ajustée avec les cellules situées dans le voisinage direct (les 8 cellules entourant la cellule à ajuster). Si $F < 0$, le déficit de F est comblé par prélèvement de sédiment dans les cellules de terre et de trait de côte trouvées dans ce voisinage. Inversement, si $F > 1$, l'excès de sédiment est distribué dans les cellules d'eau et de trait de côte trouvées dans ce voisinage. Ces ajustements sont gérés par des lois empiriques conservant le sédiment et assurant que les redistributions résultent en des translations *cross-shore* de la position du trait de côte.

La fraction en sédiment F est composée d'une fraction sédimentaire non-érodable, représentant la surface occupée par une zone rocheuse au sein d'une cellule, et d'une fraction érodable, constituant la surface occupée par du sable :

$$F = F_{NE} + F_E \tag{3.2}$$

Il est considéré que les cellules contenant une part de fraction non-érodable ($F_{NE} > 0$) ne peuvent pas être sur-érodées, c'est-à-dire que $F \geq F_{NE}$ tout au long de la simulation. La fraction en sédiment est calculée au sein de cellules ayant une largeur généralement comprise entre 10 et 100 m. Robinet et al. (2018) indiquent que la variation totale de la fraction en sédiment dans les cellules de trait de côte au cours d'un pas de temps ne doit pas, en général, excéder 0.5 sous peine d'amorcer le développement d'instabilités numériques. Il convient donc de définir le pas de temps de la simulation en considérant la résolution spatiale de la grille morphologique et en estimant le flux maximal de sédiments afin d'assurer la stabilité numérique des simulations.

En se basant sur la grille de fraction en sédiment, les caractéristiques du trait de côte sont calculées à chaque itération (Figure 3.4). D'abord, l'orientation locale de la côte est estimée dans chaque cellule de trait de côte par le vecteur normal à la côte ($\vec{n}$).

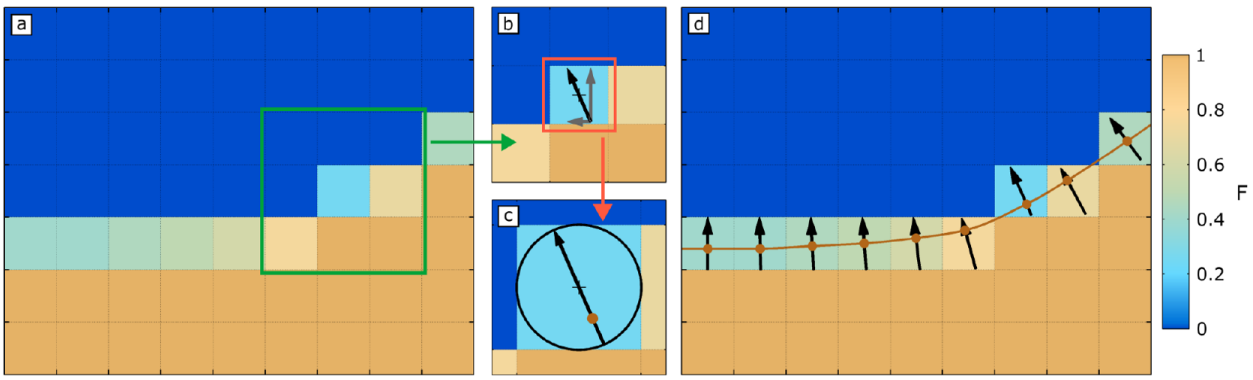


Figure 3.4: Méthode de reconstruction du trait de côte. (a-c) Exemple de grille de fraction en sédiment, et calcul du vecteur normal à la côte en chaque cellule (flèche noire) et d'une position représentative de trait de côte pour la cellule encadrée en orange. La détermination du vecteur normal s'appuie sur la sous-grille morphologique carrée encadrée en vert. (d) Reconstitution d'un trait de côte complet (trait marron) par interpolation des positions représentatives de trait de côte. Source : Robinet et al. (2018).

Le calcul des composantes n_x et n_y de ce vecteur s'appuie sur le gradient moyen de la fraction en sédiment F dans les directions x et y déterminé sur une sous-grille carrée d'une largeur de 3 cellules, (encadrée en vert sur la Figure 3.4) correspondant à la cellule étudiée et son voisinage direct. Ensuite, une position représentative du trait de côte est déterminée dans chaque cellule de trait de côte en considérant que le trait de côte coupe le vecteur unitaire normal à la côte, centré sur la largeur de la cellule, à une distance l du centre de la cellule qui dépend de la valeur de F : $l = (F_{ij} - 0.5) * dxy$, où F_{ij} est la fraction en sédiment au sein de la cellule de trait de côte (ij). Ainsi, le trait de côte passe au centre de la cellule lorsque $F = 0.5$, et coupe la base et la pointe du vecteur normal à la côte pour $F = 0$ et $F = 1$ respectivement. Finalement, un trait de côte complet est obtenu après interpolation des positions estimées au sein de chaque cellule de trait de côte. Cette méthode de reconstruction du trait de côte est implémentée de manière à ce que chaque cellule de trait de côte puisse être au contact de plusieurs zones d'eau tout en ayant des caractéristiques de trait de côte associées à chacune de ces zones d'eau. Ceci permet par exemple la formation de flèches sableuses étroites d'une largeur d'une à deux cellules.

3.1.3 Vagues et bathymétrie

Le calcul du transport sédimentaire nécessite de connaître les paramètres de vagues au déferlement (hauteur significative, période moyenne ou période pic, direction moyenne). Dans LX-Shore, ces paramètres peuvent être estimés de deux manières différentes : grâce à la formule analytique de Larson et al. (2010), ou grâce au couplage avec le modèle spectral de vagues SWAN (Booij et al., 1999; Ris et al., 1999).

La formule directe de Larson et al. (2010) est une solution simplifiée d'un système d'équations obtenu en combinant l'équation de conservation du flux d'énergie,

$$H_m{}^2 C_{g,m} \cos\theta_m = H_b{}^2 C_{g,b} \cos\theta_b, \tag{3.3}$$

avec la loi de Snell-Descartes,

$$\frac{\sin\theta_m}{C_{p,m}} = \frac{\sin\theta_b}{C_{p,b}}, \tag{3.4}$$

où les indices m et b indiquent respectivement les paramètres de vagues au large et au déferlement, C_g et C_p indiquent respectivement la vitesse de groupe et de phase des vagues, et θ indique l'angle d'incidence des vagues à la côte. Cette formule permet de convertir les paramètres des vagues au large en paramètres au déferlement sans nécessiter une propagation explicite des vagues sur le domaine d'étude.

Une hypothèse fondamentale de la formule de Larson et al. (2010) est que les iso-contours bathymétriques sont rectilignes et parallèles entre eux et à la côte. Il est également supposé que le déferlement se produit lorsque le rapport de hauteur des vagues H_s sur la profondeur h atteint la valeur du critère de déferlement γ_b ($\gamma_b = H_s/h$) et que les angles d'incidence des vagues au défer-

lement sont faibles. La formule de Larson et al. (2010) permet donc d'obtenir des caractéristiques de vagues au déferlement réalistes le long de littoraux où l'amplitude des évolutions de trait de côte est faible, qui sont relativement rectilignes (limitant les effets de focalisation d'énergie par réfraction), et lorsque l'angle d'incidence des vagues au large n'est pas trop fort (plus la direction des vagues est parallèle à la côte, plus les estimations des paramètres au déferlement se dégradent). Afin de tenir compte de l'existence de zones protégées de l'impact des vagues, dans LX-Shore, l'utilisation de la formule de Larson et al. (2010) est combinée avec une méthode d'ombrage inspirée de Ashton and Murray (2006) utilisant des droites de recherche afin d'identifier les zones marines protégées de l'impact des vagues (Figure 3.5). Cette méthode est conçue de telle sorte que les cellules situées dans des zones abritées des vagues peuvent recevoir des sédiments via les différents modes de transport sédimentaire, mais ne peuvent pas en envoyer en aval.

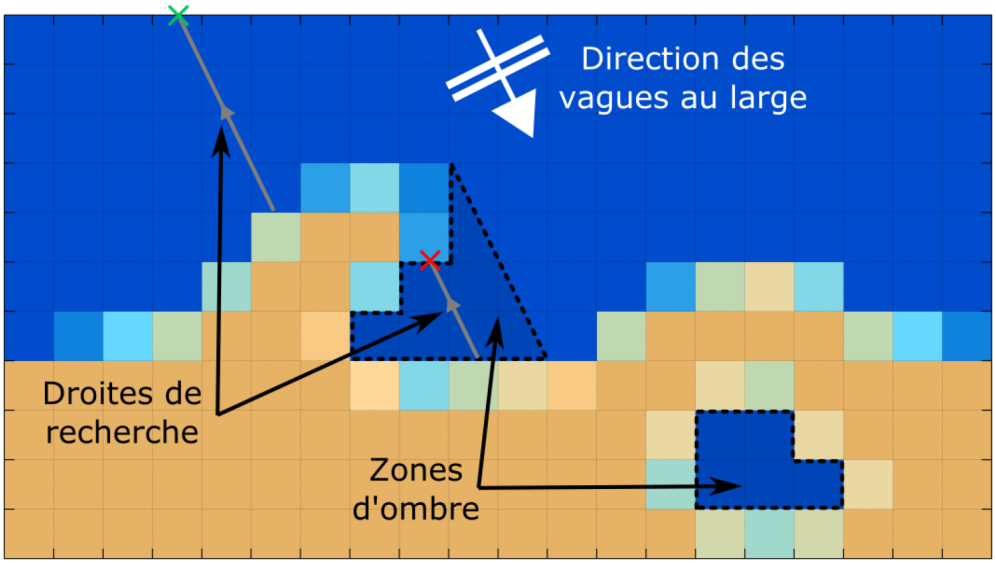


Figure 3.5: Méthode de détection des zones abritées des vagues venant du large. Source : Robinet (2017).

Si la zone littorale simulée est complexe, que l'hypothèse de réfraction des vagues au-dessus d'iso-contours bathymétriques parallèles n'est plus vérifiée ou que l'amplitude des évolutions de trait de côte devient significative, la formule de Larson et al. (2010) n'est plus applicable. Les paramètres au déferlement peuvent alors être calculés en activant le couplage entre LX-Shore et le modèle SWAN (Booij et al., 1999; Ris et al., 1999). Cette seconde option permet de remédier aux limitations de la formule de Larson et al. (2010), bien qu'elle augmente significativement les temps de calcul et les ressources informatiques nécessaires. A titre d'exemple, lorsque SWAN est utilisé pour estimer les paramètres de vagues au déferlement (sur 12 cœurs), le ratio R (temps simulé divisé par le temps de calcul) peut être d'environ 10^3 à 10^4, alors qu'il est d'environ 10^6 pour des simulations réalisées en utilisant la formule directe de Larson et al. (2010) (Robinet, 2017).

Le modèle SWAN est un modèle spectral de vagues qui résout en chaque point de la grille de calcul l'équation de conservation de densité d'action spectro-angulaire des vagues :

$$\frac{\partial}{\partial t}N + \frac{\partial}{\partial x}C_x N + \frac{\partial}{\partial y}C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma}C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta}C_\theta N = \frac{S}{\sigma} \tag{3.5}$$

où $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta)/\sigma$ est la densité d'action spectro-angulaire des vagues, et σ et θ sont respectivement la fréquence angulaire relative et la direction de propagation des vagues. Dans le membre de gauche de l'équation, le premier terme désigne la variation temporelle et locale de la densité d'action des vagues tandis que les autres termes désignent le transport de densité d'action dans le domaine spatial (x et y), fréquentiel (σ) et directionnel (θ), et la variable C désigne la vitesse de chacun de ces transports. Le membre de droite regroupe les effets de génération et de dissipation de densité d'action des vagues. Une grille hydrodynamique ayant une résolution plus fine que la grille morphologique est définie dans LX-Shore afin d'y estimer les conditions de vagues grâce à SWAN. Dans SWAN, les frontières ouvertes du domaine de calcul sont forcées par des valeurs de statistiques de vagues : hauteur significative, période pic, et direction pic. A chaque itération de LX-Shore, une simulation SWAN en mode stationnaire est effectuée pour réévaluer le champ de vagues sur la grille de calcul, et donc les conditions de vagues au déferlement.

A chaque itération de LX-Shore, la bathymétrie est mise à jour en fonction de l'évolution du trait de côte. Ceci permet d'assurer un couplage complet entre vagues et évolution du trait de côte, i.e. rétroaction de l'évolution du trait de côte (et de la bathymétrie associée) sur les vagues. LX-Shore génère une bathymétrie résultant de la fusion d'une bathymétrie de référence stationnaire fournie en entrée du modèle et d'une bathymétrie idéalisée comportant des iso-contours parallèles aux traits de côte simulés. La fusion opérée permet de conserver la bathymétrie de référence dans les zones éloignées du trait de côte, tandis que les iso-contours parallèles au trait de côte sont conservés dans les zones proches du trait de côte (Figure 3.6). Pour une description détaillée de la fusion des données bathymétriques, le lecteur peut se référer à Robinet et al. (2020a).

Si aucune bathymétrie de référence n'est fournie, seule la bathymétrie idéalisée est utilisée. Cette bathymétrie idéalisée est obtenue en considérant que la profondeur h dérivée du trait de côte à une distance d de celui-ci est donnée par une fonction correspondant à un profil de Dean (1991) :

$$h = ad^b, \tag{3.6}$$

où a est la pente du profil et b sa courbure. Au niveau des côtes rocheuses, une seconde bathymétrie est générée selon la même méthode mais en utilisant des coefficients a et b différents, en considérant le plus souvent un profil linéaire. Les deux bathymétries sont ensuite fusionnées en calculant une moyenne pondérée entre les deux et en considérant que la profondeur dérivée des contours rocheux ne contribue pas à la bathymétrie finale si elle excède la profondeur dérivée des contours sableux.

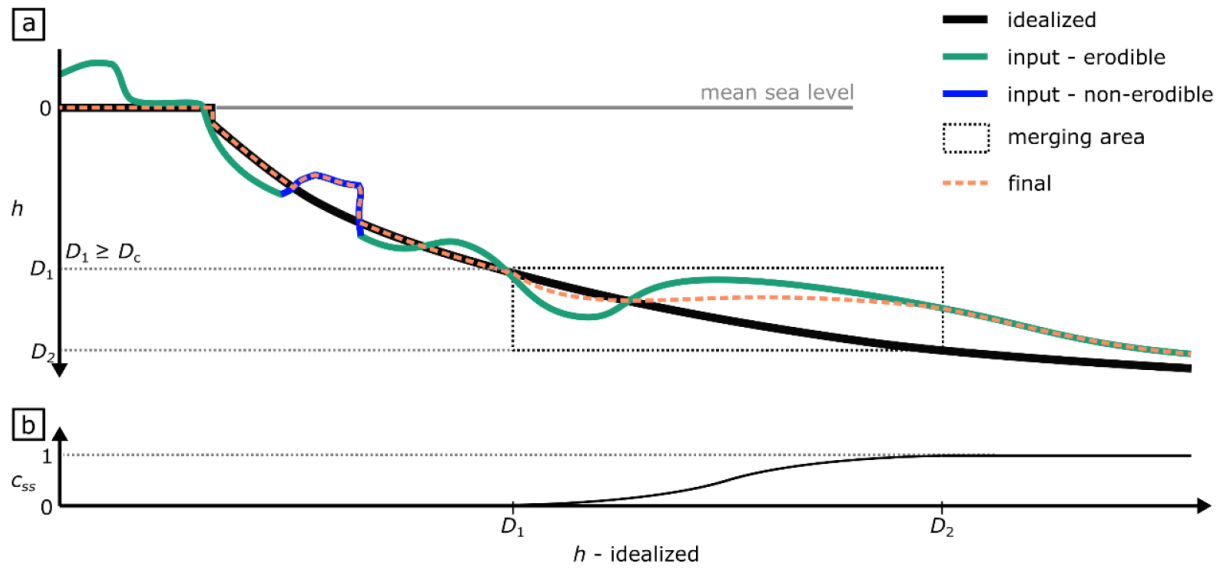


Figure 3.6: Méthodologie utilisée pour la fusion de la bathymétrie idéalisée calculée par LX-Shore avec une bathymétrie réelle. (a) La bathymétrie idéalisée est conservée jusqu'à une profondeur D_1, supérieure à la profondeur de fermeture D_C. De la profondeur D_1 à la profondeur D_2, la fusion entre les deux bathymétries se produit. La bathymétrie réelle est conservée à partir de la profondeur D_2. (b) Fonction sigmoïde utilisée pour la fusion des bathymétries. Source : Robinet et al. (2020c).

Cette méthode de reconstruction de la bathymétrie permet à SWAN de modéliser les variations des champs de vagues se propageant vers des côtes présentant des caractéristiques géologiques complexes (caps rocheux, îles au large) et des structures artificielles (épis, brise-lames). En chaque point de la grille hydrodynamique, SWAN peut fournir les statistiques de vagues telles que la hauteur significative H_s ou encore la période et la direction pics et/ou moyennes. L'extraction de ces quantités au point de déferlement est nécessaire pour calculer les flux sédimentaires dans LX-Shore. Le rapport H_s/h et le critère de déferlement γ_b sont utilisés pour localiser les points de grille situés juste avant que le déferlement bathymétrique théorique ne se produise, i.e. les points de grille les plus proches de la côte où la condition $H_s/h < \gamma_b$ est encore vérifiée. Une valeur par défaut de γ_b = 0.78 est utilisée dans LX-Shore (Thornton and Guza, 1983; Battjes and Stive, 1985; Komar, 1998; Salmon et al., 2015) mais cette valeur est un paramètre du modèle qui peut être ajusté par l'utilisateur.

3.1.4 Transport sédimentaire

Le calcul du transport sédimentaire induit par les processus *longshore* suit la même approche que celle utilisée dans les modèles CEM et CEMSWAN (Ashton et al., 2001; Ashton and Murray, 2006; Valvo et al., 2006; Limber et al., 2017) avec l'application d'une formule de transport *longshore* total qui s'appuie sur les conditions de vagues au déferlement. Dans LX-Shore, le flux sédimentaire *longshore* peut être estimé en utilisant la formule du CERC (USACE, 1984) :

$$Q_l = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b} H_{s,b}^{2.5}}{16(\rho_s - \rho)(1-p)} \sin(2\theta_b) \tag{3.7}$$

ou de Kamphuis (1991) :

$$Q_l = \frac{2.27 H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} d_{50}^{-0.25}}{(\rho_s - \rho)(1-p)} \sin^{0.6}(2\theta_b), \tag{3.8}$$

où ρ_s et ρ désignent respectivement la masse volumique du sédiment et de l'eau de mer ($\approx$ 2650 et 1025 kg/m^3), p la porosité du sédiment (≈ 0.4), m_b la pente de plage moyenne autour de la zone de déferlement, d_{50} le diamètre médian des grains de sédiment, et K une constante empirique, utilisée dans la formule du CERC, dont la valeur dépend des caractéristiques du site d'étude. Les valeurs de K peuvent varier fortement d'un site à l'autre avec des valeurs généralement comprises entre 0.2 et 1.6 (Komar, 1998; Pilkey and Cooper, 2002; Bayram et al., 2007; Arriaga et al., 2017). Un facteur multiplicatif K' a été ajouté dans LX-Shore afin de pouvoir également ajuster la formule de Kamphuis (1991). Indépendamment de la formule utilisée, on a alors $Q_{l,\text{LX-Shore}} = K' Q_l$. Plusieurs applications sur des cas réels réalisées avec la formule de Kamphuis (1991) ont montré qu'il est en général nécessaire d'augmenter ce facteur pour obtenir des fluctuations saisonnières et interannuelles plus réalistes (Robinet et al., 2020b; Montaño et al., 2020).

Le transport sédimentaire *longshore* est calculé à chaque frontière entre deux cellules de trait de côte (flèches vertes sur la Figure 3.1). Les valeurs de Q_l calculées de part et d'autre d'une cellule de trait de côte permettent de calculer un gradient de transport *longshore* ΔQ_l pour chaque cellule de trait de côte. Ce gradient est ensuite converti en variation de fraction en sédiment ΔF_l selon la relation suivante :

$$\Delta F_l = \frac{\Delta Q_l \times dt}{dxy^2 D_C} \tag{3.9}$$

où dt est le pas de temps, dxy la taille de maille et D_C la profondeur de fermeture. L'approche utilisée est conservative en termes de bilan sédimentaire à cette échelle locale, car chaque volume de sédiment retiré d'une cellule est ajouté dans la cellule en aval.

Le transport *cross-shore* est calculé via une adaptation du modèle d'équilibre semi-empirique ShoreFor (Equation 3.10) (Davidson et al., 2013; Splinter et al., 2014) et prédit que l'évolution du trait de côte induite par le transport *cross-shore* dépend à la fois de l'ampleur du forçage disponible pour déplacer le sable, et du déséquilibre entre la vitesse de chute adimensionnelle instantanée au déferlement (Ω_b, Equation 3.11) et la vitesse de chute adimensionnelle d'équilibre (Ω_{eq}) :

$$\Delta\Omega = \Omega_{eq} - \Omega_b \tag{3.10}$$

$$\Omega_b = \frac{H_{s,b}}{w_s T_p} \tag{3.11}$$

où w_s est la vitesse de chute du sédiment, $H_{s,b}$ la hauteur significative des vagues au déferlement et T_p la période pic. Dans LX-Shore, le taux d'évolution moyen de la position *cross-shore* du trait de côte $\frac{\Delta S_C}{\Delta t}$ est donné par :

$$\frac{\Delta S_C}{\Delta t} = C^{\pm} P^{0.5} \frac{\Delta\Omega}{\sigma_{\Delta\Omega}} + b \tag{3.12}$$

où P est le flux d'énergie instantanée des vagues au déferlement, $\sigma_{\Delta\Omega}$ l'écart type de $\Delta\Omega$, et b un terme ajouté afin de prendre en compte les processus long terme non inclus dans Shorefor. $C^{\pm}$ est le coefficient de vitesse d'évolution, égal à c ou à cr si $\Delta\Omega > 0$ ou $\Delta\Omega < 0$ respectivement, où c est un paramètre libre du modèle à déterminer pendant l'étape de calibration et r le rapport du forçage moyen d'accrétion sur le forçage moyen d'érosion, à déterminer avant la simulation.

L'adaptation de Shorefor appliquée dans LX-Shore consiste à utiliser des conditions de vagues au large plutôt que des conditions de vagues au déferlement pour calculer $\Delta\Omega$. Cela permet de résoudre des problèmes numériques qui pourraient apparaître lors de la transposition de l'approche 1D originale en une approche 2D (Robinet et al., 2018). Selon cette adaptation, la direction de déplacement du trait de côte (vers le large ou vers la terre) est uniquement liée aux conditions de vagues au large, rendant cette direction uniforme pour l'ensemble des cellules de trait de côte. En revanche, l'ampleur de ce déplacement dépend des conditions locales au déferlement et peut différer d'un point à l'autre de la côte.

Contrairement au transport *longshore* calculé aux frontières de chaque cellule, le transport *cross-shore* est calculé au sein de chaque cellule de trait de côte (flèches rose sur la Figure 3.1) et ne conserve pas la quantité de sédiment étant donné qu'il existe des pertes et gains de volume sédimentaire selon la variabilité de l'énergie incidente des vagues au déferlement. Le calcul du transport *cross-shore* requiert la calibration de trois paramètres ajustables selon une procédure d'optimisation basée sur des observations de trait de côte. Cette procédure nécessite la disponibilité d'un jeu de données de position de trait de côte pour la calibration. En l'absence de données, les coefficients peuvent être calibrés à l'aide des formules paramétriques proposées par Splinter et al. (2014).

Le taux d'évolution moyen de la position *cross-shore* du trait de côte est ensuite converti en variation de fraction en sédiment ΔF_C selon la relation suivante :

$$\Delta F_C = \frac{\Delta S_C}{\Delta t} \times \frac{dt}{dxy}. \tag{3.13}$$

Enfin, LX-Shore permet de calculer une tendance long-terme de recul du trait de côte lié à l'élévation du niveau marin selon la loi de Bruun (1962) qui fait l'hypothèse que le profil du système plage/dune est translaté vers les terres en conservant sa forme. D'après la loi de Bruun, une élévation du niveau marin $\Delta\eta$ entraîne le recul du trait de côte ΔS de :

$$\Delta S = \frac{\Delta\eta}{\tan\alpha} \tag{3.14}$$

où $\tan\alpha$ est la pente moyenne de la plage entre la berme et la profondeur de fermeture.

Cette variation de la position du trait de côte est convertie en variation de fraction en sédiment ΔF_M au sein de chaque cellule de trait de côte selon la relation suivante :

$$\Delta F_M = \frac{\Delta S}{dxy}. \tag{3.15}$$

L'utilisation de la loi de Bruun (1962) dans LX-Shore permet de fournir une première approximation de l'impact de l'élévation du niveau marin sur la variabilité du trait de côte (Robinet et al., 2020a). Toutefois, de nombreuses études montrent que cette loi n'est pas adaptée dans de nombreux environnements (Cooper and Pilkey, 2004) car le rôle de l'espace d'accommodation, du transport net vers les terres sur les îles barrière, ou la présence d'ouvrages en dur sont systématiquement ignorés. Récemment, un modèle hybride (ShoreTrans, McCarroll et al. (2021b)) permettant de prendre en compte ces processus a été développé. Ce modèle 1D ne résout aucun autre processus (transport *cross-shore*, *longshore*, *bypass* sédimentaire, présence d'épis...). Le couplage entre les modèles ShoreTrans et LX-Shore est donc une étape importante dans l'objectif de simuler l'évolution long terme du trait de côte sous les effets combinés des processus *cross-shore* et *longshore* et de l'augmentation du niveau marin. Ce travail constitue l'un des objectifs de la thèse de Mohammad Traboulsi, menée en parallèle de celle-ci. La section 5.2 présente un exemple de couplage de ShoreTrans avec LX-Shore, incluant mon travail d'implémentation du *bypass* sédimentaire, permettant d'identifier des changements de trajectoire d'évolution du trait de côte de manière réaliste dans un contexte de changement climatique.

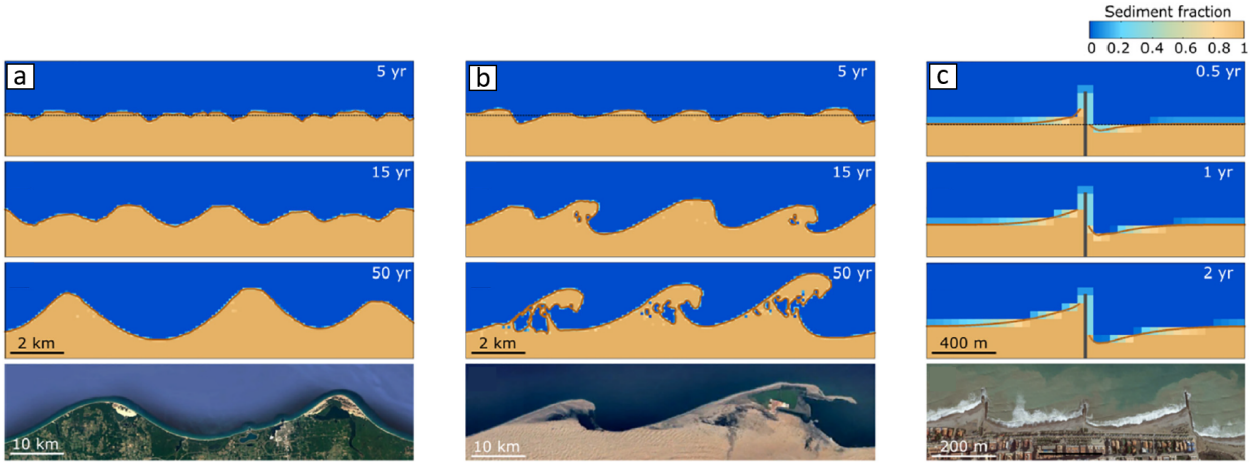


Figure 3.7: Résultats de trois cas tests réalisés en considérant uniquement le transport sédimentaire *longshore*, et comparaison avec des exemples de terrain. (a) Formation de cuspates et (b) de flèches sableuses, (c) phénomène d'accrétion et d'érosion en amont et aval d'un épi rocheux. Modifié d'après Robinet et al. (2018).

3.1.5 Exemples d'applications

Plusieurs applications de LX-Shore ont été réalisées sur différents cas tests afin d'évaluer les capacités du modèle sur son domaine d'application. Une description détaillée de ces différents cas tests et des résultats de simulation est présentée dans Robinet (2017), Robinet et al. (2018) et Robinet et al. (2020b).

LX-Shore a été testé à la fois sur des cas synthétiques et des cas réels. Une série de cas test synthétiques été réalisée en se concentrant sur les évolutions dominées par les processus *longshore*. Ces premiers cas tests ont montré que le modèle était capable de reproduire la formation et la propagation d'instabilités de trait de côte pour des côtes rectilignes présentant une perturbation initiale aléatoire dans la direction *cross-shore*, et soumises à un forçage de vagues caractérisé par une hauteur et une période de vagues stationnaires et une direction de vagues variable dans le temps (panels a et b de la Figure 3.7). Les phénomènes d'accrétion et d'érosion en amont et aval d'un épi rocheux (panel c, Figure 3.7) et la formation d'un salient au droit d'un brise lame (Robinet et al., 2018) sont également reproduits par le modèle. On peut noter que dans les simulations réalisées par Robinet (2017) sur les cas test de type épis, le sédiment localisé en amont de l'épi (ou cap rocheux) ne pouvait être transporté en aval de la structure que lorsque le trait de côte atteignait le bout de l'épi (Figure 3.8). Parmi les autres cas tests sur lesquels LX-Shore a été appliqué, il existe aussi un cas test représentant une baie idéalisée, où la combinaison des transports *cross-shore* et *longshore* a permis de simuler une modulation du signal de rotation de la plage, causée par les processus *longshore*, et les évolutions du trait de côte à l'échelle événementielle et saisonnière, liées aux processus *cross-shore* (Robinet et al., 2018).

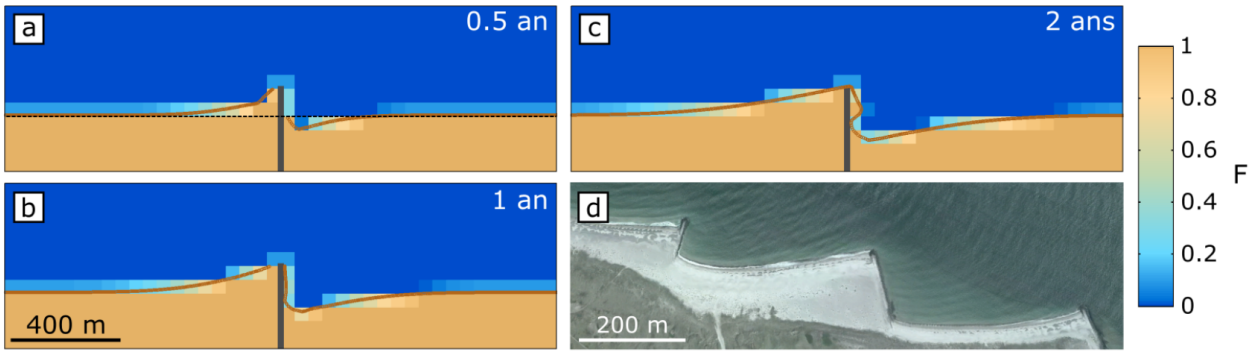


Figure 3.8: (a-c) Résultats d'une simulation réalisée sur une plage présentant un épi rocheux et soumise à un forçage oblique venant de la gauche, en considérant uniquement le transport *longshore* et (d) comparaison avec un exemple réel de trait de côte atteignant l'extrémité d'épis (Moncofa beach, Espagne). Source : Robinet (2017).

Au-delà de ces cas tests synthétiques, LX-Shore a été appliqué sur différents cas réels. Ainsi, l'application de LX-Shore à la plage du Truc Vert (Nouvelle Aquitaine, France), dont les évolutions sont contrôlées par les processus *cross-shore*, a montré que le modèle peut également reproduire la variabilité du trait de côte de l'échelle événementielle à l'échelle interannuelle (Robinet et al., 2018) avec des performances similaires à celles d'autres modèles empiriques d'équilibre (Yates et al., 2009; Davidson et al., 2013; Castelle et al., 2014a; Jara et al., 2015). Une validation quantitative des performances de LX-Shore a également été réalisée sur la plage en baie de Narrabeen-Collaroy, sur la côte sud-est de l'Australie (Robinet et al., 2020b), en prenant en compte à la fois les processus de transport sédimentaire *cross-shore* et *longshore*. Après calibration sur une série temporelle de 4 ans d'évolution du trait de côte incluant de nombreux épisodes d'érosion rapide, des périodes de récupération prolongées et des événements de rotation, les résultats montrent une très bonne concordance entre le comportement du trait de côte simulé et observé, de l'échelle évènementielle à interannuelle (Figure 3.9). Le modèle reproduit notamment fidèlement trois modes qui généralement dominent la variabilité du trait de côte : le mode de translation *cross-shore*, le mode de rotation, et un troisième mode correspondant à un changement de courbure (Robinet et al., 2020b).

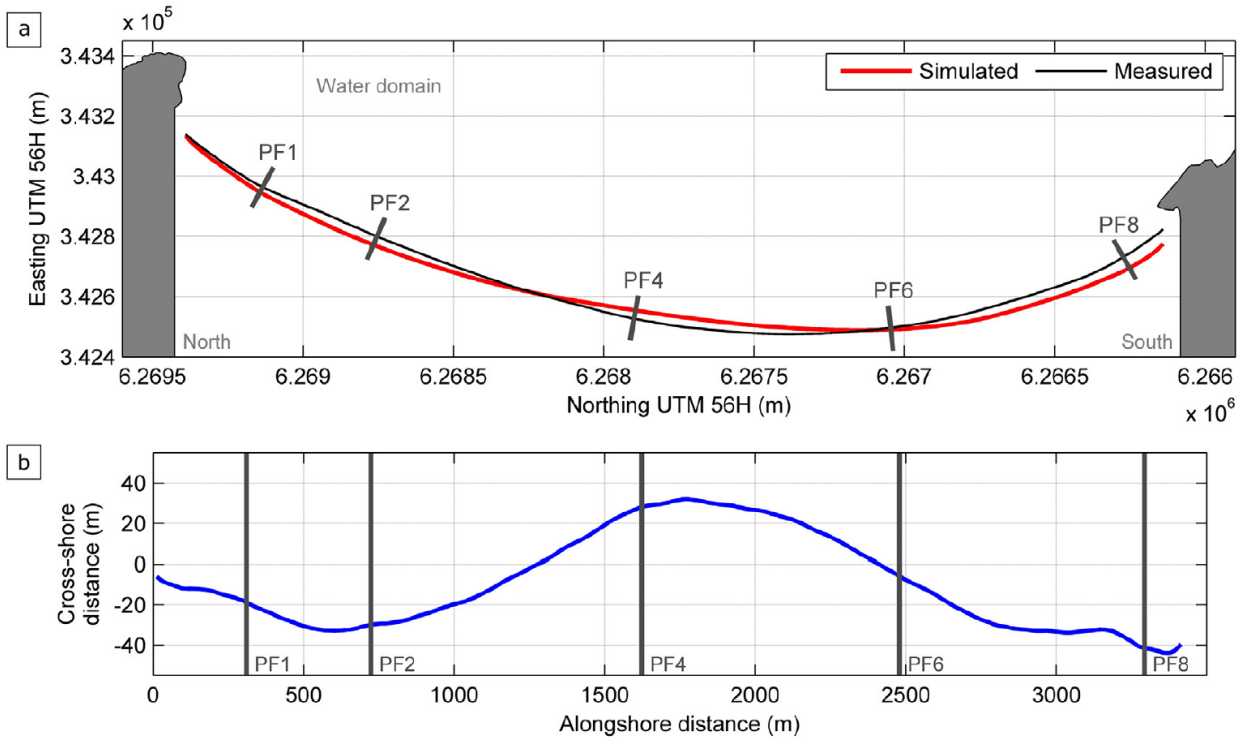


Figure 3.9: (a) Moyenne (juillet 2006 - juillet 2010) des traits de côte mesurés (noir) et modélisés (rouge). (b) Distance *cross-shore* (bleu) entre les traits de côte présentés dans le panel (a). Source : Robinet et al. (2020b)

3.2 Implémentation numérique du *bypass* sédimentaire

3.2.1 Principe général

Pour rappel, dans la version initiale de LX-Shore[1], le transport de sable se faisant uniquement entre deux cellules voisines spatialement, le sable s'accumule en amont-dérive de l'obstacle jusqu'à ce que cette accumulation soit telle que le trait de côte atteint la pointe de l'ouvrage (Figure 3.8, Figure 3.10a). Un phénomène de *bypass* sédimentaire peut alors se produire à mesure que le sédiment transite de proche en proche dans les cellules situées au droit de l'obstacle jusqu'à être transportés vers les cellules de trait de côte situées en aval de celui-ci. L'implémentation proposée ici vise à rendre le phénomène plus réaliste : l'objectif est de permettre que le *bypass* sédimentaire se produise avant même que le trait de côte n'ait atteint le bout de l'obstacle rocheux, afin de simuler un *bypass* sédimentaire subaquatique (Figure 3.10b).

Plusieurs modifications ont donc été apportées à la version initiale du code LX-Shore afin d'ajouter une option dédiée au *bypass* subaquatique, directement intégrée au module de transport sédimentaire *longshore*. Cette option peut être activée ou non par l'utilisateur. Lorsqu'elle est

[1]Dans la suite, la version initiale de LX-Shore désigne la dernière version du code avant les développements apportés durant cette thèse (version issue de tous les développements présentés dans Robinet (2017); Robinet et al. (2018, 2020a,b,c)).

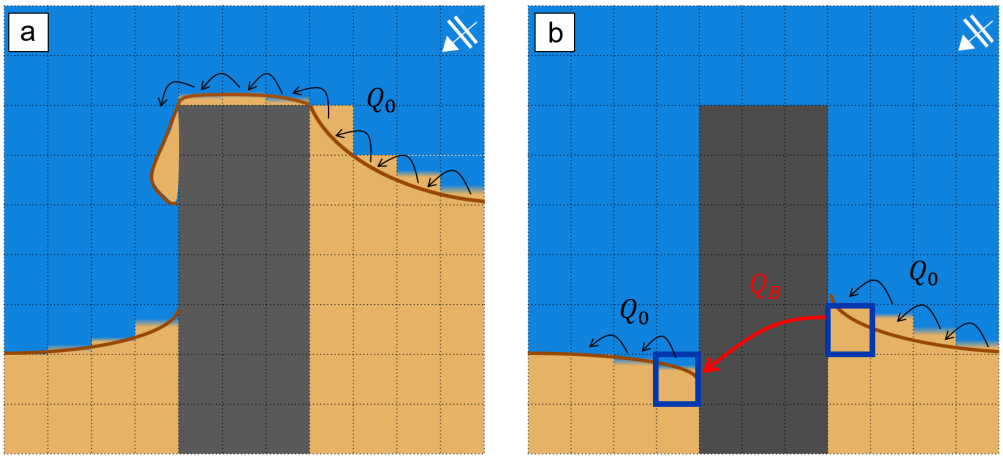


Figure 3.10: (a) Schéma du contournement des sédiments autour d'un obstacle rocheux se produisant lorsque le trait de côte atteint la pointe de l'obstacle (inclus dans la version initiale de LX-Shore). (b) Schéma du *bypass* sédimentaire subaquatique nouvellement implémenté dans le code.

activée, des zones rocheuses dites "zones de *bypass*" sont définies par l'utilisateur. Les cellules de trait de côte situées en amont et en aval de la zone de *bypass* sont identifiées automatiquement à chaque pas de temps (cellules encadrées en bleu sur la Figure 3.10b). Le volume de sédiment associé au flux sédimentaire Q_B qui contourne (ou "*bypass*") l'obstacle est envoyé directement depuis la cellule de trait de côte en amont de celui-ci, jusqu'à la cellule en aval, afin de simuler un transfert de sédiment subaquatique d'un côté à l'autre de l'ouvrage (Figure 3.10b). Le flux Q_B est calculé grâce à une adaptation de l'expression paramétrique développée par McCarroll et al. (2021a). Ce flux dépend du flux sédimentaire *longshore* Q_0, de l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux X_H, et de la largeur de la zone de déferlement X_S.

Toutes les autres étapes permettant de résoudre l'évolution du trait de côte, détaillées dans la section 3.1, sont conservées : initialisation des paramètres, des constantes et grilles du modèle, récupération des caractéristiques du trait de côte, puis des paramètres de vagues au déferlement, calcul des différents transports sédimentaires et reconstruction du trait de côte final à partir de la fraction en sédiment au sein de chaque cellule de trait de côte. Les différentes modifications du modèle réalisées dans le cadre de l'implémentation du *bypass* sont présentées en rouge sur le schéma d'architecture fonctionnelle de LX-Shore (Figure 3.11). Un schéma plus détaillé de l'architecture des différents modules du code LX-Shore indiquant les modules modifiés dans le cadre de l'implémentation numérique du *bypass* est disponible en Annexe A. La paramétrisation du flux Q_B utilisée dans l'implémentation numérique du *bypass* dans LX-Shore est détaillée ci-après.

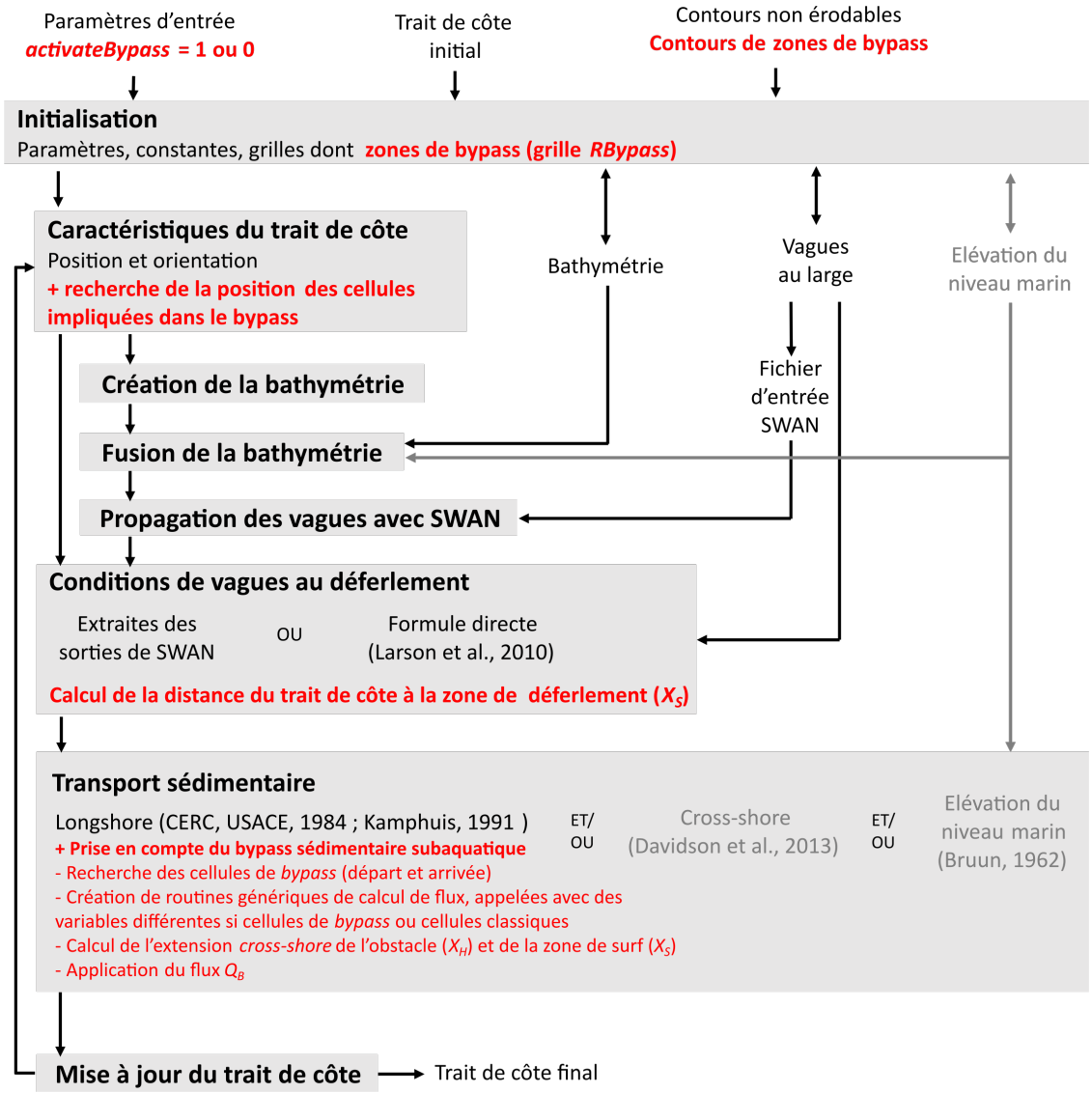


Figure 3.11: Schéma de l'architecture fonctionnelle de LX-Shore présentant les modifications apportées dans le cadre de l'implémentation du *bypass* sédimentaire dans le modèle. Les modules en gris n'ont pas été activés ici. Modifié d'après Robinet et al. (2020c)

3.2.2 Paramétrisation du flux sédimentaire contournant un obstacle rocheux

L'implémentation du phénomène de *bypass* sédimentaire dans LX-Shore est basée sur l'utilisation de l'expression paramétrique du flux sédimentaire induit par les vagues autour d'un obstacle rocheux idéalisé, développée par McCarroll et al. (2021a), présentée en section 2.4.2. Cette dernière est relativement plus simple que la formulation proposée par King et al. (2021), qui présente quelques inconvénients. En effet, la paramétrisation de King et al. (2021) faisant notamment intervenir la pente bathymétrique en bout d'obstacle rocheux (paramètre m_t), le flux de *bypass* sédimentaire (Q_B) apparaît potentiellement supérieur au flux *longshore* Q_0 pour des valeurs relativement faibles de m_t, en plus de présenter une discontinuité en $X_H/X_S = 0.5$ (à part pour $m_t \approx 0.1$). Une seconde discontinuité de la fonction $Q_B = f(X_H/X_S)$ apparaît également en $X_H/X_S = 1.5$ dans le cas où l'on considère une absence de sédiment en bout de cap rocheux (cf. Equation 2.10 et Figure 3.12b), cette configuration correspondant principalement aux cas d'application considérés dans ces travaux de thèse (voir Figure 3.10b). De plus, McCarroll et al. (2021a) indique que la morphologie du cap rocheux impacte les taux de *bypass*, mais cet impact est négligeable par rapport au contrôle exercé par l'extension *cross-shore* de l'obstacle, et peut être ignoré dans le cadre d'une première estimation du flux de *bypass*.

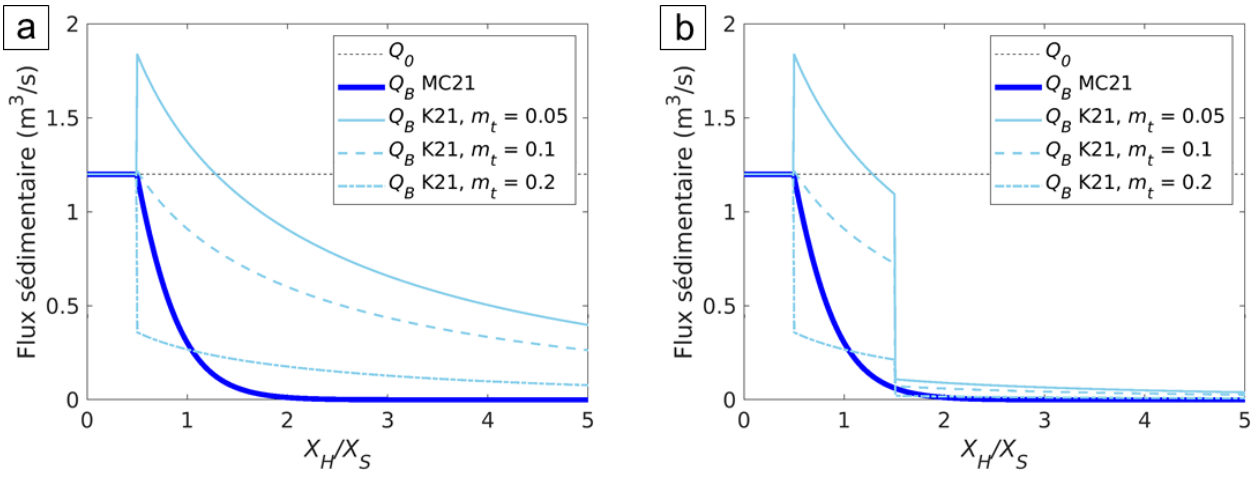


Figure 3.12: Évolution du flux de *bypass* sédimentaire Q_B prédit par la formule de McCarroll et al. (2021a) (Q_B MC21) et par la formule de King et al. (2021) (Q_B K21) en considérant 3 valeurs différentes de pente bathymétrique en bout de cap m_t. (a) Cas d'une présence de sédiment en bout de cap et (b) cas d'une absence de sédiment en bout de cap (affecte la partie où $X_H/X_S > 1.5$ uniquement).

La paramétrisation de McCarroll et al. (2021a) a donc été retenue pour obtenir une première estimation du flux de sédiments contournant un obstacle rocheux. Cette expression s'appuie sur quatre coefficients calibrés pour une valeur de $Q_0 \approx 1.2$ m^3/s, et est donc spécifique à un site en particulier. Dans le cas où l'expression de Q_B est appliquée pour des conditions de vagues différentes (i.e. une valeur de Q_0 différente) sans nouvelle calibration de p_1, p_2, b_1 et b_2, la courbe d'évolution de Q_B présenterait des discontinuités (Figure 3.13) et l'expression paramétrique de Q_B serait donc inadaptée.

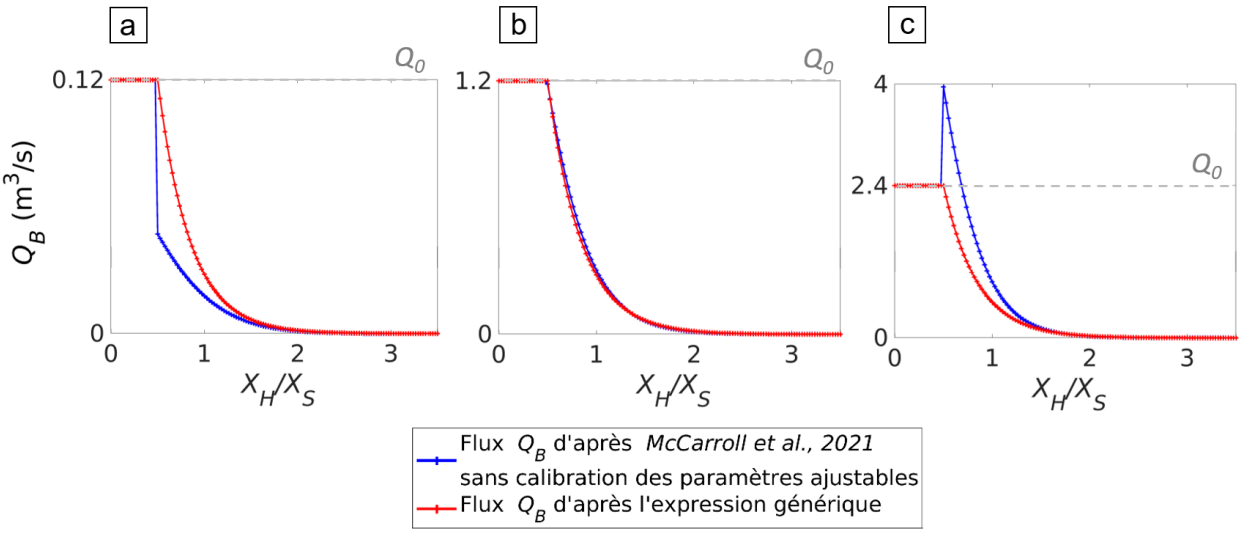


Figure 3.13: Évolution du flux de *bypass* sédimentaire Q_B prédit par l'expression paramétrique développée par McCarroll et al. (2021a) (courbe bleue) sans calibration des paramètres ajustables, et par la nouvelle expression générique (courbe rouge) pour (a) $Q_0 = 0.12$ m^3/s, (b) $Q_0 = 1.2$ m^3/s et (c) $Q_0 = 2.4$ m^3/s.

Afin de pouvoir appliquer la paramétrisation du flux de *bypass* sédimentaire dans n'importe quelles conditions de vagues incidentes, la formule générique suivante a donc été développée ici :

$$Q_B = \alpha Q_0, \text{ avec } \begin{cases} \alpha = 1 & \text{si } \dfrac{X_H}{X_S} < 0.5, \\ \alpha = \exp(ax + b) - c & \text{si } 0.5 < \dfrac{X_H}{X_S} < 3, \\ \alpha = 0 & \text{si } \dfrac{X_H}{X_S} > 3. \end{cases} \tag{3.16}$$

avec x l'extension relative de l'obstacle par rapport à la largeur de la zone de déferlement (X_H/X_S).

Cette nouvelle expression ne comporte qu'un seul paramètre ajustable, a (puisque b est déduit de a, et c de a et b), qui a l'avantage d'être sans dimension. En fixant $a = -2.9$ (correspondant à $b = 1.45$ et $c = 7.1 \cdot 10^{-4}$), on obtient le meilleur accord avec l'expression développée par McCarroll et al. (2021a) pour $Q_0 \approx 1.2$ m^3/s. Le coefficient a contrôle la pente de la courbe de Q_B : plus a est petit (ou grand en valeur absolue), plus la courbe est raide et plus le flux Q_B décroît rapidement à mesure que le rapport X_H/X_S augmente (Figure 3.14a,b,c). L'évolution temporelle de Q_B a été étudiée sur une simulation de 20 ans réalisée sur une plage de 10 km avec un épi rocheux de 350 m de long au centre de la plage, et soumise à un forçage de vagues constant caractérisé par H_S=2 m, T_P = 10 s et θ_P=10°. Quelle que soit la valeur de a, Q_B augmente progressivement jusqu'à atteindre un palier après environ 15 ans. Cependant, plus a est grand (faible en valeur absolue), plus l'augmentation de Q_B est progressive en début de simulation à partir du moment où $X_H/X_S < 3$ (Figure 3.14d). A l'inverse, plus a est petit (grand en valeur absolue), plus l'augmentation de Q_B est soudaine (Figure 3.14f). Le paramètre a influence la vitesse d'augmentation du flux Q_B dans le temps, la position du trait de côte est donc ponctuellement légèrement différente durant la phase

d'augmentation de Q_B en début de simulation (de $t = 2$ ans à $t = 3$ ans ici, Figure 3.14d,e,f) selon la valeur de a utilisée.

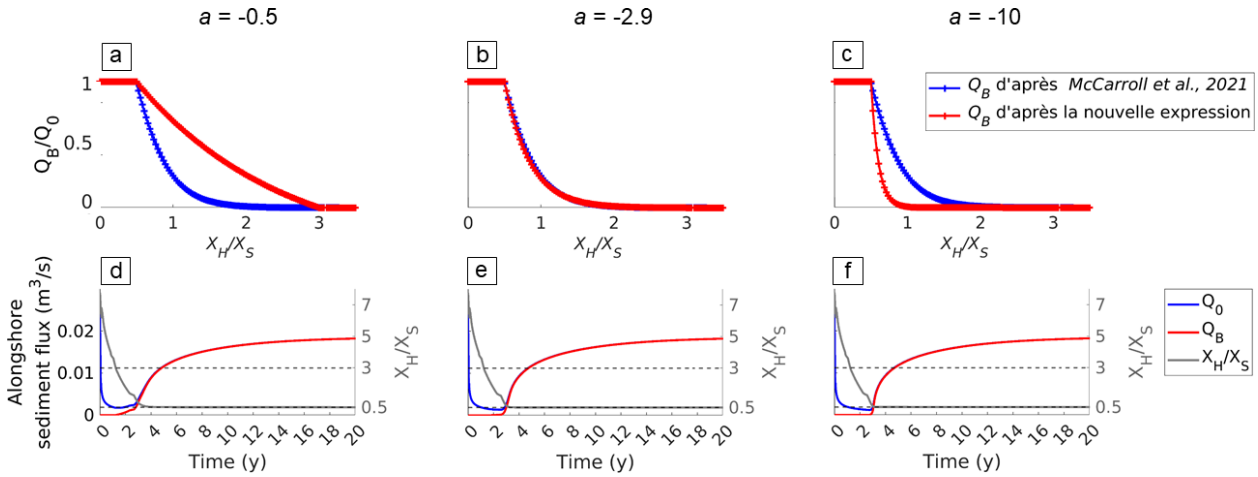


Figure 3.14: Effet du choix du paramètre a sur l'évolution du flux Q_B (a,b,c) en fonction du rapport X_H/X_S et (d,e,f) en fonction du temps. Résultats obtenus avec (a,d) a=-0.5, (b,e) a=-2.9 (valeur choisie pour la paramétrisation de Q_B implémentée dans LX-Shore) et (c,f) a=-10.

3.2.3 Implémentation numérique dans le code

L'implémentation numérique du *bypass* dans LX-Shore a nécessité de modifier le code à différents niveaux, que ce soit pour la définition des zones de *bypass*, pour la recherche des cellules de trait de côte concernées et pour le calcul des flux sédimentaires *longshore* contournant un obstacle rocheux. Ces modifications sont décrites brièvement ci-dessous.

3.2.3.1 Définition des zones de *bypass* et recherche des cellules concernées

La structure des fichiers de contours rocheux, fournis en entrée du modèle par l'utilisateur, a été modifiée de manière à pouvoir définir des zones rocheuses dites "zones de *bypass*", qui sont différenciées des autres zones rocheuses "classiques", autour desquelles le transport sédimentaire se déroule comme dans la version initiale de LX-Shore. Pour cela, l'utilisateur donne les coordonnées d'une ligne passant par l'extrémité de l'obstacle rocheux concerné par le phénomène de *bypass* subaquatique. Un exemple de fichier de contour rocheux définissant des zones de *bypass* est fourni en Annexe B. Les implémentations suivantes ont ensuite été réalisées :

- Lecture des nouveaux fichiers d'entrée contenant des zones de *bypass*.
- A partir des informations contenues dans ces fichiers, écriture de la grille R_{Bypass} contenant les valeurs 0, 1 ou 2 ($R_{\text{Bypass}} == 0$ si cellule sableuse, $R_{\text{Bypass}} == 1$ si cellule rocheuse et $R_{\text{Bypass}} == 2$ si cellule rocheuse affectée par le *bypass* et située à l'extrémité *offshore* de la zone de *bypass*). La figure 3.15 illustre un exemple de contours rocheux et sableux fournis par l'utilisateur dans les fichiers d'entrée et la grille R_{Bypass} associée créée lors de l'initialisation du modèle. Sur cet exemple, seule la zone rocheuse centrale est considérée comme zone de *bypass* car une ligne représentant l'extrémité de la zone de *bypass* y a été tracée par l'utilisateur.

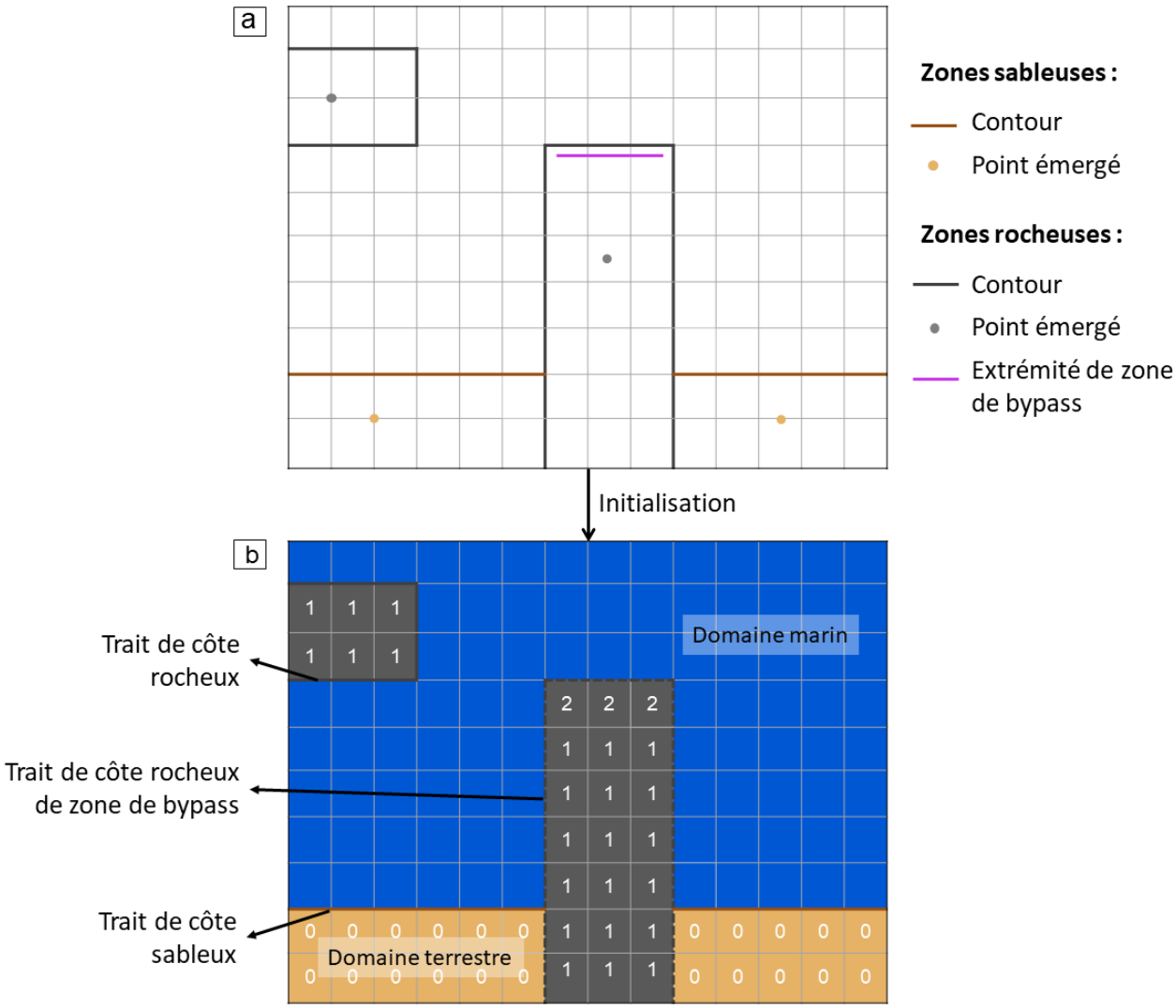


Figure 3.15: (a) Éléments fournis en entrée afin de remplir les grilles de fraction en sédiment sableuse et rocheuse, et de définir la zone de *bypass* grâce à la grille R_{Bypass}. (b) Zones sableuses et rocheuses et grille R_{Bypass} obtenues grâce aux éléments présentés dans le panel (a) après la phase d'initialisation du modèle.

- Identification des cellules de départ et d'arrivée du flux sédimentaire induit par le phénomène de *bypass*. Ces cellules sont les cellules de trait de côte ($F > 0$ et $F-R > 0$ et $R_{\text{Bypass}} == 0$) en contact avec une cellule de trait de côte rocheuse identifiée $R_{\text{Bypass}} == 1$ ou $R_{\text{Bypass}} == 2$ (cas où le trait de côte atteint quasiment l'extrémité *offshore* de la zone de *bypass*). Les cellules de départ et d'arrivée du *bypass* (respectivement encadrées en vert et en violet sur les figures 3.16 et 3.17) sont identifiées uniquement en association avec un voisin. Cette identification est réalisée à chaque itération du modèle. Ainsi, une même cellule peut alternativement être identifiée comme cellule de départ et cellule d'arrivée lorsque des inversions de la direction du transport longitudinal se produisent. De plus, une cellule étant "cellule de départ de *bypass*" lorsque le flux sédimentaire est dirigé vers l'obstacle rocheux est considérée comme une cellule de trait de côte classique (envoyant du sédiment à sa voisine directe) lorsque le flux sédimentaire est dirigé dans l'autre sens. Cette particularité est détaillée ci-dessous (section 3.2.3.4, Figure 3.17).

3.2.3.2 Calcul de la distance du trait de côte au point de déferlement, X_S

La distance au point de déferlement X_S est nécessaire dans le calcul du flux de *bypass* Q_B (voir section 3.2.2). Dans le cas où les caractéristiques des vagues au déferlement sont extraites grâce à la formule de Larson et al. (2010), la profondeur au déferlement est directement calculée à chaque pas de temps. La nouvelle implémentation réalisée dans le cadre de l'ajout du *bypass* a consisté à récupérer, pour chaque cellule de trait de côte, la distance entre le trait de côte et le point de déferlement, calculée en croisant la profondeur au déferlement avec le profil de plage donné par l'équation de Dean (1991). Dans le cas où SWAN est utilisé pour la propagation des vagues à la côte, comme expliqué en section 3.1.3, la recherche du point de déferlement se fait grâce à des rayons de recherche suivant la direction perpendiculaire au trait de côte, en faisant l'hypothèse que le point de déferlement est trouvé lorsque le rapport entre la hauteur de vagues et la profondeur dépasse le critère de déferlement γ_b. La nouvelle implémentation liée à l'ajout du *bypass* a consisté ici à calculer la distance entre le trait de côte et ce point de déferlement pour chaque cellule de trait de côte. Dans les deux cas (Larson et SWAN), la distance X_S utilisée pour le calcul du flux Q_B est celle calculée au niveau de la cellule de trait de côte de départ du *bypass* sédimentaire (Figure 3.16).

3.2.3.3 Calcul de l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux, X_H

Pour calculer cette distance, il a été choisi de projeter orthogonalement la longueur de l'obstacle rocheux sur la direction normale au trait de côte. Cette méthode permet de calculer la longueur d'obstacles rocheux ayant des formes complexes et n'étant pas parfaitement perpendiculaires au trait de côte. Afin d'éviter de prendre en compte les angles de trait de côte extrêmes pouvant être rencontrés au contact direct de l'obstacle (dans la cellule de trait de côte sableuse adjacente à

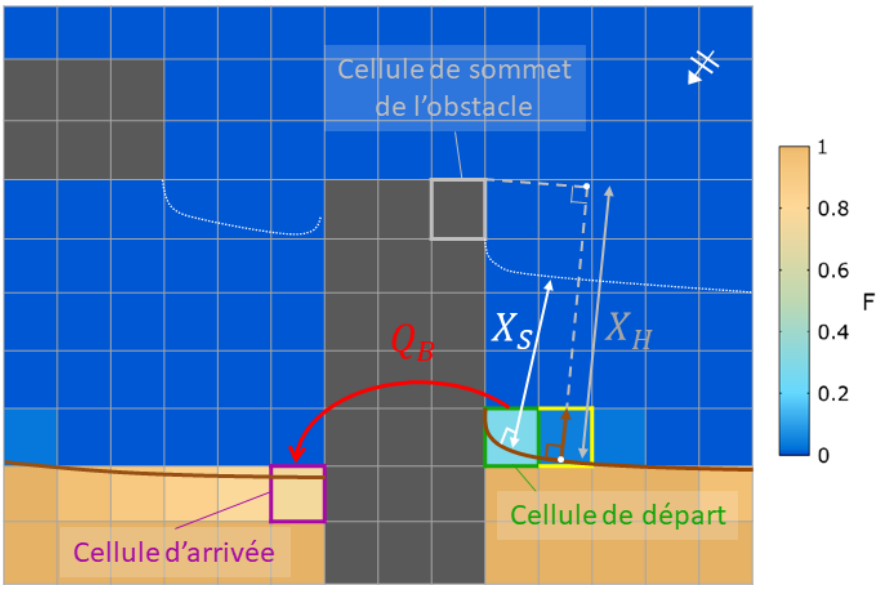


Figure 3.16: Schéma d'une zone littorale présentant la position des cellules impliquées dans le *bypass* et des calculs de la largeur de la zone de déferlement X_S et de l'extension *cross-shore* de l'obstacle rocheux X_H. Le trait fin en pointillés blancs représente la limite de la zone de déferlement.

l'obstacle rocheux), la direction de la normale au trait de côte est extraite au niveau de la cellule de trait de côte en amont-dérive de la cellule de départ du *bypass* sédimentaire (encadrée en jaune sur la Figure 3.16).

3.2.3.4 Application des flux sédimentaires

Les conditions de calcul des flux sédimentaires dans le module de transport *longshore* ont été modifiées de la manière suivante :

- Si le flux *longshore* doit être calculé (i.e. si la cellule de trait de côte courante ne se trouve pas protégée des vagues par une zone d'ombrage)
  - Si la cellule de trait de côte courante est identifiée comme une cellule de départ de *bypass*
    - Calcul du rapport X_H/X_S
    - Calcul du flux de *bypass* Q_B correspondant en appliquant l'adaptation de la formule de McCarroll et al. (2021a) présentée en 3.2.2
    - Application du flux sortant et du flux entrant aux cellules de trait de côte de départ et d'arrivée du *bypass* sédimentaire
  - Sinon
    - Calcul du flux *longshore* classique Q_0 et envoi de sédiment vers la cellule de trait de côte voisine située en aval-dérive

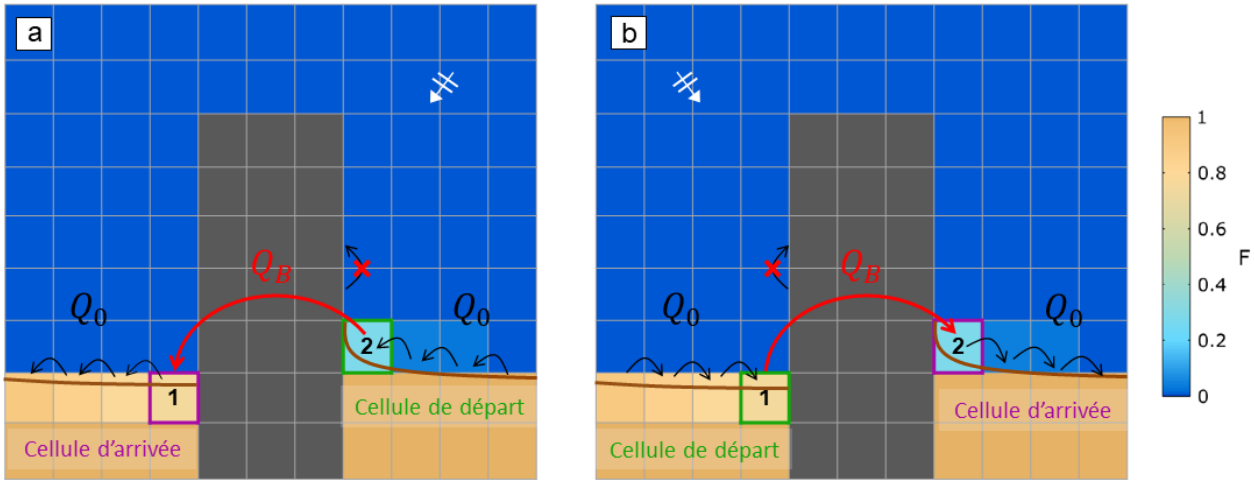


Figure 3.17: Représentation des différents transports sédimentaires se produisant au niveau de la zone de *bypass* et du rôle des différentes cellules situées dans et au voisinage de cette zone (a) lorsque les vagues proviennent de la droite et (b) de la gauche.

Lorsque les vagues proviennent de la droite (Figure 3.17a), la cellule identifiée par le numéro 2 est une cellule de départ du *bypass* sédimentaire, depuis laquelle le flux Q_B est transféré à la cellule située directement en aval de l'obstacle, identifiée par le numéro 1 (cellule d'arrivée). Lorsque les vagues proviennent de la gauche (Figure 3.17b), le rôle de ces deux cellules est inversé et la cellule numéro 2 devient une cellule de trait de côte "classique" depuis laquelle le flux Q_0 est transféré à la cellule voisine située en aval-dérive, tandis que la cellule numéro 1 devient cellule de départ du *bypass*. Au niveau des cellules de trait de côte constituant l'obstacle rocheux, aucun transport sédimentaire n'est calculé.

3.2.3.5 Cas particulier des cellules partiellement remplies de roche incluses dans une zone de *bypass*

La formule de *bypass* ne permet pas actuellement de gérer des cellules de trait de côte partiellement rocheuses (dont la fraction en roche R est telle que $0 < R < 1$, Figure 3.1) au sein de la zone de *bypass*. Même si ces cellules pourraient accueillir de la fraction en sédiment érodable et jouer le rôle de cellule de départ et d'arrivée du *bypass*, elles sont identifiées comme $R_{\text{Bypass}} == 1$ et sont contournées par les sédiments via le phénomène de *bypass*. En première approximation, il a été choisi d'implémenter une option dans le code, permettant de remplir ($R = 1$) automatiquement les cellules partiellement rocheuses identifiées $R_{\text{Bypass}} == 1$ lors de l'initialisation de la simulation, grâce à une variable nommée $fillRCells$ (Figure 3.18). Cette option implique que le réalisme de la forme de l'obstacle rocheux est limité par la taille des cellules de la grille morphologique, mais permet d'assurer une continuité au niveau des zones de contact entre les traits de côte sableux et les zones de *bypass*.

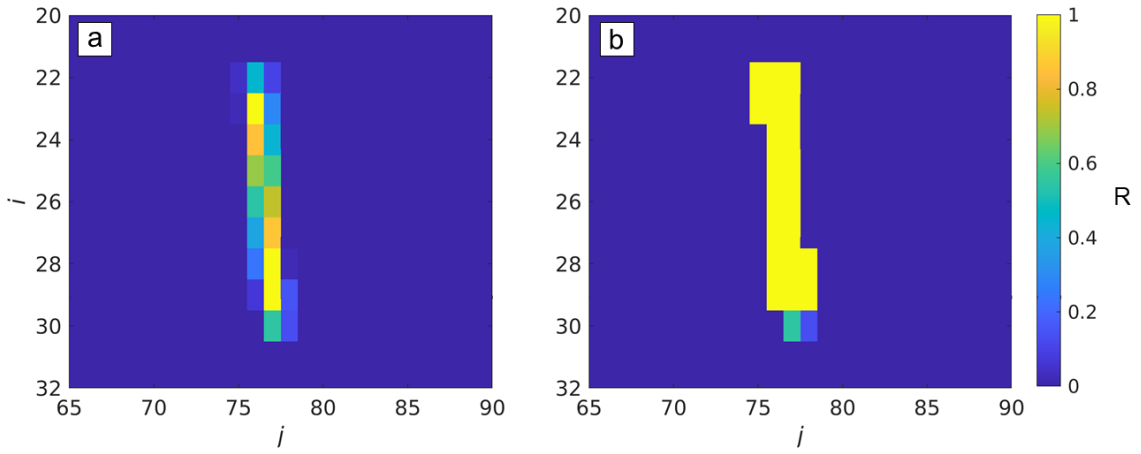


Figure 3.18: Grille de fraction rocheuse obtenue pour un même obstacle rocheux rectangulaire légèrement oblique (a) avec l'option $fillRCells$=0 et (b) avec $fillRCells$=1, fixant R=1 pour les cellules rocheuses identifiées $R_{\text{Bypass}} == 1$. Les cellules en position i=30 ne sont pas concernées par le remplissage car ce sont des cellules de l'extrémité *offshore* de la zone de *bypass*, identifiées par $R_{\text{Bypass}} == 2$.

3.3 Conclusions

Parmi les modèles de trait de côte à complexité réduite, le modèle LX-Shore présente un cadre de modélisation permettant de tenir compte du transport sédimentaire induit par les processus *long-shore*, *cross-shore* et par l'élévation du niveau marin. Il intègre également la présence de zones non érodables et est couplé avec le modèle spectral de vagues SWAN. Enfin, son approche cellulaire permet de simuler des formes de trait de côte particulières. Ces caractéristiques en font un outil particulièrement intéressant pour modéliser les évolutions du trait de côte sur de vastes échelles spatio-temporelles avec des temps de calcul raisonnables. Afin d'étendre le champ d'application de LX-Shore et d'y intégrer la prise en compte du *bypass* sédimentaire subaquatique, j'ai implémenté dans le modèle une paramétrisation du phénomène de *bypass* adaptée des travaux de McCarroll et al. (2021a). Il s'agit d'une paramétrisation relativement simple, permettant d'exprimer le flux sédimentaire de *bypass* autour d'un obstacle rocheux en fonction de la morphologie (longueur) de l'obstacle et des conditions de vagues incidentes. Cependant, l'implémentation de cette expression dans un modèle s'appuyant sur une approche cellulaire n'est pas triviale, et a donc nécessité une étape conséquente de développements dans le code LX-Shore, qui a constitué une grande partie de mon travail de doctorat. Ces développements ouvrent de nouvelles perspectives pour la modélisation de la dynamique des côtes sableuses en présence de points durs, et ont été testés sur des cas tests idéalisés ou des sites réels, présentés dans les chapitres suivants (Chapitres 4 et 5).

Chapitre 4

Modélisation de l'impact du *bypass* sédimentaire sur la dynamique des plages en baie

Contents

4.1 Préambule 68

4.2 Résumé 68

4.3 Influence of rocky obstacle sand bypassing on embayed beach dynamics using a reduced-complexity shoreline model 69

4.3.1 Introduction 69

4.3.2 Numerical model 72

4.3.3 Results 80

4.3.4 Discussion 84

4.3.5 Conclusions 87

4.4 Sensibilité à la paramétrisation du *bypass* utilisée 89

4.1 Préambule

Dans ce chapitre, la nouvelle version de LX-Shore après implémentation du *bypass* sédimentaire subaquatique (présentée dans la section 3.2) est testée sur une plage en baie idéalisée soumise à diverses conditions d'incidence de vagues. L'objectif est de comparer les résultats des simulations considérant le *bypass* subaquatique avec ceux obtenus avec l'ancienne version de LX-Shore, de manière à caractériser l'influence du *bypass* sur la forme moyenne et la variabilité spatiale du trait de côte dans les plages en baie. Ce chapitre inclut principalement (section 4.3) un article intitulé *Influence of rocky obstacle sand bypassing on embayed beach dynamics using a reduced-complexity shoreline model*, publié dans la revue *Journal of Marine Science and Engineering* (Durand et al., 2024). La section 4.2 résume ces travaux[1], et la section 4.4 apporte un complément aux résultats de cet article en présentant une comparaison entre les résultats obtenus grâce à la paramétrisation du flux de *bypass* adaptée de McCarroll et al. (2021a) et ceux issus de la paramétrisation utilisée dans un autre modèle de trait de côte à complexité réduite, IH-LANS (Alvarez-Cuesta et al., 2021).

4.2 Résumé

Les plages en baie, omniprésentes sur de nombreux littoraux dans le monde (Inman and Nordstrom, 1971; Short and Masselink, 1999), sont des étendues de sable délimitées par des frontières physiques qui peuvent être des caps rocheux naturels ou des ouvrages de défense artificiels perpendiculaires à la côte. Leur dynamique est profondément impactée par la présence de ces obstacles qui agissent comme des barrières totales ou partielles au transport sédimentaire longitudinal (Castelle and Coco, 2012; Turki et al., 2013b; Daly et al., 2014; Ratliff and Murray, 2014; Fellowes et al., 2019; Robinet et al., 2020b; Fellowes et al., 2022; Nobre Silva et al., 2024). Ainsi, ces plages peuvent présenter une très grande variabilité d'orientations ou de courbures selon les forçages de vagues auxquels elles sont soumises (Harley et al., 2015; Hurst et al., 2015; Vieira da Silva et al., 2018; King et al., 2021), la taille et la morphologie de l'obstacle rocheux (George et al., 2019; Castelle et al., 2020; McCarroll et al., 2021a), la disponibilité et la granulométrie des sédiments (McCarroll et al., 2018; Da Silva et al., 2021), ou encore la largeur de la plage (Short and Masselink, 1999; Ab Razak, 2015).

L'un des facteurs clés influençant la morphologie et la dynamique des plages de poche est le *bypass* sédimentaire (Goodwin et al., 2013). Ce phénomène impacte l'évolution des côtes sableuses sur de vastes échelles de temps. Cependant, il n'est pas ou que partiellement pris en compte dans les modèles d'évolution du trait de côte. Par exemple, comme présenté dans la section 3.2.2, dans la version initiale de LX-Shore le *bypass* sédimentaire ne se produit que lorsque le trait de côte

[1]Dans un souci de concision et afin d'éviter les répétitions, l'*abstract* en anglais présent dans la version officielle de l'article n'a pas été inclus dans le manuscrit de thèse.

atteint le sommet de l'obstacle rocheux. Ce type de *bypass* est désigné ici par "*shoreline bypassing*" (SB). Or, il a été démontré que le sable est également transporté au large des obstacles rocheux dans la colonne d'eau, à l'intérieur et en dehors de la zone de déferlement, et ce même si le trait de côte ne franchit pas le sommet de l'obstacle (Klein et al., 2020). Ce processus est appelé ici "*full bypassing*" (FB). Dans cette étude, l'adaptation de la paramétrisation du *bypass* sédimentaire proposée par McCarroll et al. (2021a) présentée en section 3.2.2 et implémentée dans LX-Shore est utilisée, puis des simulations sont réalisées sur une plage en baie idéalisée, initialement rectiligne, bordée par deux obstacles rocheux rectangulaires et soumise à diverses conditions de vagues d'incidence stationnaire ou variable au cours de la simulation. L'effet de la prise en compte du *bypass* subaquatique sur la dynamique du trait de côte (rotation, courbure et maximum d'érosion) est évalué en comparant les résultats des simulations obtenus avec les deux types de bypass ("*shoreline bypassing*", SB ; "*full bypassing*", FB).

Les résultats montrent qu'en présence de FB, le phénomène de rotation de la plage est atténué, avec une réduction de l'angle de rotation d'un facteur 1/3 environ par rapport à SB, en particulier dans le cas de climats de vagues peu obliques et peu asymétriques. La courbure du trait de côte est également réduite de manière significative, notamment dans le cas de climats de vagues fortement obliques et asymétriques. Enfin, il est montré que la prise en compte du FB implique une réduction d'environ 20% du maximum d'érosion du trait de côte dans le cas de climats de vagues fortement asymétriques, ce qui implique une surestimation de l'érosion en amont du cap rocheux en configuration SB. L'impact de la prise en compte du *bypass* subaquatique sur la variabilité spatiale du trait de côte est variable selon la longueur de la plage : plus la plage est étroite, plus l'impact de FB sur la rotation est important. A l'inverse, plus la plage est étendue, plus l'impact de FB sur la position *cross-shore* du maximum d'érosion est grand.

Ces résultats montrent que la prise en compte du *bypass* sédimentaire subaquatique (FB) dans les modélisations à long terme du trait de côte peut ouvrir de nouvelles perspectives dans la compréhension et la modélisation de la dynamique des plages en baie naturelles.

4.3 Influence of rocky obstacle sand bypassing on embayed beach dynamics using a reduced-complexity shoreline model

4.3.1 Introduction

Sandy beaches are highly dynamic coastal environments (Wright and Short, 1984; Castelle and Masselink, 2023) that are under increasing demographic pressure. As an increase in beach erosion and shoreline retreat is expected in the next decades (Vousdoukas et al., 2020), a critical task for coastal scientists is to accurately predict medium (months, years) to long-term (decades and beyond) coastal changes in order to contribute to sustainable coastal management. Embayed

beaches, which are ubiquitous along the coasts worldwide (Inman and Nordstrom, 1971; Short and Masselink, 1999), are sandy beaches delimited by physical boundaries that can be either natural rocky headlands or artificial coastal defenses. Beach morphodynamics and shoreline variability are deeply affected by these obstacles which act both as partial or total barriers to alongshore sediment transport and are a primary control on incident wave exposure (Castelle and Coco, 2012; Turki et al., 2013b; Daly et al., 2014; Ratliff and Murray, 2014; Fellowes et al., 2019; Robinet et al., 2020b; Fellowes et al., 2022; Nobre Silva et al., 2024). Therefore, embayment shorelines can exhibit a dramatic variability in their orientation and curvature from one beach to another (Figure 4.1) depending on wave forcing (Harley et al., 2015; Hurst et al., 2015; Vieira da Silva et al., 2018; King et al., 2021), sediment availability (Da Silva et al., 2021), grain size (McCarroll et al., 2018), obstacle size and morphology (George et al., 2019; Castelle et al., 2020; McCarroll et al., 2021a), and embayment width (Short and Masselink, 1999; Ab Razak, 2015), which makes their evolution challenging to understand, model and further predict. A key factor influencing embayed beach dynamics at medium to long time scales is rocky obstacle sand bypassing (Goodwin et al., 2013), defined as the transport of sediment around the rocky structures delimiting the embayment (Short and Masselink, 1999; Klein et al., 2020). Recently, a headland bypassing classification has been proposed according to the main processes responsible for sediment transport around a headland (Klein et al., 2020). This classification includes a differentiation between "headland bypassing swash-surf zone" (HBS), occurring when the shoreline extends up to and/or beyond the tip of the headland due to longshore transport in the swash-surf zone, and "headland bypassing surf zone/nearshore" (HBN), occurring in and seaward of the surfzone, up to the closure depth, due to nearshore subaqueous longshore transport.

Over the past few years, a new generation of reduced-complexity (also referred to as hybrid) shoreline evolution models has emerged (Vitousek et al., 2017; Robinet et al., 2018; Antolínez et al., 2019; Roelvink et al., 2020; Alvarez-Cuesta et al., 2023), including models designed exclusively for embayed beaches (Turki et al., 2013a; Jaramillo et al., 2021b). Reduced-complexity shoreline models can predict wave-dominated sandy shoreline evolution on timescales ranging from hours (storms) to decades with reasonable computational cost and fairly good skill (Montaño et al., 2020). However, on embayed beaches where sand bypassing occurs, these models fail as sand bypassing is often disregarded or only occurs when the shoreline reaches the tip of the obstacle (hereafter referred to as "shoreline bypassing" or SB), such as in LX-Shore (Robinet et al., 2018). If we refer to the classification of headland bypassing presented in Klein et al. (2020), the initial version of LX-Shore model considering SB was thus able to reproduce bypassing occurring in the swash zone (HBS) only, and not in the surf and nearshore zones (HBN). In Castelle et al. (2020), LX-Shore is used considering SB only and it is shown that headland length controls both the equilibrium beach planform and the spatial and temporal modes of shoreline variability at embayed beaches. However, there is field and process-based modelling evidence of subaqueous sediment bypassing (HBN in Klein et al., 2020) occurring within the surfzone and also further offshore (Vieira da Silva et al., 2016b; Valiente et al., 2019; Mouragues et al., 2020; King et al., 2021). There was therefore a need to improve the implementation of headland bypassing in LX-

Figure 4.1: Examples of embayed beach planforms. (a,b) Asymmetric curved beach showing large change in shoreline orientation between (a) November 2021 and (b) February 2024 due to embayment rotation at Balapitiya beach, Sri Lanka; (c) straight shoreline between natural headlands at Porto-Vecchio, France; (d) straight shoreline between artificial groynes at Palavas-les-flots, France. Images adapted from Google Earth.

Shore, so that the model can reproduce a wider variety of headland bypassing processes (HBS and HBN). This improved implementation of bypassing in LX-Shore is hereafter referred to as "full bypassing" (FB), as opposed to the former "shoreline bypassing" (SB). ShorelineS (Roelvink et al., 2020) and IH-LANS (Alvarez-Cuesta et al., 2021) are some of the rare reduced-complexity shoreline model exceptions where FB is addressed, with the treatment of sand bypassing around rocky obstacles based on a bypassing factor linearly increasing and ranging from 0 to 1. In ShorelineS, this factor is increasing as the ratio between the depth at the tip of the structure (D_S) and the so-called depth of active longshore transport (D_{LT}) is decreasing, and reaches its maximum value when the shoreline reaches the tip of the obstacle (Ghonim, 2019). In IH-LANS, this factor is increasing as the ratio between the headland cross-shore extent (X_H) and the surfzone width (X_S) is decreasing. To the best of our knowledge, the influence of these first approaches on embayed beach mean planshape and dynamics has never been explored.

Recently, improved sediment bypassing parametrizations have been proposed (McCarroll et al., 2021a; King et al., 2021), which are compatible with the reduced-complexity shoreline modelling framework. Implementing these expressions in a reduced-complexity shoreline model such as LX-

Shore can thus help to address the impact of obstacle sand bypassing on mean beach planform and shoreline variability at embayed coasts and provide new insight into embayed beach shoreline dynamics. In the present work, we implement the parametrization developed by McCarroll et al. (2021) (McCarroll et al., 2021a) in the reduced complexity shoreline model LX-Shore (Robinet et al., 2018). We investigate the sensitivity of the response of embayed beaches to the type of bypassing process implemented by comparing simulations performed considering HBS and HBN (FB configuration) versus only HBS (SB configuration). We consider an idealised coastal embayment with rectangular rocky obstacles, exposed to a range of synthetic wave climate characterised by time-invariant or time-varying angle of wave incidence.

4.3.2 Numerical model

4.3.2.1 LX-Shore

The LX-Shore model (Robinet et al., 2018) is a reduced-complexity shoreline evolution model, based on the one-line approach (Pelnard-Considère, 1956; Komar and Inman, 1970; Hanson and Kraus, 1989). The model computes the time evolution of the sediment fraction F ranging from 0 (water) to 1 (land) within square cells (width dxy) composing a 2D planview grid (Figure 4.2). Shoreline cells are those with sediment fraction $F > 0$ and a edge contact with a water cell. Partially or fully non-erodible zones are also included, such as rocky headlands where the total sediment fraction is decomposed into a fixed non-erodible fraction (rock) and a variable erodible fraction (sand). The local shoreline orientation in each shoreline cell is determined by the shore normal vector. It is assumed that the shoreline crosses this vector at a distance from the centre of the cell that depends on the sediment fraction value. The complete shoreline is then computed by interpolation of all the estimated shoreline positions. Such 2D plan-view cellular-based modelling approach can thus handle complex shoreline shapes. For a detailed description of the numerical implementation and the physics involved in the model, the reader is referred to Robinet et al. (2018).

LX-Shore can account for both longshore and cross-shore sediment processes (Robinet et al., 2020b), which are computed using breaking wave parameters. Breaking wave conditions can be estimated either by coupling with the spectral wave model SWAN (Booij et al., 1999), or with a direct analytical formula (Larson et al., 2010), the latter being used herein.

Longshore sediment transport is computed using a similar approach as in CEM and CEM-SWAN models (Ashton et al., 2001; Ashton and Murray, 2006; Valvo et al., 2006; Limber et al., 2017) with the empirical formula of Kamphuis (1991). Cross-shore transport is computed using an adaptation of the equilibrium-based ShoreFor model (Davidson et al., 2013; Splinter et al., 2014), which predicts that a translation of the beach profile in the cross-shore direction occurs when there is a disequilibrium in wave energy as incident wave energy changes in time. Here, given that we

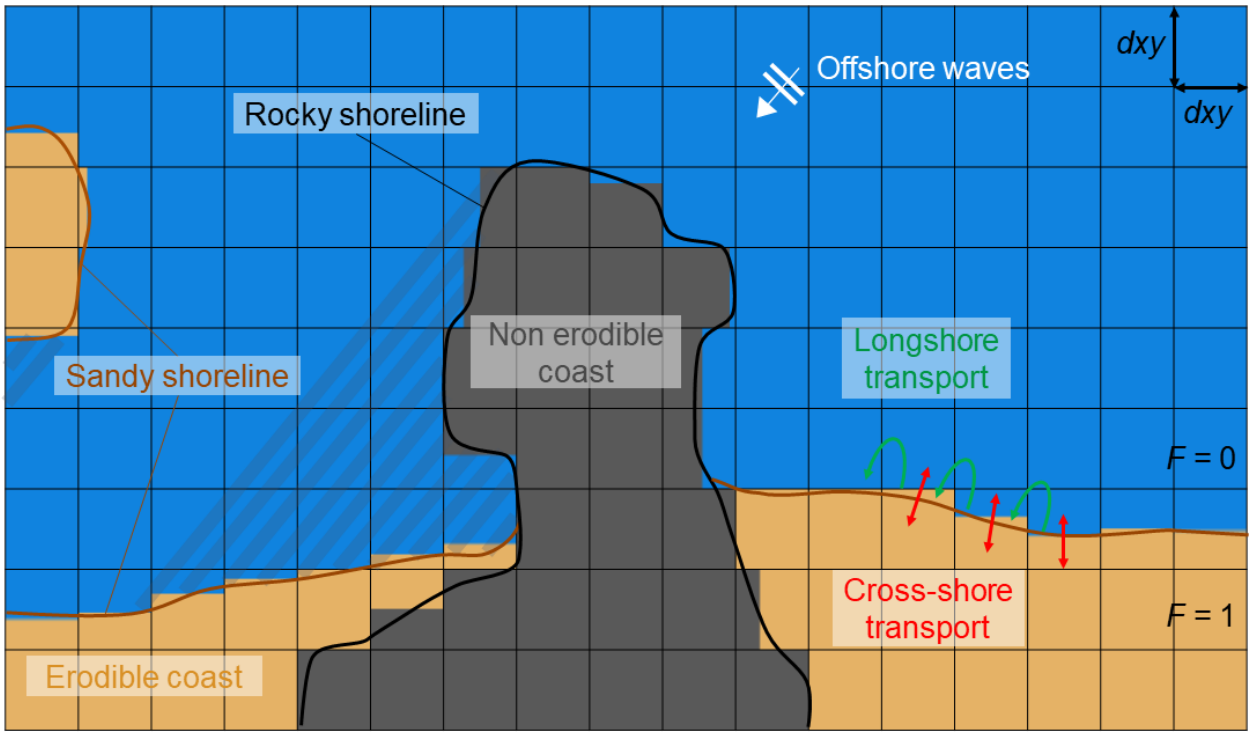


Figure 4.2: Schematic planview coastal area with the primary features and processes included in LX-Shore. Cross-shore transport is switched off in this study. The striped areas represent the wave shadow zones.

focus on shoreline change driven by longshore processes, we consider a time-invariant offshore wave height and period in our simulations. Consequently, there is only little temporal change in wave energy (related to time-varying wave direction in areas adjacent to the groynes and wave refraction) so cross-shore transport driven shoreline change is assumed negligible (Castelle and Masselink, 2023) along most of the embayment, and was switched off in this study. This is further discussed in Section 4.3.4. At each timestep, the sediment fraction in each shoreline grid cell ($0 < F < 1$) is thus updated based on incoming and outgoing sediment fraction caused by alongshore sediment transport.

The main advantage of the LX-Shore model is that it enables modelling wave-dominated sandy shoreline evolution on large spatio-temporal scales with low computing times and good skill (Robinet et al., 2020b; Montaño et al., 2020). It usually takes few minutes to few days, depending on sites complexity and computational resources, to simulate shoreline change over domains of hundreds of meters to several tens of kilometers and duration of several decades.

4.3.2.2 Obstacle sand bypassing implementation

McCarroll et al. (2021a) developed a parametrization of the wave-forced bypassing sediment flux around an isolated idealised headland. This expression, which has never been implemented in a reduced-complexity shoreline model yet, is based on more than 1000 simulations performed with the process-based model XBeach (Roelvink et al., 2009) with varying waves, sediment size

or headland morphology. McCarroll et al. (2021a) showed that the bypassing flux Q_B (m^3/s) can be expressed as a function of the beach-scale-averaged updrift alongshore sediment flux Q_0 and the ratio between headland cross-shore extent X_H and surfzone width X_S (Figure 4.3):

$$Q_B = sign(A)p_1A^2 + p_2A, \tag{4.1}$$

where

$$A = Q_0 \exp(-b_1(X_H/X_S)^{b_2}) \tag{4.2}$$

and p_1, p_2, b_1 and b_2 are coefficients adjusted by calibration.

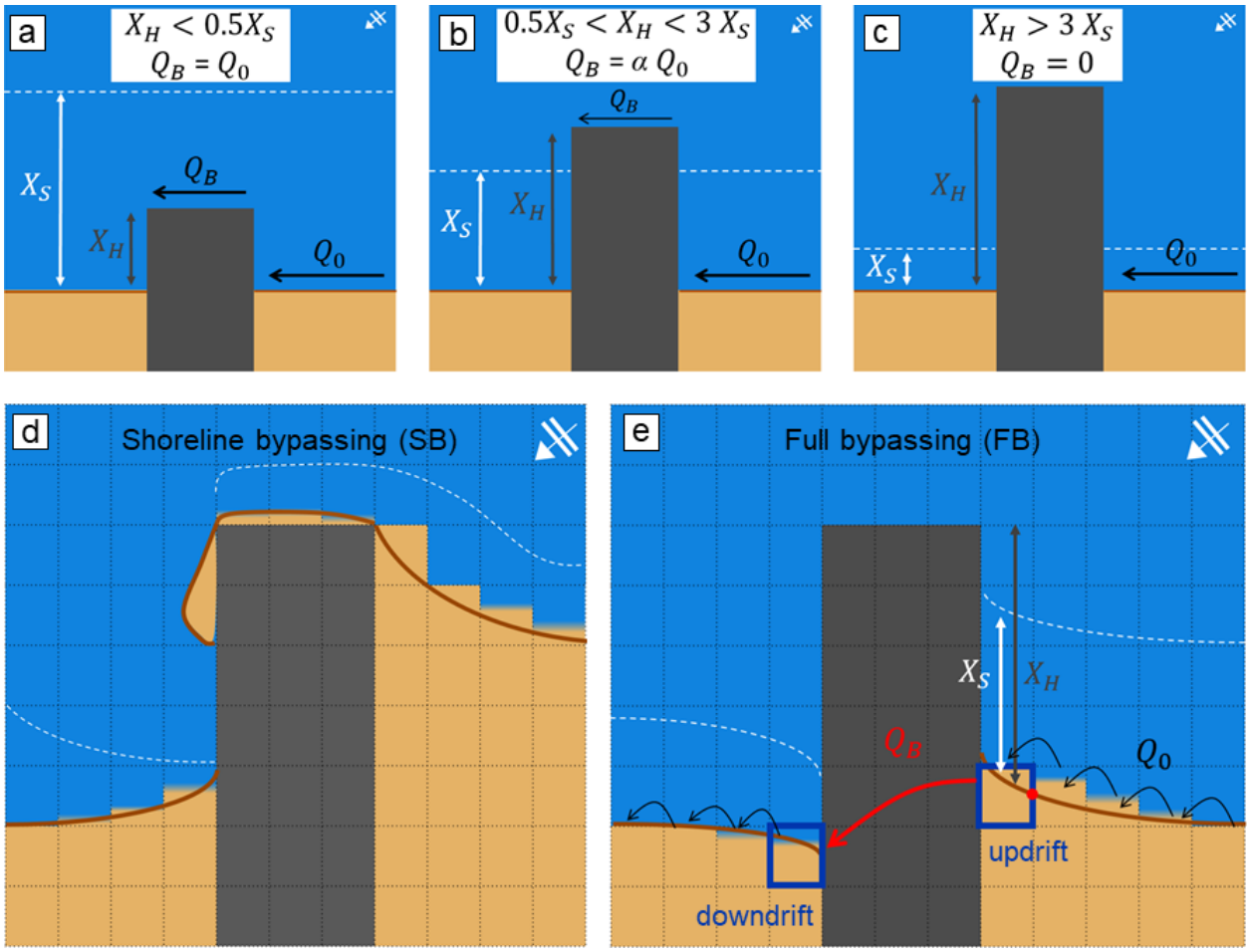


Figure 4.3: (a,b,c) Bypassing flux expression used depending on the ratio between the headland extent X_H and the surfzone width X_S. Adapted from McCarroll et al. (2021a). (d) Schematic of the shoreline bypassing process included in the initial version of LX-Shore. (e) Schematic of the full bypassing implemented in the code. Sediment bypassing is transported between the two shoreline cells adjacent to each side of the obstacle (blue-framed cells) and is computed through Q_B at the updrift boundary of the updrift cell (red dot). In all panels the dotted white line denotes the offshore limit of the surfzone.

This expression of the bypassing flux is valid for $0.5 < X_H/X_S < 3$ (McCarroll et al., 2021a). If $X_H/X_S < 0.5$, the obstacle is smaller than half of the surf zone and does not impact the longshore transport, thus $Q_B = Q_0$ (Figure 4.3a). On the contrary, if $X_H/X_S > 3$ the longshore

sand transport is fully blocked by the obstacle and $Q_B = 0$ (Figure 4.3c).

The parametrization proposed by McCarroll et al. (2021a) uses four free parameters calibrated on a limited range of Q_0. The parametrization is therefore well suited for a longshore flux $Q_0 \approx 1.2$ m$^3/s$, but results in a discontinuous distribution of the bypassing sediment flux Q_B if applied under wave conditions where $Q_0 \neq 1.2\ m^3/s$ without further calibration of the coefficients b_1, b_2, p_1 and p_2. In order to apply the sand bypassing parametrization to any incident wave conditions, we developed the following generic formula :

$$Q_B = \alpha Q_0 \begin{cases} \alpha = 1 \text{ if } X_H/X_S < 0.5 \\ \alpha = \exp(ax + b) - c \text{ if } 0.5 < X_H/X_S < 3 \\ \alpha = 0 \text{ if } X_H/X_S > 3 \end{cases} \tag{4.3}$$

with $x = X_H/X_S$.

This new expression has only one free parameter, a (since b is deduced from a and c is deduced from a and b), which has the advantage of being dimensionless. Setting a = -2.9 (corresponding to b = 1.45 and $c = 7.1 \cdot 10^{-4}$) showed the best agreement with the expression developed by McCarroll et al. (2021a) for $Q_0 \approx 1.2$ m$^3/s$ (Figure 4.4).

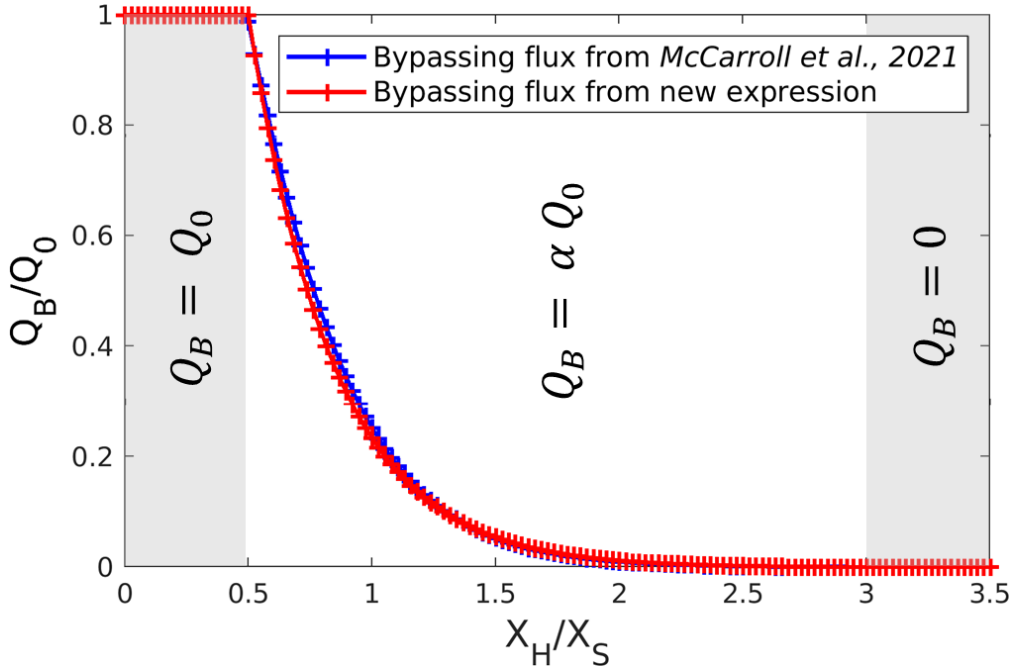


Figure 4.4: Bypassing flux evolution predicted with the expression given in McCarroll et al. (2021a) (blue) and with the new generic expression (red).

This parameterization was implemented in LX-Shore on a simple configuration consisting of an idealised straight beach with one or two rectangular rocky obstacles. In order to adapt the global approach of headland sand bypassing described in McCarroll et al. (2021a) to a cellular model, updrift and downdrift sandy shoreline cells adjacent to the obstacle (blue-framed cells on Figure 4.3e) are identified so that sediment transport can take place between these two cells even

if they are not in contact spatially. The sediment bypassing flux is then computed at the updrift boundary of the updrift cell (red dot on Figure 4.3e) to avoid the effect of high shoreline angles at the interface between sand and rock. An automatic check is made to ensure that the tip of a rocky structure has been found on the way before finding the downdrift blue cell, and the sand is finally sent to this bypassing sand receptor cell.

4.3.2.3 Stability test of sand bypassing numerical implementation

In order to verify that the numerical implementation of the bypass works as intended, a 20-year simulation was carried out on an initially straight 10-km long beach with a rectangular 350-m long rocky headland in the centre (Figure 4.5a), under periodic lateral boundary conditions. The simulation was performed with a 2-hour constant time step and a grid cell size dxy of 100 m, under time-invariant wave conditions characterised by H_S = 2 m, T_P = 10 s, and θ_P = 10°, allowing a successive observation of the different ratios X_H/X_S involved in the parametrization of the bypassing flux (Figure 4.3a,b,c and Figure 4.4), without high angle wave instabilities. At the beginning of the simulation, Q_0 is positive while the X_H/X_S ratio is high (Figure 4.5b), resulting in $Q_B = 0$ and a rapid accretion updrift of the obstacle and erosion downdrift. When $X_H/X_S < 3$ after approximately 2 years, Q_B starts to increase. As Q_B increases, there is less updrift accretion and downdrift erosion around the obstacle. A small accretion zone forms downdrift. Finally, when X_H/X_S = 0.5, the Q_B curve joins that of Q_0 meaning that all the sediment bypasses the obstacle. The shoreline position then gradually readjusts until it reaches an equilibrium after about 20 years. This confirms that the numerical implementation of full bypassing in LX-Shore works properly and can be further used to assess the impact of the bypass process on embayed beach planform and shoreline dynamics.

4.3.2.4 Simulation set-up

LX-Shore was run on an idealised 500-m long straight embayed beach with a rectangular 20-m wide and 35-m long rocky obstacle on both sides of the domain (Figure 4.6). The embayment dimensions were chosen so that the length of the beach met the criteria mentioned in McCarroll et al. (2021a). The effect of beach length on embayment planshape and shoreline variability is further discussed in Section 4.3.4. The simulations were performed over a one-year period (simulations with stationary wave forcing), and a 5-year period (simulations with non-stationary wave forcing), with a 2-hour constant time step and a grid cell size dxy of 10 m. Periodic lateral boundary conditions were implemented, i.e. the sediment fraction leaving the simulation domain from the left boundary re-enters the domain from the right, and vice-versa. We thus consider a circular system with a net-zero sediment budget.

For each shoreline cell, the water depth h distribution in the cross-shore direction was estimated

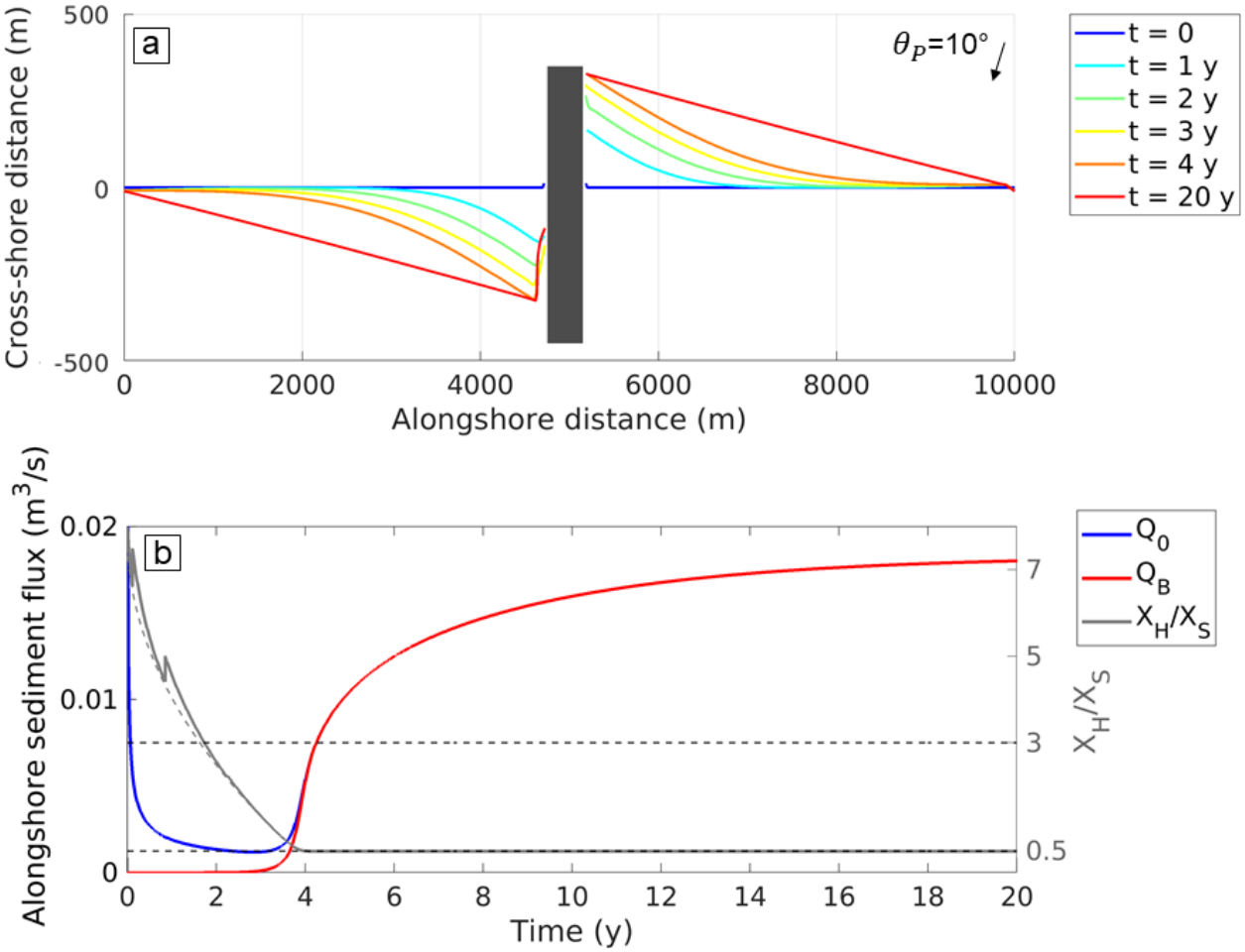


Figure 4.5: (a) Evolution of shoreline position at different timesteps for a 20-year simulation. (b) Evolution of the bypassing (Q_B) and alongshore (Q_0) sediment fluxes superimposed onto the evolution of X_H/X_S during the simulation. The two peaks of the X_H/X_S curve at the early stage of the simulation are numerical artefacts that do not affect the overall simulation results (the curve follows its asymptote represented by the grey dashed line) caused by sand redistribution, inducing small, abrupt variations in surfzone width.

at each time step using an equilibrium Dean profile (Dean, 1991) given by $h = nd^m$ where d is the offshore distance from the shoreline, $n = 0.25$ and $m = 0.67$ for the sandy profile, and $n = 0.2$ and $m = 1$ for the rocky profile. Grain size was set to D_{50} = 0.22 mm, and depth of closure to D_C = 5 m. These values correspond to orders of magnitude that are fairly common on wave-dominated sandy beaches (Komar, 1998; Athanasiou et al., 2019).

In this study, breaking wave parameters were computed with the direct formula of Larson et al. (2010) combined with a wave shadowing procedure. This shadowing procedure is such that cells located in areas fully protected from waves by the headland when using the direct analytical formula of Larson et al. (2010) for the waves (Figure 4.2) can receive some sediment via longshore transport but cannot send it downdrift. This implies that, under a stationary wave climate, sand accumulates in the shadow zone without leaving it, such that the first sand cell downdrift of the shadow zone is eroding. The beach orientation readjusts in the wave-exposed zone and there is a clear breakpoint in shoreline orientation at the transition between the shadow zone and the wave-

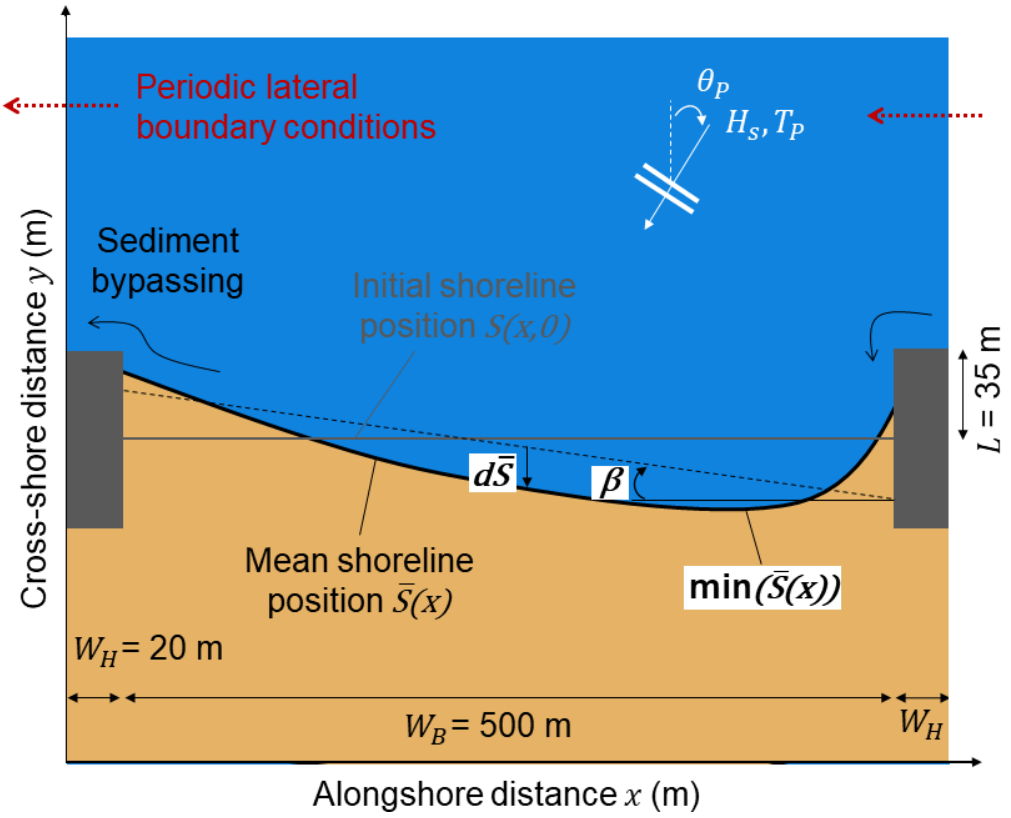


Figure 4.6: Schematic of embayed beach model set-up with variables used for the analysis. The black dotted line represents the mean shoreline trend-line.

exposed zone. Under time-varying wave climates, this transition zone moves in time along the beach, leading to smooth sediment redistribution along the beach. Offshore waves were characterized by a time-invariant significant wave height H_S of 1 m and a time-invariant peak wave period T_P of 10 s, which are representative values of average swell conditions (Holthuijsen, 2007). Two different sets of simulations were run : simulations with stationary wave climates (Section 4.3.3.1) with an angle of wave incidence θ_P of 10°, 20° or 30°, and the other simulations with time-varying wave directions (Section 4.3.3.2). Following Ashton and Murray (2006), Ratliff and Murray (2014) and Hurst et al. (2015), for the time-varying forcing simulations, θ_P was defined by a probability distribution function (Figure 4.7) based on two parameters : A for the asymmetry, i.e. the fraction of waves coming from the right, and U for the obliquity, i.e. the fraction of waves approaching with high angles ($\theta_P > 45°$ or $\theta_P <$ -45°).

More than 800 simulations were performed with A and U covering the entire possible range (i.e. 0 to 1) at 0.05 intervals, either considering shoreline bypassing only or full bypassing. Table 4.1 provides a summary of all simulation scenarios.

Simulations leading to shoreline morphodynamic instabilities (Ashton et al., 2001; Ashton and Murray, 2006), such as cuspate shorelines (Figure 4.8a) or flying sand spits (Figure 4.8b,c) that bypass the obstacles and dominate shoreline variability were disregarded in order to focus on the impact of obstacle bypassing on embayed beach rotation and curvature. In practice, it corresponds to simulations with wave climates characterized by high obliquity ($U \geq 0.60$), or to simulations

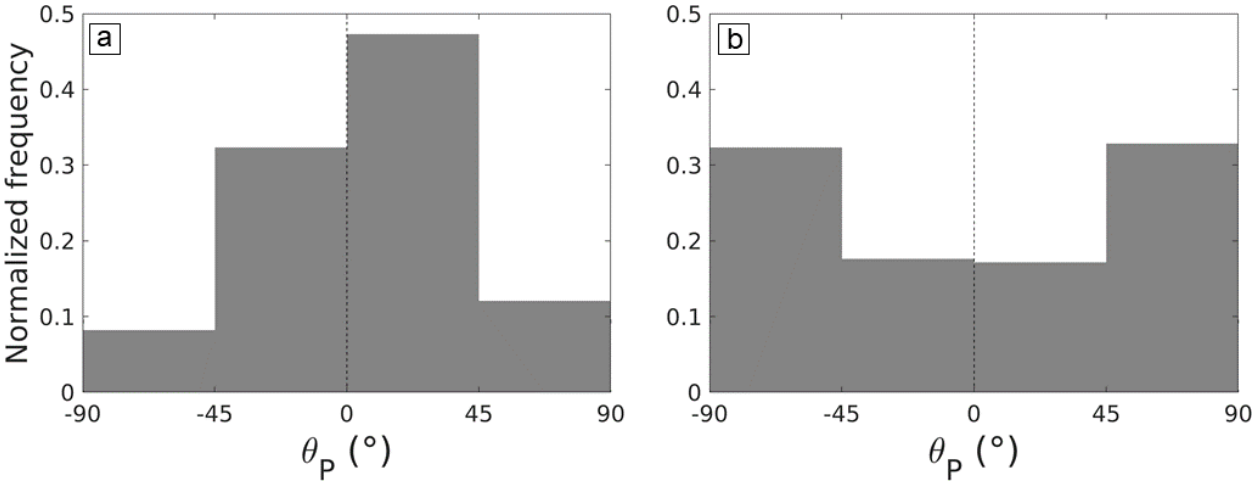


Figure 4.7: Frequency of occurrence of wave directions for (a) an asymmetric slightly oblique wave climate ($A = 0.60$, $U = 0.20$) and (b) a symmetric highly oblique wave climate ($A = 0.50$, $U = 0.65$).

where the shoreline position at the center of the beach (x = 250 m) shows drastic changes ($\Delta y >$ 20 m) within less than a week, as a sand spit or a sand wave crosses the domain.

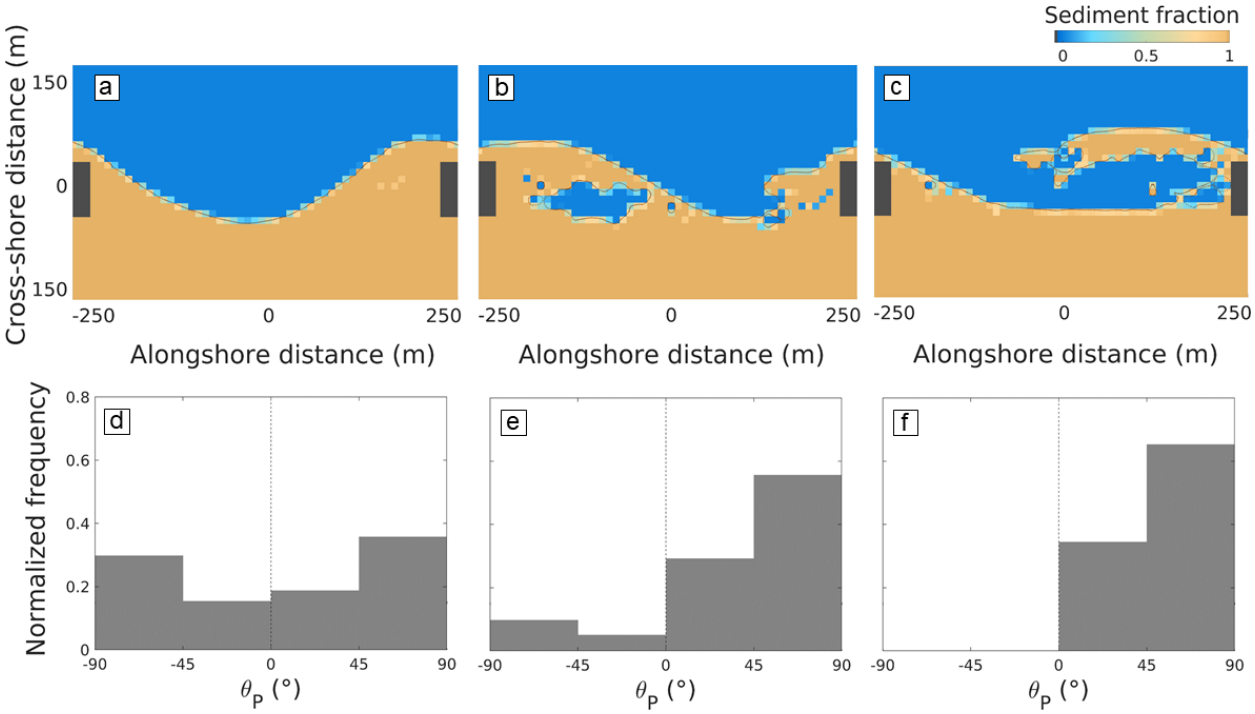


Figure 4.8: Beach planforms resulting from simulations performed with full bypassing (FB) under highly oblique wave climates ($U = 0.65$) with asymmetry increasing from (a) to (c) : (a) $A = 0.55$, (b) $A = 0.85$, (c) $A = 1$. Panels (d),(e) and (f) show the respective frequency of occurrence of wave direction θ_P for each simulation of the upper panels.

For simulations performed with non-stationary wave climates, the first year of simulation was disregarded to avoid the effect of model spin-up from the initial shoreline that typically lasts a few months, and to focus on a shoreline variability that occurs around a true dynamic equilibrium. The mean embayed beach planform $\bar{S}(x)$ was computed over the last 4 years and shoreline variability was analysed using 3 different variables shown in Figure 4.6: mean shoreline rotation, defined as

Table 4.1: Summary of the model set-up. n is the number of simulations performed for each configuration. For all simulations, we consider a constant wave height and period (H_S=1 m and T_P=10 s), the grid cell size is dxy=10 m and the time step dt=2 h. The initial rocky obstacle cross-shore extension is X_H=35 m. Simulations shown in grey are commented in Section 4.3.4 and presented in Appendix 4.3.5.

	Period	Beach length	D_P	Simulation ID	n
Stationary wave incidence	1 year	500 m	10°	SB_St_10	1
				FB_St_10	1
			20°	SB_St_20	1
				FB_St_20	1
			30°	SB_St_30	1
				FB_St_30	1
Time-varying wave incidence	5 years	500 m	$f(A,U)$ 0<A<1 0<U<1	SB_TV_500	441
				FB_TV_500	441
		250 m		SB_TV_250	441
				FB_TV_250	441
		750 m		SB_TV_750	441
				FB_TV_750	441

the slope of the mean shoreline trend-line (β), minimum cross-shore position of the mean shoreline (min($\bar{S}$(x)), and standard deviation of the mean shoreline relatively to its trend-line ($\sigma(d\bar{S})$). The latter is further used to estimate the degree of beach curvature.

4.3.3 Results

4.3.3.1 Stationary wave forcing simulations

Figure 4.9 shows snapshots of the embayed beach planforms after one year of simulations under time-invariant angle of wave incidence of 10° (Figure 4.9a,b), 20° (Figure 4.9c,d) and 30° (Figure 4.9e,f). For simulations performed with shoreline bypassing (SB) only (top panels), the shoreline reaches the updrift tip of the obstacle and passes around the obstacle, resulting in a small accumulation of sand downdrift, with shoreline bulge size increasing with increasing wave angle.

For simulations performed with full bypassing (FB), the shoreline saturates approximately 10 m before the tip of the structure because it reaches the point where $X_H/X_S \approx 0.5$. At this point, $Q_B = Q_0$ and all the sand transported by the longshore drift bypasses the obstacle and reaches the downdrift coast. A similar bulge as the one observed in SB mode forms downdrift of the obstacle as the bypassing sand accumulates behind it. The presence of this bulge is further discussed in Section 4.3.4. Our results indicate that considering subaqueous sand bypassing (FB) has a substantial influence on shoreline morphology updrift of headlands. Shoreline cross-shore position updrift of the obstacle under FB can be reduced by approximately 30% compared to shoreline position obtained in SB simulations.

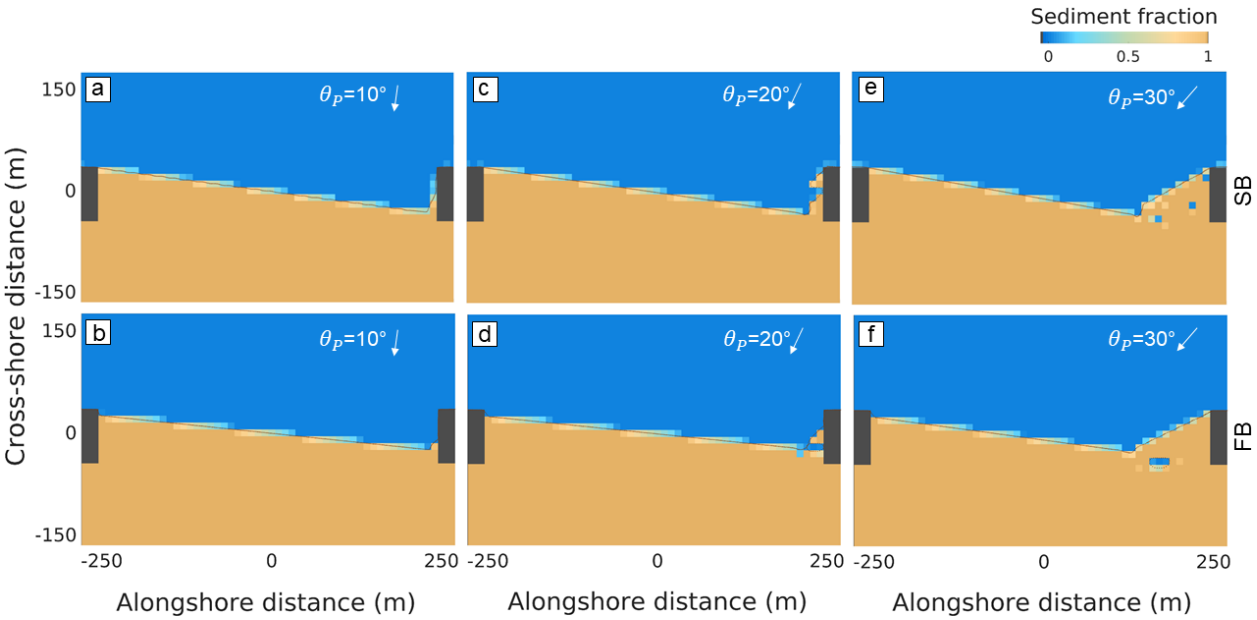


Figure 4.9: Embayed beach planforms after one year for stationary wave angles of 10°, 20° and 30° with (a,c,e) shoreline bypassing only (SB_St_10, SB_St_20 and SB_St_30) and (b,d,f) full bypassing (FB_St_10, FB_St_20 and FB_St_30).

4.3.3.2 Time-varying wave forcing simulations

Figure 4.10 shows the time-averaged shoreline position (black line) and envelope (grey area) for all time-varying wave simulations performed considering shoreline bypassing only (Figure 4.10a) and full bypassing (Figure 4.10b). Simulations under the red dotted line were further excluded from the analysis due to shoreline morphodynamic instabilities as explained in Section 4.3.2. Overall, mean shorelines under full bypassing readily show less rotation, milder curvature and less extreme maximum of erosion. This indicates that improving the description of sand bypassing substantially affects the mean coastal embayment planform, whatever the obliquity and asymmetry of the wave climate. This is further quantified in Figure 4.11 which also provides more insight into the wave climate conditions under which the impact of the newly implemented full bypassing is the strongest.

Under shoreline bypassing (SB), shoreline rotation β ranges approximately between -7° and +7° (Figure 4.11a), while it ranges from -5° to +5° under full bypassing (FB, Figure 4.11b). In both cases, β is higher for wave climates characterized by high asymmetry and low obliquity (top left and top right areas on Figure 4.11a,b). Indeed, as waves obliquity increases, more sand bypasses (both SB and FB) and is distributed along the beach through alongshore drift, resulting in less embayment rotation. The most significant impact of full bypassing is observed under slightly asymmetric and slightly oblique wave climates (most colorful squares near the top center of Figure 4.11c), with a difference of about 2.5° for β, showing a reduction in shoreline rotation by approximately 33% under FB. These simulations are those for which shoreline bypassing (SB) does not occur, but full bypassing (FB) does. On the contrary, the implementation of FB shows the least impact for simulations characterized by symmetric wave climates, or by high asymmetry and

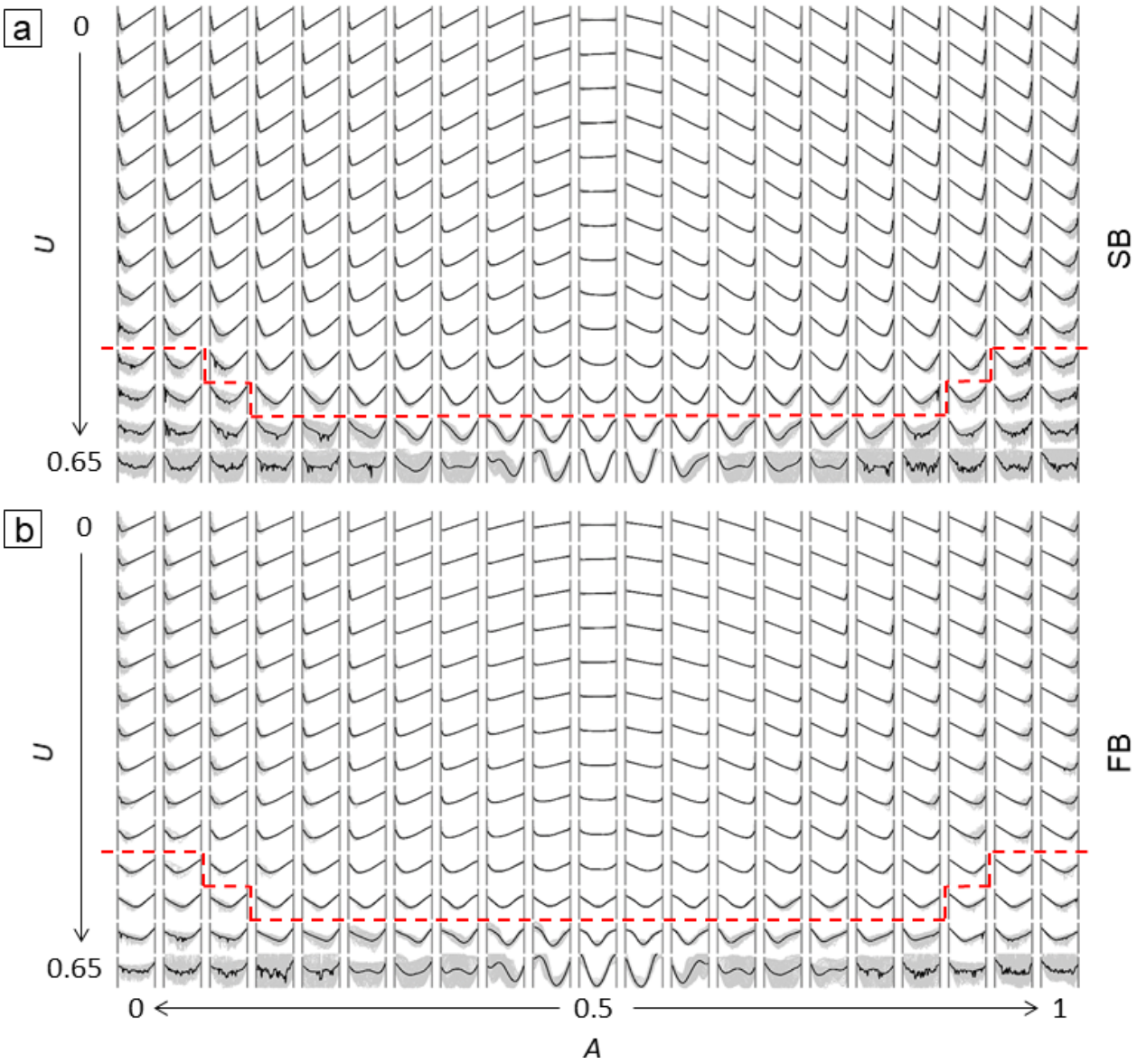


Figure 4.10: Overview of mean shoreline planform (black line) and envelope (grey area) for each simulation with varying obliquity, U, and asymmetry, A, of wave incidence, with (a) only shoreline bypassing (SB_TV_500) and (b) full bypassing (FB_TV_500). The vertical black lines at both sides of the shoreline represent the two rocky obstacles. Simulations under the red dotted line are disregarded in the analysis (see Section 4.3.2).

high obliquity (white squares on Figure 4.11c). In the first case, waves coming alternately from left and right may lead to a compensation between sand bypassing in both directions under FB, resulting in a similar shoreline shape as when no sand is bypassing under SB. In the second case, a lot of sand already bypasses the obstacle under SB as the shoreline often reaches the tip of the structure, and thus FB implementation only shows little effect on embayment planform.

Maximum values of the standard deviation of the mean shoreline relatively to its trend-line $\sigma(d\bar{S})$, used to estimate beach curvature, are observed for simulations performed with highly asymmetrical and highly oblique wave climates. These values reach about 17 m for shoreline

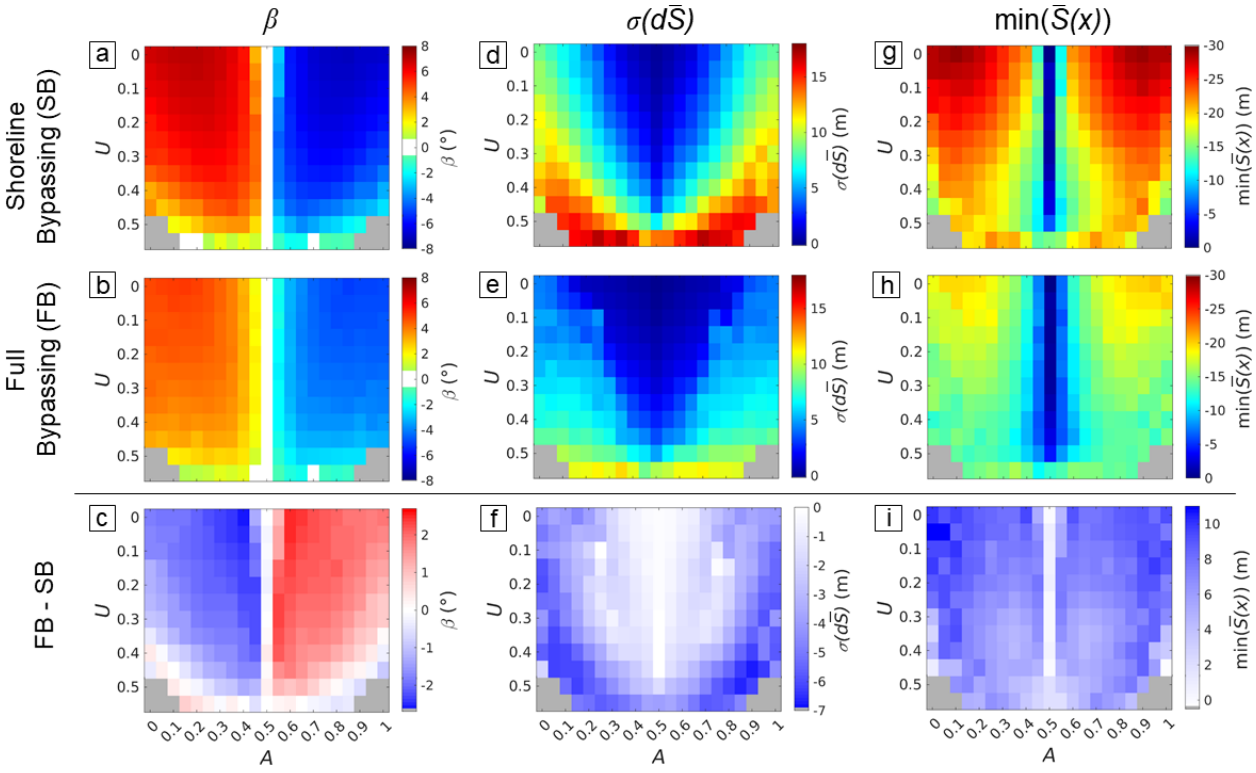


Figure 4.11: (a,b,c) Mean shoreline rotation β for (a) shoreline bypassing (SB_TV_500) and (b) full bypassing (FB_TV_500), (c) difference of β values between FB and SB. (d,e,f) Standard deviation of $d\bar{S}$ for (d) SB and (e) FB, (f) difference of $\sigma(d\bar{S})$ values between FB and SB. (g,h,i) Minimum y position of mean shoreline for (g) SB and (h) FB, (i) difference of minimum shoreline position values between FB and SB.

bypassing (SB) (Figure 4.11d), compared to 14 m for full bypassing (FB, Figure 4.11e). Maximum differences of $\sigma(d\bar{S})$ between FB and SB reach 3 to 4 m, showing a reduction in beach curvature by approximately 20% under FB, and occur for simulations characterized by moderately to highly asymmetrical wave incidence (sharp blue squares on Figure 4.11f). In such situation, a lot of sand bypasses the obstacle under SB, resulting in sand accumulations against the rocky structures on both sides of the beach, which are not observed with FB. For the other simulations, ($0.3 < A < 0.7$) embayed beach curvature is reduced by approximately 1 to 2 m with full bypassing.

With shoreline bypassing only (SB), minimum shoreline values (min($\bar{S}$(x))) range from -20 m to -35 m (Figure 4.11g), while the major part of the values ranges between -15 m and -25 m for full bypassing (FB) (Figure 4.11h). Maximum differences of min($\bar{S}$(x)) between FB and SB reach 8 m, meaning a reduction of the most eroded shoreline position by approximately 20%. Under SB only, erosion around the rocky obstacle is thus increased. The impact of FB on maximum erosion is relatively uniform across wave climates, with a slightly greater impact in the case of slightly oblique and moderately asymmetrical wave climates (deeper blue areas in Figure 4.11i).

Figure 4.12 provides an overview of the magnitude of the differences between shorelines predicted by simulations performed with SB only (dotted line) and with FB (continuous line) for three of the simulations leading to the most significant differences between SB and FB.

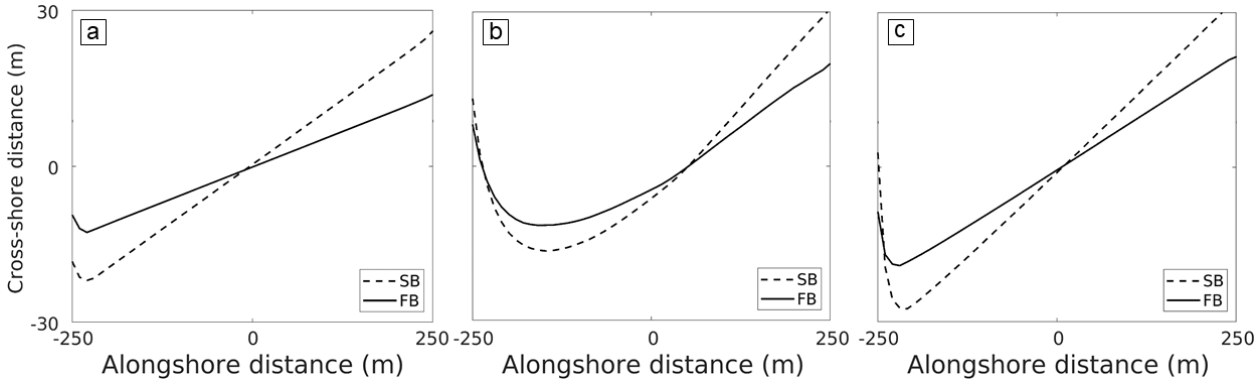


Figure 4.12: Mean embayed beach planform for simulations showing large differences between SB (dotted line) and FB (continuous line) in terms of (a) beach rotation ($A = 0.40$, $U = 0$), (b) curvature ($A = 0.30$, $U = 0.45$) and (c) maximum of erosion ($A = 0.20$, $U = 0.05$).

On a 500-m long beach, mean shoreline position updrift and downdrift of the obstacle can be about 10 m different between simulations performed with SB and FB (Figure 4.12a), as well as cross-shore position of maximum of erosion (Figure 4.12c) under slightly oblique wave climates. In such a case, as there is no shoreline bypassing (SB), but subaqueous bypassing (FB) occurs, the accretion updrift of the obstacle and the erosion downdrift are maximised in SB mode, and so is rotation. Shoreline curvature is also strongly impacted in presence of FB (Figure 4.12b). Under highly oblique wave climates, more sand accumulates along the obstacles under SB than under FB, leading to greater erosion at the center of the beach. Under FB, more sand is distributed along the beach, which is therefore less curved than under SB only.

4.3.4 Discussion

It has long been acknowledged that natural or artificial coastal structures disturb the longshore drift and can deeply affect the coastal embayment planshape on a wide range of time and space scales (Da Silva et al., 2021). For instance, on timescales of months to years, coastal engineering structures such as groynes can be used to adjust the shoreline position (Kristensen et al., 2016) and protect coastal areas and associated stakes. On longer (geological) timescales, natural headlands readily control the coastal landscapes along rugged coast (Goodwin et al., 2013; Fellowes et al., 2019). Thus, the degree of sand transport bypassing the obstacle must be carefully included in shoreline change models. Our simulations indicate that using a more comprehensive implementation of rocky obstacle bypassing impacts both mean embayment planshape and shoreline spatial variability. Figure 4.12 provides a clear illustration of the potential magnitude of the impact of the consideration of subaqueous bypassing (FB) on shoreline rotation, curvature and the landward maximum cross-shore position compared to SB only. These findings are in line with earlier work showing that sediment bypassing is critical for embayment mean planform and dynamics (Goodwin et al., 2013; Vieira da Silva et al., 2016b; Castelle et al., 2020). In addition, while mean em-

bayed beach planform empirical models can represent real bay shapes found in nature (Hsu et al., 2010), some of them fail to reproduce shoreline shape downdrift of relatively short rocky obstacles as shown in Nobre Silva et al. (2024). Such difference can be attributed to headland subaqueous sand bypassing. Further, only one beach length was investigated in Section 4.3.3. However, the impact of subaqueous bypassing on embayment planshape and shoreline variability can vary according to the length of the beach. Additional simulations were performed (see Appendix 4.3.5) on the same configuration as those presented in Figure 4.6 but with different beach lengths. The results indicate that the impact of FB on beach rotation increases with decreasing beach length. On the contrary, the impact of FB on maximum localised erosion increases with increasing beach length. The length of the beach tested was generally short, but as we also consider a short rocky obstacle length, the criteria presented by McCarroll et al. (2021a) for applying the bypassing expression are met. The ratio between the embayment length and the cross-shore extent of the rocky obstacle exceeds 5 (Scott et al., 2016), and the ratio between the beach length and the surfzone width exceeds 10 (Short and Masselink, 1999; Castelle and Coco, 2012). The alongshore current has thus room to fully develop between the rocky obstacles and the assumption of disregarding cross-shore processes is tenable.

This work builds on recent advances on obstacle sand bypassing processes (Klein et al., 2020) and the recent development of reduced-complexity shoreline models (Vitousek et al., 2017; Robinet et al., 2018; Antolínez et al., 2019; Roelvink et al., 2020; Alvarez-Cuesta et al., 2023). Such approach arises as an efficient and computationally cheap alternative to process-based models describing the evolution of embayed beaches (e.g. Daly et al., 2014; Castelle et al., 2020), although some processes are disregarded, such as e.g. the coupling with the nearshore sandbars (Blossier et al., 2017). The modelling framework proposed herein using the generic bypassing flux expression developed by McCarroll et al. (2021a) can be applicable to other reduced-complexity models, e.g. CoSMoS-COAST (Vitousek et al., 2017), COCOONED (Antolínez et al., 2019), or the model of Tran and Barthélemy (2020). McCarroll et al. (2021a) mention that direct observations of headland bypassing volumes for validation are rare to non-existent. However, they conducted a validation test against one of the few observational studies of bypassing made at Start Bay, UK. The results suggest that their Q_B expression provides a reasonable first-pass estimate of real-world bypassing volumes around small idealised headlands. Further calibration, including assessments of this formulation for more complex morphologies and larger-scale headlands would require additional field observations. As it is based on a large number of process-based model runs, this formulation may be more appropriate physically than those already implemented in other models, where the bypassing flux is linearly increasing as the ratio D_S/D_{LT} (ShorelineS, Roelvink et al., 2020) or X_H/X_S (IH-LANS, Alvarez-Cuesta et al., 2021) is decreasing. As the formulation used in IH-LANS is based on the same variables as the one presented in McCarroll et al. (2021a), further tests were carried out to compare our approach against that used in IH-LANS. Simulations were run

(not shown[2]) on the same configuration as the one described in Figure 4.6, but using the expression of the bypassing flux used by Alvarez-Cuesta et al. (2021). The results show that both formulations are broadly equivalent for slightly asymmetrical wave climates ($0.3 < A < 0.7$). However, they show greater differences in terms of rotation, curvature and maximum erosion for highly asymmetrical wave climates. In case of such wave climates, rotation is maximised (see Figure 4.11b), so X_H is small and the situation where $X_H/X_S < 0.5$ is more frequent. In LX-Shore using the bypassing flux expression adapted from McCarroll et al. (2021a), when this threshold is reached, $Q_B = Q_0$ so the entire sediment flux is bypassing the rocky obstacle. The formulation presented in Alvarez-Cuesta et al. (2021) does not include this threshold, and the bypassing flux continues to increase until $X_H = 0$. This highlights the importance of this threshold $X_H/X_S = 0.5$, which is the primary difference with the expressions used in IH-LANS and ShorelineS. The formulation proposed by McCarroll et al. (2021a) assumes an idealised headland shape, but additional process-based simulations can be performed to derive more generic bypassing formulas, such as the one presented in King et al. (2021) considering several other parameters largely impacting the amount of sediment bypassing (e.g. headland size and shape, but also tide or subtidal bathymetry). The development of such parametrizations should be encouraged, going with the general objective to apply reduced-complexity models to a wider range of environments and to further reduce model result uncertainties.

In the version of the model presented here, in FB mode, the shoreline can only extend beyond the rocky structure in the situation of HAWI (high-angle wave instabilities, see Figure 4.8). It is not clear whether and under which conditions (excluding HAWI) the shoreline can extend beyond the tip of the obstacle in nature, but a possible extension of the model to allow such behaviour would be to switch to SB when the sediment fraction in the sandy cells around the tip of the structure exceeds an arbitrary threshold (e.g. 0.95). Such shoreline extending beyond the tip of the headland may also occur on tidal beaches where SB can eventually occur at low tide which may favour further shoreline accretion and further, under certain conditions, lead to SB at all tide stages.

Most of the reduced-complexity modelling exercises focused on simulations without sediment bypassing or shoreline bypassing only (e.g. Ratliff and Murray, 2014; Castelle et al., 2020). Our work has the potential to be extended to real beaches in order to better explore the impact of FB on the different modes of shoreline variability. Such real beach applications will require using spectral wave modelling, which is possible in the present framework as LX-Shore can be coupled to SWAN (Booij et al., 1999) model (see for instance Robinet et al., 2020b). Accounting for more complex embayed beach configurations may also require further developments including for instance more complex headland geometries and other headland proxies, e.g. headland toe depth (McCarroll et al., 2021a), to compute sand bypassing fluxes. To our knowledge, there is no field evidence of

[2]Les résultats de la comparaison entre les simulations réalisées avec la formulation dérivée de McCarroll et al. (2021a) et celle de Alvarez-Cuesta et al. (2021) sont présentés en section 4.4 du manuscrit de thèse.

a sand bulge as large as that observed downdrift of the obstacle in Figure 4.9e,f. The presence of this bulge (not observed in most of the non-stationary simulations) may be due to the use of stationary wave climates, which does not exist in nature. Furthermore, we use the formula of Larson et al. (2010), which does not properly reproduce wave refraction along non-parallel bathymetric iso-contours. Therefore, the use of more realistic wave climates and a spectral wave model could also enable more accurate prediction of shoreline position downdrift of the headland. Moreover, in FB mode, the bypassing sand is considered to be transported directly into the cell immediately downdrift of the obstacle. In reality, the sand may move further downdrift depending on the incident wave conditions. Allowing the sand to be deposited further downdrift of the obstacle could also improve the agreement of the modelled shoreline with observations immediately downdrift of the obstacle.

4.3.5 Conclusions

A generic parametric expression for wave-forced rocky obstacle sand bypassing based on the work of McCarroll et al. (2021a) was implemented for the first time in a reduced-complexity shoreline model, LX-Shore. This new implementation enables the model to account for a broader range of sediment bypassing processes, including bypassing occurring seaward of the surfzone. The impact of this improved implementation (named here "full bypassing" or FB) compared to the previous one ("shoreline bypassing" or SB) on embayed beach planform and shoreline dynamics was investigated through simulations considering a synthetic embayed beach under a wide variety of wave climates with constant wave height and period and varying asymmetry and obliquity. Accounting for FB instead of only SB has a substantial influence on embayed beach rotation, curvature and most landward cross-shore shoreline position. Specifically, the impact of better accounting for obstacle sediment bypassing on beach rotation is particularly significant under slightly oblique and slightly asymmetric wave climates where the angle of beach rotation is reduced by approximately 1/3 compared to SB. Concerning beach curvature, the impact of considering FB is greater under highly asymmetrical wave forcing. The maximum shoreline erosion downdrift of the structure can also be overestimated by up to 20% considering only SB instead of FB. Our results provide general trends in the behaviour of embayed beaches in presence/absence of subaqueous headland sand bypassing. This work encourages further quantitative local assessments by applying such reduced-complexity modelling approaches to real sites, using headland bypassing parametrizations derived from process-based models and field measurements.

Appendix : Effect of beach length on differences in shoreline position obtained in SB and FB modes

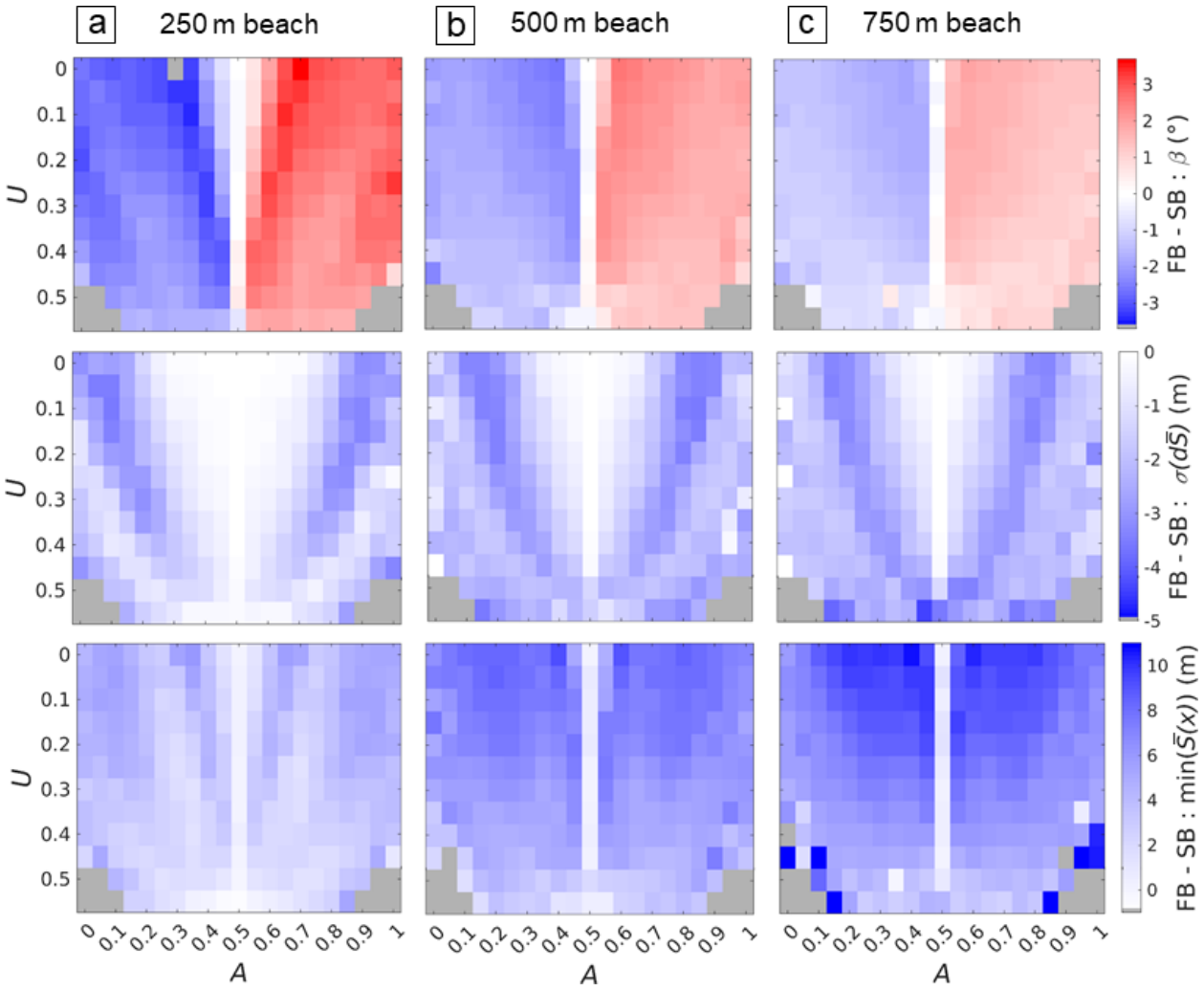


Figure 4.13: Distribution of the differences of β, $\sigma(d\bar{S})$ and $min(\bar{S})$ between FB and SB for (a) a 250-m beach (FB_TV_250 - SB_TV_250), (b) a 500-m beach (FB_TV_500 - SB_TV_500) and (c) a 750-m beach (FB_TV_750 - SB_TV_750).

4.4 Sensibilité à la paramétrisation du *bypass* utilisée

Dans IH-LANS, autre modèle d'évolution du trait de côte à complexité réduite au premier plan au niveau international, Alvarez-Cuesta et al. (2021) ont utilisé une paramétrisation du flux de *bypass* Q_B dépendant des mêmes paramètres que celle développée par McCarroll et al. (2021a), X_H et X_S :

$$Q_B = (1 - \frac{X_H}{1.25X_S})Q_0 \tag{4.4}$$

Une première différence entre la formulation implémentée dans LX-Shore et celle utilisée dans IH-LANS est que cette dernière se base sur une relation linéaire entre le flux de *bypass* et le rapport X_H/X_S, tandis qu'il s'agit d'une relation exponentielle dans notre cas (i.e. celui de McCarroll et al. (2021a)), cf. Figure 4.14. La deuxième différence principale est la présence de deux seuils de valeur de X_H/X_S pour lesquelles $Q_B = 0$ ($X_H/X_S > 3$) ou $Q_B = Q_0$ ($X_H/X_S < 0.5$). Les implications de ces seuils dans les simulations sont analysées plus bas.

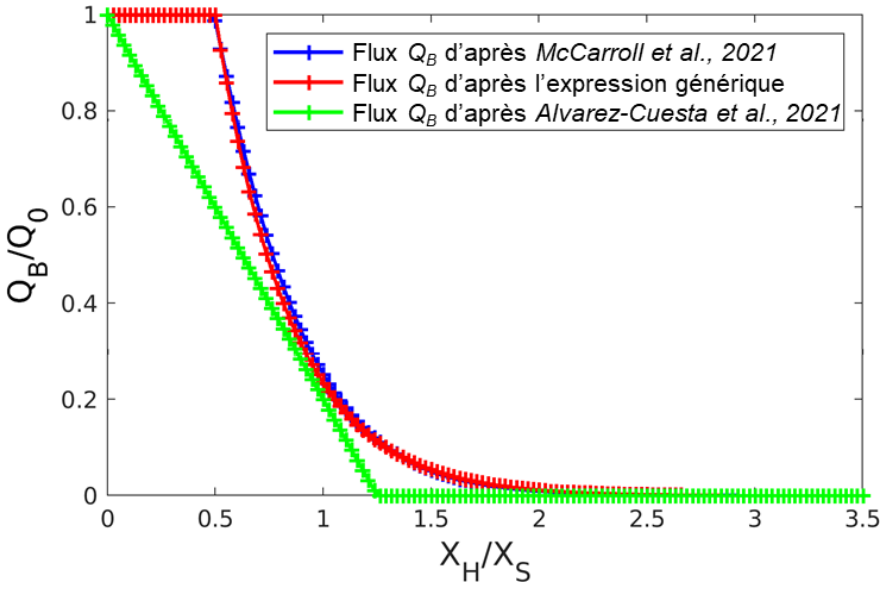


Figure 4.14: Évolution du rapport Q_B/Q_0 en fonction du rapport X_H/X_S prédit par l'expression paramétrique développée par McCarroll et al. (2021a) (courbe bleue), par l'expression générique dérivée de celle-ci (courbe rouge) et par l'expression développée par Alvarez-Cuesta et al. (2021) (courbe verte).

Les mêmes simulations que celles présentées dans l'article (section 4.3) ont été réalisées après avoir remplacé l'adaptation de la formulation de Q_B de McCarroll et al. (2021a) par celle utilisée dans IH-LANS.

Les résultats (Figure 4.15) indiquent que les deux formulations sont globalement équivalentes pour des climats de vagues légèrement asymétriques ($0.3 < A < 0.7$). Cependant, la Figure 4.15 met en évidence des différences plus importantes entre $FB_{LX\text{-}Shore}$ et $FB_{IH\text{-}LANS}$ en termes de ro-

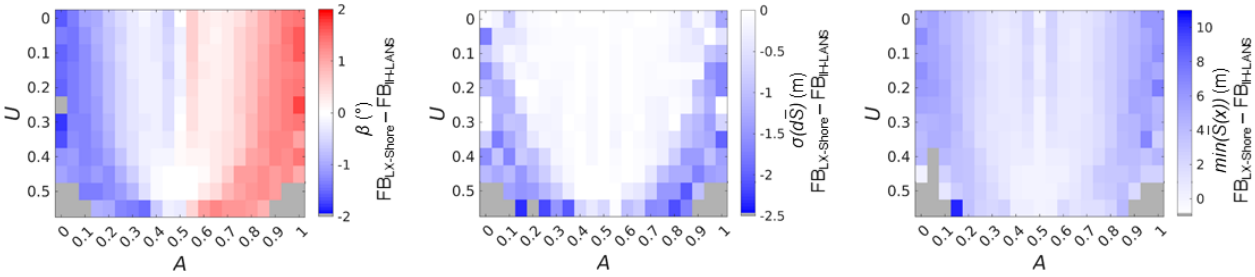


Figure 4.15: Différences de valeurs de $min(\bar{S})$, β et $\sigma(d\bar{S})$ entre les simulations réalisées en configuration FB en utilisant la formulation de Q_B proposée ici ($FB_{LX\text{-}Shore}$) et la formulation utilisée dans IH-LANS ($FB_{IH\text{-}LANS}$).

tation, de courbure et de position cross-shore du maximum d'érosion pour des climats de vagues fortement asymétriques. Ceci est également clairement visible sur la Figure 4.16, qui présente la forme moyenne du trait de côte en configuration SB, $FB_{LX\text{-}Shore}$ et $FB_{IH\text{-}LANS}$ pour trois climats de vagues différents caractérisés par la même obliquité ($U = 0.25$) et une asymétrie décroissante de la gauche vers la droite.

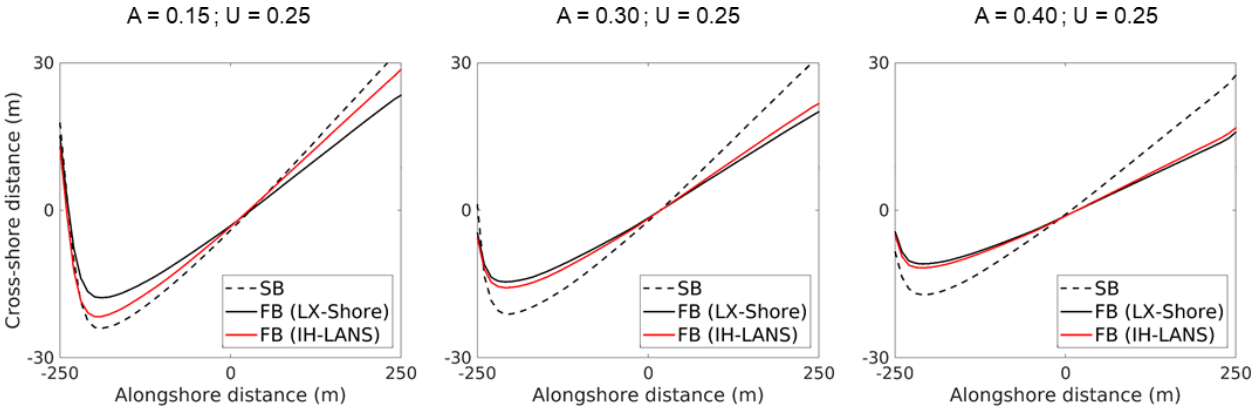


Figure 4.16: Position moyenne du trait de côte en configurations SB, $FB_{LX\text{-}Shore}$ et $FB_{IH\text{-}LANS}$ pour des simulations réalisées avec un climat de vagues caractérisé par $U = 0.25$ et A se rapprochant de 0.5 (diminution de l'asymétrie) de la gauche vers la droite ($A = 0.15$; $A = 0.30$; $A = 0.40$).

Plus l'asymétrie augmente, plus la forme moyenne de la plage obtenue en configuration $FB_{IH\text{-}LANS}$ est proche de celle obtenue en configuration SB. Dans le cas de climats de houle fortement asymétriques, la rotation est maximisée, ce qui réduit X_H, rendant plus fréquente la situation où $X_H/X_S < 0.5$. Dans LX-Shore, en utilisant l'expression du flux de *bypass* adaptée de McCarroll et al. (2021a), lorsque ce seuil est atteint ($X_H/X_S < 0.5$), $Q_B = Q_0$, ce qui signifie que l'intégralité du flux de sédiments contourne l'obstacle. La formulation utilisée par Alvarez-Cuesta et al. (2021) n'inclut pas ce seuil, de sorte que tant que $X_H \geq 0$, une partie des sédiments continue de s'accumuler (accrétion) en amont de l'ouvrage, tandis que l'autre partie le contourne (le contournement complet n'a lieu que lorsque $X_H = 0$). Ce seuil semble être la principale différence avec la formulation utilisée dans IH-LANS.

Chapitre 5

Application à des cas réels

Contents

5.1 Impact passé aux échelles événementielle et annuelle 92

5.1.1 Application à la plage de Ferring, Danemark 92

5.1.2 Application à la plage de Fréjus, France 98

5.2 Impact futur à l'échelle séculaire, sous l'effet de la remontée du niveau marin 110

5.2.1 Description du cas test 110

5.2.2 Résultats 112

5.3 Conclusions 115

Ce chapitre présente trois applications du modèle sur des plages réelles, permettant d'étudier l'impact de la prise en compte du *bypass* sédimentaire à court terme (section 5.1) et à long terme (section 5.2). La section 5.1 présente d'abord une extension des cas académiques présentés dans le chapitre précédent à travers l'étude d'une plage danoise (5.1.1) dont la configuration s'apparente aux cas théoriques déjà explorés dans le Chapitre 4. Un deuxième cas d'application sur la plage de Fréjus (5.1.2) présente une étude réalisée en collaboration avec Waeles Marine Consultants (WMC) sur une plage de poche confrontée à des problématiques concrètes d'érosion. Cette application se distingue par l'utilisation du couplage avec le modèle spectral de vagues SWAN, permettant une représentation plus précise des conditions hydrodynamiques. La section 5.2 se concentre sur une application à long terme dans le cadre du projet ANR SHORMOSAT, en présence de l'élévation du niveau marin, menée en collaboration avec Mohammad Traboulsi sur un cas test inspiré de la plage de Lacanau. Cette application illustre comment l'implémentation du *bypass* sédimentaire dans LX-Shore permet de révéler des changements significatifs dans la trajectoire d'évolution du trait de côte à long terme.

5.1 Impact passé aux échelles événementielle et annuelle

5.1.1 Application à la plage de Ferring, Danemark

Cette section présente une première application réalisée sur une plage dont la configuration est similaire à celle de la plage en baie idéalisée étudiée dans le Chapitre 4. Ce cas d'application vise à étudier l'impact du *bypass* sédimentaire sur un premier site réel présentant une configuration simple et un climat de vagues relativement oblique et peu asymétrique. D'après les résultats du Chapitre 4, ce type de climat de vagues permet d'observer un impact du phénomène de *bypass* sur la variabilité spatiale du trait de côte à la fois en termes de rotation, de courbure et de maximum d'érosion (Figure 4.11).

5.1.1.1 Site d'étude

La plage étudiée est une plage de 350 m de long située sur la côte ouest du Danemark (Figure 5.1a), au sein d'une série d'épis rocheux transversaux construits à partir de 1875 entre les villages de Ferring et Trans. Cette zone est caractérisée par un climat de vagues oblique provenant principalement du nord-ouest, avec une hauteur significative de vagues au large allant généralement de 0.5 à 2 m, et jusqu'à 4 à 4.5 m lors d'événements extrêmes (Figure 5.1c).

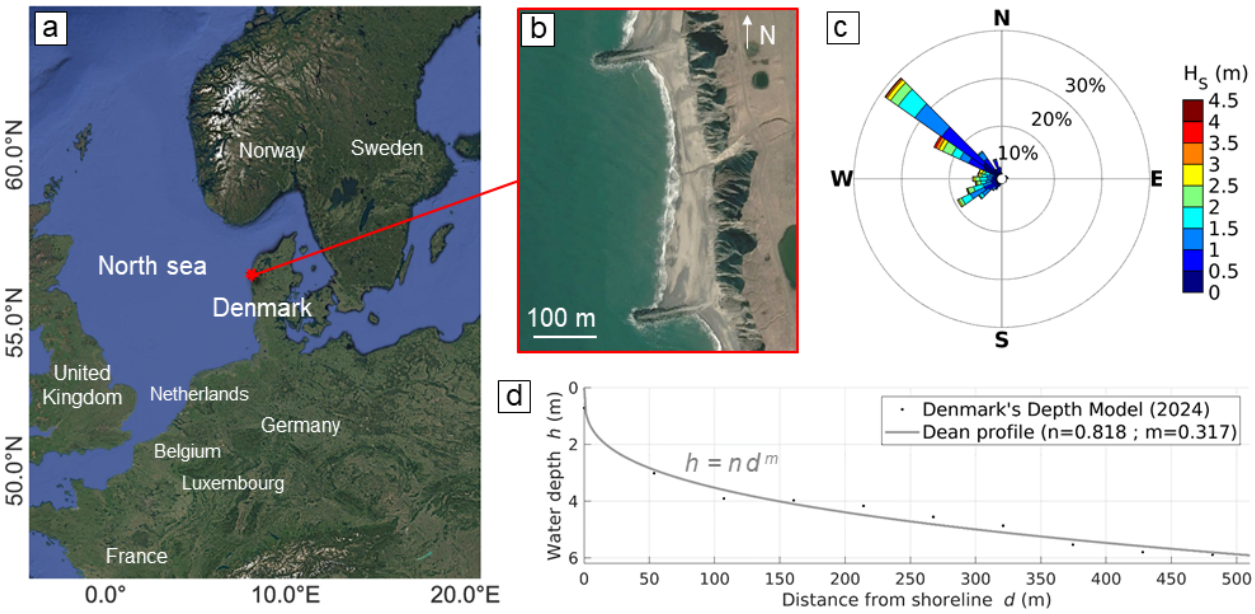


Figure 5.1: (a) Localisation de la zone d'étude (Google Earth). (b) Image satellite de la plage étudiée (Google Earth, mars 2021). (c) Rose des vagues au point ResourceCode n°236834 (Accensi et al., 2021; Raillard et al., 2023) pour l'année 2021. (d) Profil d'équilibre de la plage utilisé dans les simulations, calibré sur le *Denmark's depth model* de 2024 (Masetti et al., 2022).

5.1.1.2 Configuration des simulations

LX-Shore a été exécuté dans les configurations SB et FB (*shoreline bypassing* et *full bypassing*, voir section 4.3.1) pour simuler l'évolution du trait de côte du 9 mars 2021 au 16 juillet 2021, deux dates pour lesquelles des images satellite haute résolution sont disponibles sur Google Earth. Sur la période simulée, le trait de côte observé est relativement stable (les variations observées sont de l'ordre des erreurs associées aux traits de côte issus d'images satellite). Les simulations ont été effectuées avec un pas de temps constant de 2 h et une taille de mailles de 10 m comme pour les simulations présentées dans le Chapitre 4, avec des conditions aux limites latérales périodiques. Le trait de côte initial et les contours rocheux (Figure 5.2) ont été digitalisés manuellement sur Google Earth, en utilisant la limite entre la zone de *swash* et le sable sec comme proxy pour la position du trait de côte. Ce proxy est adapté dans ce milieu microtidal, où le marnage est inférieur à 1 m. Les processus *cross-shore* n'étant pas pris en compte dans nos simulations, cette position initiale du trait de côte a été préalablement décalée de 10 m vers le large afin de compenser l'accrétion induite par ces processus *cross-shore* durant la simulation.

Les séries temporelles de hauteur significative de vagues H_S, de période pic T_P, direction pic θ_P et de l'étalement directionnel des vagues ont été extraites au pas de temps horaire depuis le rejeu d'états de mer ResourceCode développé par l'Ifremer (Accensi et al., 2021; Raillard et al., 2023), au point n°236834, situé à environ 2 km au large de la côte. Afin d'illustrer la variabilité de la direction des vagues, une dispersion autour des valeurs de θ_P (en bleu foncé sur la Figure 5.3) a été calculée à partir de la série temporelle d'étalement directionnel D_{spr} fournie par ResourceCode au point n°236834. La nouvelle direction $\theta_{P,spr}$ (en bleu clair sur la Figure 5.3) a

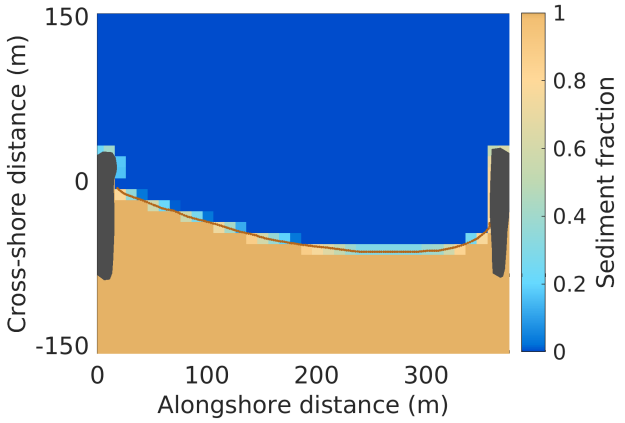


Figure 5.2: Domaine de calcul utilisé dans les simulations, trait de côte initial et grille de fraction en sédiment initiale du modèle. La grille est composée de cellules carrées de 10 m.

été obtenue en ajoutant à θ_P une valeur aléatoire suivant une distribution normale centrée sur 0 et d'écart-type $D_{spr}/6$, de sorte que la quasi-totalité des valeurs de $\theta_{P,spr}$ reste dans l'intervalle $\theta_P \pm D_{spr}/2$. Comme pour les simulations présentées en section 4.3, dans les simulations réalisés avec LX-Shore, les paramètres de vagues au déferlement sont calculés avec la formule de Larson et al. (2010). La forme du profil de plage a été estimée à l'aide d'un profil d'équilibre de Dean (1991), avec les coefficients n=0.818 et m=0.317, s'ajustant au mieux au modèle bathymétrique du Danemark (Figure 5.1d), ayant une résolution de 50 m (Masetti et al., 2022). La profondeur de fermeture a été fixée à D_C=10 m conformément à Hallermeier (1980), avec une taille de grain médiane D_{50}=0.29 mm (Frigaard and Wahl, 2007).

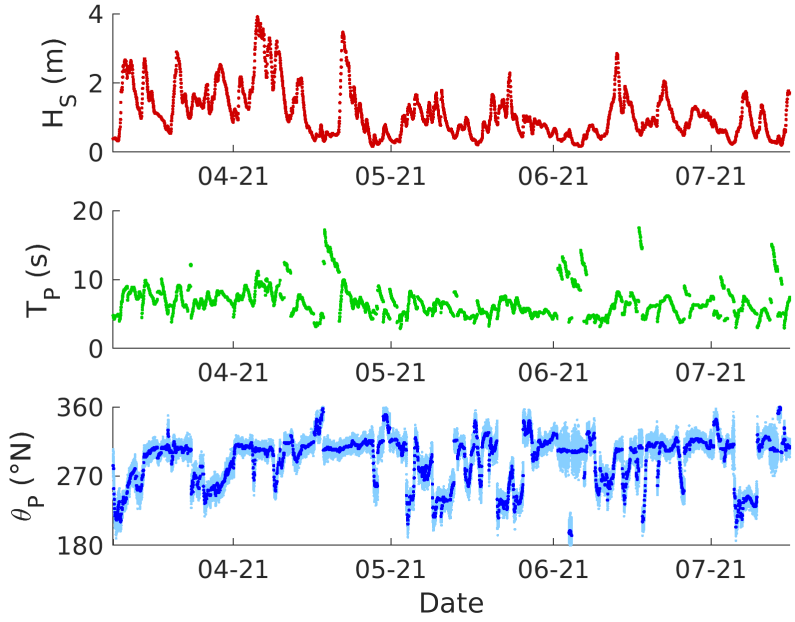


Figure 5.3: Séries temporelles des caractéristiques des vagues extraites de ResourceCode au point 236834, entre le 9 mars et le 16 juillet 2021. (a) Hauteur significative des vagues H_S, (b) période pic T_P (s), et (c) direction pic θ_P (bleu foncé) et $\theta_{P,spr}$ avec étalement directionnel (bleu clair).

5.1.1.3 Résultats

La Figure 5.4 présente la forme de la plage en baie observée à la fin de la simulation, en configuration *shoreline bypassing* (Figure 5.4a) et *full bypassing* (Figure 5.4b).

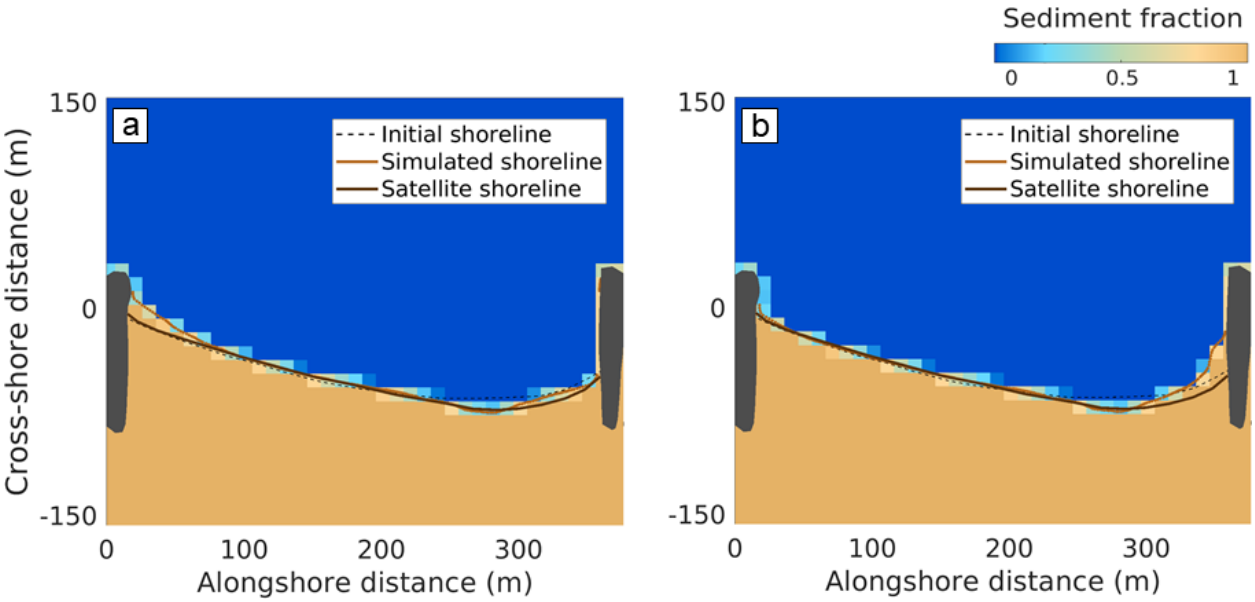


Figure 5.4: Comparaison entre les traits de côte simulés et observés sur l'image satellite le 16 juillet 2021, (a) en configuration SB et (b) en configuration FB.

En amont-dérive (à droite) de l'épi de gauche, la position du trait de côte simulé en mode FB coïncide avec celle du trait de côte observé, tandis que l'accrétion en amont de l'obstacle est surestimée d'environ 15 m en configuration SB. En effet, le *bypass* se produit bien avant que le trait de côte n'atteigne la pointe de l'obstacle, à partir du moment où $X_S = 0.5X_H$. En revanche, en aval-dérive (à gauche) de l'épi de droite, la position du trait de côte est mieux reproduite en mode SB qu'en mode FB où une zone d'accrétion est présente, contrairement à ce qui est observé sur les images satellite. Cette accumulation se forme entre le 5 et le 7 avril 2021, où le climat de vagues est caractérisé par une hauteur significative de vagues importante (environ 4 m) combinée avec un angle d'incidence des vagues d'environ 45° par rapport à la normale à la plage (ou 315° par rapport au nord), angle pour lequel le flux sédimentaire *longshore* Q_0 calculé par la formule de Kamphuis (1991) est maximisé, et par conséquent pour lequel Q_B est important. Le sable transporté via le *bypass* s'accumule alors derrière l'obstacle dans la zone d'ombrage. La présence de cette accumulation de sable est discutée plus en détail dans la section suivante.

5.1.1.4 Discussion

La simulation décrite ici est la première application sur cas réel de la nouvelle implémentation du *bypass* dans LX-Shore. Même s'il s'agit d'un cas réel, le modèle de vagues de Larson et al. (2010) a été privilégié ici afin de fournir une continuité méthodologique avec les cas synthétiques présentés dans le chapitre précédent. Pour ce faire, l'étalement directionnel des vagues a été

représenté en réalisant à chaque pas de temps des simulations additionnelles basées sur des valeurs aléatoires d'angle d'incidence suivant une distribution normale centrée sur l'angle d'incidence au pas de temps considéré. Cette approche permet de simuler des traits de côte sans discontinuité due au passage de zone exposée à zone abritée. Les simulations montrent que FB permet de simuler correctement la position du trait de côte en amont-dérive de l'épi, puisque qu'une partie importante du sédiment peut contourner l'obstacle bien avant que le trait de côte n'atteigne l'extrémité de l'épi.

L'utilisation du modèle spectral de vagues SWAN (Booij et al., 1999) pour la propagation des vagues pourrait permettre d'obtenir une forme de plage localement plus réaliste en aval-dérive de l'épi, zone où se produit une transformation complexe des vagues (réfraction et diffraction), afin d'éviter que le sable ne s'accumule dans la zone d'ombrage sans être redistribué. De plus, en mode FB, le sable transporté via *bypass* est considéré comme étant transporté directement dans la cellule située immédiatement en aval de l'obstacle. En réalité, le sable peut se déplacer plus loin vers l'aval en fonction des conditions de houle. L'implémentation numérique du *bypass* dans LX-Shore pourrait donc également être améliorée afin de permettre au sable transporté via le *bypass* de se déposer plus loin en aval de l'obstacle rocheux. Cette perspective de recherche est développée dans le chapitre suivant (section 6.2).

Un autre paramètre important pouvant influencer les résultats est la pente de plage utilisée pour faire ces simulations avec LX-Shore. Afin d'évaluer cet effet sur le site d'étude, des simulations complémentaires ont été réalisées en considérant un profil plus pentu et un profil moins pentu, par rapport au profil utilisé dans les simulations précédentes ($n = 0.818$, $m = 0.317$) (Figure 5.5). Les résultats montrent qu'en amont-dérive (à droite) de l'épi de gauche, les simulations effectuées en mode FB se rapprochent de plus en plus des résultats obtenus en configuration SB à mesure que la pente du haut de plage augmente. Étant donné que la forme du profil et la pente de la plage peuvent changer considérablement à l'échelle d'une tempête et d'une saison (e.g. Labarthe et al., 2023), une validation solide de l'implémentation du *bypass* nécessiterait donc des connaissances quantitatives précises sur l'évolution du profil de plage.

En conclusion, cette première application a permis de montrer que le *bypass* est essentiel dans la prédiction de la position du trait de côte en amont-dérive d'obstacles rocheux, ce qui confirme que les résultats obtenus dans le Chapitre 4 peuvent être transposables en conditions réelles. Cette étude a également permis d'identifier certaines des limites de l'implémentation du *bypass* et des solutions potentielles (utilisation d'un modèle spectral de vagues, adaptation de la zone de dépôt du sable transporté par *bypass*) en particulier pour obtenir une position de trait de côte plus réaliste en aval des obstacles rocheux. La position du trait de côte en amont des obstacles rocheux est quant à elle très sensible à la pente du profil de plage, ce qui implique qu'une connaissance précise de l'évolution du profil de plage est nécessaire afin de valider l'implémentation du *bypass*.

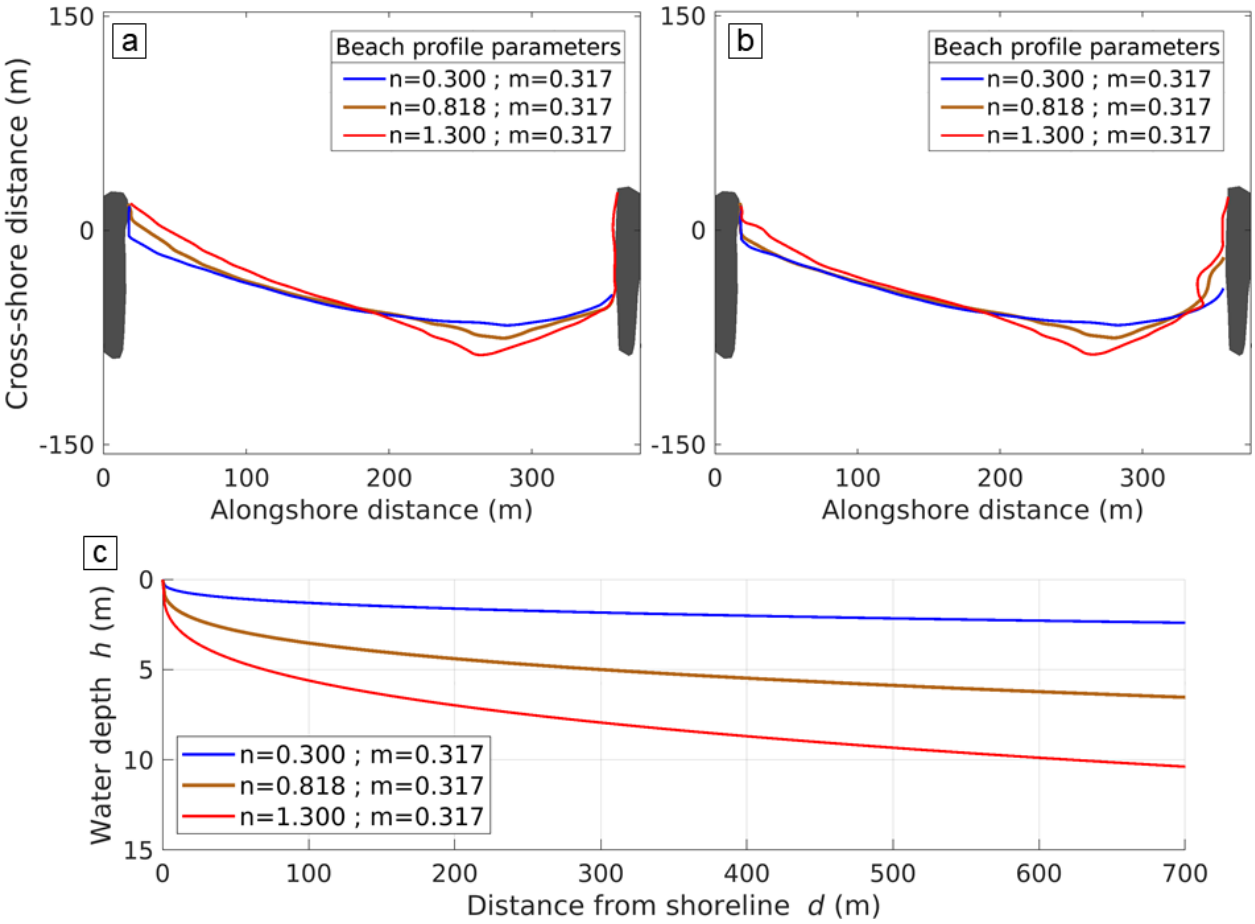


Figure 5.5: Position finale du trait de côte (juillet 2021) pour les simulations réalisées (a) en configuration SB et (b) en configuration FB, avec trois pentes différentes n de profil de plage (c). Le profil d'équilibre est calculé selon Dean (1991) : $h = nd^m$, où h est la profondeur de l'eau et d la distance par rapport au trait de côte.

5.1.2 Application à la plage de Fréjus, France

Dans le cadre de cette thèse CIFRE, le bureau d'études WMC a proposé le site de la plage de Fréjus comme cas d'application du modèle LX-Shore avec *bypass*. Cette plage fait l'objet, à la demande d'Estérel Côte d'Azur Agglomération (ECAA), d'une étude (WMC/BRLi, 2024, 2025) relative au projet de mise en place d'aménagements immergés en secteur ouest de l'avant-plage de Fréjus, ce dernier étant sujet aux aléas érosion et submersion. Parmi les différentes études menées par WMC, le choix de ce site s'est effectué au regard des différents éléments suivants: i) configuration avec deux épis en secteur central de la plage, permettant de tester l'implémentation numérique généralisée du *bypass* et le couplage avec le modèle SWAN pour la résolution du champ de vagues, ii) plage microtidale et dominée par l'action des vagues adaptée à l'application du modèle, iii) données de position du trait de côte disponibles à une fréquence temporelle pertinente (i.e. suivi trimestriel du trait de côte mené par ECAA depuis 2018 ; images aériennes à disposition provenant de différentes sources) ainsi que données topo-bathymétriques disponibles à une échelle spatiale suffisante pour la mise en place des grilles LX-Shore et SWAN, iv) dynamique de rotation de plage mise en évidence sur les dernières années (WMC/BRLi, 2024) et apparaissant pertinente vis-à-vis de la phase de calibration du modèle, v) effet potentiel du *bypass* sur la dynamique du trait de côte au niveau des deux épis, tel que suggéré par exemple par une orthophoto d'octobre 2015 (Figure 5.6).

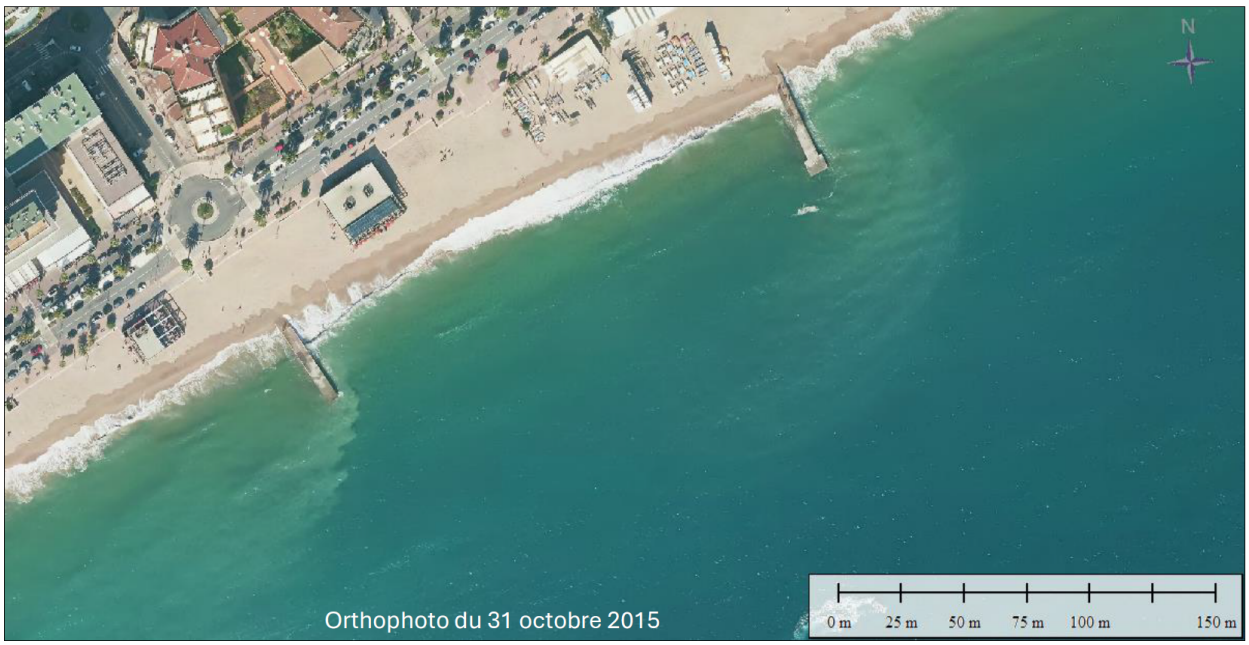


Figure 5.6: Orthophoto du 31 octobre 2015 suggérant un contournement des épis par les flux sédimentaires (existence de panaches au niveau des épis). Source : ECAA.

5.1.2.1 Site d'étude

La plage de Fréjus est située au sud-est de la France, sur la côte Méditerranéenne, dans le golfe de Fréjus. Elle s'étend sur environ 1 km, délimitée par Port-Fréjus à l'ouest et par le port de Saint-Raphaël à l'est (Figure 5.7). D'après les archives de prévision MARC-LOPS (grille MENOR-UG) à environ 600 m au large (soit 15 m de fond), le climat de vagues est caractérisé par des hauteurs comprises entre 0.5 et 2 m, des périodes entre 2 et 6 secondes la plupart du temps et inférieures à 8 secondes 90% du temps. En entrée de baie, environ 90% du temps les vagues sont d'incidence moyenne est à sud-sud-ouest, cette incidence se rapprochant de la normale à la plage de Fréjus. Enfin, on peut noter que ce cas test s'intéressant à des phénomènes très locaux (ici, les épis sont par exemple espacés de seulement 200 m environ) est à la limite du domaine d'application pour un modèle à complexité réduite.

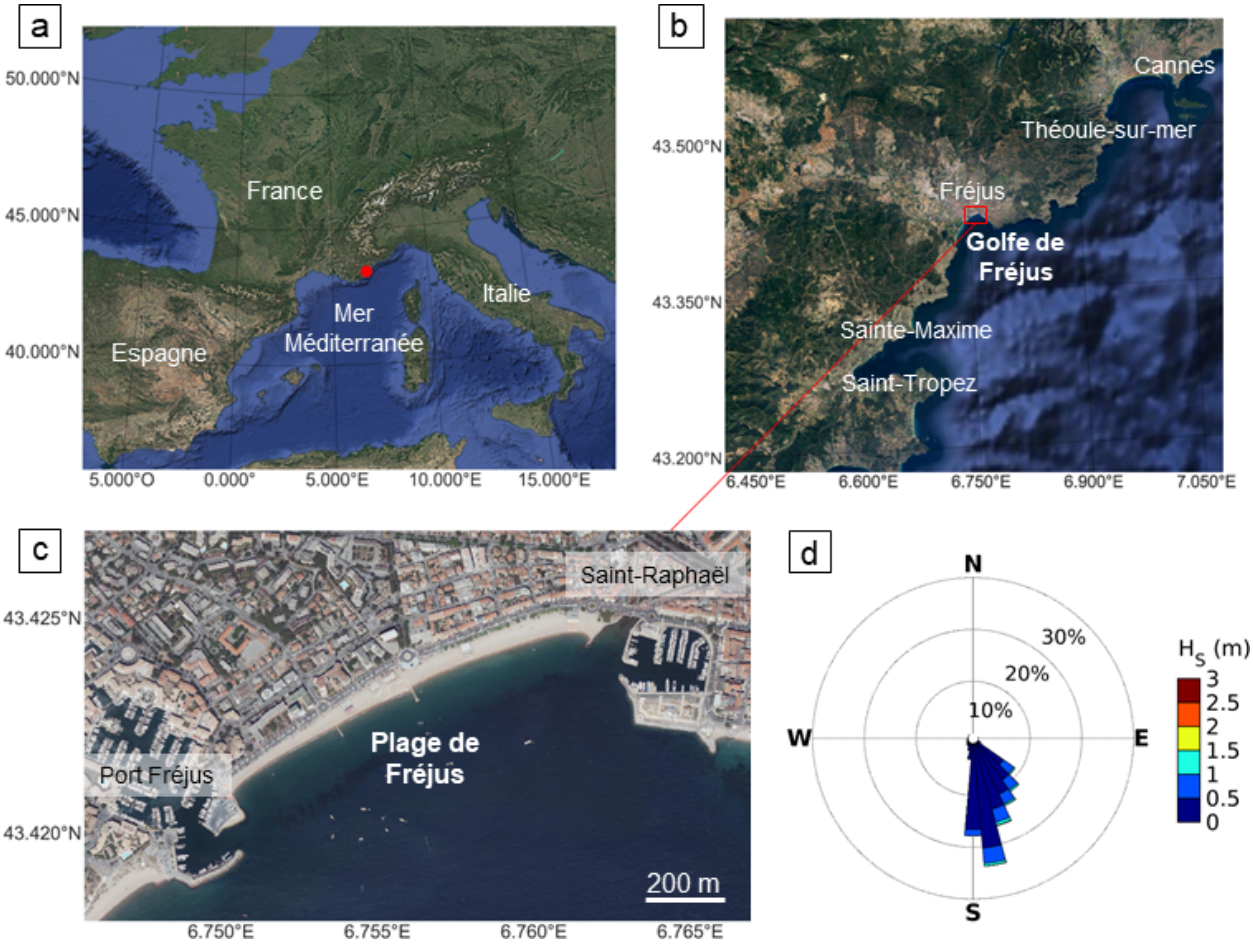


Figure 5.7: (a,b) Localisation de la zone d'étude (Google Earth), (c) Photographie aérienne de la Plage de Fréjus (BD Ortho IGN), (d) Climat de vagues au point MARC-LOPS (grille MENOR-UG) n°26717 entre 2014 et 2024.

En raison de son orientation générale, le golfe de Fréjus est exposé aux tempêtes de secteur sud-est engendrant la prédominance d'un transit sédimentaire orienté du sud-ouest vers le nord-est associé au courant de dérive. L'exposition du golfe de Fréjus à ces tempêtes est accentuée par le fait que les pentes sous-marines caractérisant ce golfe sont relativement fortes et que le plateau continental assez étroit s'abaisse rapidement à -200 m à environ 3.5 km du littoral. A

l'emplacement du point MARC 26717, les hauteurs significatives de vagues H_S de période de retour 50 et 100 ans sont estimées respectivement à 2.9 et 3.05 m suivant un ajustement statistique de type loi de Gumbel (Figure 5.8). Sur ce site, les valeurs extrêmes de hauteur de vagues tendent à être associées à des périodes T_P de 8 à 10 secondes, et à des directions de vagues sud-sud-est à sud d'après les corrélogrammes présentés dans WMC/BRLi (2024). La Figure 5.9c,d présente deux photographies prises sur la plage de Fréjus lors de tempêtes en novembre 2011 et janvier 2018.

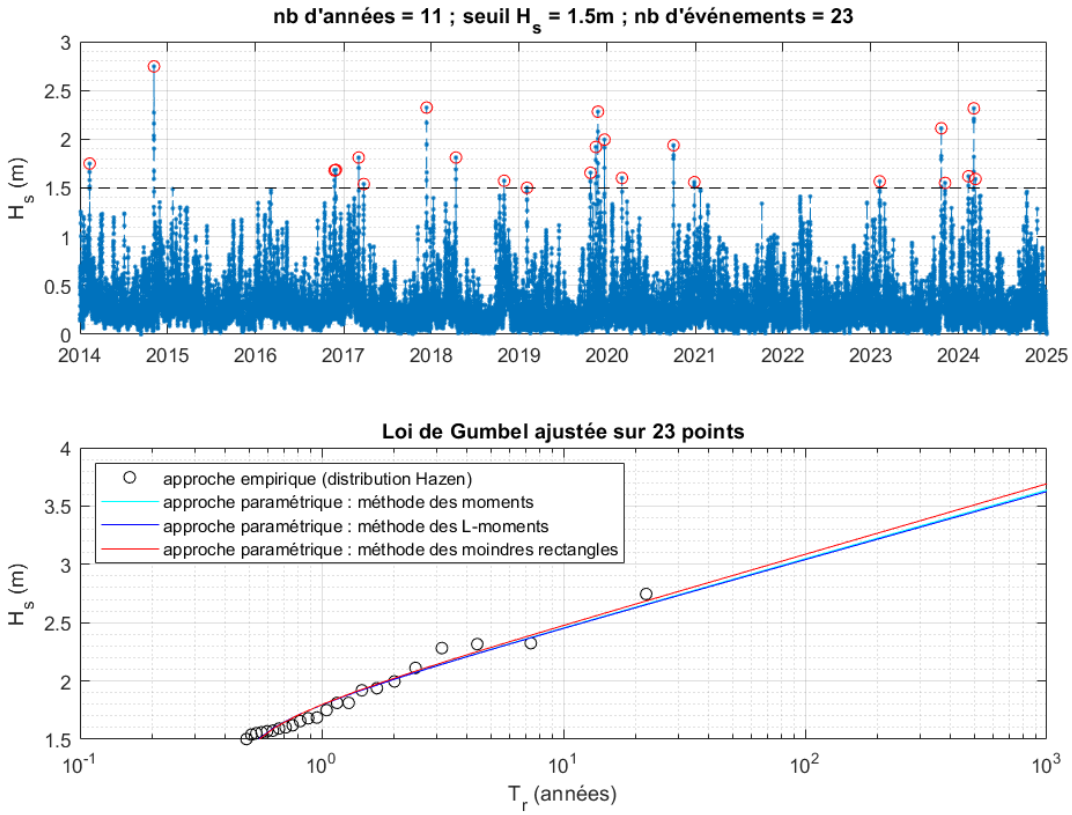


Figure 5.8: Ajustement statistique utilisé pour déterminer les conditions de vagues associées aux tempêtes de période de retour T_R =100 ans.

Deux ouvrages transversaux d'environ 35 m par 5 m, espacés d'environ 200 m, sont présents au centre de la plage. Ces ouvrages, fondés sur des palplanches (Figure 5.9a,b), ont été mis en place pour protéger deux émissaires d'eaux pluviales et jouent également un rôle dans la stabilisation du transit sédimentaire au niveau de la plage (GALATEA, 2022). L'épi situé le plus à l'est a été construit en enrochements entre 1962 et 1965, puis réaménagé entre 1978 et 1982 pour prendre sa forme actuelle. La construction de l'épi ouest est quant à elle datée entre 1972 et 1975.

Depuis 2018, ECAA réalise un suivi trimestriel de la position du trait de côte par mer calme, défini dans leur cas comme la limite entre la zone d'action du jet de rive et la zone de déferlement. L'analyse de la position de ces traits de côte, ainsi que celle de traits de côte observés depuis 1960 grâce à des images aériennes (IGN Remonter le temps, Google Earth, SEMANTIC, Pléiades, Seaviews)[1] montre une variabilité de la position *cross-shore* du trait de côte assez importante à

[1]MNT Seaviews (2022) et orthophoto SEMANTIC (2023) utilisés ici sous l'accord de ECAA, propriétaire de ces données.

Figure 5.9: (a,b) Photographies des épis (a) ouest et (b) est. Source : Benoit Waeles. (c,d) Photographies prises lors de tempêtes (c) en novembre 2011 et (d) en janvier 2018. Source : Estérel Côte d'Azur Agglomération (ECAA).

court terme (i.e. jusqu'à 15 m en quelques mois) en comparaison de celle observée à long terme (environ 30 m en 60 ans) (WMC/BRLi, 2024). La dynamique du trait de côte, fortement liée à de la rotation de plage ces dernières années, ainsi qu'à l'effet des tempêtes, est donc potentiellement importante à court terme.

5.1.2.2 Configuration des simulations

Les simulations ont été réalisées sur la période du 1er mars 2022 au 31 décembre 2023 avec un pas de temps de 6 minutes, en considérant une période de *spin-up* (suivant Robinet et al. (2020b)) entre le 1er mars 2022 et le 30 novembre 2022. Les résultats des simulations ont donc été analysés entre le 30 novembre 2022 et le 31 décembre 2023, soit sur une durée d'un an et un mois. Il s'agit notamment d'une période durant laquelle un signal de rotation significatif a été observé (WMC/BRLi, 2024).

Dans les simulations, le trait de côte initial correspond au trait de côte mesuré par ECAA en mars 2022. Les contours rocheux ont été digitalisés à partir de la BD Ortho de l'IGN, et seuls les deux épis centraux ont été définis comme "zones de *bypass*" (ligne tracée à l'extrémité des deux épis, voir Figure 3.15 et Figure 5.10a,b). Les conditions aux limites latérales sont périodiques.

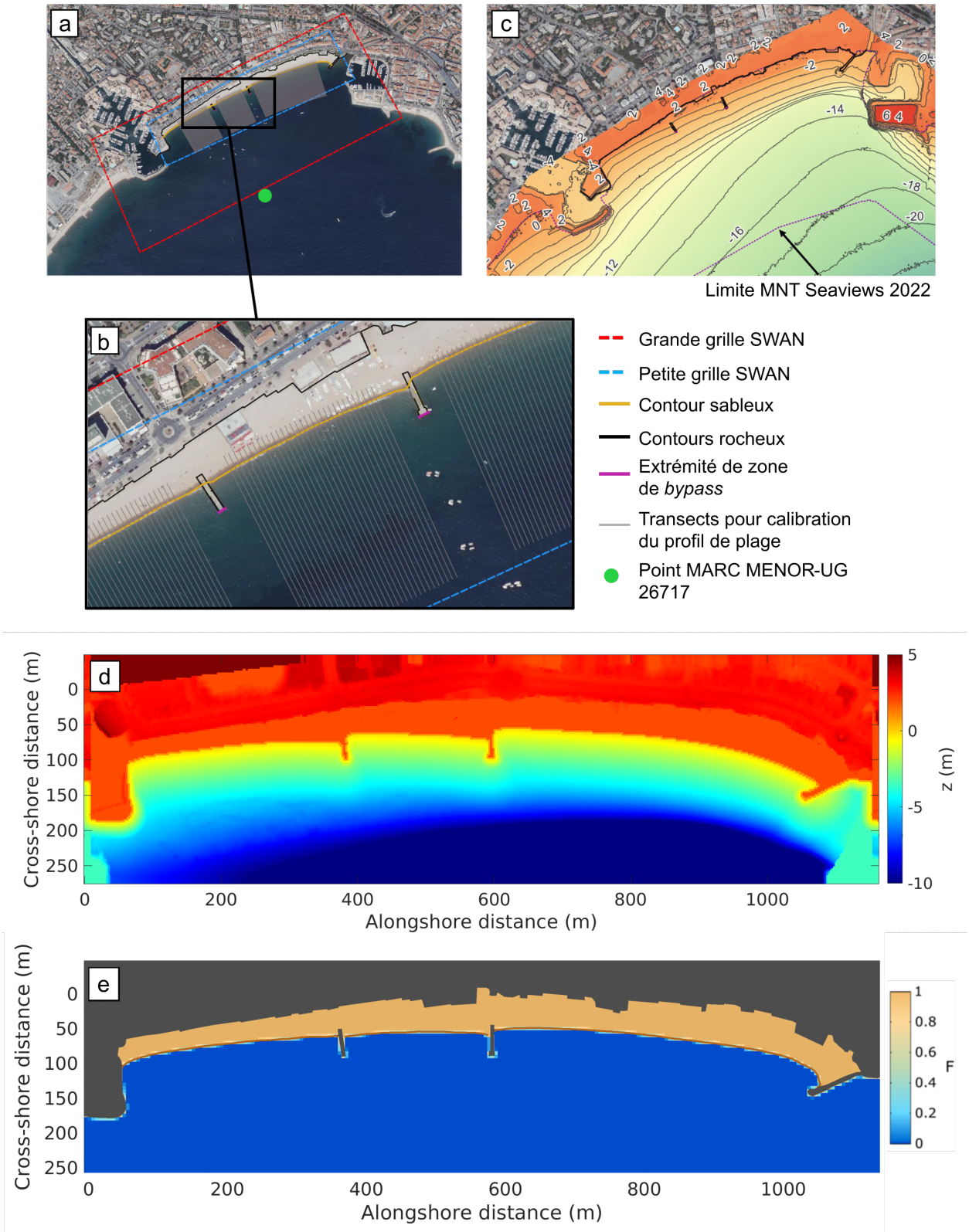


Figure 5.10: Configuration des simulations. (a,b) Extension des grilles de calcul, contours sableux et rocheux, position des transects utilisés pour la calibration du profil de plage et position du point d'extraction des données de vagues. (c) Bathymétrie réelle utilisée pour la fusion avec la bathymétrie idéalisée créée par LX-Shore. (d) Bathymétrie finale utilisée dans le modèle sur la petite grille. (e) Grille de fraction en sédiment initiale du modèle. Les zones grisées correspondent aux zones considérées non érodables ("zones rocheuses") dans le modèle.

Le profil de plage a été estimé à l'aide d'un profil d'équilibre de Dean (1991), défini par $h = nd^m$, où h est la profondeur d'eau et d la distance au trait de côte. Les coefficients n=0.11 et m=0.87 ont été calibrés sur la pente de plage moyenne, calculée à partir de plusieurs transects perpendiculaires à la côte, espacés de 5 m (Figure 5.10b). La profondeur de fermeture a été fixée à D_C = 3.15 m d'après Hallermeier (1980), avec une taille de grain médiane D_{50}= 0.5 mm (GALATEA, 2022). Cette bathymétrie idéalisée avec le profil de Dean a été fusionnée avec une bathymétrie réelle, obtenue à partir de la concaténation du MNT Litto3D du Service hydrographique et Océanographique français (SHOM) de 2012 et du MNT Seaviews (2022), tous deux de résolution 1 m, selon la méthode présentée en section 3.1.3.

Les paramètres de vagues au large ont été extraits pour l'année 2022 et 2023 à partir des archives de prévisions MARC-LOPS (grille MENOR-UG) au point n°26717. Ces données de vagues ont d'abord été utilisées telles qu'elles pour réaliser un premier jeu de simulations. Sachant que les conditions de vagues étaient relativement calmes sur cette période, des simulations supplémentaires ont été réalisées en modifiant la série temporelle de vagues afin d'explorer les phénomènes de *bypass* sous l'effet de conditions significativement plus énergétiques mais potentiellement réalistes, plus précisément en introduisant une tempête de période de retour T_R =100 ans entre le 29 novembre et le 3 décembre 2023 (Figure 5.11). Pendant la durée de cette tempête fictive, la hauteur significative de vagues atteint donc 3.05 m en accord avec l'analyse d'extrêmes présentée précédemment (Figure 5.8), la période pic 10 sec, et la direction moyenne des vagues 180°N (vagues provenant du sud). La simulation avec cette tempête centennale a été lancée sur la période du 9 octobre au 31 décembre 2023, en partant de la grille de fraction en sédiment du 9 octobre 2023 issue de la simulation "sans tempête" (mode *hotstart*), et en diminuant le pas de temps de la simulation à 3 min afin d'éviter la formation d'instabilités numériques dues aux conditions de vagues énergétiques.

Les vagues au large ont été propagées à la côte grâce au couplage avec le modèle spectral de vagues SWAN (Booij et al., 1999). Afin d'améliorer l'efficacité en temps de calcul, une stratégie de modélisation utilisant deux grilles de calcul SWAN imbriquées, ou *nesting*, a été utilisée (Figure 5.10a). La taille de maille de la grille hydrodynamique la plus grande est de 10 m, tandis que la taille de mailles de la petite grille est de 2.5 m. La grille morphologique de LX-Shore possède la même extension que la petite grille hydrodynamique, et une taille de mailles de 5 m, permettant de couvrir la largeur des deux épis présents au centre de la plage. A noter que, dans les simulations LX-Shore, les calculs d'évolution du trait de côte et les calculs de vagues sur la petite grille hydrodynamique sont couplés : les simulations de vagues "voient" les évolutions du trait de côte et la bathymétrie associée au cours de la simulation.

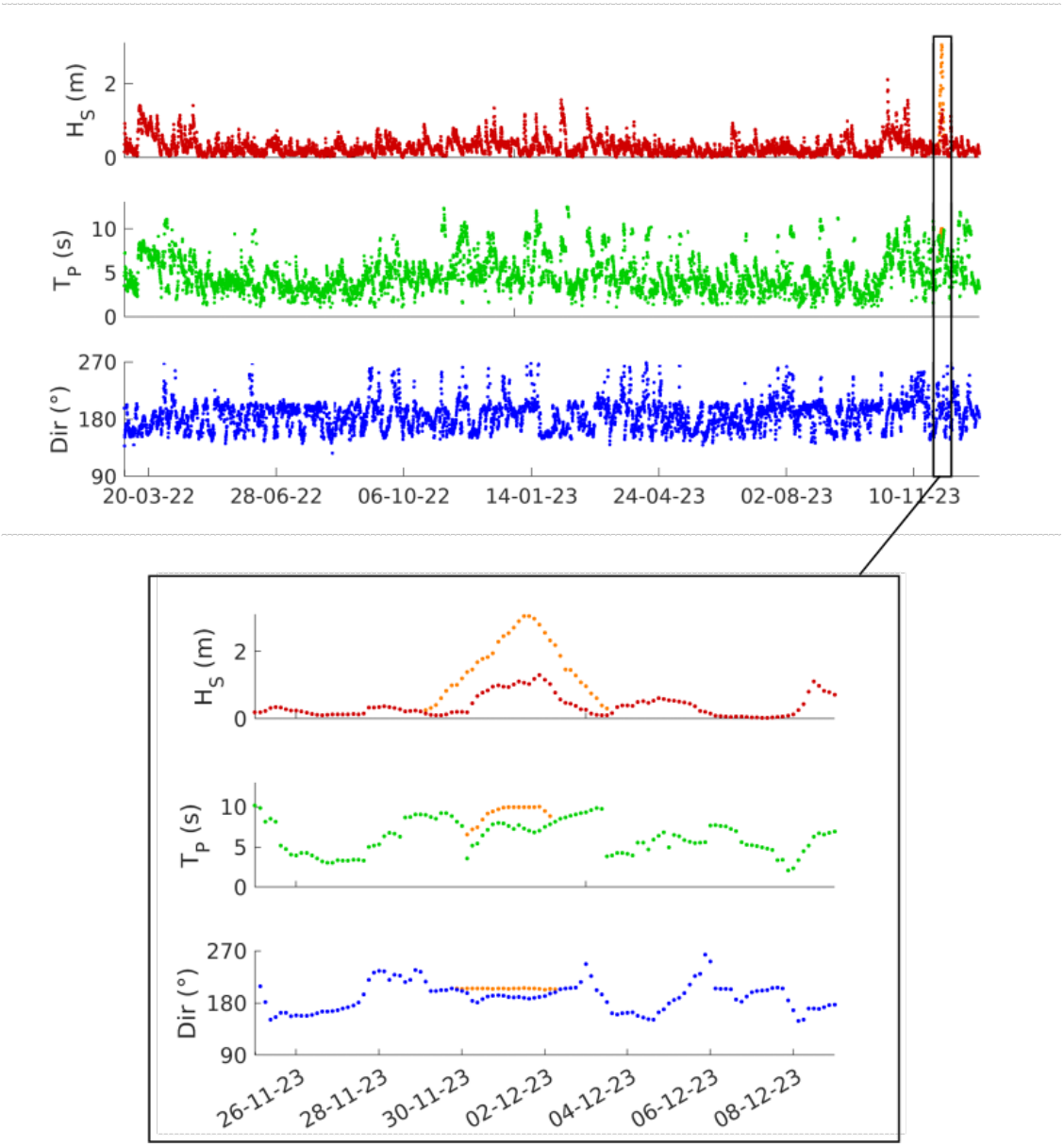


Figure 5.11: Séries temporelles de hauteur significative H_S, période pic T_P et direction pic des vagues au cours de la totalité de la simulation, et zoom sur la période de la tempête centennale avec modifications des séries temporelles de vagues en orange.

5.1.2.3 Résultats

Impact du *bypass* en conditions "calmes" et comparaison avec les observations

La Figure 5.12 présente les séries temporelles de la déviation (i.e. différence) de la position du trait de côte par rapport au trait de côte simulé le 30 novembre 2022 (position de référence après la période de *spin-up*), en configuration SB (Figure 5.12b) et FB (Figure 5.12c). La couleur jaune/rouge (bleue) indique une avancée (recul) du trait de côte. Dans les deux configurations, en février/mars 2023, le signal de rotation du trait de côte (horaire avant février) devient anti-horaire. Cette inversion est corrélée à une tendance dans la direction moyenne des vagues incidentes plus marquée vers l'est (Figure 5.12a), associée à des hauteurs et périodes de vagues relativement importantes (pics de H_S de début et fin février) par rapport au reste de la série temporelle. Un second changement du signal de rotation se produit à partir du mois de novembre 2023, avec une rotation devenant à nouveau horaire, associé également à un pic dans la série temporelle de hauteurs significatives de vagues, à des périodes de vagues importantes et à une tendance sud de la direction du climat de vagues plus marquée lors de ces pics de H_S de fin octobre/début novembre.

Lors de ces deux épisodes d'inversion du signal de rotation (mars et novembre 2023), les évolutions de l'orientation des traits de côte observés et simulés (mode FB et SB) sont cohérentes (Figure 5.12b,c versus Figure 5.12d). Plus généralement, on observe qualitativement un bon accord entre l'orientation des traits de côtes simulés et observés pour les 6 dates où nous disposons de données de traits de côte observés. Concernant l'effet du *bypass* sur l'évolution du trait de côte simulé, l'analyse du panel (e) de la Figure 5.12 révèle que les différences entre les positions de trait de côte simulées en FB et en SB sont faibles, de l'ordre de moins d'un mètre. La principale différence observée est que, durant l'épisode de rotation de plage de fin février/début mars 2023, le trait de côte simulé en mode FB est légèrement plus avancé (reculé) côté aval (amont) dérive de l'épi ouest que le trait de côte simulé en mode SB. Cette différence, bien que très faible, est cohérente avec l'effet du *bypass* obtenu pour les autres applications considérées dans cette thèse. De plus, le fait que ces différences entre FB et SB apparaissent lors de l'épisode de rotation de plage de fin février/début mars 2023 suggère que des conditions de vagues plus énergétiques pourraient être responsables de l'initiation d'événements de *bypass* subaquatique potentiellement significatifs autour des épis de la plage de Fréjus.

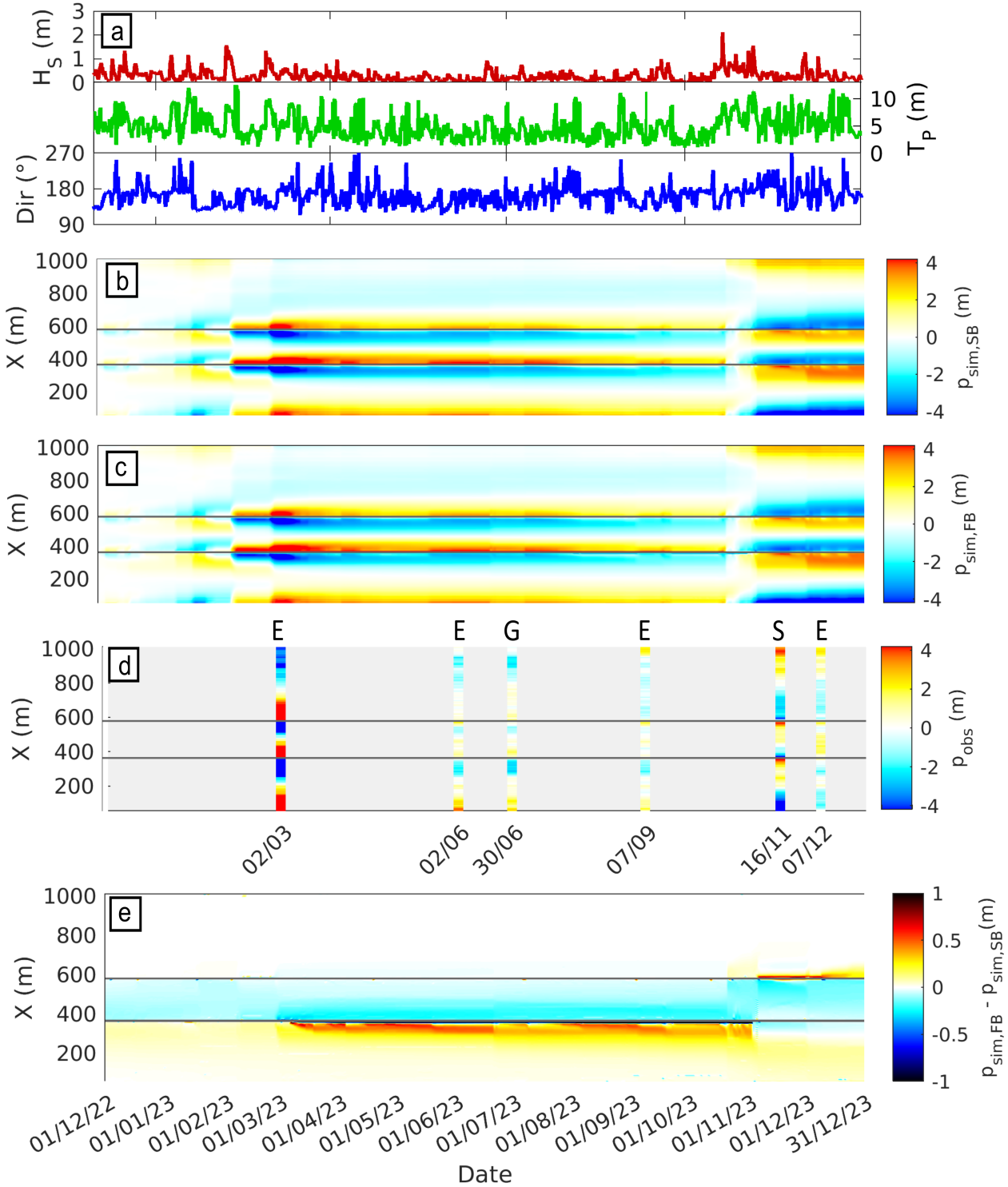


Figure 5.12: Séries temporelles (a) de conditions de vagues, (b,c) de p_{sim} (déviation de la position du trait de côte par rapport au trait de côte simulé le 30 novembre 2022 en mode SB) en configuration (b) SB et (c) FB. (d) Série temporelle de p_{obs} (déviation de la position relative du trait de côte observée à un instant donné par rapport à la position du trait de côte observée le 30 novembre 2022). A noter que les traits de côte observés sont représentés par rapport à leur position moyenne afin de s'affranchir des variations *cross-shore* existant entre les différents traits de côte observés. (e) Série temporelle de la différence de p_{sim} entre les modes FB et SB. X est la distance *longshore*, en m. Les deux lignes horizontales sur les panels (b), (c), (d) et (e) figurent les deux épis présents au centre de la plage. Sur le panel (d) les lettres E, S et G font respectivement référence aux traits de côte ECAA, trait de côte SEMANTIC, et trait de côte Google Earth.

Impact du *bypass* en conditions de tempête

La Figure 5.13 présente le champ de hauteurs et directions de vagues simulé lors de la tempête centennale fictive de fin novembre - début décembre 2023 (Figure 5.11 et Figure 5.14a). Il convient de rappeler que les simulations SWAN sont réalisées sans activer le déferlement (l'extraction des conditions au déferlement est effectuée au sein du code LX-Shore, voir Robinet (2017)). On observe des zones d'ombre en aval-dérive des deux épis (hauteurs de vagues plus faibles) ainsi que la réfraction des vagues à l'approche de la côte. On peut noter aussi que la ligne déferlement se situe à une distance des épis du même ordre de grandeur que la longueur des épis (rapport X_H/X_S autour de 0.6), ce qui suggère un effet du *bypass* subaquatique potentiellement important.

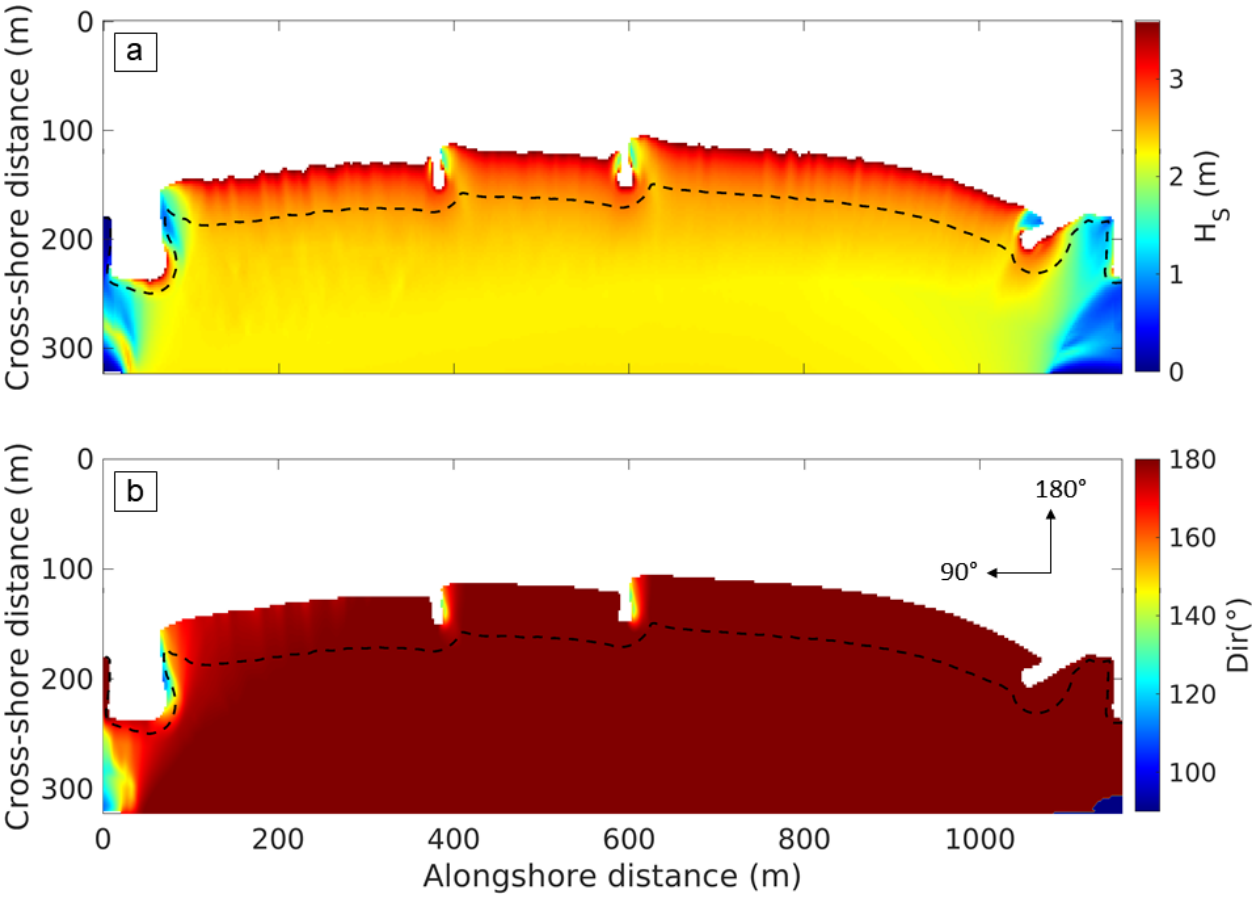


Figure 5.13: Champ de (a) hauteurs H_S (m) et (b) de directions D_P de vagues simulé au pic de la tempête centennale fictive (1er décembre 2023). La ligne en pointillés représente la position théorique du déferlement (ensemble des points à partir desquels le critère de déferlement γ_b =0.78 est atteint). La direction des vagues est exprimée dans le repère local de la grille de calcul LX-Shore.

Cette conjecture est confirmée par la visualisation des résultats de traits de côte modélisés : un effet significatif du *bypass* est obtenu avec tempête centennale (Figure 5.14b) en comparaison du cas sans tempête (Figure 5.14c). Les différences entre les positions de trait de côte simulées dans le cas avec tempête indiquent en mode FB un trait de côte plus avancé (reculé) en aval (amont) dérive des deux épis, contrairement au cas sans tempête où la différence FB-SB n'est pas significative.

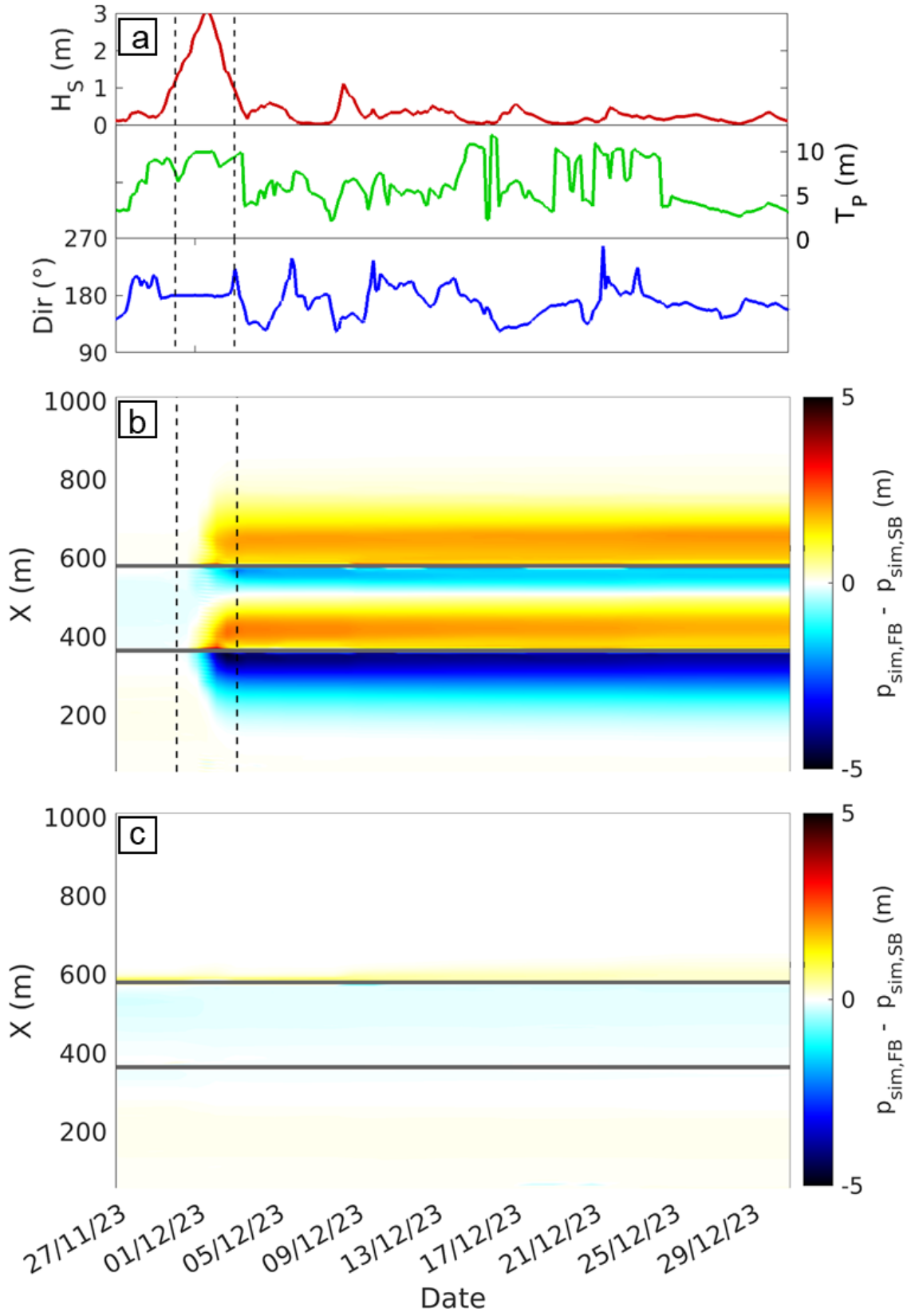


Figure 5.14: (a) Séries temporelles de vagues au large entre le 27 novembre et le 31 décembre 2023. La tempête centennale fictive est indiquée par les barres verticales en pointillés. (b,c) Évolution temporelle de la différence de p_{sim} en configuration FB et en configuration SB, (b) avec tempête et (c) sans tempête. A noter que les simulations sans tempête présentées dans le panel (c) sont identiques à celles présentées sur la Figure 5.12 mais ont été relancées sur la période de la tempête avec le même pas de temps que les simulations "avec tempête" (dt =3 min).

5.1.2.4 Discussion

Le cas d'application sur la plage de Fréjus a permis de montrer les capacités du modèle à reproduire, au moins qualitativement, les changements d'orientation du trait de côte à l'échelle annuelle, en mode SB et FB, et de confirmer que la nouvelle version du modèle après implémentation numérique du *bypass* est compatible avec une configuration où LX-Shore est couplé avec le modèle spectral de vagues SWAN. Sur ce type de plage exposée à des conditions de vagues relativement peu énergétiques, les résultats des simulations ont montré que la prise en compte du *bypass* a peu d'impact sur la variabilité spatiale du trait de côte. En revanche, en conditions de tempête, le modèle montre que le *bypass* subaquatique peut sensiblement impacter la position relative du trait de côte de chaque côté des épis, et donc le signal de rotation de la plage.

Il est important de noter que les évolutions du trait de côte observées sur la zone modélisée présentent des amplitudes relativement faibles, ce qui nécessite l'adoption d'une discrétisation spatiale fine, et donc d'un pas de temps réduit. Ces conditions nous placent aux limites du champ d'application des modèles à complexité réduite comme LX-Shore. Les simulations se sont par ailleurs révélées particulièrement sensibles au pas de temps choisi, comme en témoigne l'instabilité numérique observée en aval de l'épi "est" à partir de début novembre 2023 sur les simulations réalisées avec un pas de temps $dt = 6$ min (Figure 5.12e), instabilité qui disparaît sur la même simulation réalisée avec un pas de temps réduit à 3 min (Figure 5.14c). Ces évolutions de faible amplitude constituent également un défi pour la validation des résultats vis-à-vis d'observations. En effet, celle-ci nécessite des données de traits de côte caractérisées par des incertitudes très faibles et une fréquence d'acquisition élevée.

5.2 Impact futur à l'échelle séculaire, sous l'effet de la remontée du niveau marin

Cette section décrit brièvement une application réalisée par Mohammad Traboulsi dans le cadre de sa thèse, sur un cas test inspiré de la plage de Lacanau (Gironde). Ces résultats sont issus de la collaboration entre nos deux projets de doctorat. Mes travaux d'implémentation du *bypass* sédimentaire dans LX-Shore ont été utilisés par Mohammad Traboulsi pour ses simulations sur ce site, présentées dans Traboulsi et al. (2025) (uniquement en mode FB). En complément, il a réalisé une simulation supplémentaire en mode SB spécifiquement pour être présentée ici. Ces résultats visent à caractériser la valeur ajoutée de l'implémentation du *bypass* dans le cas d'applications à plus long terme, en présence d'élévation du niveau marin.

Il est important de noter que cette application à Lacanau sert uniquement de cas test illustratif inspiré des conditions réelles, plutôt que d'une projection quantitative de l'évolution future du trait de côte sur le site.

5.2.1 Description du cas test

L'étude porte sur une portion de plage de 5 km à Lacanau, sur la côte Atlantique, au sud-ouest de la France. Il s'agit d'une plage méso-macrotidale exposée à des conditions de vagues énergétiques provenant de l'ouest-nord-ouest. L'énergie incidente des vagues varie fortement selon les saisons, avec des hauteurs significatives et périodes de vagues allant d'environ 1.1 m et 8.5 secondes en juillet à 2.4 m et 13 secondes en janvier. Ce site présente une tendance érosive à long terme, estimée entre 0.3 et 0.5 m/an entre 1875 et 1967, puis entre 0.5 et 3 m/an ces dernières décennies, selon les jeux de données et les méthodologies utilisées (Castelle et al., 2018; Nicolae Lerma et al., 2022; Castelle et al., 2022). Ce cas test permet donc d'étudier les effets combinés d'une érosion chronique, causée par le déficit d'apport sédimentaire, d'une érosion future induite par la remontée du niveau marin, et d'une perturbation du transport sédimentaire longitudinal induite par la présence d'un enrochement de 1.2 km.

Dans le cadre des travaux de thèse de Mohammad Traboulsi, LX-Shore a été couplé avec le modèle ShoreTrans, un outil basé sur des transects développé par McCarroll et al. (2021a) visant à modéliser la translation de l'avant-plage. Contrairement à la loi de Bruun (1962), ShoreTrans permet une évolution dynamique du profil de plage et intègre diverses caractéristiques telles que les dunes, les enrochements, les falaises et les sources et puits de sédiments. Dans les simulations présentées dans cette section, le couplage entre LX-Shore et ShoreTrans est utilisé afin de tenir compte de l'élévation du niveau marin. Dans ShoreTrans, un déplacement du profil actif vers le haut se produit en réponse aux variations du niveau marin, puis le profil actif est translaté vers les terres jusqu'à ce que la variation nette de volume de sédiment soit nulle. Le profil actif est

défini comme la portion réagissant aux changements induits par l'action des vagues incidentes, s'adaptant généralement à une vitesse supérieure à celle de la translation induite par l'élévation du niveau marin. Selon la forme du profil, sa limite supérieure est définie soit comme la base de la dune, soit comme la crête du cordon dunaire, tandis que sa limite inférieure est considérée comme la profondeur de fermeture D_C. ShoreTrans permet de considérer quatre types distincts de réponse de la dune, chacune étant caractérisée par des dynamiques spécifiques et des réponses à l'élévation du niveau marin ou à d'autres changements environnementaux. Dans les simulations présentées ici, le mode *Encroachment Barrier*, pour lequel le profil actif est translaté sans élévation du niveau du fond sur la partie terrestre, a été utilisé. Le point de translation pour ce type de réponse se situe au pied de la dune. A noter que ShoreTrans intègre également un "effet de mur" (*wall effect*) visant à décrire l'impact d'un enrochement sur la dynamique sédimentaire, en concentrant l'érosion directement devant la structure (Figure 5.15). Cela se produit car l'érosion qui se produirait normalement à l'arrière de l'enrochement se produit plus au large, créant un biseau d'érosion triangulaire, dont la profondeur est maximale à la base de l'enrochement. L'extension de cette zone d'érosion est supposée correspondre à 1/3 de la largeur du profil actif.

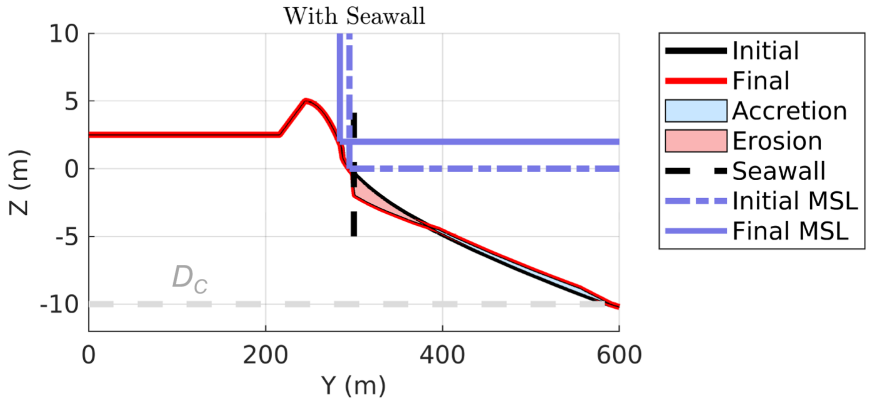


Figure 5.15: Schéma de la réponse de ShoreTrans en présence d'un enrochement. Source : Traboulsi et al. (2025).

L'échelle temporelle des processus induits par l'élévation du niveau marin étant bien plus longue (années à dizaines d'années) que celle des processus longitudinaux induits par les vagues (quelques heures), la méthodologie de couplage entre LX-Shore et ShoreTrans utilise une approche de séparation des échelles de temps. Les processus liés aux vagues, résolus avec LX-Shore, sont traités avec un pas de temps Δt_{LX}, tandis que les processus liés à l'élévation du niveau marin, résolus avec ShoreTrans, sont traités avec un pas de temps Δt_{ST}. Pour plus de précisions concernant le couplage mis en place entre LX-Shore et ShoreTrans, le lecteur est invité à se référer à Traboulsi et al. (2025).

Les simulations ont été réalisées sur la période de 2011 à 2100, sur un domaine de 15 km par 2.5 km en conditions aux limites latérales périodiques, en se concentrant sur les 5 km centraux du domaine qui ne sont pas affectés par les conditions aux limites. La taille des mailles est de 100 m, avec une profondeur de fermeture D_C de 13.5 m et une hauteur de dune de 17 m. Les pas de temps ont été fixés à 1 h pour LX-Shore et à 1 an pour ShoreTrans. Une élévation fictive du niveau

marin a été considérée, atteignant 1 m en 2100 par rapport à 2011. Une tendance érosive de 1 m/an due à un déficit sédimentaire a été intégrée, reflétant le déficit chronique en sédiments sur le site et le recul constant du trait de côte observé au cours des dernières décennies (Nicolae Lerma et al., 2022).

Le forçage de vagues a été extrait du rejeu ERA5 (Hersbach et al., 2020), un produit de réanalyse des vagues mis à disposition par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF en anglais), qui fournit des données de vagues horaires à l'échelle mondiale avec une résolution de 0.5°. Le point d'extraction est situé au large de Lacanau, à une profondeur d'eau d'environ 50 m. Les données ont été récupérées pour la période de 2011 à 2024. Afin d'étendre ces données jusqu'en 2100, les séries temporelles de vagues ont été dupliquées, et un lissage par moyenne glissante d'une semaine a été appliqué pour assurer la continuité à la limite de duplication. La topo-bathymétrie initiale a été reconstruite grâce au LiDAR de 2011 (Nicolae Lerma et al., 2019) et aux données bathymétriques, issues des campagnes Litto3D de 2020 à 2022, fournies par l'Observatoire de la Côte de Nouvelle-Aquitaine (OCNA) et l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN). Pour créer une surface topobathymétrique cohérente, les jeux de données LiDAR et bathymétriques ont été interpolés sur une grille de 10 m en *longshore* par 1 m en *cross-shore*. Dans les simulations, le trait de côte est représenté par la courbe de niveau 1.5 m, simplifiée sous forme de ligne droite (Figure 5.16a). Au-delà (au large) du trait de côte simplifié, la bathymétrie a été reconstruite en utilisant un profil moyen de Dean (1991) calibré par rapport aux données observées, et dont les coefficients sont $n = 0.08$ et $m = 0.75$.

5.2.2 Résultats

La Figure 5.16 montre les topobathymétries obtenues à la fin des simulations réalisées en mode SB (Figure 5.16b) et en mode FB (Figure 5.16c).

Dans les deux configurations (SB et FB), d'ici 2100, le recul du trait de côte est tel que la plage disparaît devant l'enrochement en raison de l'absence d'espace d'accommodation ("effet mur", Figure 5.15). L'érosion chronique transforme progressivement l'enrochement, initialement conçu pour stabiliser la position de la côte, en une structure agissant sur le transport sédimentaire *longshore* comme un épi rocheux. Une zone d'érosion en aval de l'enrochement est donc observée, car une grande partie du sédiment transporté par la dérive littorale est piégée en amont. Ainsi, en amont de l'enrochement, l'érosion causée par l'élévation du niveau marin et le déficit sédimentaire est partiellement compensée par l'accrétion due au piégeage des sédiments transportés le long de la côte. En mode SB, le trait de côte atteint l'extrémité de l'enrochement, contrairement au mode FB.

La Figure 5.17 présente l'évolution temporelle de la position du trait de côte, ainsi que l'évolution temporelle de la variabilité *longshore* du trait de côte, pour des simulations réalisées en configuration SB et FB. On observe une séquence en deux étapes avec un changement clair de trajectoire

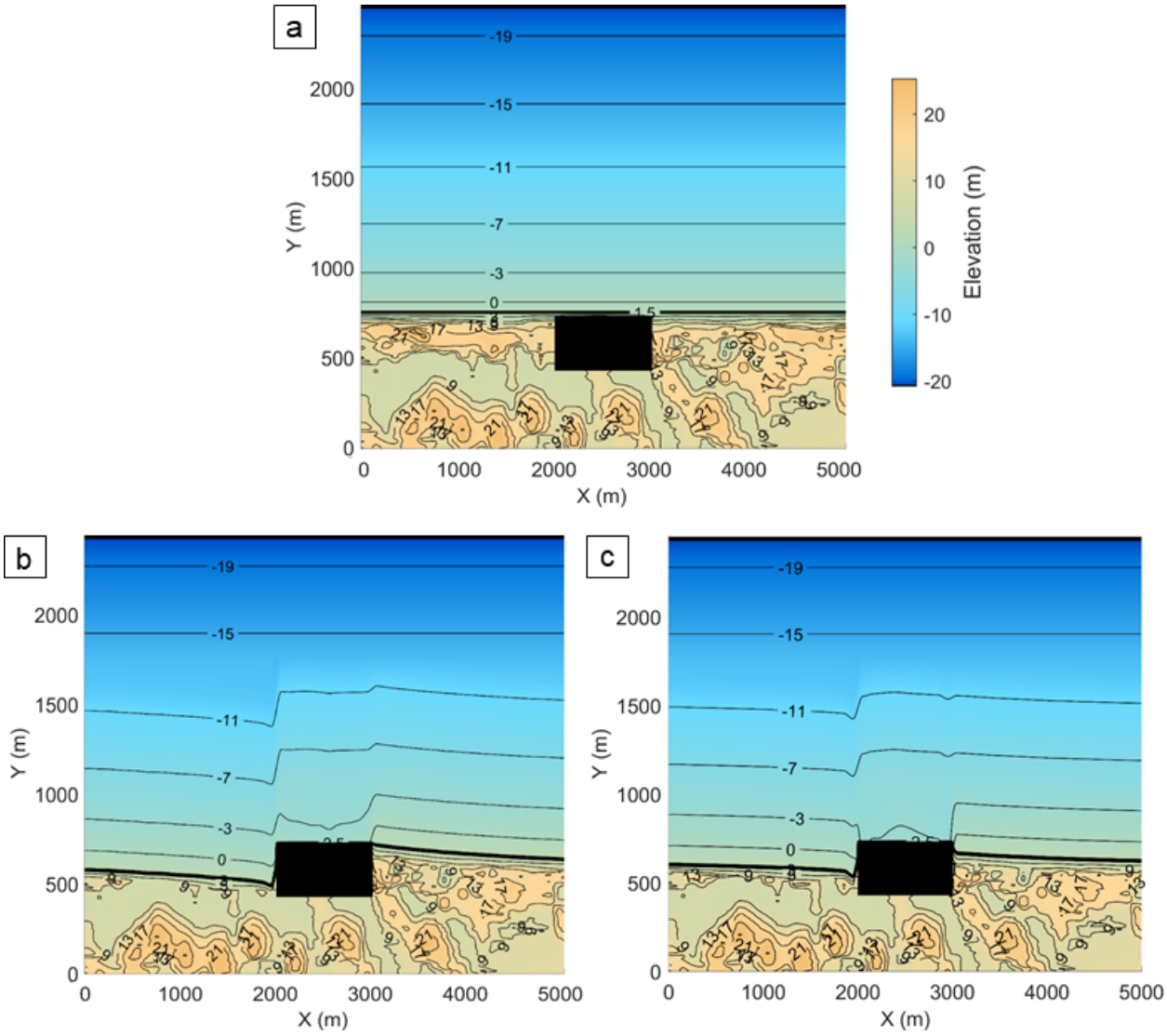


Figure 5.16: Topobathymétrie (a) initiale et (b,c) finales obtenues en configuration (b) *shoreline bypassing* SB et (c) *full bypassing* FB.

autour de 2050 dans le scénario d'élévation du niveau marin, d'érosion chronique et de climat de vagues stable considéré. Avant ce changement, l'érosion reste quasi-uniforme le long de la côte, principalement causée par l'élévation du niveau de la mer et le déficit sédimentaire, à l'exception du secteur de l'enrochement. Après le changement de trajectoire, l'érosion s'intensifie progressivement en aval. En mode FB, ce changement se produit vers 2060 et coïncide avec le moment où la plage en amont devient suffisamment érodée pour que $X_H/X_S > 0.5$, seuil pour lequel seule une partie des sédiments contourne la structure. Une partie des sédiments est donc piégée en amont, limitant l'érosion dans cette zone, et n'atteint plus l'aval de l'obstacle, ce qui accélère l'érosion dans cette zone. En mode SB, ce changement de trajectoire se produit plus tôt, vers 2040, et plus brusquement, dès que la position *cross-shore* du trait de côte passe "en-dessous" de la position de l'extrémité *offshore* de l'ouvrage et plus aucun sédiment n'atteint l'aval de l'enrochement. En réalité, ceci est faux car le rapport X_H/X_S est tel que $Q_B = Q_0$, ce qui implique que tout le sable arrivant en amont de l'enrochement devrait être transporté en aval par le phénomène de *bypass*.

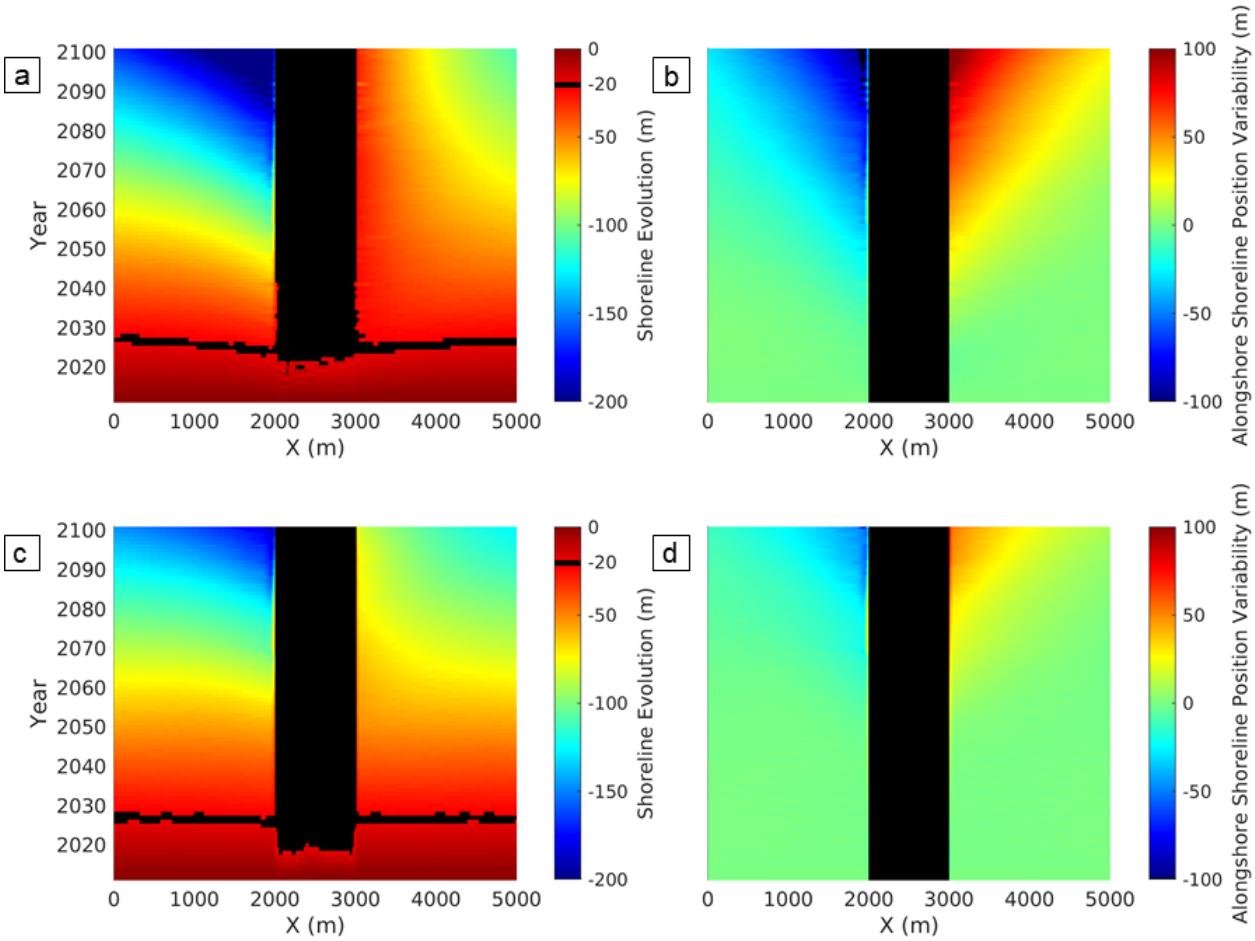


Figure 5.17: (a,c) Évolution temporelle de la position du trait de côte en configuration (a) SB (c) FB. La position 0 m correspond à la position *cross-shore* du trait de côte initial en 2011. La date à laquelle le trait de côte aura reculé de -20 m en chaque position *longshore* de la plage est indiquée en noir. (b,d) Variabilité de la position du trait de côte le long de la côte, calculée comme l'écart de la position du trait de côte par rapport au trait de côte moyen à chaque pas de temps, (b) en mode SB et (d) en mode FB. La position de l'enrochement est masquée sur les panels (b) et (d).

En conclusion, ces résultats montrent que le mode FB permet d'identifier des changements de trajectoire à l'échelle pluri-décennale dans le contexte du changement climatique de manière plus réaliste qu'en configuration SB, en particulier pour les plages peu pentues et exposées à des conditions de vagues énergétiques.

5.3 Conclusions

Ces premières applications ont permis de confronter les résultats obtenus dans le Chapitre 4 aux dynamiques observées sur des plages aux configurations variées présentant des points durs artificiels. L'application à la plage de Ferring a permis de souligner la pertinence de la prise en compte du *bypass* subaquatique dans la prédiction de la position du trait de côte en amont-dérive d'obstacles rocheux et d'identifier certaines des limites de l'implémentation du *bypass* et des solutions potentielles (utilisation d'un modèle spectral de vagues, adaptation de la zone de dépôt du sable transporté par *bypass*) en particulier pour obtenir une position de trait de côte plus réaliste en aval des obstacles rocheux. L'application à la plage de Fréjus a démontré la bonne compétence globale du modèle à reproduire une dynamique du trait de côte à l'échelle annuelle, principalement dominée par de la rotation de plage. Les simulations ont également permis de mettre en évidence la pertinence du modèle appliqué à l'échelle d'événements extrêmes avec un effet potentiellement significatif du *bypass* sur l'évolution du trait de côte de part et d'autre des épis. Ces résultats satisfaisants ont été obtenus malgré l'utilisation de LX-Shore sur des échelles spatio-temporelles fines qui se situent à la limite de son domaine d'application. Enfin, l'application à la plage de Lacanau a montré que la prise en compte du *bypass* subaquatique dans les simulations permet de mettre en évidence un changement de trajectoire plus réaliste de l'évolution du trait de côte aux échelles pluri-décennales dans le contexte du changement climatique.

Chapitre 6

Conclusions

Contents

6.1 Conclusions 118

6.2 Perspectives 120

6.1 Conclusions

Dans un contexte où les littoraux sableux sont soumis à une pression démographique croissante et à une intensification des aléas naturels, la modélisation numérique est un outil essentiel pour améliorer la compréhension et la prévision de leur dynamique afin d'adapter les modes de gestion mis en place dans les zones côtières. L'état de l'art dressé dans le Chapitre 2 a permis de souligner l'importance du phénomène de *bypass* sédimentaire dans la dynamique des littoraux sableux sur de vastes gammes d'échelles temporelles (événementielle, saisonnière, interannuelle et au-delà) et spatiales, et d'identifier les modèles d'évolution du trait de côte à complexité réduite, ou hybrides, comme étant particulièrement adaptés pour fournir des prédictions fiables à ces échelles. Cependant, la majorité de ces modèles ne permettait pas encore de reproduire fidèlement le phénomène de *bypass* sédimentaire subaquatique et son impact sur le trait de côte. L'objectif de mes travaux de thèse était donc de contribuer au développement d'un modèle hybride afin d'améliorer la modélisation et la compréhension de l'évolution passée et future des littoraux sableux dominés par l'action des vagues, en présence du phénomène de *bypass* sédimentaire.

Parmi les modèles de trait de côte à complexité réduite, le modèle LX-Shore co-développé par BRGM-EPOC depuis les travaux de thèse de Robinet (2017) présentait un cadre pertinent, puisque celui-ci permettait de considérer des structures "en dur" et des formes de trait de côte complexes et très variables à la fois dans l'espace et dans le temps. Toutefois, jusqu'à mes travaux de thèse, le *bypass* sédimentaire dans LX-Shore n'était possible que lorsque le trait de côte dépassait l'extrémité de l'obstacle, faussant potentiellement les évolutions du trait de côte modélisées.

La prise en compte du *bypass* sédimentaire subaquatique dans le modèle LX-Shore a donc constitué le cœur de mon travail de thèse. Ce travail s'est appuyé sur la modification de la paramétrisation du phénomène de *bypass* proposée par McCarroll et al. (2021a) afin d'obtenir une expression générique permettant d'estimer le flux de *bypass*. L'implémentation numérique de cette nouvelle formulation dans LX-Shore (Chapitre 3) a nécessité une étape importante et chronophage de conceptualisation, codage et tests afin de la rendre compatible avec l'approche cellulaire du code LX-Shore. Ces développements ont été réalisés en deux temps : (1) tout d'abord le codage "en dur" du *bypass* subaquatique pour l'application à des cas académiques de plages horizontales et d'épis rectangulaires et verticaux, et ensuite (2) une implémentation numérique sous une forme généralisée, i.e. permettant de considérer la variabilité naturelle de la géométrie des obstacles non érodables, et impliquant aussi le couplage avec le modèle spectral de vagues SWAN (Booij et al., 1999).

J'ai testé ces développements sur des cas tests idéalisés (Chapitre 4) afin de caractériser l'impact du *bypass* sur la dynamique des plages en baie en s'appuyant sur une modélisation simplifiée du champ de vagues (Larson et al., 2010). Les résultats montrent que l'angle de rotation de la plage peut être réduit d'un facteur 1/3 environ en présence de *bypass* subaquatique, en particulier en cas de climats de vagues peu obliques et peu asymétriques. La courbure du trait de côte peut également

être réduite de manière significative, notamment en cas de climats de vagues fortement obliques et asymétriques. Enfin, la prise en compte du *bypass* subaquatique dans les simulations peut entraîner une réduction d'environ 20% de la position *cross-shore* du maximum d'érosion. L'impact du *bypass* sur la variabilité spatiale du trait de côte est également variable selon la longueur de la plage considérée. Ces travaux constituent, sur la base de cas idéalisés, la démonstration de l'importance du *bypass* sédimentaire subaquatique pour simuler l'évolution du trait de côte en présence d'obstacles artificiels ou naturels. Si ces résultats sont convaincants, une étape fondamentale a été ensuite d'étendre ces avancées à des sites réels.

L'application du modèle à des sites réels (Chapitre 5) a permis de confronter ces résultats aux dynamiques observées sur des plages aux configurations variées présentant des ouvrages de défense. L'étude menée sur la plage de Ferring, au Danemark, a confirmé la pertinence de la prise en compte du *bypass* subaquatique dans la prédiction du trait de côte en amont des obstacles rocheux, et a permis de révéler certaines limites du modèle, notamment concernant la prédiction de la position du trait de côte en aval des ouvrages. L'étude menée sur la plage de Fréjus (côte d'Azur) constitue la première application du couplage SWAN/LX-Shore intégrant la modélisation du *bypass* sédimentaire subaquatique sur un site naturel. Cette plage présentait un contexte particulièrement exigeant pour la modélisation : des conditions hydrodynamiques relativement peu énergétiques, des phénomènes de *bypass* possiblement rares et de courte durée, ainsi que de la présence d'obstacles de dimensions longitudinales et transversales limitées. Malgré ces contraintes, les simulations ont démontré l'aptitude du modèle à reproduire qualitativement la dynamique du trait de côte à l'échelle annuelle, principalement dominée par de la rotation de plage. Les résultats ont également mis en évidence l'impact potentiellement significatif du *bypass* sur l'évolution du trait de côte de part et d'autre des épis lors d'événements extrêmes. Ces travaux ont aussi permis de mettre en évidence certaines limites liées à l'application du modèle dans ce type d'environnements (i.e. échelles spatio-temporelles fines). Enfin, l'étude prospective sur un cas test inspiré de la plage de Lacanau (côte Aquitaine) sous l'effet de l'élévation du niveau marin a illustré la valeur ajoutée de l'implémentation du *bypass* subaquatique dans les simulations à long terme dans un contexte de changement climatique. Cette simulation montre notamment que la prise en compte du *bypass* subaquatique permet de révéler des changements de trajectoire du trait de côte sur des sites où des obstacles perturbent actuellement, ou à terme, les transits sédimentaires.

6.2 Perspectives

Les contributions de cette thèse ont permis d'ouvrir la voie à plusieurs perspectives de recherche, dont les principales sont détaillées ci-dessous.

Paramétrisation du *bypass*

La section 4.4 a montré que les résultats des simulations peuvent être relativement sensibles à la formulation du *bypass* utilisée. Cette sensibilité souligne l'importance du choix de la paramétrisation dans la modélisation de ce processus. Des paramétrisations alternatives, telles que celle développée par King et al. (2021) qui tient compte de la profondeur à la pointe du cap rocheux ainsi que de la couverture sédimentaire à son extrémité, pourraient donc également être testées, sous réserve d'être correctement adaptées (comme discuté en section 3.2.2). Le développement de nouvelles paramétrisations, par exemple intégrant l'effet de la marée sur le *bypass*, constituerait également une avancée significative, notamment pour l'application du modèle dans les environnements macrotidaux. Enfin, une calibration robuste du paramètre a utilisé dans la formulation actuelle nécessiterait des mesures de *bypass in situ*. La constitution de bases de données d'observations sur des sites contrôlés par les processus *longshore* et présentant des obstacles rocheux permettrait en effet de valider la paramétrisation utilisée et d'évaluer les gammes de paramètres possibles.

Implémentation numérique du *bypass*

Plusieurs améliorations pourraient enrichir l'implémentation numérique actuelle du *bypass* dans LX-Shore. Tout d'abord, l'introduction d'un délai temporel entre le départ du sédiment en amont de l'obstacle et son arrivée en aval permettrait de tenir compte de la largeur de l'obstacle. En effet, bien que McCarroll et al. (2021a) ne mettent en évidence aucune corrélation entre la largeur de l'obstacle et les taux de *bypass*, King et al. (2021) suggèrent qu'une corrélation négative pourrait exister pour les caps rocheux naturels, qui, lorsqu'ils sont larges, ont tendance à être pauvres en sédiments au pied de la falaise.

Un deuxième axe d'amélioration serait de diriger le sable transporté par *bypass* vers un "point de contact" avec la côte situé à une distance en aval-dérive de l'obstacle définie par l'utilisateur selon sa connaissance du climat de vagues dans la zone modélisée, au lieu de le déposer dans la cellule située directement en aval de l'obstacle. Par exemple, selon le modèle conceptuel établi par Smith (2001) sur la côte ouest de l'Australie, les sédiments sont transportés à travers la majorité des plages en baie de la zone jusqu'à un point de la côte situé à un angle d'environ 60° de l'extrémité de l'obstacle, en aval de celui-ci (Figure 2.12a). Une alternative serait de définir la position de ce "point de contact" juste en aval de la zone d'ombrage abritée des vagues lorsque la formule de Larson et al. (2010) est utilisée dans LX-Shore, ce qui empêcherait l'accumulation de sable dans cette zone, comme observé en Figure 4.9 et Figure 5.4. Une fois le point de contact déterminé, la zone de dépôt du sédiment transporté par *bypass* pourrait être identifiée via une distribution statistique,

afin d'éviter de considérer une unique cellule réceptrice, ce qui favorise les accumulations de sable peu réalistes. Ces adaptations permettraient de pouvoir modéliser également le type de *bypass* "HBE" (headland bypassing cross-embayment) défini par Klein et al. (2020) (Figure 2.13c).

Application sur des sites plus complexes, et sites avec caps rocheux naturels

Le modèle pourrait être appliqué sur des sites comportant des caps rocheux naturels ou des obstacles artificiels à morphologie complexe pour évaluer la robustesse de l'implémentation du *bypass* dans ces contextes variés et en identifier les limites.

Une première application prometteuse sur un cas complexe a été réalisée sur la côte Nord Médoc par Ivana Mingo dans le cadre du projet ESTOC[1]. Ce travail, encore en cours, a permis d'appliquer la version du modèle LX-Shore intégrant le *bypass* sédimentaire sur un linéaire côtier caractérisé par une succession d'ouvrages longitudinaux et transversaux. Les premiers résultats obtenus sur une simulation de 3 ans sur la période de novembre 2020 à novembre 2023 montrent que le modèle permet de simuler des positions de trait de côte réalistes (Figure 6.1), que le travail de calibration en cours doit encore permettre d'améliorer.

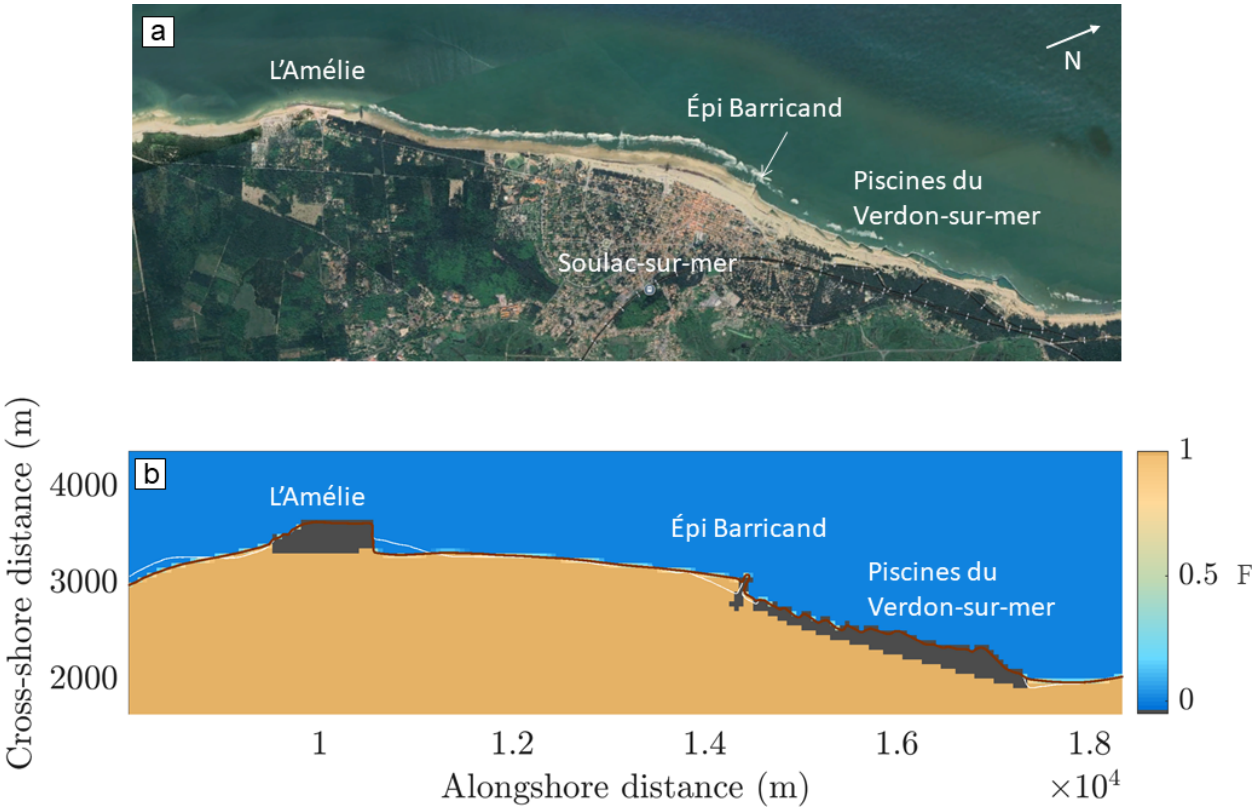


Figure 6.1: (a) Vue aérienne de la section de côte du Nord Médoc modélisée (Source : Google Earth). (b) Résultat de la simulation de 3 ans réalisée en mode FB (*full bypassing*). Les points durs sont figurés en gris, trait de côte initial en blanc, et le trait de côte final en marron. Source : Ivana Mingo.

[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

Une autre piste de développement à explorer pour les applications aux cas réels est la mise en place d'un pas de temps adaptatif, i.e. réduction (allongement) du pas temps pendant les épisodes les plus (moins) morphogènes afin à la fois d'éviter l'occurrence d'instabilités numériques et d'optimiser les temps de calcul.

Enfin, une validation du modèle sur un site réel comportant un cap rocheux naturel de grande échelle et autour duquel l'évolution du trait de côte est potentiellement liée au *bypass* serait également intéressante. Une telle application permettrait de valider l'approche développée dans ce doctorat et de contribuer à améliorer la compréhension des processus physiques gouvernant le *bypass* sédimentaire à diverses échelles de temps dans des environnements naturels complexes. Pour cela, certains sites sur lesquels le *bypass* sédimentaire a été documenté pourraient être utilisés (Figure 6.2) comme à Fingal Head sur la côte est de l'Australie (Da Silva et al., 2021), à Santa Catarina au Brésil (Vieira da Silva et al., 2016b, 2018; Tebechrani and Pereira, 2024) ou à Cape Dombey au sud de l'Australie (Uphues et al., 2025).

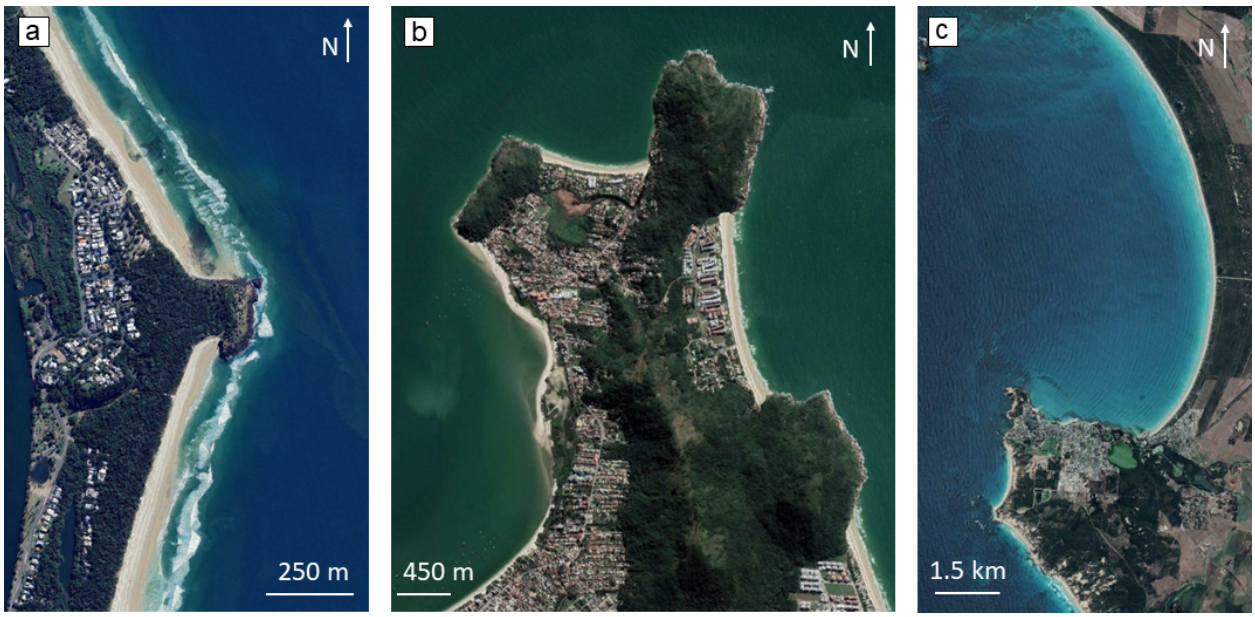


Figure 6.2: Sites d'intérêt pour étudier l'impact du *bypass* sédimentaire (a) Fingal Head, Nouvelle-Galles du Sud, Australie (b) Ile de Santa Catarina, Florianopolis, Brésil (c) Cape Dombey, Australie méridionale, Australie. Images Google Earth.

Bibliographie

Ab Razak, M. S. B. A. (2015). *Natural headland sand bypassing: towards identifying and modelling the mechanisms and processes*. PhD thesis, Delft University of Technology, Delft. CRC Press/Balkema, The Netherlands.

Accensi, M., Alday Gonzalez, M. F., Maisondieu, C., Raillard, N., Darbynian, D., Old, C., Sellar, B., Thilleul, O., Perignon, Y., Payne, G., O'boyle, L., Fernandez, L., Dias, F., Chumbinho, R., and Guitton, G. (2021). Resourcecode framework: A high-resolution wave parameter dataset for the european shelf and analysis toolbox. In *Proceedings of the 14th European Wave and Tidal Energy Conference 5-9th Sept 2021, Plymouth, UK. ISSN: 2706-6940 (online) 2706-6932 (CD-ROM) 2706-6932 (Print). pp.2182-1-2182-9.*

Alvarez-Cuesta, M., Losada, I., and Toimil, A. (2023). A nearshore evolution model for sandy coasts: IH-LANSloc. *Environmental Modelling & Software*, 169:105827.

Alvarez-Cuesta, M., Toimil, A., and Losada, I. (2021). Modelling long-term shoreline evolution in highly anthropized coastal areas. Part 1: Model description and validation. *Coastal Engineering*, 169:103960.

Antolínez, J. A. A., Méndez, F. J., Anderson, D., Ruggiero, P., and Kaminsky, G. M. (2019). Predicting Climate-Driven Coastlines With a Simple and Efficient Multiscale Model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(6):1596–1624.

Arriaga, J., Rutten, J., Ribas, F., Falqués, A., and Ruessink, G. (2017). Modeling the long-term diffusion and feeding capability of a mega-nourishment. *Coastal Engineering*, 121:1–13.

Ashton, A., Murray, A. B., and Arnoult, O. (2001). Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*, 414(6861):296–300.

Ashton, A. D. and Murray, A. B. (2006). High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes. *Journal of Geophysical Research*, 111(F4):F04011.

Athanasiou, P., Van Dongeren, A., Giardino, A., Vousdoukas, M., Gaytan-Aguilar, S., and Ranasinghe, R. (2019). Global distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat. *Earth System Science Data*, 11(4):1515–1529.

Balouin, Y. (2001). *Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal*. Thesis, Université de Bordeaux.

Battjes, J. A. and Stive, M. J. F. (1985). Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90(C5):9159–9167.

Bayram, A., Larson, M., and Hanson, H. (2007). A new formula for the total longshore sediment transport rate. *Coastal Engineering*, 54(9):700–710.

Blossier, B., Bryan, K. R., Daly, C. J., and Winter, C. (2017). Shore and bar cross-shore migration, rotation, and breathing processes at an embayed beach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(10):1745–1770.

Boak, E. H. and Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 214:688–703.

Booij, N., Ris, R. C., and Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4):7649–7666.

Bruun, P. (1962). Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 88(1):117–130.

Bruun, P. (1988). The bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two-and three-dimensional usages. *Journal of coastal Research*, pages 627–648.

Cascalho, J., Duarte, J., Taborda, R., Silva, A., Bosnic, I., and Carapuco, M. (2014). Sediment textural selection during sub-aerial headland bypassing – an example from the Nazare coastal system (Portugal). pages 297–300, Lisbon.

Castelle, B. (2024). Understanding and predicting contemporary shoreline evolution in a changing climate by satellite data assimilation in hybrid models. Workshop on data assimilation and shoreline modelling, Guethary, France.

Castelle, B. and Coco, G. (2012). The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research*, 43:10–23.

Castelle, B. and Coco, G. (2013). Surf zone flushing on embayed beaches. *Geophysical Research Letters*, 40(10):2206–2210.

Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., and Scott, T. (2018). Increased Winter-Mean Wave Height, Variability, and Periodicity in the Northeast Atlantic Over 1949–2017. *Geophysical Research Letters*, 45(8):3586–3596.

Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Ferreira, S., Parisot, J.-P., Capo, S., Sénéchal, N., and Chouzenoux, T. (2014a). Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Marine Geology*, 347:85–94.

Castelle, B. and Masselink, G. (2023). Morphodynamics of wave-dominated beaches. *Cambridge Prisms: Coastal Futures*, 1:e1.

Castelle, B., Reniers, A., and MacMahan, J. (2014b). Bathymetric control of surf zone retention on a rip-channelled beach. *Ocean Dynamics*, 64(8):1221–1231.

Castelle, B., Ritz, A., Marieu, V., Nicolae Lerma, A., and Vandenhove, M. (2022). Primary drivers of multidecadal spatial and temporal patterns of shoreline change derived from optical satellite imagery. *Geomorphology*, 413:108360.

Castelle, B., Robinet, A., Idier, D., and D'Anna, M. (2020). Modelling of embayed beach equilibrium planform and rotation signal. *Geomorphology*, 369:107367.

Castelle, B., Scott, T., Brander, R., and McCarroll, R. (2016). Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews*, 163:1–21.

Castelle, B., Turner, I. L., Bertin, X., and Tomlinson, R. (2009). Beach nourishments at Coolangatta Bay over the period 1987–2005: Impacts and lessons. *Coastal Engineering*, 56(9):940–950.

Chataigner, T. (2021). *Empirical modeling of beach evolution combining cross-shore and longshore processes*. Theses, École des Ponts ParisTech.

Cooper, J. A. G. and Pilkey, O. H. (2004). Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43(3-4):157–171.

Da Silva, A. P., Vieira Da Silva, G., Strauss, D., Murray, T., Woortmann, L. G., Taber, J., Cartwright, N., and Tomlinson, R. (2021). Headland bypassing timescales: Processes and driving forces. *Science of The Total Environment*, 793:148591.

Daly, C. J., Bryan, K. R., and Winter, C. (2014). Wave energy distribution and morphological development in and around the shadow zone of an embayed beach. *Coastal Engineering*, 93:40–54.

Daly, C. J., Winter, C., and Bryan, K. R. (2015). On the morphological development of embayed beaches. *Geomorphology*, 248:252–263.

Davidson, M. A., Splinter, K. D., and Turner, I. L. (2013). A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coastal Engineering*, 73:191–202.

Dean, R. G. (1977). *Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf coasts*, volume 12. Department of Civil Engineering, University of Delaware Newark, Delaware.

Dean, R. G. (1991). Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1):53–84.

Dean, R. G. and Dalrymple, R. A. (1991). *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*, volume 2 of *Advanced Series on Ocean Engineering*. WORLD SCIENTIFIC.

Duarte, J., Taborda, R., and Ribeiro, M. (2019). Evidences of headland sediment bypassing at nazaré norte beach, portugal. In *Coastal Sediments 2019*, pages 2685–2694, Tampa/St. Petersburg, Florida, USA. WORLD SCIENTIFIC.

Duarte, J., Taborda, R., Ribeiro, M., Cascalho, J., Silva, A., and Bosnic, I. (2014). Evidences of sediment bypassing at Nazaré headland revealed by a large-scale sand tracer experiment. Duarte, J., Taborda, R., Ribeiro, M., Cascalho, J., Silva, A., Bosnic, I.,. pages 289–292, Lisbon.

Dubarbier, B. (2014). *Modélisation numérique de l'évolution des profils de plages sableuses dominées par l'action de la houle*. PhD thesis, Université de Bordeaux.

Durand, E., Castelle, B., Idier, D., Marieu, V., Robinet, A., and Guérin, T. (2024). Influence of Rocky Obstacle Sand Bypassing on Embayed Beach Dynamics Using a Reduced-Complexity Shoreline Model. *Journal of Marine Science and Engineering*, 12(12):2266.

Elgar, S., Gallagher, E. L., and Guza, R. T. (2001). Nearshore sandbar migration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C6):11623–11627.

Evans, O. (1943). The relation of the action of waves and currents on headlands to the control of shore erosion by groynes. In *Academy of Science*, Oklahoma.

Fellowes, T. E., Vila-Concejo, A., and Gallop, S. L. (2019). Morphometric classification of swell-dominated embayed beaches. *Marine Geology*, 411:78–87.

Fellowes, T. E., Vila-Concejo, A., Gallop, S. L., Harley, M. D., and Short, A. D. (2022). Wave shadow zones as a primary control of storm erosion and recovery on embayed beaches. *Geomorphology*, 399:108072.

FitzGerald, D., Kraus, N. C., and Hands, E. (2001). Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. Coastal Engineering Technical Note, US Army Engineer Reseach and Development Center, Vicksburg, MS.

Frigaard, P. and Wahl, N. (2007). Variability of grain sizes in a beach nourishment programme for the danish west coast. In *Proceedings of the International Conference on Coastal Conservation and Management in the Atlantic and Mediterranean*, pages 17–26.

Galappatti, G. and Vreugdenhil, C. B. (1985). A depth-integrated model for suspended sediment transport. *Journal of Hydraulic Research*, 23(4):359–377.

GALATEA (2022). Dragage de l'embouchure de la Garonne et du Pédégal avec réensablement de plages – Campagne de reconnaissance et analyse des sédiments. Technical report, GALATEA.

George, D., Largier, J., Storlazzi, C., and Barnard, P. (2015). Classification of rocky headlands in California with relevance to littoral cell boundary delineation. *Marine Geology*, 369:137–152.

George, D. A., Largier, J. L., Pasternack, G. B., Barnard, P. L., Storlazzi, C. D., and Erikson, L. H. (2019). Modeling Sediment Bypassing around Idealized Rocky Headlands. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(2):40.

George, D. A., Largier, J. L., Storlazzi, C. D., Robart, M. J., and Gaylord, B. (2018). Currents, waves and sediment transport around the headland of Pt. Dume, California. *Continental Shelf Research*, 171:63–76.

Ghonim, M. (2019). Recent developments in numerical modelling of coastline evolution, Advanced development and evaluation of ShorelineS coastline model. MSc Thesis, IHE Delft.

Goodwin, I. D., Freeman, R., and Blackmore, K. (2013). An insight into headland sand bypassing and wave climate variability from shoreface bathymetric change at Byron Bay, New South Wales, Australia. *Marine Geology*, 341:29–45.

Goodwin, I. D., Stables, M. A., and Olley, J. M. (2006). Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, 226(1-2):127–144.

Hallermeier, R. J. (1980). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4:253–277.

Hanson, H. and Kraus, N. C. (1989). GENESIS : Generalized model for simulating shoreline change.

Harley, M. D., Turner, I. L., and Short, A. D. (2015). New insights into embayed beach rotation: The importance of wave exposure and cross-shore processes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(8):1470–1484.

Hashemi, M., Ghadampour, Z., and Neill, S. (2010). Using an artificial neural network to model seasonal changes in beach profiles. *Ocean Engineering*, 37(14-15):1345–1356.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., De Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049.

Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press.

Houston, J. R. (2024). The economic value of America's beaches. *Shore & Beach*, pages 33–43.

Hsu, J. R. C. and Evans, C. (1989). PARABOLIC BAY SHAPES AND APPLICATIONS. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 87(4):557–570.

Hsu, J. R.-C., Yu, M.-J., Lee, F.-C., and Benedet, L. (2010). Static bay beach concept for scientists and engineers: A review. *Coastal Engineering*, 57(2):76–91.

Hsu, T.-W., Ou, S.-H., and Wang, S.-K. (1994). On the prediction of beach changes by a new 2-d empirical eigenfunction model. *Coastal Engineering*, 23(3-4):255–270.

Hunt, E., Davidson, M., Steele, E. C., Amies, J. D., Scott, T., and Russell, P. (2023). Shoreline modelling on timescales of days to decades. *Cambridge Prisms: Coastal Futures*, pages 1–26.

Hurst, M. D., Barkwith, A., Ellis, M. A., Thomas, C. W., and Murray, A. B. (2015). Exploring the sensitivities of crenulate bay shorelines to wave climates using a new vector-based one-line model: sensitivity of crenulate bays. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(12):2586–2608.

Inman, D. L. and Nordstrom, C. E. (1971). On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts. *The Journal of Geology*, 79(1):1–21.

Jara, M., González, M., and Medina, R. (2015). Shoreline evolution model from a dynamic equilibrium beach profile. *Coastal Engineering*, 99:1–14.

Jaramillo, C., González, M., Medina, R., and Turki, I. (2021a). An equilibrium-based shoreline rotation model. *Coastal Engineering*, 163:103789.

Jaramillo, C., Jara, M. S., González, M., and Medina, R. (2021b). A shoreline evolution model for embayed beaches based on cross-shore, planform and rotation equilibrium models. *Coastal Engineering*, 169:103983.

Kamphuis, J. W. (1991). Alongshore Sediment Transport Rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117(6):624–640.

King, E. V., Conley, D. C., Masselink, G., Leonardi, N., McCarroll, R. J., and Scott, T. (2019). The Impact of Waves and Tides on Residual Sand Transport on a Sediment-Poor, Energetic, and Macrotidal Continental Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(7):4974–5002.

King, E. V., Conley, D. C., Masselink, G., Leonardi, N., McCarroll, R. J., Scott, T., and Valiente, N. G. (2021). Wave, Tide and Topographical Controls on Headland Sand Bypassing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(8).

Klein, A. H., Vieira da Silva, G., Taborda, R., da Silva, A. P., and Short, A. D. (2020). Headland bypassing and overpassing: form, processes and applications. In *Sandy Beach Morphodynamics*, pages 557–591. Elsevier.

Komar, P. D. (1998). *Beach processes and sedimentation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 2. ed edition.

Komar, P. D. and Inman, D. L. (1970). Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75(30):5914–5927.

Kriebel, D. L. and Dean, R. G. (1993). Convolution Method for Time-Dependent Beach-Profile Response. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 119(2):204–226.

Kristensen, S., Drønen, N., Deigaard, R., and Fredsoe, J. (2016). Impact of groyne fields on the littoral drift: A hybrid morphological modelling study. *Coastal Engineering*, 111:13–22.

Labarthe, C., Castelle, B., Marieu, V., Garlan, T., and Bujan, S. (2023). Observation and modeling of the equilibrium slope response of a high-energy meso-macrotidal sandy beach. *Journal of Marine Science and Engineering*, 11(3).

Larson, M., Hoan, L. X., and Hanson, H. (2010). Direct Formula to Compute Wave Height and Angle at Incipient Breaking. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 136(2):119–122.

Lesser, G., Roelvink, J., van Kester, J., and Stelling, G. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering*, 51(8-9):883–915.

Limber, P. W., Adams, P. N., and Murray, A. B. (2017). Modeling large-scale shoreline change caused by complex bathymetry in low-angle wave climates. *Marine Geology*, 383:55–64.

Longuet-Higgins, M. S. (1970). Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 2. *Journal of Geophysical Research*, 75(33):6790–6801.

Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., and Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, 8(1):6641.

Mallet, C. and Michot, A. (2012). Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte. Technical Report BRGM/RP-60616-FR.

Mao, Y., Splinter, K. D., Coco, G., Vitousek, S., Antolinez, J. A. A., Azorakos, G., Banno, M., Bouvier, C., Bryan, K. R., Cagigal, L., Calcraft, K., Castelle, B., Chen, X., D'Anna, M., de Freitas Pereira, L., de Santiago, I., Deshmukh, A. N., Dong, B., Elghandour, A., Gohari, A., Gomez-de la Peña, E., Harley, M. D., Ibrahim, M., Idier, D., Jaramillo Cardona, C., Lim, C., Mingo, I., O'Grady, J., Pais, D., Repina, O., Robinet, A., Roelvink, D., Simmons, J., Sogut, E., and Wilson, K. (2025). Benchmarking shoreline prediction models over multi-decadal timescales. Soumis pour publication.

Marco-Peretó, C., Durán, R., Toomey, T., and Guillén, J. (2024). Controls on the morphological evolution of embayed beaches: Morphometry versus external forcing. *Earth Surface Processes and Landforms*, page esp.5766.

Masetti, G., Andersen, O., Andreasen, N. R., Christiansen, P. S., Cole, M. A., Harris, J. P., Langdahl, K., Schwenger, L. M., and Sonne, I. B. (2022). Denmark's depth model: Compilation of bathymetric data within the danish waters. *Geomatics*, 2(4):486–498.

McCarroll, R., Masselink, G., Valiente, N., Scott, T., King, E., and Conley, D. (2018). Wave and Tidal Controls on Embayment Circulation and Headland Bypassing for an Exposed, Macrotidal Site. *Journal of Marine Science and Engineering*, 6(3):94.

McCarroll, R. J., Masselink, G., Valiente, N. G., King, E. V., Scott, T., Stokes, C., and Wiggins, M. (2021a). An XBeach derived parametric expression for headland bypassing. *Coastal Engineering*, 165:103860.

McCarroll, R. J., Masselink, G., Valiente, N. G., Scott, T., Wiggins, M., Kirby, J.-A., and Davidson, M. (2021b). A rules-based shoreface translation and sediment budgeting tool for estimating coastal change: ShoreTrans. *Marine Geology*, 435:106466.

Miller, J. K. and Dean, R. G. (2004). A simple new shoreline change model. *Coastal Engineering*, 51(7):531–556.

Montaño, J., Coco, G., Antolínez, J. A. A., Beuzen, T., Bryan, K. R., Cagigal, L., Castelle, B., Davidson, M. A., Goldstein, E. B., Ibaceta, R., Idier, D., Ludka, B. C., Masoud-Ansari, S., Méndez, F. J., Murray, A. B., Plant, N. G., Ratliff, K. M., Robinet, A., Rueda, A., Sénéchal, N., Simmons, J. A., Splinter, K. D., Stephens, S., Townend, I., Vitousek, S., and Vos, K. (2020). Blind testing of shoreline evolution models. *Scientific Reports*, 10(1):2137.

Mouragues, A., Bonneton, P., Castelle, B., Marieu, V., Jak McCarroll, R., Rodriguez-Padilla, I., Scott, T., and Sous, D. (2020). High-Energy Surf Zone Currents and Headland Rips at a Geologically Constrained Mesotidal Beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(10):e2020JC016259.

Nicolae Lerma, A., Ayache, B., Ulvoas, B., Paris, F., Bernon, N., Bulteau, T., and Mallet, C. (2019). Pluriannual 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.

Nicolae Lerma, A., Billy, J., Bulteau, T., and Mallet, C. (2022). Multi-Decadal Seawall-Induced Topo-Bathymetric Perturbations along a Highly Energetic Coast. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(4):503.

Nobre Silva, A., Taborda, R., and Andrade, C. (2024). Embayed beach configuration explained by wave sheltering. *Scientific Reports*, 14(1):1099.

Pelnard-Considère, R. (1956). Essai de théorie de l'évolution des formes de rivage en plages de sable et de galets. Les Energies de la Mer: Compte Rendu Des Quatriemes Journees de L'hydraulique, Question III, rapport 1, Société hydrotechnique de France.

Pilkey, O. H. and Cooper, J. A. G. (2002). Longshore Transport Volumes: A Critical View. *Journal of Coastal Research*, 36:572–580.

Porpilho, D., Klein, A. H., de Camargo, R., Prado, M. F., Short, A. D., and Vieira da Silva, G. (2016). Santinho-Ingleses headland bedform characterization through interferometric data, Santa Catarina Island, Southern Brazil Porpilho, D., Klein, A.H.F., de Camargo, R.S.V., Prado, M.F.V., Short, A.D., Vieira da Silva, G.,. volume vol 9, pages pp 1–7, Rio de Janeiro, Brazil.

Raillard, N., Chabot, S., Maisondieu, C., Darbynian, D., Payne, G., and Papillon, L. (2023). RESOURCECODE: A Python package for statistical analysisof sea-state hindcast data. *Journal of Open Source Software*, 8(83):4366.

Ratliff, K. M. and Murray, A. B. (2014). Modes and emergent time scales of embayed beach dynamics. *Geophysical Research Letters*, 41(20):7270–7275.

Ribeiro, M. S. A. (2017). Headland sediment bypassing processes.

Rijn, L. C. v. (2006). *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Part 2: Supplement (update) 2006*. Aqua Publications, Amsterdam.

Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., and Booij, N. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4):7667–7681.

Robinet, A. (2017). *Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues*. PhD thesis, Université de Bordeaux.

Robinet, A., Castelle, B., Idier, D., D'Anna, M., and Le Cozannet, G. (2020a). Simulating the Impact of Sea-level Rise and Offshore Bathymetry on Embayment Shoreline Changes. *Journal of Coastal Research*, 95(sp1):1263.

Robinet, A., Castelle, B., Idier, D., Harley, M., and Splinter, K. (2020b). Controls of local geology and cross-shore/longshore processes on embayed beach shoreline variability. *Marine Geology*, 422:106118.

Robinet, A., Idier, D., Castelle, B., D'Anna, M., and Marieu, V. (2020c). *LX-Shore User Manual, Code Version 1.0 Manual Version 1.0.*

Robinet, A., Idier, D., Castelle, B., and Marieu, V. (2018). A reduced-complexity shoreline change model combining longshore and cross-shore processes: The LX-Shore model. *Environmental Modelling & Software*, 109:1–16.

Roelvink, D., Huisman, B., Elghandour, A., Ghonim, M., and Reyns, J. (2020). Efficient Modeling of Complex Sandy Coastal Evolution at Monthly to Century Time Scales. *Frontiers in Marine Science*, 7:535.

Roelvink, D., Reniers, A., Van Dongeren, A., Van Thiel De Vries, J., McCall, R., and Lescinski, J. (2009). Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56(11-12):1133–1152.

Salmon, J., Holthuijsen, L., Zijlema, M., Van Vledder, G., and Pietrzak, J. (2015). Scaling depth-induced wave-breaking in two-dimensional spectral wave models. *Ocean Modelling*, 87:30–47.

Scott, T., Austin, M., Masselink, G., and Russell, P. (2016). Dynamics of rip currents associated with groynes — field measurements, modelling and implications for beach safety. *Coastal Engineering*, 107:53–69.

Sherwood, C. R., Van Dongeren, A., Doyle, J., Hegermiller, C. A., Hsu, T.-J., Kalra, T. S., Olabarrieta, M., Penko, A. M., Rafati, Y., Roelvink, D., Van Der Lugt, M., Veeramony, J., and Warner, J. C. (2022). Modeling the Morphodynamics of Coastal Responses to Extreme Events: What Shape Are We In? *Annual Review of Marine Science*, 14(1):457–492.

Short, A. D. and Masselink, G. (1999). Structurally Controlled Beaches. In *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, pages 230–250. Johnwiley and sons ltd. edition.

Small, C. and Nichols, J. R. (2003). A global analysis of human settlement in coastal zones. *Journal of Coastal Research*, 19:584–589.

Smith, A. W. (2001). *Headland Bypassing*. Institution of Engineers, Australia, Barton, A.C.T.

Splinter, K. D., Turner, I. L., Davidson, M. A., Barnard, P., Castelle, B., and Oltman-Shay, J. (2014). A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(9):1936–1958.

Storlazzi, C. and Field, M. (2000). Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast: Monterey Peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology*, 170(3-4):289–316.

Tebechrani, L. D. F. and Pereira, P. D. S. (2024). On the influence of coastal structures on shoreline variability and beach interconnection. *Regional Studies in Marine Science*, 77:103628.

Thom, B., Eliot, I., Eliot, M., Harvey, N., Rissik, D., Sharples, C., Short, A., and Woodroffe, C. (2018). National sediment compartment framework for Australian coastal management. *Ocean & Coastal Management*, 154:103–120.

Thornton, E. B. and Guza, R. T. (1983). Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C10):5925–5938.

Toimil, A., Losada, I. J., Camus, P., and Díaz-Simal, P. (2017). Managing coastal erosion under climate change at the regional scale. *Coastal Engineering*, 128:106–122.

Traboulsi, M., Idier, D., Castelle, B., Robinet, A., Marieu, V., Durand, E., and McCarroll, R. J. (2025). Simulating Shoreline and Nearshore Changes: The LX-ST Model. *Environmental Modelling & Software*. Soumis pour publication.

Tran, Y. H. and Barthélemy, E. (2020). Combined longshore and cross-shore shoreline model for closed embayed beaches. *Coastal Engineering*, 158:103692.

Turki, I., Medina, R., Coco, G., and Gonzalez, M. (2013a). An equilibrium model to predict shoreline rotation of pocket beaches. *Marine Geology*, 346:220–232.

Turki, I., Medina, R., Gonzalez, M., and Coco, G. (2013b). Natural variability of shoreline position: Observations at three pockets beaches. *Marine Geology*, 338:76–89.

Uphues, C. F., Da Silva, G. M., Van Rooijen, A., and Hesp, P. A. (2025). Sediment bypassing around a headland in a high-energy coastal environment. *Marine Geology*, 481:107491.

USACE (1984). *Shore protection manual / [prepared for Department of the Army, US Army Corps of Engineers]*. Dept. of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center ;, Vicksburg, Miss. :.

Valiente, N. G., Masselink, G., Scott, T., Conley, D., and McCarroll, R. J. (2019). Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing. *Marine Geology*, 407:60–75.

Valvo, L. M., Murray, A. B., and Ashton, A. (2006). How does underlying geology affect coastline change? An initial modeling investigation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F2):2005JF000340.

Van Den Berg, N., Falqués, A., and Ribas, F. (2011). Long-term evolution of nourished beaches under high angle wave conditions. *Journal of Marine Systems*, 88(1):102–112.

Van Den Berg, N., Falqués, A., and Ribas, F. (2012). Modeling large scale shoreline sand waves under oblique wave incidence. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3):2011JF002177.

Van Rijn, L. C. (2014). A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle. *Coastal Engineering*, 90:23–39.

Vieira da Silva, G., Muler, M., Prado, M. F., Short, A. D., da Fontoura Klein, A. H., and Toldo, Elírio E., J. (2016a). Shoreline Change Analysis and Insight into the Sediment Transport Path along Santa Catarina Island North Shore, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 32(4):863–874. _eprint: https://meridian.allenpress.com/jcr/article-pdf/32/4/863/2066245/jcoastres-d-15-00164_1.pdf.

Vieira da Silva, G., Toldo, E. E., Klein, A. H. d. F., Short, A. D., and Woodroffe, C. D. (2016b). Headland sand bypassing — Quantification of net sediment transport in embayed beaches, Santa Catarina Island North Shore, Southern Brazil. *Marine Geology*, 379:13–27.

Vieira da Silva, G., Toldo Jr., E. E., Klein, A. H. d. F., and Short, A. D. (2018). The influence of wave-, wind- and tide-forced currents on headland sand bypassing – Study case: Santa Catarina Island north shore, Brazil. *Geomorphology*, 312:1–11.

Vitousek, S., Barnard, P. L., Limber, P., Erikson, L., and Cole, B. (2017). A model integrating longshore and cross-shore processes for predicting long-term shoreline response to climate change: CoSMoS-COAST. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(4):782–806.

Vousdoukas, M. I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T. A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., and Feyen, L. (2020). Sandy coastlines under threat of erosion. *Nature Climate Change*, 10(3):260–263.

Wiegel, R. L. (1960). WIND WAVES AND SWELL. *Coastal Engineering Proceedings*, (7):1.

Wishaw, D., Leon, J., Fairweather, H., and Crampton, A. (2021). Influence of wave direction sequencing and regional climate drivers on sediment headland bypassing. *Geomorphology*, 383:107708.

WMC/BRLi (2024). Tests d'aménagements de l'avant-plage de fréjus. phase 1: Analyse morpho-sédimentaire de la plage et caractérisation des conditions hydrodynamiques et hydro-sédimentaires actuelles. Technical report, Waeles Marine Consultants.

WMC/BRLi (2025). Tests d'aménagements de l'avant-plage de fréjus. phase 2: Définition et évaluation de solutions d'aménagement pour un élargissement de la plage. Technical report, Waeles Marine Consultants.

Wright, L. and Short, A. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1-4):93–118.

Yates, M. L., Guza, R. T., and O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114(C9):C09014.

Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., and Wu, C. (2010). Development of a modelling methodology for simulation of long-term morphological evolution of the southern Baltic coast. *Ocean Dynamics*, 60(5):1085–1114.

Annexe A

Architecture du code LX-Shore : modifications réalisées lors de l'implémentation du *bypass*

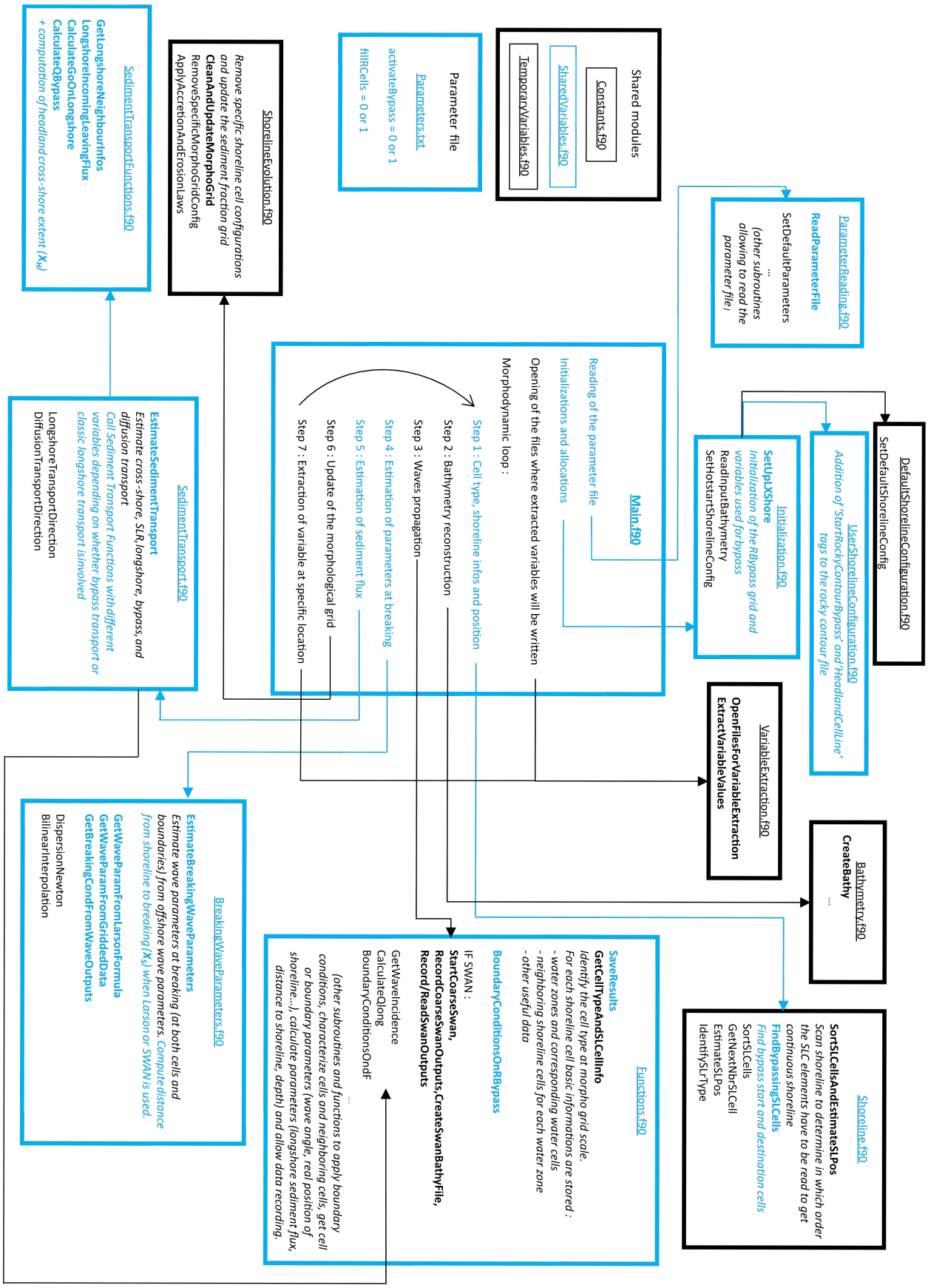


Figure A.1: Architecture du code LX-Shore. Les fichiers ayant été modifiés dans le cadre de l'implémentation du *bypass* sédimentaire sont figurés en bleu.

Annexe B

Exemple de fichier de contours rocheux présentant des zones de *bypass*

L'exemple suivant présente un fichier de contour rocheux pour une plage présentant 2 zones rocheuses de *bypass* et une zone rocheuse classique. La nomenclature à utiliser dans le fichier de trait de côte pour déclarer ces informations se base sur la présence des balises "StartRockyContour" pour les contours rocheux classiques et "StartRockyContourBypass" pour les contours rocheux de zone de *bypass*. Dans les deux cas, l'utilisateur doit fournir un ensemble de points ordonnés définissant le contour rocheux, ainsi qu'au moins un point indiquant une position incluse dans le domaine entouré par le contour rocheux, précédé de la mention "EmergedPoints". Dans le cas des zones de *bypass*, l'utilisateur fournit également un ensemble de points définissant une ligne traversant les cellules situées à l'extrémité *offshore* de la zone de *bypass*, précédés par la balise "HeadlandCellLine".

StartRockyContourBypass
16
-3.243916e+02 2.020647e+02
-3.243768e+02 1.752037e+02
-3.262976e+02 1.526925e+02
-3.281570e+02 1.309224e+02
-3.290964e+02 1.202677e+02
-3.272028e+02 1.147161e+02
-3.233822e+02 1.116449e+02
-3.185908e+02 1.140606e+02
-3.158000e+02 1.179618e+02
-3.158412e+02 1.410372e+02
-3.157911e+02 1.707625e+02
-3.159972e+02 1.911540e+02

-3.168009e+02 2.015512e+02
-3.191395e+02 2.044996e+02
-3.228254e+02 2.043456e+02
-3.244267e+02 2.020748e+02
EmergedPoints
1
-3.214144e+02 1.597722e+02
HeadlandCellLine
5
-3.284236e+02 1.168689e+02
-3.268540e+02 1.152037e+02
-3.234086e+02 1.122785e+02
-3.189983e+02 1.144243e+02
-3.161861e+02 1.161572e+02
StartRockyContourBypass
20
-1.410896e+01 1.998470e+02
-1.397707e+01 1.889602e+02
-1.390803e+01 1.585937e+02
-1.546546e+01 1.318054e+02
-1.665018e+01 1.181866e+02
-1.714378e+01 1.045967e+02
-1.640991e+01 1.002888e+02
-1.403100e+01 9.748056e+01
-9.755642e+00 9.678230e+01
-5.114036e+00 9.946860e+01
-3.352373e+00 1.048038e+02
-3.569395e+00 1.365026e+02
-2.878148e+00 1.663470e+02
-3.221154e+00 1.767635e+02
-2.760691e+00 1.944597e+02
5.714634e-01 1.986605e+02
-1.816674e-01 2.034291e+02
-6.348104e+00 2.052022e+02
-1.174821e+01 2.040996e+02
-1.413152e+01 1.998346e+02
EmergedPoints
1
-9.603589e+00 1.438824e+02v HeadlandCellLine
5

-3.957553e+00 1.007862e+02
-9.617009e+00 9.733041e+01
-1.397733e+01 9.812896e+01
-1.563910e+01 1.000672e+02
-1.720825e+01 1.019978e+02
StartRockyContour
11
-3.369754e+02 2.201736e+02
-3.185545e+02 2.203203e+02
-2.864949e+02 2.207370e+02
-2.606359e+02 2.204331e+02
-2.410870e+02 2.198193e+02
-2.285684e+02 2.195578e+02
-1.963686e+02 2.199342e+02
-1.490372e+02 2.193738e+02
-6.954455e+01 2.201112e+02
-2.393168e+01 2.220174e+02
1.248645e+01 2.249932e+02
EmergedPoints
1
-1.653834e+02 2.263781e+02