



HAL
open science

Dynamique et structure interne de barrières littorales sablo-graveleuses en environnement hypertidal : approches expérimentale et in-situ

Léo Pancrazzi

► **To cite this version:**

Léo Pancrazzi. Dynamique et structure interne de barrières littorales sablo-graveleuses en environnement hypertidal : approches expérimentale et in-situ. Sciences de la Terre. Normandie Université, 2022. Français. NNT : 2022NORMC241 . tel-03936319

HAL Id: tel-03936319

<https://theses.hal.science/tel-03936319v1>

Submitted on 12 Jan 2023

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.



Normandie Université

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité SCIENCES DE L'UNIVERS

Préparée au sein de l'Université de Caen Normandie

Dynamique et structure interne de barrières littorales sablo-graveleuses en environnement hypertidal. Approches expérimentale et in-situ

Présentée et soutenue par
LEO PANCRAZZI

**Thèse soutenue le 09/11/2022
devant le jury composé de**

M. NICOLAS ROBIN	Maître de conférences, UNIVERSITE PERPIGNAN VIA DOMITIA	Rapporteur du jury
MME NADIA SENECHAL	Professeur des universités, UNIVERSITE BORDEAUX 1 SCIENCES ET TECHNOLOGIE	Rapporteur du jury
M. EDWARD ANTHONY	Professeur des universités, Aix-Marseille Université	Membre du jury
M. MIKKEL FRUERGAARD	Maître de conférences, COPENHAGUE - UNIVERSITE DE COPENHAGUE	Membre du jury
M. PIERRE WEILL	Maître de conférences, Université de Caen Normandie	Membre du jury Co-encadrant
M. JEAN-YVES REYNAUD	Professeur des universités, Université de Lille	Président du jury
M. DOMINIQUE MOUAZE	Maître de conférences, Université de Caen Normandie	Directeur de thèse
MME BERNADETTE TESSIER	Directeur de recherche au CNRS, Université de Caen Normandie	Co-directeur de thèse

Thèse dirigée par DOMINIQUE MOUAZE (Morphodynamique continentale et côtière) et BERNADETTE TESSIER (Morphodynamique continentale et côtière)



UNIVERSITÉ
CAEN
NORMANDIE



Cette thèse a été dirigée par **Dominique MOUAZÉ** (Maître de conférences, HDR) et **Bernadette TESSIER** (Directrice de recherche CNRS), et co-encadrée par **Pierre WEILL** (Maître de conférences), à l'Université de Caen Normandie, au sein de l'UMR CNRS 6143 M2C (Morphodynamique Continentale et Côtière).

Ces travaux de doctorat ont été présentés le 9 novembre 2022 devant le jury constitué de

Deux rapporteurs

Nicolas ROBIN

Maître de conférences HDR - Université de Perpignan Via Domitia - UMR CNRS CEFREM

Nadia SÉNÉCHAL

Professeure des universités - Université de Bordeaux - UMR CNRS EPOC

Trois examinateurs

Edward ANTHONY

Professeur des universités - Université d'Aix-Marseille - CEREGE

Mikkel FRUERGAARD

Maître de conférences - University of Copenhagen - Department of Geosciences and Natural Resource Management

Jean-Yves REYNAUD

Professeur des universités - Université de Lille 1 - UMR CNRS LOG

et devant

Trois invités

Sophie LE BOT

Maître de conférences - Université de Rouen Normandie - UMR CNRS M2C

Pierre STÉPHAN

Chargé de recherche CNRS - Université de Bretagne Occidentale - UMR CNRS LETG

Stéphane COSTA

Professeur des universités - Université de Caen Normandie - UMR CNRS LETG

*« Lorsque les sciences dévoilent les secrets de la nature, ce que celle-ci perd de mystérieux,
elle le gagne en merveilleux. »*

Paul Carvel (2002)¹

1. Mots de tête (431), Éd. Laetoli

Remerciements

La réalisation de cette thèse a été possible grâce à une allocation établissement délivrée par le Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche. D'autres organismes, tels que l'Agence de l'eau Artois-Picardie et le CNRS à travers les programmes de recherche EC2CO et ECOS Sud, ont également participé au financement de la thèse.

Au cours de ces trois années, j'ai eu la chance d'être entouré de nombreuses personnes bienveillantes avec qui j'ai pu passer de très bons moments, tant sur le plan professionnel que personnel. Cette partie est dédiée à toutes ces personnes.

Tout d'abord, je remercie chaleureusement mes directeurs de thèse, Dominique Mouazé, Bernadette Tessier et Pierre Weill, qui m'ont soutenu tout au long de cette aventure et avec qui j'ai vraiment apprécié de travailler. Je suis très reconnaissant envers Pierre, à l'origine de ce projet de thèse, mais également envers Dominique et Bernadette pour l'avoir vraiment rendu unique. Grâce à votre expertise dans des domaines différents mais complémentaires, j'ai pu apprendre énormément, que ce soit dans la mécanique des fluides et la conception de modèles physiques avec Dominique, dans la géologie de terrain avec Bernadette ou dans la prospection géophysique et le traitement de données avec Pierre. Je n'oublierai jamais nos séjours à Cayeux-sur-mer et encore moins notre épopée en Patagonie !

Je remercie les rapporteurs, Nadia Sénéchal et Nicolas Robin, d'avoir accepté de rapporter ce travail. J'adresse également mes remerciements aux membres du jury, Edward Anthony, Mikkel Fruergaard, Jean-Yves Reynaud et aux autres membres invités, Pierre Stéphan, Sophie Le Bot et Stéphane Costa pour leur participation.

Je n'oublie pas le rôle ponctuel mais crucial de plusieurs personnes au cours de la thèse. Merci à Sophie Le Bot de nous avoir fourni les données d'imagerie aérienne. Un grand merci à Laurent Benoît pour son assistance sur le terrain de la Somme lors de l'acquisition des relevés topographiques, et à Olivier Monfort pour le post-traitement des données DGPS. Je remercie également Laurent Dezileau et Pierre Stéphan pour les échanges, forts en idées, que nous avons pu avoir lors des comités de suivi. Muchas gracias al equipo argentino, José Cuitiño, Maria Duperron y Roberto Scasso, por vuestra acogida y por toda la ayuda en el campo.

Je tiens aussi à exprimer ma sincère gratitude au laboratoire M2C et à tous ses membres. Je ne pourrai malheureusement pas citer tout le monde, mais je tiens toutefois à remercier du fond du cœur mes collègues/amis doctorants. Merci aux anciens, Ilan, Iskander, Xavier, Alissia, de m'avoir intégré au groupe, et merci à la prochaine génération, Guillaume, Nathan, Souha, Calvin, pour la bonne humeur qu'ils ont apportée avec eux. J'ai tellement de souvenirs avec chacun d'entre vous que je n'ai pas envie de faire une sélection (et c'est peut-être mieux ainsi dans ton cas Guillaume !) Puis évidemment (je ne vous ai pas oubliés), une grosse pensée à tous mes "co-bureau", Élise, Thomas, Karen, Malaurie, Jérémy et Clara, avec qui j'ai partagé tous les hauts et les bas que l'on peut ressentir en doctorat. Si j'ai oublié quelqu'un, n'hésitez pas à me contacter pour m'en faire la remarque et, j'espère, qu'on en rira ensemble.

J'arrive à la fin des remerciements (enfin surtout à la fin de la page) et je me dois d'attribuer ces dernières lignes à ma famille. Bien que l'on soit éparpillés aux quatre coins de la France ("*o perdidos en medio del Atlántico en una isla donde tocan el tambor*"), je vous ai toujours eu dans mon cœur. Merci maman et Régine pour votre relecture méticuleuse du manuscrit, et merci Chloé, pour ton soutien inconditionnel depuis toutes ces années, et pour m'avoir permis d'évoluer et devenir qui je suis aujourd'hui.

Table des matières

Introduction générale	1
I Barrières littorales : caractéristiques générales, systèmes à granulométrie mixte, environnements macrotidaux et systèmes de flèches littorales à crochons	5
I.1 Les barrières littorales	6
I.1.1 Définitions	6
I.1.2 Caractéristiques morphologiques générales	7
- Zonation morpho-sédimentaire d'une barrière littorale	7
- Classification morphologique des barrières littorales	9
I.1.3 Conditions de formation	10
- Forçages marins	10
- Héritage géologique et morphologique	12
- Apport sédimentaire et accommodation	13
I.2 Les plages à granulométrie mixte sablo-graveleuse	17
I.2.1 Définitions et classification	17
I.2.2 Répartition géographique	18
I.2.3 Caractéristiques morphologiques	19
I.2.4 Processus hydro-sédimentaires	21
- Facteurs de premier ordre	21
- Facteurs de second ordre	24
I.2.5 Morphodynamique	26
- Morphodynamique à court et moyen terme	26
- Morphodynamique à long-terme	28
I.2.6 Structures internes	31
I.3 Les barrières littorales en domaine macrotidal	34
I.3.1 Répartition géographique des côtes macrotidales	34
I.3.2 Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques	35
I.3.3 Une morphodynamique intermittente	36

I.4	Les systèmes de flèches littorales à crochons	37
I.4.1	Définitions et caractérisation	37
I.4.2	Morphodynamique des flèches littorales à crochons	38
	- Généralités sur la morphodynamique des flèches littorales	38
	- Création des crochons	40
I.4.3	Structures internes	42
I.5	Synthèse et démarche scientifique	44
II	Fonctionnement morphodynamique d'une plage à galets. Apports de la modélisation physique	47
II.1	Introduction	48
II.2	Utilisation de matériaux plastiques de basse densité	51
II.2.1	Dimensionnement et matériel sédimentaire	51
II.2.2	Caractéristiques hydrodynamiques	52
	- Vitesses de chute	52
	- Seuils de mise en mouvement	54
II.3	Dispositif expérimental (canal à houle)	58
II.3.1	Suivi morphologique	59
II.3.2	Dispositif de visualisation	59
II.3.3	Mesure de la réflexion des vagues	60
II.4	Morphodynamique d'une plage à granulométrie grossière	61
II.4.1	Protocole expérimental	61
	- Dimensionnement des conditions de houle	61
	- Mise en place initiale du sédiment	62
	- Procédure expérimentale	64
II.4.2	Suivi de la morphologie et de la réflectivité du profil de plage	65
	- Configuration peu énergétique	65
	- Configuration énergétique	67
II.4.3	Processus dans la zone de déferlement et la zone de swash	70
II.4.4	Comportement du profil de plage après un évènement extrême	73
II.5	Morphodynamique d'un massif de plage de granulométrie bimodale	75
II.5.1	Protocole expérimental	75
II.5.2	Suivi de la morphologie du profil de plage	76
II.5.3	Infiltration de la fraction fine dans le massif poreux	79

II.6 Discussion	81
II.6.1 Reconstruction d'un profil de plage purement graveleux avec du sédiment plastique basse densité	81
II.6.2 Impact d'une réduction de la porosité dans les plages à galets	83
II.6.3 Facteurs influençant les coefficients de réflexion des vagues devant les plages à galets	84
II.7 Conclusion	85
III Evolution pluri-décennale de la morphologie et de l'architecture sédimentaire d'une flèche de galets	87
III.1 Introduction	88
III.2 Site d'étude : La flèche de galets de la Baie de Somme	89
III.2.1 Cadre général : la Baie de Somme	89
- <i>Contexte géologique</i>	90
- <i>Caractéristiques morphologiques et sédimentaires</i>	91
- <i>Forçages météorologiques et hydrodynamiques</i>	93
III.2.2 La flèche de galets de la Baie de Somme	95
- <i>Fonctionnement du système sédimentaire et aménagement du trait de côte</i>	97
- <i>La flèche de La Mollière</i>	99
III.3 Approche méthodologique : prospection géoradar	102
III.3.1 Principes du géoradar	102
III.3.2 Équipement géoradar	103
III.3.3 Traitement de la donnée géoradar	103
III.3.4 Application à la sédimentologie littorale	106
III.4 Article publié dans Sedimentology	108
III.5 Conclusion	135
IV Enregistrement stratigraphique d'un système de barrières littorales à galets	137
IV.1 Introduction	138
IV.2 Site d'étude : l'Estuaire du Santa Cruz	139
IV.3 Méthodologie	141

IV.4 Système de barrières de l'estuaire du Santa Cruz	142
IV.4.1 Description des ensembles morfo-sédimentaires	142
- <i>Secteur nord</i>	143
- <i>Secteur sud</i>	145
IV.4.2 Architecture des barrières	147
- <i>Géométries progradantes</i>	148
- <i>Géométries d'élongation</i>	150
- <i>Combinaison de géométries</i>	153
IV.5 Synthèse et conclusion	155
V Discussion générale	159
V.1 Enregistrement sédimentaire des conditions hydrodynamiques . . .	160
V.2 Impact de la bimodalité granulométrique dans une barrière littorale	163
V.3 Signature tidale dans les enregistrements sédimentaires	166
V.4 Morphodynamique d'un profil de plage à galets et enregistrement sédimentaire post-tempête	170
Conclusion générale	175
Synthèse par site	176
- Flèche de galets de La Mollière (Baie de Somme)	176
- Système de barrières de l'estuaire du Santa Cruz	177
Synthèse générale	177
- A court-terme (secondes – mois)	177
- A moyen-terme (années – décennies)	178
- A long terme (siècles – milliers d'années)	179
Perspectives de recherche	181
Bibliographie	183
Annexe A. Relevés topographiques réalisés en canal à houle	209
Annexe B. Montage photographique des expériences en canal à houle	215

Table des figures

I.1	Représentation des morphologies de barrières littorales et de leur environnement en contextes transgressif et régressif	6
I.2	Différents domaines de la zone de plage	7
I.3	Principaux types de barrières littorales selon la classification morphologique	9
I.4	Classification générale des côtes en fonction du marnage moyen et la hauteur de vagues moyenne	11
I.5	Schématisation de la variabilité morphologique du substratum géologique	12
I.6	Modèles stratigraphiques de barrières en fonction du rapport entre l'accommodation et la sédimentation	15
I.7	Étendue approximative de la dernière glaciation et répartition des côtes paraglaciaires	19
I.8	Profils transversaux et vues en plan des trois types de plages à granulométrie grossière	20
I.9	Schématisation de la dynamique de swash et de la nappe d'eau au cours d'un cycle tidal sur une plage mixte avec trois phases principales	23
I.10	Variation de la taille et de la forme du sédiment sur un profil de plage	25
I.11	Schématisation de la morphodynamique d'une barrière à granulométrie grossière suite à un événement de tempête	28
I.12	Morphodynamique long-terme des barrières littorales à granulométrie grossière en contexte de transgression marine	30
I.13	Premières analyses de la structure interne des plages à granulométrie mixte	32
I.14	Profils radar brut et interprété sur des barrières sablo-graveleuses	33
I.15	Niveau des plus basses mers astronomiques par rapport au niveau marin moyen	35
I.16	Subdivision d'une flèche littorale à crochon	38
I.17	Relation entre la direction des vagues et celle des flèches littorales	39
I.18	Différentes configurations pour des terminaisons de flèches littorales	40
I.19	Schématisation de l'architecture d'une flèche littorale sableuse	43
II.1	Exemples de modélisations physiques à échelle réelle et à échelle réduite de profils de plage	49
II.2	Matériel plastique utilisé lors des expériences	51

II.3	Dispositif expérimental utilisé pour déterminer la vitesse de chute des particules	53
II.4	Comparaison des vitesses de chute des granules PET et de l'abrasif plastique avec les vitesses de chute des grains de quartz	53
II.5	Canal à courant utilisé pour la détermination des seuils de mise en mouvement	54
II.6	Profils de vitesse au-dessus des lits sédimentaires de granules PET et d'abrasif plastique	56
II.7	Comparaison du Paramètre de Shields (θ_{cr}) au seuil de mise en mouvement des granules PET et de l'abrasif plastique avec celui des grains de quartz	57
II.8	Plan du canal à houle et du générateur de vagues	58
II.9	Principe de fonctionnement du télémètre laser	59
II.10	Mise en place des trois sondes résistives pour l'analyse de la réflexion des vagues en avant d'un profil de plage	60
II.11	Mise en place initiale du sédiment	63
II.12	Protocole expérimental mis en œuvre à partir du stade initial défini préalablement	64
II.13	Variations topographiques d'un profil de plage soumis à trois cycles de variation du niveau d'eau de 5 cm et à une configuration de houle peu énergétique	65
II.14	Évolution de la pente moyenne du profil de plage actif et de la réflexion de la houle en configuration de houle peu énergétique	66
II.15	Variations topographiques d'un profil de plage soumis à cinq cycles de variation du niveau d'eau de 5 cm et à une configuration de houle énergétique	68
II.16	Évolution de la pente moyenne du profil de plage actif et de la réflexion en configuration de houle énergétique	69
II.17	Séquence dynamique, en 8 étapes, de l'impact d'une vague isolée sur un profil de plage à galets	70
II.18	Séquence dynamique, en 13 étapes, de l'impact d'une série de deux vagues sur un profil de plage à galets	72
II.19	Analyse du comportement du profil de plage suite à un événement énergétique induisant du débordement	74
II.20	Insertion de l'abrasif plastique par pluviométrie en bas du profil de plage	75
II.21	Évolution de la pente moyenne du profil de plage actif, de la réflexion et de la position de la crête de plage lorsque que du sédiment fin est incorporé en bas de profil de plage	77
II.22	Évolution morphologique du profil de plage combinant des particules grossières et fines	78

II.23	Infiltration d'un corps sédimentaire à granulométrie fine dans un massif de plage à granulométrie grossière	80
II.24	Photographie de la barre de sédiment fin à l'intérieur du massif de particules grossières vue en coupe	80
II.25	Subdivision de la plage expérimentale à galets et schématisation de la dynamique sédimentaire le long de son profil depuis le bas jusqu'à la crête de plage lors de la montée et la descente de la lame d'eau (uprush-backwash)	82
III.1	Localisation géographique de la Baie de Somme	89
III.2	Carte géologique de la terminaison nord-occidentale du Bassin sédimentaire parisien	90
III.3	Caractéristiques morphologiques et sédimentaires de la Baie de Somme .	92
III.4	Caractéristiques de la marée, des vents et de la houle aux abords de la Baie de Somme	94
III.5	Modèle numérique de terrain LiDAR de 2017 de la flèche de galets de la Baie de Somme entre Ault-Onival et la pointe du Hourdel	96
III.6	Gestion de la zone littorale des Bas-Champs	98
III.7	Orthophotographie de 2020 de la flèche de La Mollière	100
III.8	Schématisation des trois zones du profil de plage type au niveau de la flèche de La Mollière	101
III.9	Schéma synthétique de l'outil GPR et du post-traitement de ces données	104
III.10	Terminologie stratigraphique pour définir et décrire des surfaces et des faciès radar	107
IV.1	Localisation géographique de l'estuaire du Santa Cruz	140
IV.2	Morphologies de barrières à l'embouchure du fleuve Santa Cruz	142
IV.3	Localisation des profils GPR et des ensembles morpho-sédimentaires Na à Nd sur la rive nord de l'embouchure du Santa Cruz	144
IV.4	Localisation des profils GPR et des ensembles morpho-sédimentaires Sa à Sd sur la rive sud de l'embouchure du Santa Cruz	146
IV.5	Interprétation des profils GPR S1, S2 et N1	149
IV.6	Interprétation de neuf profils GPR longitudinaux (N2-N7 et S3-S5)	151
IV.7	Interprétation des profils GPR N8, N9 et N10 sur l'unité de barrière Na2	153
IV.8	Interprétation du profil GPR N11 sur les unités de barrière Nc4 et Nd1 .	154
IV.9	Schéma de synthèse des différentes morphologies de barrières présentes à l'embouchure de l'estuaire du Santa Cruz en fonction de leur architecture sédimentaire transversale et longitudinale	156
V.1	Schématisation de l'architecture sédimentaire interne (transversale et longitudinale) de plusieurs morphologies de barrières à granulométrie grossière	161

V.2	Schéma conceptuel d'une augmentation de l'altitude de la plateforme sédimentaire sableuse sur laquelle repose une barrière graveleuse	164
V.3	Schématisation de la morphologie et de l'architecture interne supérieure de deux types de plages à galets caractéristiques	169
V.4	Formation et préservation des structures de cut-and-fill en canal à houle et dans l'archivage sédimentaire de barrières graveleuses	171
V.5	Schéma conceptuel de l'évolution morphologique et architecturale d'une extrémité de flèche graveleuse sur une plateforme sableuse lors d'un événement extrême	172
V.6	Schéma de synthèse regroupant des résultats majeurs de la thèse	180

Liste des tableaux

I.1	Proportions de sable pour quelques exemples de plages à granulométrie mixte	18
II.1	Description du matériel plastique utilisé lors des expériences	51
V.1	Indicateurs d'un environnement tidal dans les barrières à granulométrie grossière	167

Introduction générale

Les barrières littorales, véritables interfaces entre terre et mer, sont des éléments du domaine côtier dont la vulnérabilité ne cesse d'augmenter, en raison en particulier de la pression anthropique, à laquelle s'ajoutent les aléas environnementaux liés au changement climatique global (accélération de l'augmentation du niveau marin, recrudescence des événements extrêmes, [Davis et FitzGerald, 2019](#)). Il y a donc un besoin d'accroître nos connaissances sur le fonctionnement morphodynamique de ces corps sédimentaires qui constituent une protection naturelle des terres face aux risques de submersion et d'érosion ([Pollard *et al.*, 2022](#)). Les barrières littorales, qui représentent environ 15% du linéaire côtier mondial, possèdent des morphologies extrêmement variées en fonction des sources sédimentaires, du contexte hydro-climatique et géomorphologique ([Davies, 1980](#)). La stratigraphie des barrières constitue, par ailleurs, une archive des conditions environnementales et climatiques passées. Comprendre comment les barrières se construisent et ce qui est préservé dans leur structure interne, c'est améliorer la lecture et l'interprétation que nous faisons de ces archives (e.g. [Nielsen *et al.*, 2017](#); [Goslin et Clemmensen, 2017](#)). La majorité des barrières littorales sont sableuses et se développent dans des environnements micro- à méso-tidaux. Cette thèse s'intéresse aux barrières littorales à granulométrie grossière dans des contextes macrotidaux, pour lesquelles le manque de connaissance est encore important.

Les barrières à granulométrie grossière sont communes dans les zones paraglaciales (en moyennes et hautes latitudes - [Carter et Orford, 1993](#); [Forbes *et al.*, 1995](#)), mais peuvent se développer dans d'autres contextes. Le développement de ces barrières se fait souvent à partir de sources sédimentaires limitées, comme l'érosion de moraines

et de drumlins (Orford, 2005). Lorsque la source est l'érosion des falaises, la production sédimentaire est donc liée à leur taux de recul, qui a été important au cours de la transgression holocène, mais qui aujourd'hui est limitée (Jennings *et al.*, 1998). Les barrières littorales grossières ont un comportement morphodynamique qui peut différer de leurs équivalents sableux. En effet, la forte variabilité granulométrique des plages modifie les processus hydrosédimentaires en jeu dans la zone de swash, et lors des épisodes de submersion (Mason et Coates, 2001; Buscombe et Masselink, 2006). Une complexité supplémentaire s'ajoute dans les environnements à fort marnage où les variations du niveau d'eau induisent une translation récurrente des forçages hydrodynamiques et une intensification des courants de marée (Masselink et Short, 1993).

L'objectif général de la thèse est d'apporter des éléments de réponse sur : 1) le lien entre la dynamique décennale à centennale d'une barrière et l'enregistrement stratigraphique, 2) le rôle des forçages modaux par rapport aux événements tempétueux dans la construction des barrières, 3) le rôle du caractère mixte des sédiments dans la dynamique des plages sablo-graveleuses. Pour y répondre, deux approches, permettant d'aborder différentes échelles spatiales et temporelles, ont été mises en œuvre :

- Une approche expérimentale avec la réalisation d'une modélisation de plage à galets dans un canal à houle et en utilisant du sédiment plastique de basse densité. Cette approche permet de s'intéresser aux processus et à la morphodynamique court-terme (action de la houle, des variations tidales, d'un événement météorologique).
- Une approche in-situ visant à décrire l'architecture interne de barrières sur la base de données acquises principalement par prospections au géoradar (GPR). Ces données sont associées à des observations de terrain et à une analyse morphologique et diachronique par images aériennes. Cette approche, selon les barrières étudiées, permet de s'intéresser à des échelles de temps d'évolution et de fonctionnement moyen (d'ordre saisonnier) à long terme (d'ordre climatique).

Le manuscrit est structuré de la manière suivante :

— **Chapitre 1. État de l’art et problématique scientifique**

Ce chapitre introduit la problématique scientifique de la thèse en dressant un état des connaissances sur les barrières littorales sablo-graveleuses dans les environnements macrotidaux avec un aparté spécifique sur les flèches littorales, qui composent l’essentiel des systèmes étudiés dans la thèse.

— **Chapitre 2. Morphodynamique d’une plage de galets**

La modélisation d’une plage à granulométrie grossière dans un canal à houle est détaillée dans ce chapitre, focalisé sur la morphodynamique à court terme de ces plages. Des suivis morphologiques sont réalisés pour mieux comprendre le comportement de ces massifs poreux et réfléchissants, contenant des proportions de sédiment fin variables, dans différentes conditions de houle et à différents niveaux d’eau.

— **Chapitre 3. Évolution morpho-stratigraphique d’une flèche sablo-graveleuse**

L’architecture interne et l’évolution morphologique de la flèche de galets de La Mollière, située à l’embouchure hypertidale de la Baie de Somme (France), sont décrites dans ce chapitre. Le fort dynamisme de ce système permet d’analyser le lien entre la dynamique et la préservation des structures sédimentaires. Les facteurs tels que les aménagements côtiers, la fréquence des événements de surcote et la durée du temps de submersion sont analysés et comparés à l’évolution de la flèche. *Ce travail a fait l’objet d’une publication (Pancrazzi et al., 2022, Sedimentology) qui est intégrée dans le chapitre.*

— **Chapitre 4. Enregistrement stratigraphique d’un système de barrières sablo-graveleuses**

Les architectures internes d’une grande variété de barrières (flèches, beach ridges, simples cordons), situées à l’embouchure hypertidale de l’estuaire du fleuve Santa Cruz (Patagonie argentine), sont décrites dans ce chapitre. L’identification des différents motifs architecturaux permet d’aborder la question de la préservation des structures sédimentaires sur des échelles de temps au moins centennales. Ces données obtenues en Argentine permettent également de faire une comparaison avec

le système étudié en Baie de Somme.

— **Chapitre 5. Discussion générale**

L'imbrication des différentes échelles spatio-temporelles étudiées dans les trois chapitres précédents est discutée dans ce chapitre. Les facteurs de contrôle du fonctionnement et de l'évolution des barrières à sédiments grossiers sont examinés sous différents angles : l'enregistrement des conditions hydrodynamiques, le rôle de la bimodalité granulométrique, la signature tidale et la réponse morphodynamique en cas d'évènements extrêmes.

Chapitre I

Barrières littorales : caractéristiques générales, systèmes à granulométrie mixte, environnements macrotidaux et systèmes de flèches littorales à crochons



I.1 Les barrières littorales

I.1.1 Définitions

Le terme de barrière littorale a bien évolué depuis ses premières apparitions dans les écrits de [Lyell \(1830\)](#) et [Redman \(1852\)](#). Alors que la définition initiale intégrait purement une notion topographique, la définition actuelle prend en compte la barrière comme un système. [Bird \(2005\)](#) définit une barrière littorale comme une accumulation sédimentaire allongée qui est mobilisée par l'action des vagues au-dessus des marées hautes sur l'avant-côte ou à travers des embouchures ou des baies. Si elle reste immergée, le terme de barre est utilisé ([Shepard, 1952](#)). [Otvos \(2012\)](#) met quant à lui l'accent sur la discontinuité que représentent ces barrières : à tous points de vue, hydrographique, hydrodynamique, sédimentaire et écologique, elles séparent l'environnement marin des différents environnements terrestres, lagons, marais, anciennes barrières, etc (Fig. I.1).

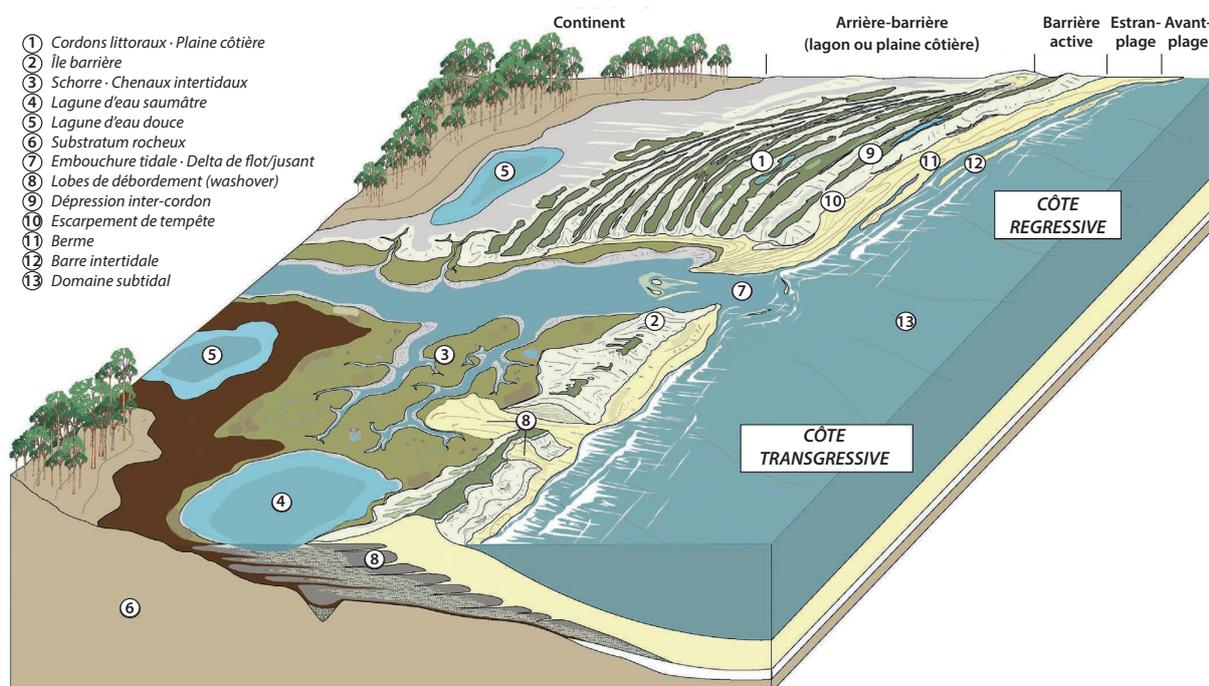


FIGURE I.1 – Représentation des morphologies de barrières littorales et de leur environnement en contextes transgressif et régressif (modifiée – traduction en français - d'après [Goslin et Clemmensen, 2017](#)).

I.1.2 Caractéristiques morphologiques générales

Zonation morpho-sédimentaire d'une barrière littorale

La morphologie des barrières littorales peut se décomposer en trois grandes zones : la plage, le corps de la barrière et l'arrière-barrière (Davis et FitzGerald, 2004).

La plage est la zone la plus dynamique de la barrière ; elle est exposée aux vents, aux vagues et à la marée. Cette zone peut se subdiviser en différents domaines : l'avant-plage (*shoreface*), l'estran (ou plage, ou *foreshore*) et l'arrière-plage (*backshore*) (Fig. I.2). Le domaine de l'avant-plage est délimité vers la mer par la limite d'action des vagues de « beau temps » (i.e. profondeur limite, dépendante de la marée et de la houle, à laquelle les vagues interagissent avec le sédiment du fond). Dans les environnements à fort marnage, cette limite se translate vers le large ou vers la côte au gré des fluctuations de hauteur d'eau. Dans le domaine où déferlent les vagues peuvent se former une ou plusieurs barres (Fig. I.1-12, Fig. I.2) qui évoluent de façon parallèle ou oblique au trait de côte. Le domaine de l'estran est délimité par les basses et les hautes mers. C'est dans ce domaine que se produit le processus de jet de rive (ou processus de *swash*) ; il s'agit de l'oscillation de la lame d'eau sur le profil de plage de par l'action des vagues. Ce processus peut dans certaines conditions générer un transport sédimentaire résiduel vers le haut de plage, créant une accumulation sédimentaire appelée berme (Fig. I.2). Les bermes forment des replats topographiques situés sur la partie haute de la plage, elles délimitent

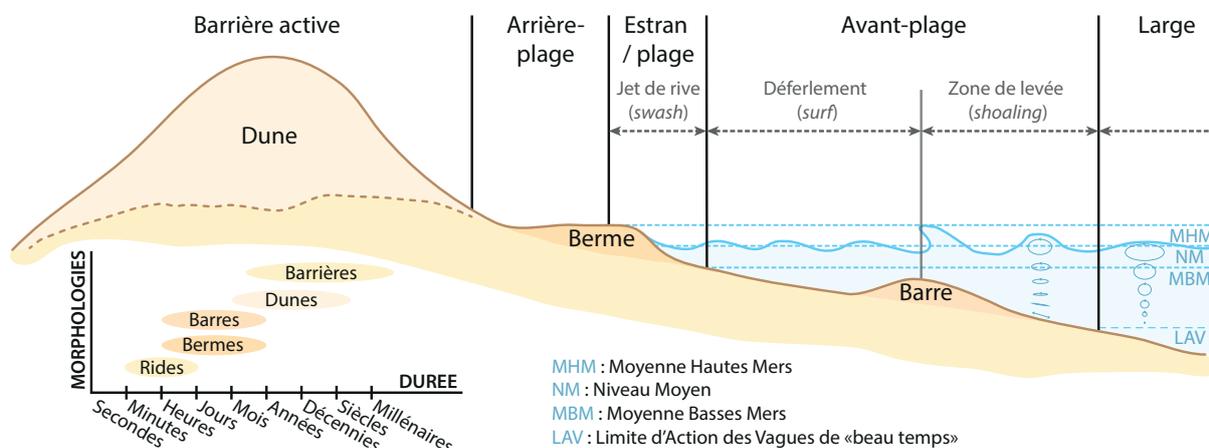


FIGURE I.2 – Différents domaines de la zone de plage (d'après Pilkey et al., 2011).

les hauts niveaux de marées (Orford et Anthony, 2013). Le processus de jet de rive peut également intervenir dans le développement des barres et de bâches (*ridges and runnels*) lorsque le marnage est important (Stépanian et Levoy, 2003) ; celles-ci migrent alors à travers l'estran (e.g. Robin *et al.*, 2009; Pellerin Le Bas, 2018). L'arrière-plage est hors d'atteinte de l'influence de la marée. Ce domaine, qui ne se trouve pas sur toutes les plages, sépare la zone de la plage de celle du corps de la barrière.

Le corps de la barrière correspond à la zone émergée du système (Fig. I.2). La largeur de cette zone est très variable, résultat d'une évolution long terme, polyphasée. Le corps de la barrière peut être composé d'un accolement de dépôts de plage fossiles (séquence de *beach ridges*) dans les contextes régressifs, produisant des barrières très larges (Fig. I.1-1). Dans les contextes transgressifs, le corps de la barrière peut être constitué de dépôts de *washovers* qui participent au recul de la barrière et à son aggradation. Les systèmes sableux se caractérisent par la présence de dunes éoliennes sur le sommet de la barrière (Fig. I.2), généralement colonisées par la végétation (végétation de dunes éoliennes, prairies ou forêts en arrière des systèmes dunaires). Les dunes éoliennes induisent la surélévation de la barrière et son renforcement contre les événements tempétueux (Leatherman, 1979). Le corps de la barrière peut se terminer ou être recoupé par des passes permettant un échange d'eau entre l'océan et la zone de l'arrière-barrière (Fig. I.1-7).

L'arrière-barrière est en règle générale un environnement de faible énergie. Il peut s'agir d'une lagune, une zone intertidale de schorre ou herbus (*salt marsh*), végétalisée et recoupée par de multiples chenaux intertidaux (Fig. I.1-3), ou bien une zone de plaine côtière (Fig. I.1-1). En période de tempête, l'augmentation de l'intensité du phénomène de jet de rive conduit à l'érosion du profil de plage et du sommet de la barrière, et au transport de sédiment en arrière de celle-ci. Il peut en découler l'ouverture d'une brèche et la création d'une morphologie en éventail en arrière de la barrière, appelée lobe de débordement (ou lobe de *washover*) (Fig. I.1-8) (Hayes, 2005).

Classification morphologique des barrières littorales

La classification élémentaire des barrières littorales se base sur leur morphologie et leur relation avec le continent (Fig. I.3) (Otvos, 2012; Billy, 2014) :

1. Barrières détachées du continent : elles sont isolées sur l'avant-côte (îles barrières) et protègent en arrière une zone lagunaire de faible énergie (Fig. I.1-[2,3,4]). Elles peuvent être isolées ou former une chaîne ponctuellement interrompue par des brèches.
2. Barrières rattachées au continent : elles possèdent au moins un point d'ancrage au continent qui est normalement une extrémité de la barrière. Leurs morphologies sont très variables selon que le transport sédimentaire est unidirectionnel (barrières longitudinales et flèches) ou convergent (tombolos et barrières cuspidées). Le premier type (le plus commun) protège la plupart du temps une zone peu profonde de marais qui est recoupée par un système de chenaux intertidaux (Fig. I.1-3).
3. Barrières accolées au continent : elles se développent en direction de la mer en générant une succession de crêtes/dépressions parallèles au trait de côte. Dans cette catégorie se trouvent principalement les *beach ridges* (Fig. I.1-1) et les cheniers.

Dans la majorité des cas, les conditions sédimentaires et hydrodynamiques permettent la coexistence de différentes barrières qui vont venir se recouper et s'amalgamer. De ce fait, il est courant que les flèches littorales génèrent des séquences de *beach ridges*, et que

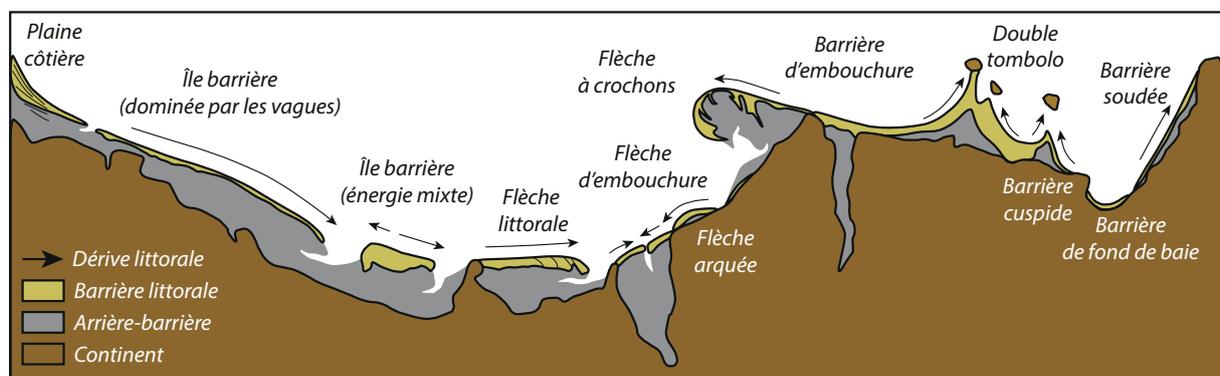


FIGURE I.3 – Principaux types de barrières littorales selon la classification morphologique (modifié –traduction en français- d'après van Heteren, 2015).

les îles barrières et les *beach ridges* développent à leur extrémité des flèches. Ces travaux de thèse porteront principalement sur des barrières qui sont rattachées ou accolées au continent, de type flèche littorale et *beach ridges*. Cependant, les résultats obtenus dans la partie expérimentale de la thèse seront applicables à toute morphologie de barrière.

I.1.3 Conditions de formation

La formation d'une barrière littorale est régie par un ajustement entre la topographie et la dynamique des fluides influençant le transport sédimentaire (Wright et Thom, 1977). Cet ajustement repose sur trois facteurs intrinsèquement liés (Roy *et al.*, 1994) : les forçages marins, l'héritage géologique et morphologique, la relation entre les apports sédimentaires et l'accommodation.

Forçages marins

Le mécanisme fondamental de la création d'une barrière littorale est la sédimentation sur le profil de plage par l'oscillation de la lame d'eau liée au déferlement des vagues (dynamique de *swash*). De manière générale, les barrières littorales se trouvent ainsi sur des côtes avec de la houle, mais qui peuvent être influencées par la marée à différents degrés. La classification des côtes de Hayes (1975) (Fig. I.4) permet de visualiser les conditions approximatives de hauteur de vague et de marnage pour lesquelles une barrière peut se former. Plus le marnage est important et plus l'énergie des vagues doit être conséquente pour palier la diminution d'action des vagues sur le haut de plage. De ce fait, il est possible de former des barrières dans des environnements macrotidaux (Anthony, 2002). Il est également possible de former des barrières dans les environnements macrotidaux à faible énergie si le sédiment est facilement mobilisable, c'est le cas des littoraux à forte production bioclastique (e.g. Weill *et al.*, 2012; Jahnert *et al.*, 2012).

Lorsque ces conditions sont réunies, la barrière peut avoir deux grands modes de construction (Carter, 1986; Anthony, 2008; Goslin et Clemmensen, 2017). Le premier mode de construction se base sur la migration des barres vers les terres sous l'influence de conditions de vagues intermédiaires à dissipatives (les profils de plages sont faiblement

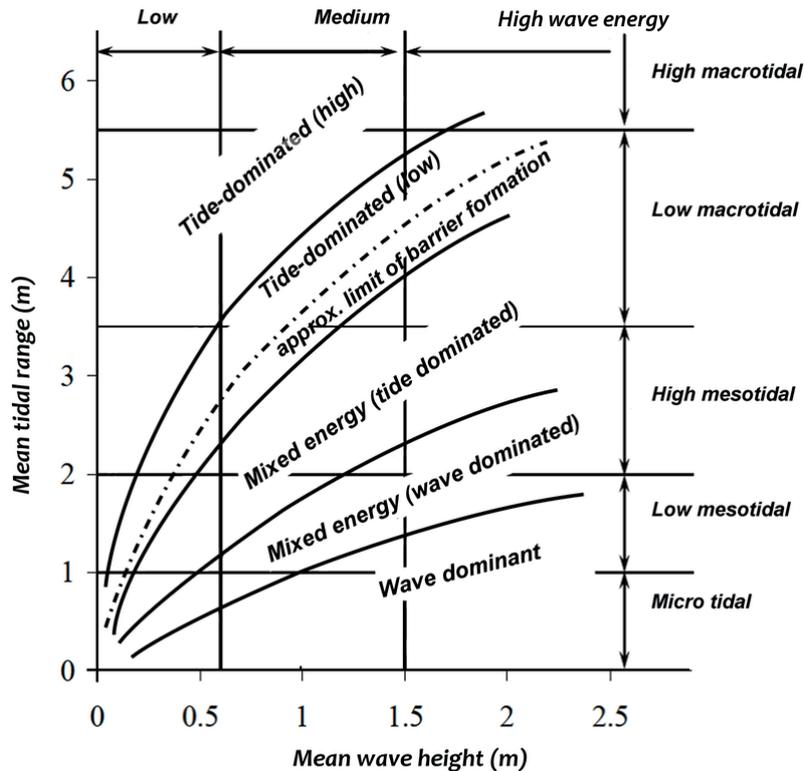


FIGURE I.4 – Classification générale des côtes en fonction du marnage moyen et la hauteur de vagues moyenne (Tran-Thanh, 2011, d'après Hayes, 1975).

inclinés). Ce régime de vagues favorise la construction de barres qui migrent depuis le bas du profil de plage jusqu'à sa partie supérieure où se forme la berme. Le développement vertical et horizontal de la berme est ensuite régi par la succession des niveaux de haute mer et par l'occurrence des surcotes et des fortes houles (Hine, 1979; Carter, 1986). En cas d'apport sédimentaire continu, le trait de côte évolue vers la mer par le biais de la création d'une nouvelle berme. La croissance d'une berme est ainsi interrompue par le développement d'une nouvelle berme en avant de la précédente. Lorsqu'une berme n'est plus active, elle peut être préservée dans l'architecture interne de la barrière. Le deuxième mode de construction est basé sur la création de bermes à partir de sédiments issus de l'érosion de profil de plage, et non des barres, par un processus dit de "cut-and-fill" (Davies, 1957; Oliver *et al.*, 2016). Ce mode s'établit dans des conditions réfléchives, avec des profils de plage fortement inclinés et un régime de vagues généralement très énergétique (e.g. Gontz *et al.*, 2013; Dougherty, 2018).

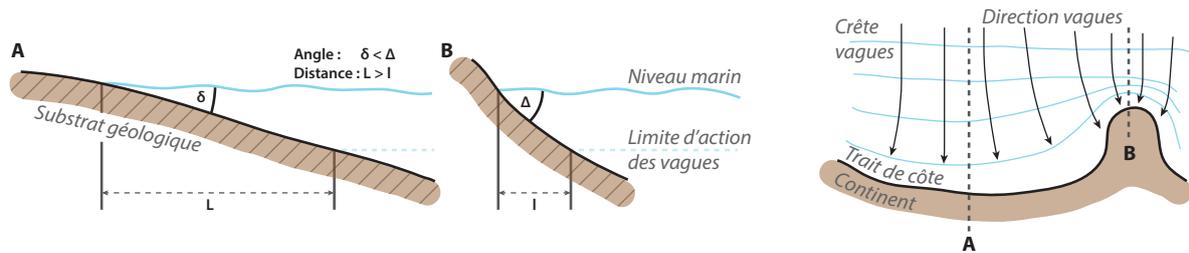


FIGURE I.5 – Schématisation de la variabilité morphologique du substratum géologique. (A) Profil côtier faiblement incliné avec une limite d'action des vagues éloignée; (B) Profil côtier incliné avec une limite d'action des vagues proche.

Héritage géologique et morphologique

Les forçages marins sont étroitement liés à la bathymétrie de l'avant-côte et au découpage du trait de côte qui sont définis par l'héritage géologique de chaque zone (e.g. [Belknap et Kraft, 1985](#); [Riggs et al., 1995](#); [Fruergaard et al., 2015](#); [Billy et al., 2018](#); [Shawler et al., 2021](#)). La mise en place des barrières littorales est fonction dans un premier temps de la pente du substratum géologique. Pour un niveau marin donné, la distance d'avant-côte qui est impactée par l'action des vagues diminue lorsque la pente du substrat augmente (Fig. I.5). De manière générale, les pentes douces (inférieures à 1°) sont plus favorables à la mise en place des barrières littorales ([Roy et al., 1994](#)). La position de ces barrières par rapport au trait de côte est dans ce cas régie par la pente du substrat : plus la pente est douce et plus la barrière peut être éloignée du trait de côte. Les substrats plus abrupts génèrent une érosion accrue du littoral et rendent difficile la mise en place de systèmes sédimentaires développés ; la houle vient éroder directement le substrat pour créer des côtes à falaises.

Dans un second temps, la mise en place des barrières littorales est fonction de la morphologie du trait de côte. Les irrégularités du trait de côte (baies, caps, îles) induisent des variations locales de l'énergie de la houle en modifiant la propagation des vagues en approche de la côte : phénomènes de réfraction et de diffraction ([Wright et Thom, 1977](#); [Komar, 1983](#); [Carter, 1988](#); [Riggs et al., 1995](#)). La réfraction de la houle est l'alignement des crêtes de houle aux isobathes (Fig. I.5). Les phénomènes de diffraction apparaissent lorsque la houle rencontre des obstacles (îles, hauts fonds) et se courbe pour les contour-

ner. La variabilité énergétique le long de la côte génère des courants qui transportent les sédiments et créent des zones d'érosion et des zones de dépôt. Pour les barrières accolées au continent, les zones de dépôt sont principalement des fonds de baie, alors que les barrières de type flèche peuvent se former à partir d'un point d'ancrage (tel un cap) ou plus couramment aux embouchures de baies ou d'estuaires (Fig. I.3).

Apport sédimentaire et accommodation

D'un point de vue stratigraphique, et donc sur des échelles de temps longues, l'architecture d'une barrière dépend du rapport entre accommodation et apports sédimentaires. L'apport sédimentaire est lié à la présence d'une source de sédiment suffisante, ainsi que de l'énergie pour transporter le sédiment jusqu'au lieu de sédimentation. La source sédimentaire et le transport définissent la nature minéralogique et la taille des grains sédimentaires qui constituent les barrières littorales.

[Carter \(1988\)](#) différencie des sources sédimentaires primaires et secondaires. Les sources primaires correspondent à l'érosion, par l'action des vagues, de falaises, plateformes rocheuses et escarpements sous-marins. En milieu paraglaciale, l'érosion liée aux glaciers est une source importante de sédiments grossiers ([Forbes et al., 1995](#)). Les sources biogéniques, avec la production de coquilles carbonatées, sont également à prendre en considération (e.g. [Jahnert et al., 2012](#); [Weill et al., 2012, 2013](#)). Les sources secondaires sont principalement associées aux apports fluviaux. Bien qu'il s'agisse de sources ponctuelles, ces apports terrigènes alimentent approximativement 90% des littoraux à sédiments meubles ([Anthony, 2015](#)). D'autres sources secondaires sont l'action du vent (exclusivement lié à la fraction sableuse) et les activités humaines. L'impact anthropique peut être perçu sur l'ensemble du cycle sédimentaire avec l'implantation d'ouvrages bloquant le transit sédimentaire au niveau du trait de côte et même du bassin versant, et avec des rechargements de plage augmentant artificiellement les apports sédimentaires.

Lorsque le sédiment se retrouve au niveau du littoral, il est directement transporté par les divers forçages marins. Les barrières littorales peuvent ainsi se trouver à proximité

de la source sédimentaire, comme au niveau des embouchures fluviales (e.g. [Shulmeister et Kirk, 1997](#)), ou être plus éloignées de la source dans des environnements énergétiques caractérisés par une capacité de remaniement conséquente. Il est également possible de former une nouvelle barrière en remaniant du sédiment déjà présent sur le littoral. Le phénomène de "cannibalisation" sédimentaire implique une remobilisation du sédiment et une réorganisation des barrières ([Carter, 1988](#); [Forbes et al., 1995](#); [Orford et al., 2002](#)).

L'accommodation correspond à la création d'espace disponible pour la sédimentation. Elle est contrôlée par la tectonique (mouvements verticaux de subsidence ou de surrection) et par l'eustatisme ([Lajoie, 1986](#); [Catuneanu et al., 2011](#)). L'accommodation répond donc aux variations du niveau marin relatif. À plus court terme, en domaine marin, l'accommodation est également contrôlée par l'énergie des vagues et des courants, qui modifie le niveau de base des systèmes côtiers ([Catuneanu et al., 2011](#)). Le rapport entre l'accommodation et les apports sédimentaires permet de classer les barrières littorales selon trois grands motifs stratigraphiques : rétrogradant, progradant ou aggradant ([Galloway et Hobday, 1983](#); [Roy et al., 1994](#); [Homewood et al., 2000](#)).

- A) Barrières transgressives (rétrogradantes) : ce sont généralement des barrières étroites rattachées ou détachées du continent (classification morphologique) (Fig. I.2). Elles se développent lorsque l'accommodation est supérieure à la sédimentation ; surtout en période d'élévation du niveau marin relatif (Fig. I.6-A). L'élévation du niveau d'eau implique le recul du trait de côte et, par conséquent, une grande phase d'érosion et de recul de la barrière en direction du continent (rétrogradation). Ce recul se retranscrit dans les modèles stratigraphiques par une abondance de dépôts de débordement (*washover*) en arrière des barrières (Fig. I.2-8), associée à un transfert de sédiments de l'avant à l'arrière des barrières (*roll-over*) (e.g. [Penland et al., 1988](#); [Lima et al., 2013](#)).
- B) Barrières régressives (progradantes) : il s'agit de barrières très larges, et majoritairement des barrières accolées au continent (classification morphologique) (Fig. I.2)

(e.g. [Gontz et al., 2013](#); [Pitman et al., 2019](#)). Ces barrières se développent lorsque la sédimentation est supérieure à l'accommodation (Fig. I.6 B). En période d'élévation du niveau marin relatif, la progradation s'accompagne d'une composante aggradante. Le développement des barrières régressives implique une avancée du trait de côte et une préservation des morphologies telles que des crêtes et des dépressions. Certaines barrières peuvent se former dans des contextes de régressions forcées, lorsque l'accommodation est négative (Fig. I.6-B). Les barrières se trouvant dans un contexte de rebond glacio-eustatique (e.g. [Fraser et al., 2004](#)) sont un exemple de séquence en régression forcée.

C) Barrières aggradantes (stationnaires) : elles sont le résultat d'un équilibre rare entre sédimentation et accommodation ; les apports sédimentaires sont insuffisants pour générer de la progradation, mais suffisants pour ne pas générer de la rétrogra-

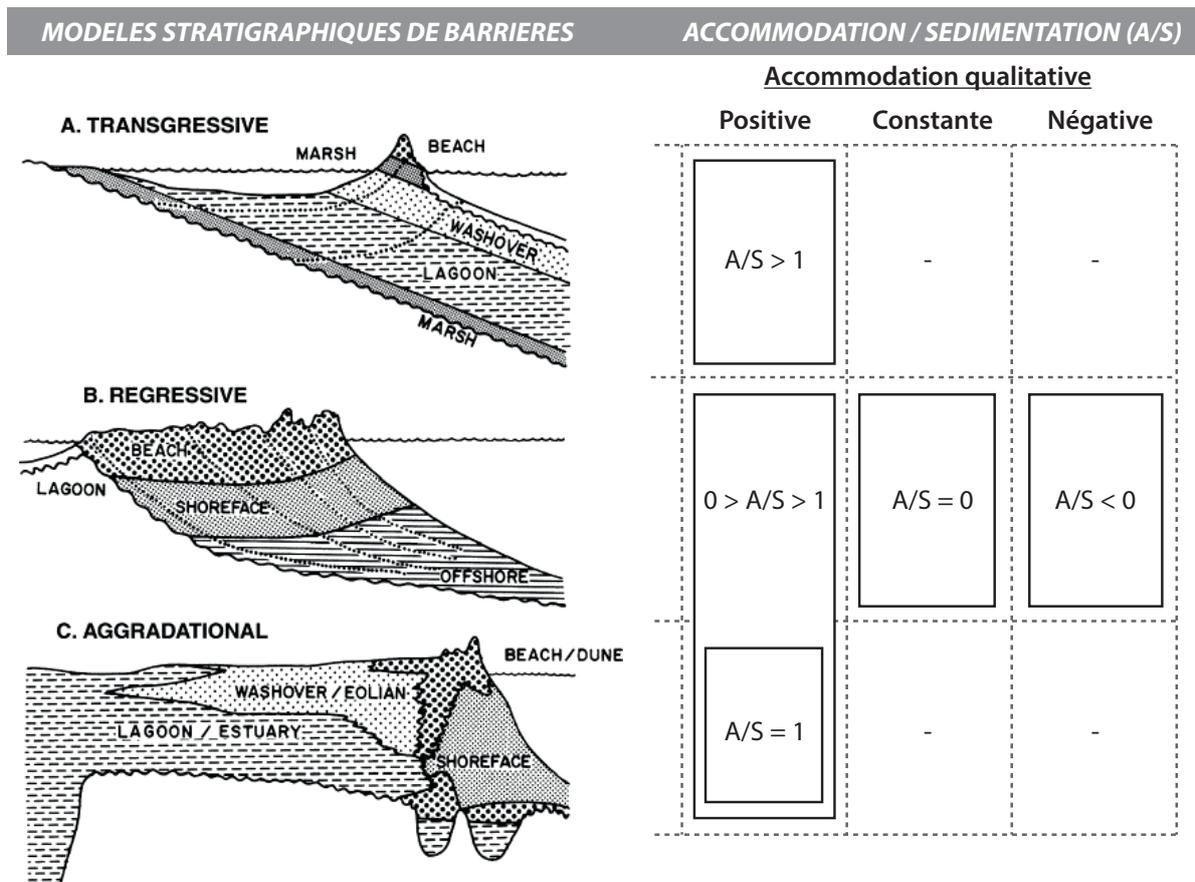


FIGURE I.6 – Modèles stratigraphiques de barrières en fonction du rapport entre l'accommodation et la sédimentation (modifié d'après [Masselink et Hughes, 2003](#); [Simms et al., 2006](#)).

dation (Fig. I.6-C). Le développement de ces barrières se fait de manière verticale et le déplacement du trait de côte est négligeable. Cette stabilité est retranscrite dans les modèles stratigraphiques par des unités lagunaires/estuariennes, de débordement et éoliennes très épaisses. L'étendue de l'architecture des barrières aggradantes est inférieure à celles des barrières régressives, mais supérieure à celles des barrières transgressives. Elles se développent dans des contextes d'élévation du niveau marin relatif.

Actuellement, dans un contexte de haut niveau marin (Pirazzoli, 1991; Lambeck et Chappell, 2001) et d'anthropisation croissante associée à une hausse du niveau marin dû au réchauffement climatique (IPCC, 2022), les littoraux connaissent une forte réduction des apports sédimentaires (Milliman et Farnsworth, 2013; Owens, 2020). Cette réduction des apports induit dans un premier temps une instabilité des littoraux favorable à l'érosion (Carter, 1988; Komar, 2011), et dans un second temps une plus forte réorganisation des barrières littorales avec une intensification des phénomènes de "cannibalisation" sédimentaire (e.g. Isla et Bujalesky, 2000; Plater *et al.*, 2009).

I.2 Les plages à granulométrie mixte sablo-graveleuse

I.2.1 Définitions et classification

Les plages à granulométrie mixte font partie des environnements côtiers à sédiments hétérogènes décrits par [Holland et Elmore \(2008\)](#). Elles se caractérisent par une large gamme granulométrique qui s'étend des sables aux galets (0.1-64 mm), un mauvais tri granulométrique et un fort contraste granulométrique sur la verticale. L'hétérogénéité spatiale le long de la plage peut être graduelle ou par patches, mais présente toujours un tri conséquent dans la direction transverse au rivage. Les variations granulométriques sur ce genre d'environnement se produisent sur des distances de 10 à 100 m ([Holland et Elmore, 2008](#)). Les plages sablo-graveleuses ont été initialement décrites à la fin des années 1960 par [Zenkovitch \(1967\)](#) et [McLean et Kirk \(1969\)](#) et, depuis, quelques synthèses ont été réalisées sur le sujet (e.g. [Kirk, 1980](#); [Mason et Coates, 2001](#); [López-Ruiz et al., 2020](#)). Ce type de plage est beaucoup moins étudié que les plages purement sableuses et il n'est pas rare, dans la littérature, de les classer dans la grande catégorie des plages à granulométrie grossière (e.g. [Forbes et Taylor, 1987](#); [Bluck, 1998](#); [Jennings et Shulmeister, 2002](#); [Simpson, 2005](#); [Orford et Anthony, 2013](#)). Cet amalgame est dû au fait que les plages mixtes se caractérisent souvent par une partie graveleuse fortement inclinée sur le haut du profil. Néanmoins, cette fraction graveleuse en surface occulte bel et bien en profondeur une fraction sableuse non négligeable (Tab. I.1) ([Mason et Coates, 2001](#)). Le bas du profil de plage est constitué, dans la plupart des cas, d'une partie purement sableuse très faiblement inclinée.

La classification générale des plages de [Simm et al. \(1996\)](#) comprend quatre grands types de plages : (a) les plages purement graveleuses, (b) les plages composées d'une partie supérieure graveleuse et une partie inférieure sableuse distinctement séparées, (c) les plages mixtes sablo-graveleuses sans distinction spatiale des deux fractions et (d) les plages purement sableuses. Il existe ainsi deux types de plages sablo-graveleuses (b et c). Selon la classification des plages à granulométrie grossière de [Jennings et Shulmeister \(2002\)](#), les plages de type b et c sont, respectivement, des plages composites et des

TABLE I.1 – Proportions de sable pour quelques exemples de plages à granulométrie mixte (Mason et Coates, 2001 d'après Simm *et al.*, 1996).

Localisation	Auteur	% sable
Suffolk (Angleterre)	Pontee (1995)	30
Carnshore (Irlande)	Orford et Carter (1985)	<20
King Point (Canada)	Hill (1990)	53
Washington Sta (Etats-Unis)	McKay et Terich (1992)	15-50
Canterbury (Nouvelle-Zélande)	Kirk (1980)	48
Kaikoura (Nouvelle-Zélande)		68
Paliser Bay (Nouvelle-Zélande)	Matthews (1983)	17-63

plages mixtes. Bien que ces deux types de plages à granulométrie mixte puissent être clairement différenciés, le passage d'un type à l'autre sur un court espace de temps reste possible (Pontee *et al.*, 2004).

I.2.2 Répartition géographique

Une grande partie des plages comportant une fraction granulométrique grossière se trouvent dans les moyennes et hautes latitudes et peut être associée à une histoire paraglaciale (Fig. I.7) (Carter et Orford, 1993; Forbes *et al.*, 1995). Il y a ainsi un grand nombre d'études réalisées sur les littoraux de Nouvelle-Zélande (e.g. Shulmeister et Kirk, 1993; Ivamy et Kench, 2006; Pitman *et al.*, 2019), Canada (e.g. Forbes *et al.*, 1991; Engels et Roberts, 2005), Etats-Unis (e.g. Otvos, 1964; McKay et Terich, 1992; Miller *et al.*, 2011), Irlande (e.g. Carter et Orford, 1981; Orford et Carter, 1982; Sherman *et al.*, 1993), Argentine (e.g. Isla et Bujalesky, 1993; Kokot *et al.*, 2005; Montes *et al.*, 2018) et Antarctique (e.g. Lindhorst et Schutter, 2014). En dehors des côtes paraglaciaires, les plages à granulométrie grossière sont présentes à proximité de côtes sédimentaires ou rocheuses en érosion, comme celles de la mer de La Manche (e.g. Pontee *et al.*, 2004; Stéphan *et al.*, 2012), du sud de l'Espagne (e.g. López-Ruiz *et al.*, 2014; Bergillos *et al.*, 2016), et des îles grecques (e.g. Sanders, 2000). Elles sont également présentes à proximité de reliefs montagneux qui apportent du sédiment hétérométrique par voie fluviale, comme c'est le cas des côtes nord-méditerranéennes (e.g. Massari et Parea, 1988; Dubar

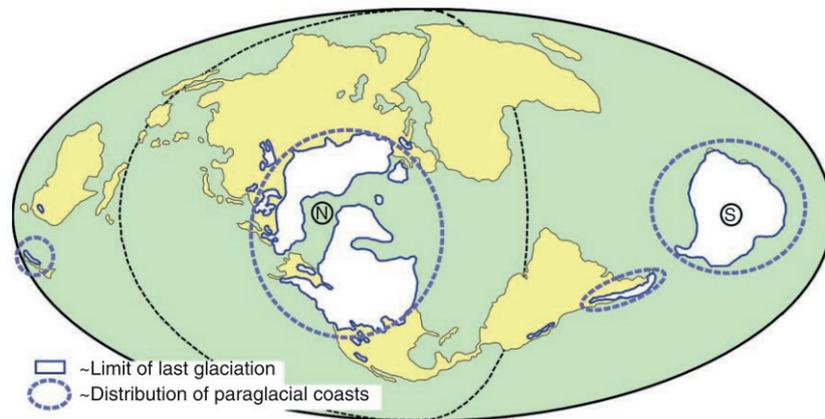


FIGURE I.7 – Étendue approximative de la dernière glaciation et répartition des côtes paraglaciaires (Forbes, 2011 d'après Forbes, 2005).

et Anthony, 1995), et à proximité de reliefs volcaniques, comme dans bon nombre des îles de l'océan Atlantique (e.g. Hansom, 2010). De manière plus spécifique, les plages à granulométrie grossière peuvent être constituées de matériaux bioclastiques et se trouver dans de basses et de hautes latitudes (e.g. Scoffin, 1993; Etienne et Terry, 2012; Weill et al., 2012, 2013).

I.2.3 Caractéristiques morphologiques

La morphologie des plages est étroitement liée à la granulométrie du sédiment qui les compose. Les plages sablo-graveleuses possèdent ainsi des caractéristiques propres aux plages sableuses et d'autres propres aux plages graveleuses. Jennings et Shulmeister (2002) proposent une classification des plages à granulométrie grossière et en décrivent les morphologies : (A) purement graveleuse, (B) mixte sablo-graveleuse, et (C) composite (Fig. I.8).

- A) Plages purement graveleuses : de manière générale les plages constituées de particules grossières peuvent atteindre des pentes plus abruptes que les plages sableuses (Bascom, 1951), entre 6° et 14° pour le profil moyen et entre 5° et 10° pour le profil actif. Elles sont souvent étagées avec des marches topographiques à différents niveaux : le niveau d'eau moyen, les basses et hautes mers de vives-eaux et les tempêtes (Fig. I.8-A). Hormis la marche de marée basse, les marches supérieures

sont associées à des bermes. Les croissants de plage (ou *cusps*), qui donnent une morphologie ondulée et rythmique aux bermes en vue en plan, sont des morphologies courantes sur les plages graveleuses. La faible fraction sableuse transite quant à elle sur le bas du profil en zone intertidale et se retrouve piégée dans le fond des croissants de plage.

B) Plages mixtes sablo-graveleuses : la pente des plages mixtes est plus faible que les plages purement graveleuses, entre 2° et 7° pour le profil moyen et entre 3 et 8° pour le profil actif. La marche au niveau de la ligne de marée basse, à l'égal que la zone intertidale faiblement inclinée, sont bien développées sur ces plages. Les

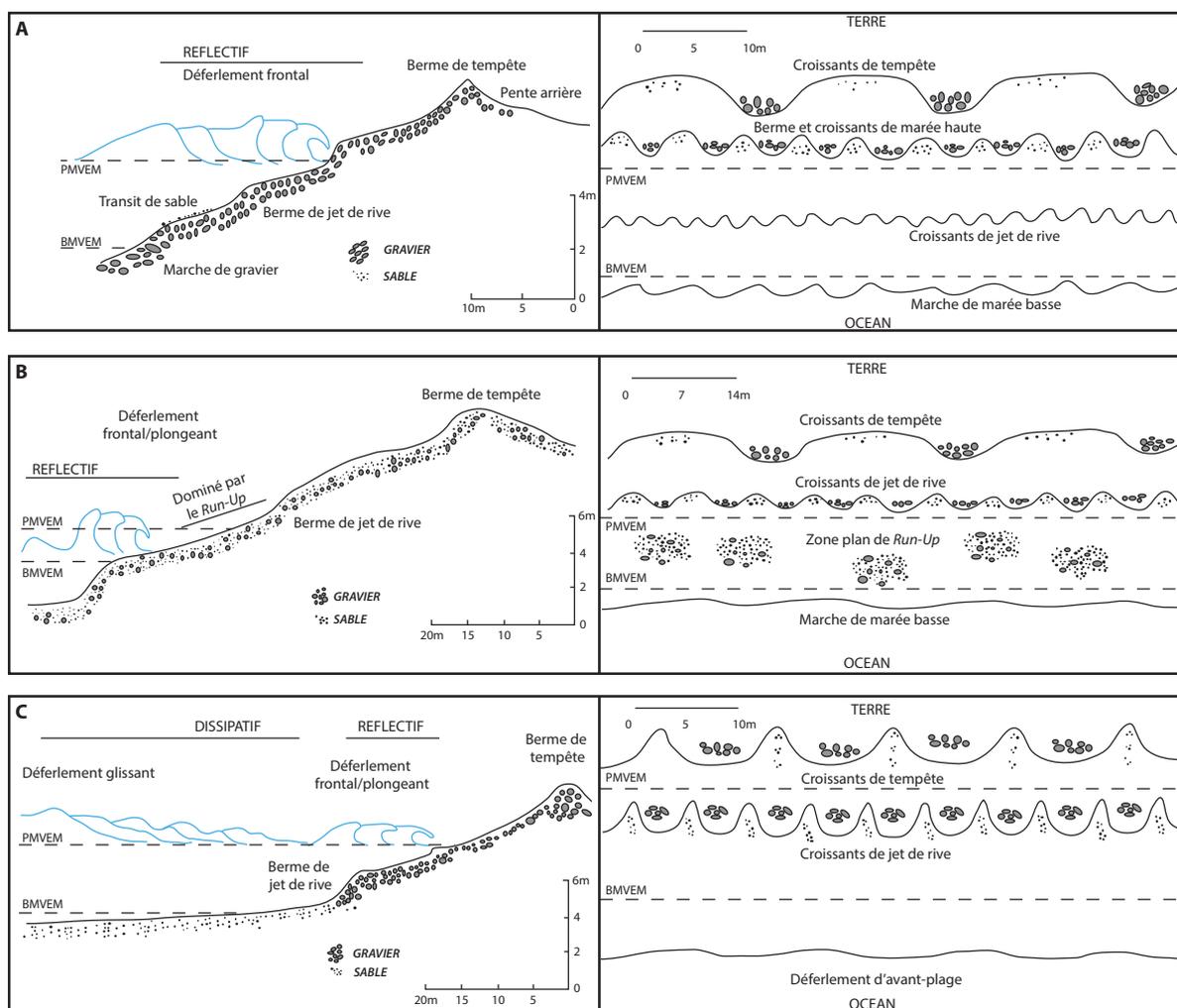


FIGURE I.8 – Profils transversaux et vues en plan des trois types de plages à granulométrie grossière : (A) plages purement graveleuses, (B) plages mixtes sablo-graveleuses, et (C) plages composites. BMVEM : Basse Mer de Vives-Eaux Moyennes ; PMVEM : Pleine Mer de Vives-Eaux Moyennes (modifié –traduction en français- d'après Jennings et Shulmeister, 2002).

bermes de hauts niveaux de marée sont moins bien marquées (Fig. I.8-B).

- C) Plages composites : leur profil se divise en deux : (1) une partie supérieure graveleuse dont la pente du profil moyen est supérieure à celle des plages mixtes ($6-9^\circ$), mais avec un profil actif légèrement moins incliné ($2-6^\circ$), et (2) une partie inférieure sableuse très faiblement inclinée. La marche de marée basse est absente, tandis que la berme de jet de rive est bien développée (Fig. I.8-C).

Une autre caractéristique des plages sablo-graveleuses est la présence possible de dunes sableuses en haut du profil de la plage (i.e. au sommet de la barrière). Les dunes sont des éléments morphologiques essentiels aux barrières sableuses et sont absentes sur les barrières purement graveleuses (Orford et Carter, 1982; Forbes *et al.*, 1995). La hauteur des dunes dépend du sable disponible sur la partie haute du profil de plage, pouvant être transporté par le vent (Orford *et al.*, 2003b) ; en conséquence, les dunes sont de plus grande taille en arrière des plages mixtes qu'en arrière des plages composites. Lorsque les dunes sont absentes ou pas encore formées, la pente de l'arrière-barrière peut être modifiée par la présence de lobes de débordement. Ces morphologies réduisent la pente de l'arrière-barrière et créent une marche orientée vers les terres.

I.2.4 Processus hydro-sédimentaires

La présence de deux fractions granulométriques a une grande influence sur l'hydrodynamique côtière et, par conséquent, sur la dynamique sédimentaire. Mason et Coates (2001) décrivent les spécificités hydro-sédimentaires des plages sablo-graveleuses, en considérant divers facteurs inter-connectés et classés en deux ordres.

Facteurs de premier ordre

Un des premiers facteurs à prendre en compte est la réflexion des vagues. Les plages à granulométrie grossière, de par la forte inclinaison du profil de plage, sont considérées comme réfléchives (Carter et Orford, 1984, 1993; Jennings et Shulmeister, 2002). Le déferlement sur les profils réfléchifs se fait directement sur le profil de plage ; les

zones de déferlement et de swash sont donc très étroites (Baldock *et al.*, 1997; Baldock et Holmes, 1999). Selon la classification de Galvin (1968), le déferlement est de type plongeant et/ou frontal (Fig. I.8). Dans le cas des plages composites, un déferlement de type glissant, propre aux profils dissipatifs sableux (atténuant l'énergie des vagues), se produit également sur la partie inférieure faiblement inclinée du profil (Fig. I.8-C). Les variations spatiales et temporelles de l'inclinaison des plages sablo-graveleuses, liées aux variations granulométriques, se répercutent directement sur la réflexion des vagues et la direction du transport sédimentaire (López-Ruiz *et al.*, 2020). La variabilité de la réflexion sur ces plages est plus importante pour les houles de grande longueur d'onde (20-85%) que pour les vagues de courte période (20-30%) (Mason *et al.*, 1998; Orford et Anthony, 2013). Il est noté également par Ivamy et Kench (2006) que l'augmentation du marnage sur un profil de plage non linéaire accentue les variations de la réflexion.

La zone de *swash* sur les plages réfléchissantes est le lieu d'un transport sédimentaire intense (Buscombe et Masselink, 2006). La transformation rapide de la houle avant le déferlement implique une concentration de l'énergie des vagues sur une seule ligne de déferlement, et crée une étroite relation entre la dynamique du fluide et les fréquences incidentes et sub-harmoniques des vagues (Huntley et Bowen, 1975; Austin et Masselink, 2006b; Austin et Buscombe, 2008; Anthony, 2008). Le transport de particules est dans ce cas spécifiquement lié à l'asymétrie du *swash* qui est contrôlé par la période des vagues et les processus d'infiltration/exfiltration d'eau dans le sédiment (Masselink et Li, 2001; Mason et Coates, 2001; Kulkarni *et al.*, 2004). L'oscillation à basse fréquence de la nappe d'eau dans le massif sédimentaire modifie les taux d'infiltration et d'exfiltration dans la zone de *swash*, et elle est reconnue pour jouer un rôle majeur dans la morphodynamique de la plage (Fig. I.9) (Bagnold 1940 dans Masselink et Turner 2012). La vitesse de circulation des eaux souterraines dépend en grande partie de la perméabilité du massif côtier (second facteur). Les plages à granulométrie grossière, qui se caractérisent par une porosité élevée, sont plus perméables que les plages purement sableuses (Carter, 1988; van Wellen *et al.*, 2000; Austin et Masselink, 2006b; Horn et Li, 2006). Lorsque les interstices des particules grossières se combinent avec une fraction sableuse, la perméabilité diminue

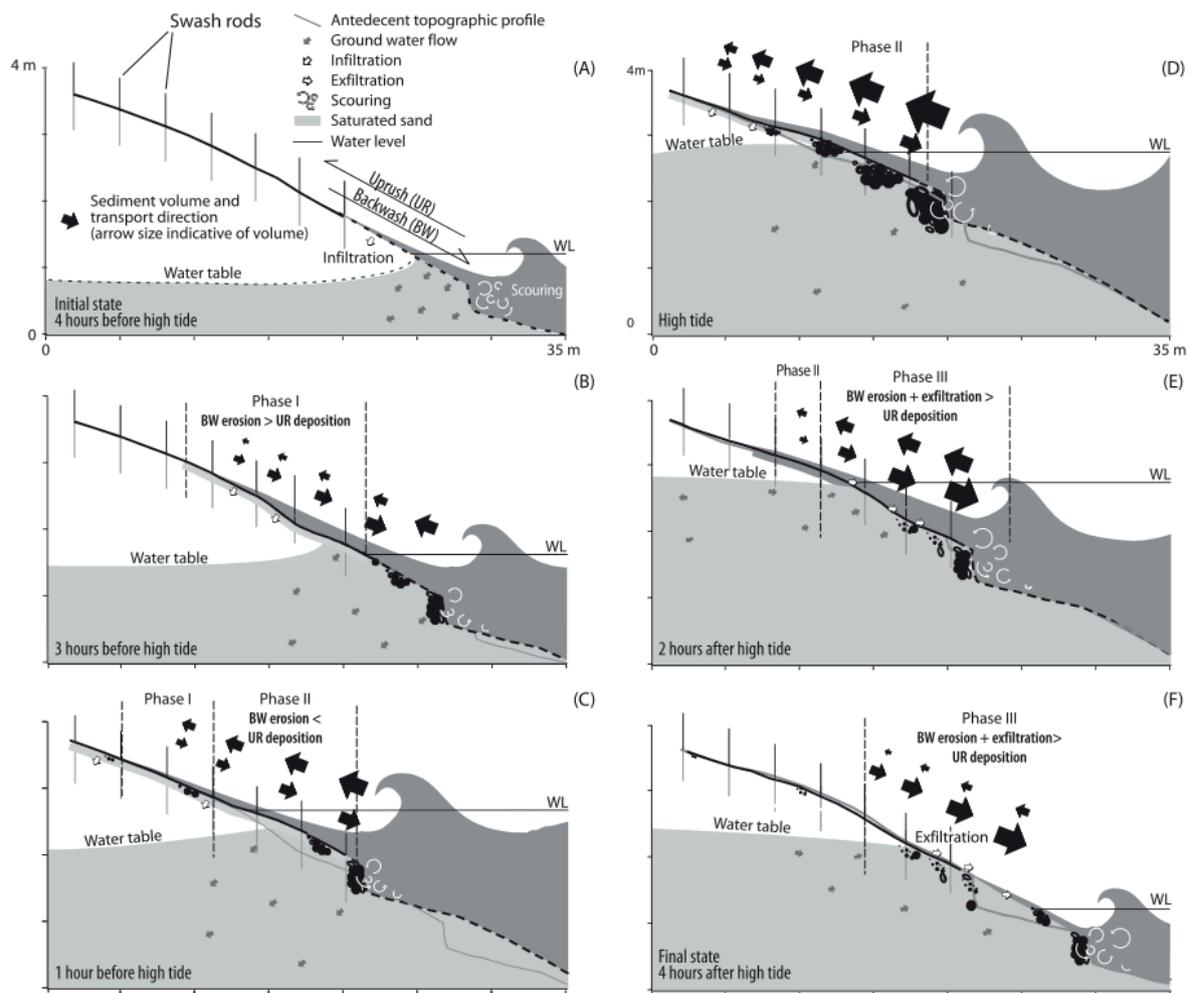


FIGURE I.9 – Schématisation de la dynamique de swash et de la nappe d'eau au cours d'un cycle tidal sur une plage mixte avec trois phases principales : Phase 1 (A-B), à marée basse lorsque la nappe d'eau souterraine est au plus bas, l'érosion liée à la nappe de retrait (backwash) est supérieure à l'accrétion liée au jet de rive (uprush) ; Phase 2 (C), la marée monte et l'altitude maximale atteinte par le jet de rive (run-up) dépasse la hauteur de la nappe d'eau, ce qui facilite l'infiltration de l'eau et l'accrétion sédimentaire ; Phase 3 (D-F), à marée haute, l'infiltration est minimale sur le profil de plage, l'exfiltration de l'eau de la nappe augmente à marée descendante, et l'érosion liée à la nappe de retrait augmente à nouveau (Kulkarni et al., 2004).

et, par conséquent, le taux d'infiltration-exfiltration décroît (Mason et Coates, 2001; Kulkarni et al., 2004). Une des répercussions directes de la diminution de l'infiltration est une augmentation de longueur de *run-up* et une augmentation de l'altitude de la crête de la barrière. Les variations de perméabilité, liées aux hétérogénéités granulométriques et texturales, complexifient considérablement les processus hydro-sédimentaires sur les plages sablo-graveleuses car elles peuvent difficilement être quantifiées (Masselink et Li, 2001). Néanmoins, il a pu être déterminé que la conductivité hydraulique d'un massif

côtier poreux avec plus de 25% de sable, approximativement, pouvait être assimilé à la conductivité hydraulique d'un massif purement sableux (Mason et Coates, 2001).

Le troisième facteur est le seuil de mise en mouvement du sédiment. Il est reconnu que la mobilité sédimentaire sur les plages à granulométrie grossière est très élevée (Mason *et al.*, 1998; van Wellen *et al.*, 2000; Austin et Masselink, 2006b). Une des principales études portant sur la mise en mouvement d'un sédiment bi-modal (sablo-graveleux) est celle réalisée par Kuhnle (1993). Les mesures effectuées dans cette étude montrent que la contrainte critique de cisaillement de la fraction sableuse reste invariable sur les différents mélanges testés (55, 75 et 90%). Dans des proportions inférieures à 50%, il suggère que le sable puisse être bloqué dans les interstices des particules grossières et que le taux de transport soit réduit (phénomène de masquage). La contrainte critique de cisaillement pour des graviers est quant à elle plus importante en présence d'une fraction sableuse puisque cette dernière réduit la rugosité du fond. Wilcock *et al.* (2001) a quantifié à son tour le taux de transport sédimentaire sur des mélanges sablo-graveleux avec une faible fraction sableuse (6-34%). Selon cette étude, le taux de transport de graviers augmente lorsque la quantité de sable augmente. L'augmentation se fait notamment à partir du moment où la fraction sableuse est supérieure à 15-25%, qui est approximativement le passage d'un sédiment, dans lequel les particules grossières sont en contact les unes avec les autres (*clast-supported*), à un sédiment dans lequel les particules grossières sont séparées par une matrice plus fine (*matrix-supported*). Les différents seuils de mise en mouvement des particules induisent sur les plages sablo-graveleuses un transport différentiel, avec différents modes de transport (charriage, saltation et suspension), et un tri granulométrique conséquent (Mason et Coates, 2001).

Facteurs de second ordre

Un des facteurs de second ordre est la forme des particules grossières. Selon la nature du sédiment et la distance à la source sédimentaire, les particules grossières peuvent avoir diverses formes : sphériques, aplaties, anguleuses, etc. La forme, la taille et la disposition des particules constituent la texture sédimentaire (Bluck, 1967, 1998; Orford

et al., 2002). La texture sédimentaire est intrinsèquement liée à l'hydrodynamique du profil de plage. Les particules les plus aplaties se retrouvent majoritairement sur la partie supérieure des profils de par leur plus grande portance (Fig.I.10) (Bluck, 1967; Orford, 1975). D'autre part, les formes aplaties favorisent l'imbrication des particules et la stabilisation de profils de plages abruptes. Les particules les plus arrondies seraient préférentiellement retrouvées sur la partie basse du profil où elles peuvent facilement être mobilisées par la dynamique de *swash* (Orford *et al.*, 2002). La forme (ou morphométrie) des grains est un bon indicateur de l'hydrodynamique sur le profil de plage, mais elle ne peut pas être caractéristique d'un type de plage et ne fonctionne que lorsque l'énergie est juste suffisante pour dépasser les seuils de mise en mouvement (Orford, 1975; Mason et Coates, 2001). L'étude de la morphométrie des grains est pertinente lorsque le taux de transport longitudinal est nul, et devient moins discriminante lorsque ce dernier augmente (Orford *et al.*, 2002). De plus, si les particules sont exclusivement sphériques, il faut se reporter à la granulométrie du sédiment (Carr, 1971).

La complexité de l'organisation sédimentaire est beaucoup plus élevée sur les plages sablo-graveleuses que sur les plages purement sableuses ou graveleuses. Un facteur qui est propre aux plages mixtes est la capacité à développer un armurage (*armouring*).

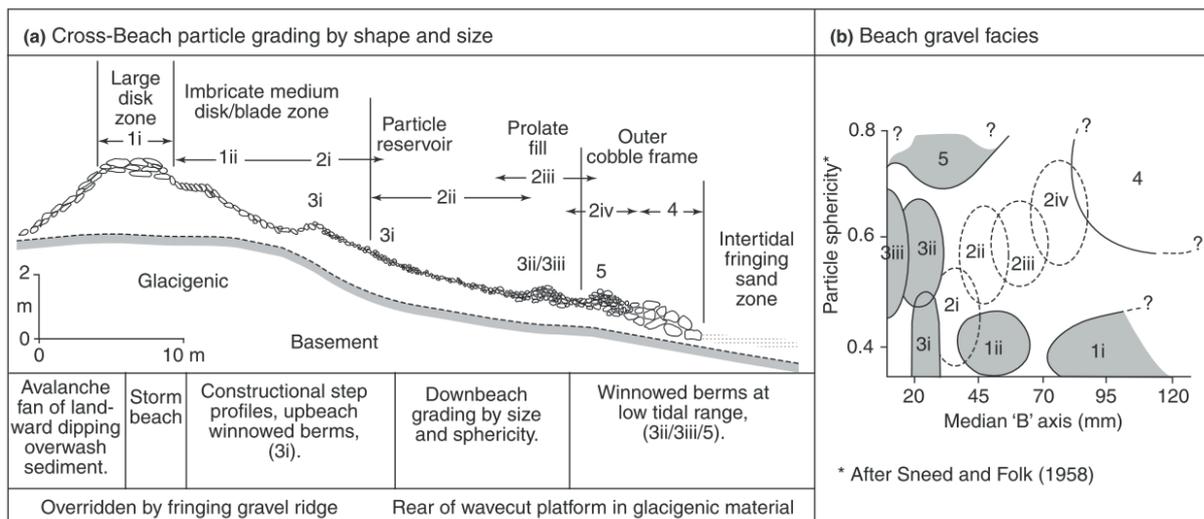


FIGURE I.10 – Variation de la taille et de la forme du sédiment sur un profil de plage : (a) Profil transversal, (b) Morphométrie des particules grossières (Sneed et Folk, 1958). La nomenclature des faciès est basée sur les travaux de Bluck (1967). (Orford et Anthony, 2013 d'après Orford *et al.*, 2002).

Ce processus, très peu étudié, est dû à l'accumulation résiduelle des particules les plus grossières par vannage des particules fines (Isla et Bujalesky, 1993). Le regroupement de particules de même taille et forme est un phénomène facilement observable sur les plages sablo-graveleuses et peut être expliqué par des processus de sélection, rejet et acceptation (Carter et Orford, 1993). Selon ce processus, plus une texture sédimentaire est hétérogène, plus les particules sont mobiles. Les particules mobilisées sont transportées en fonction de leurs propriétés hydrodynamiques, puis regroupées sur une section du profil pour former une texture plus homogène. Plus une texture est homogène, plus les rejets de particules est réduit et plus le profil de plage est stable. Les surfaces armurées correspondent à un stade d'arrangement sédimentaire très élevé, se produisant majoritairement en haut de plage (e.g. Isla et Bujalesky, 1993; Orford et Carter, 1985). À partir du moment où elles sont formées, ces surfaces quasi imperméables modifient grandement l'hydrodynamique côtière et le transport sédimentaire (e.g. Warrick *et al.*, 2009).

D'autres facteurs non-exclusifs des plages sablo-graveleuses sont proposés par Mason et Coates (2001) : le marnage (le degré d'organisation sédimentaire est susceptible d'être plus élevé sur des environnements à faible marnage) et la gravité spécifique (un sédiment de même taille et de même forme peut être mobilisé différemment selon sa densité).

I.2.5 Morphodynamique

Au-delà de l'échelle des processus hydro-sédimentaires, les plages sablo-graveleuses possèdent quelques spécificités dans leur morphodynamique. Cette partie s'intéresse à la morphodynamique à court à moyen terme, de l'événement aux variations saisonnières, ainsi qu'à la morphodynamique long terme, sur des périodes allant de la dizaine d'années à plusieurs milliers d'années.

Morphodynamique à court et moyen terme

La morphodynamique générale des plages sablo-graveleuses en conditions de faible énergie est similaire à celle des plages purement sableuses ou graveleuses (López-Ruiz

et al., 2020). La position de la marche de marée basse est, comme pour les plages purement graveleuses, soumise aux variations tidales journalières du niveau d'eau (Ivamy et Kench, 2006). Le développement des marches est lié au type de déferlement : un déferlement frontal aura tendance à réduire la pente de la marche, tandis qu'un déferlement plongeant (propres aux vagues de courte période) aura tendance à l'augmenter (Miller, 1976). La position de la berme est beaucoup plus stable au cours du temps car elle marque les hauts niveaux de marée atteint lors des marées de vives-eaux (Austin et Masselink, 2006b). Le développement de la berme dépend également de la hauteur des vagues et, par conséquent, du climat des vagues qui varie en fonction de la saison (Bergillos *et al.*, 2016).

La spécificité majeure des plages sablo-graveleuses réside en leur capacité de restauration suite à des épisodes de haute énergie (López-Ruiz *et al.*, 2020). De par la forte mobilité de la fraction sableuse par rapport à la fraction graveleuse, ce type de plage atteint rapidement son profil d'équilibre (Bergillos *et al.*, 2016). Plusieurs études ont démontré la variabilité de la granulométrie sur les plages sablo-graveleuses avec une diminution de la fraction sableuse en saison hivernale (e.g. Pontee *et al.*, 2004; Curtiss *et al.*, 2009; Warrick *et al.*, 2009; Bramato *et al.*, 2012). Dans leur étude, Bramato *et al.* (2012) ont pu démontrer qu'après une série d'événements de tempête, une barre sableuse s'était mise en place en avant de la plage. Le transport de la fraction sableuse vers le large, favorisé par la réflectivité du profil de plage (Sánchez-Badorrey *et al.*, 2008), permet de différer le déferlement sur la barre, et non directement sur le profil, en réduisant considérablement l'énergie incidente. Ce mécanisme de dissipation de l'énergie existe également sur les autres types de plages : pour les plages sableuses une grande partie du profil de plage est mobilisée vers le large pour créer des barres, tandis que pour les plages graveleuses le sédiment mobilisé réduit uniquement la pente de profil (Fig. I.11). Dans le cas des plages sablo-graveleuses, le volume sédimentaire peut être fractionné en deux, ce qui crée une barre sableuse d'une part, et le maintien d'un profil réfléchissant avec la fraction graveleuse moins mobilisée d'autre part. La variation spatiale et temporelle de la granulométrie sur les profils de plages est un paramètre complexe à

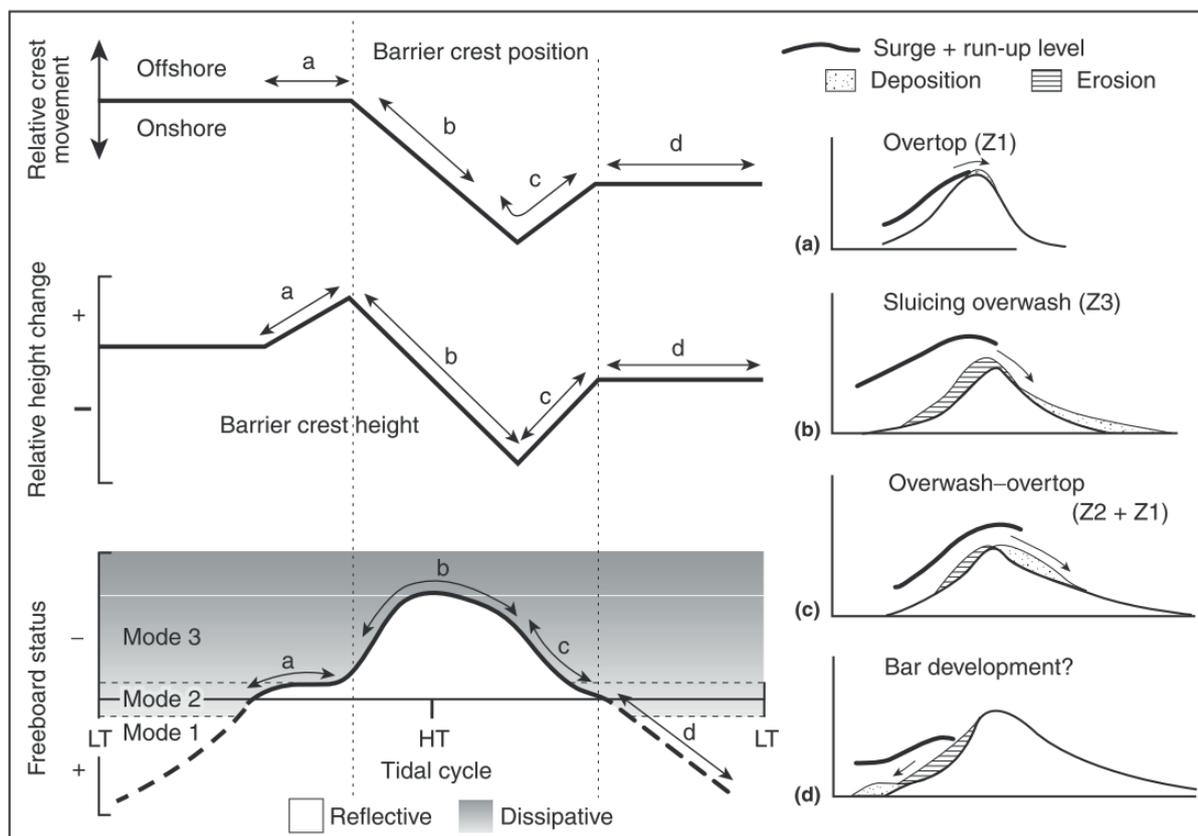


FIGURE I.11 – Schématisation de la morphodynamique d'une barrière à granulométrie grossière suite à un événement de tempête. L'évolution de la position de la crête, de la hauteur de la barrière et de la réflectivité au cours d'un cycle tidal semi-diurne est décrite avec 4 domaines : (a) accretion sommitale ou overtopping ; (b) débordement ou overwash ; (c) combinaison de a et b ; (d) écroulement du profil de plage et développement d'une pseudo-barre. Z1-Z3 correspondent à la nomenclature des morphologies d'overtopping et d'overwash. Les modes 1-3 illustrent les stades de réflectivité. (Orford et Anthony, 2013 d'après Orford et al., 2003a).

appréhender, et qui n'est pas pris en compte par les principales formulations de transport sédimentaire (López-Ruiz et al., 2014).

Morphodynamique à long-terme

La morphodynamique des barrières littorales sur des échelles de temps allant de la décennie aux siècles est dépendante des 3 grands facteurs qui les conditionnent (voir Section 1.2.3) : les forçages marins, l'héritage géologique et morphologique, et la relation entre les apports sédimentaires et l'accommodation. Les principales études portant sur des plages à granulométrie grossière et sur cette échelle de temps sont celles de Forbes et al. (1995), Orford et Carter (1995) et Orford et al. (2001, 2002). Ces études ont été

par la suite synthétisées par [Anthony \(2008\)](#) et [Orford et Anthony \(2013\)](#). Il en ressort que la complexité de ces systèmes, par rapport à des systèmes sableux, est liée à la forte modulation des apports sédimentaires. Une grande partie du stock sédimentaire grossier provient de l'érosion du littoral, et ce stock est moins important et moins mobile que le stock sableux ([Anthony, 2008](#)). [Forbes et al. \(1995\)](#) décrivent la morphodynamique à long-terme des barrières lors d'une transgression en 3 grandes phases (Fig. I.12) : la mise en place, l'établissement et la rupture.

- A) La mise en place d'une barrière littorale sablo-graveleuse nécessite dans un premier temps d'être à proximité d'une source de sédiments grossiers ([Orford et al., 2002](#)). Lors de cette phase, un premier tri granulométrique s'effectue. Les deux fractions granulométriques peuvent provenir de la même source ou bien provenir de deux sources différentes (par exemple, une charge fluviatile sableuse et l'érosion de falaises produisant des galets). Le tri granulométrique se produit également lors de l'acheminement de chaque fraction vers la zone de sédimentation. La fraction graveleuse, nécessitant une énergie élevée pour être transportée, se retrouve préférentiellement sur la partie supérieure du profil de plage. L'intensité du transport longitudinal, appelé plus couramment dérive littorale, définit l'alignement de la barrière : alignée avec le *swash* (l'axe de la barrière est perpendiculaire à la direction des vagues) ou alignée avec la dérive (l'axe de la barrière est oblique par rapport à la direction des vagues (Fig. I.12) ([Forbes et al., 1995](#)).
- B) L'établissement de la barrière, quel que soit son alignement, dépend encore des apports sédimentaires. Dans les systèmes sablo-graveleux, les variations du flux sédimentaire, notamment dues aux variations du niveau marin et de l'intensité des forçages marins, modifient le pourcentage de chaque fraction granulométrique. Par exemple, une diminution des apports grossiers peut mener au passage d'une plage composite à une plage mixte. Les barrières alignées avec la dérive sont celles dont le taux de transport longitudinal est le plus élevé ; lorsque les apports diminuent, ces barrières subissent un réarrangement sédimentaire pour s'aligner avec le *swash* (e.g. [Isla et Bujalesky, 2000](#); [Orford et al., 2002](#)). À l'inverse, une augmentation

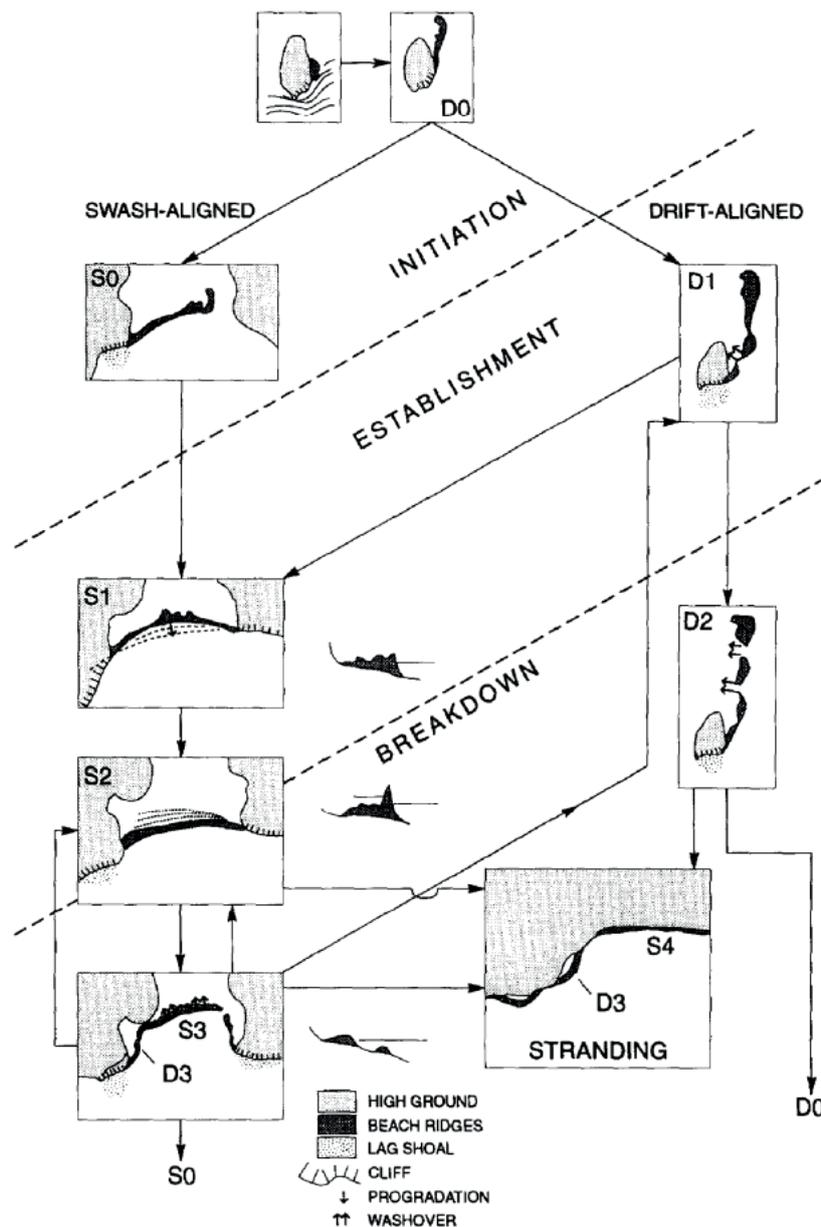


FIGURE I.12 – Morphodynamique long-terme des barrières littorales à granulométrie grossière en contexte de transgression marine. L'évolution des barrières est divisée en trois phases : la mise en place, l'établissement et la rupture. Deux types de barrières sont représentés : les barrières alignées avec le swash et les barrières alignées avec la dérive (Forbes et al., 1995 d'après Orford et al., 1991).

des apports sédimentaires favorise l'aggradation, la progradation et l'élongation des barrières.

- C) La rupture de la barrière est une phase liée à une forte diminution des apports sédimentaires. La rupture d'une barrière, par le phénomène de brèche, est précédée dans un premier temps par un recul de celle-ci en direction du continent (rétrogradation ou *roll-over*). Le lobe de débordement est l'élément morphologique par

excellence pour caractériser la rétrogradation des barrières; selon [Orford et al. \(1991\)](#), plus le tri granulométrique des lobes de débordement est élevé, moindre est la fréquence des événements de débordement. La rétrogradation de la barrière implique une diminution de sa largeur et de sa stabilité. La probabilité de rupture augmente d'autant plus que l'instabilité de la barrière augmente. Comme il a été indiqué dans la morphodynamique court à moyen terme, la forte mobilité sédimentaire dans les systèmes sablo-graveleux permet une meilleure résilience aux événements extrêmes et une réorganisation rapide en cas de rupture.

I.2.6 Structures internes

Les plages sablo-graveleuses sont hautement sensibles aux événements de tempêtes, au climat de vagues, aux apports sédimentaires et aux variations du niveau marin, comme le soulignent [Hein et Ashton \(2020\)](#). Ainsi, l'évolution des barrières en réponse à ces forçages est en grande partie enregistrée dans leur architecture sédimentaire. Les premières études s'intéressant à l'architecture de ce genre de barrières littorales se sont basées sur l'analyse des textures sédimentaires de surface, des observations le long de tranchées naturelles et sur la réalisation de forages superficiels (e.g. [Bluck, 1967, 1998](#); [Orford et Carter, 1982](#); [Massari et Parea, 1988](#); [Postma et Nemeč, 1990](#)). Elles ont permis de caractériser principalement des séquences progradantes de profils de plage, ainsi que d'identifier des géométries correspondant à des bermes (Fig. I.13).

Depuis les années 1990, l'usage du géoradar a permis d'étendre les analyses du sous-sol sur de plus grandes distances et d'avoir des informations plus précises sur les géométries constituant les barrières littorales ([Jol et al., 1996](#)). Cet outil, qui s'est avéré être particulièrement performant dans les systèmes à granulométrie mixte, a été utilisé dans de nombreuses études, sur des barrières transgressives et régressives. Les études sur des barrières transgressives ont permis de décrire avec finesse la géométrie des dépôts de débordements et de bermes ([Neal et al., 2002, 2003](#); [Bennett et al., 2009](#)). Sur la côte Est de l'Angleterre, [Neal et al. \(2003\)](#) met en évidence des géométries de débordement constituées majoritairement de surfaces inclinées en direction de la terre (Fig. I.14-A

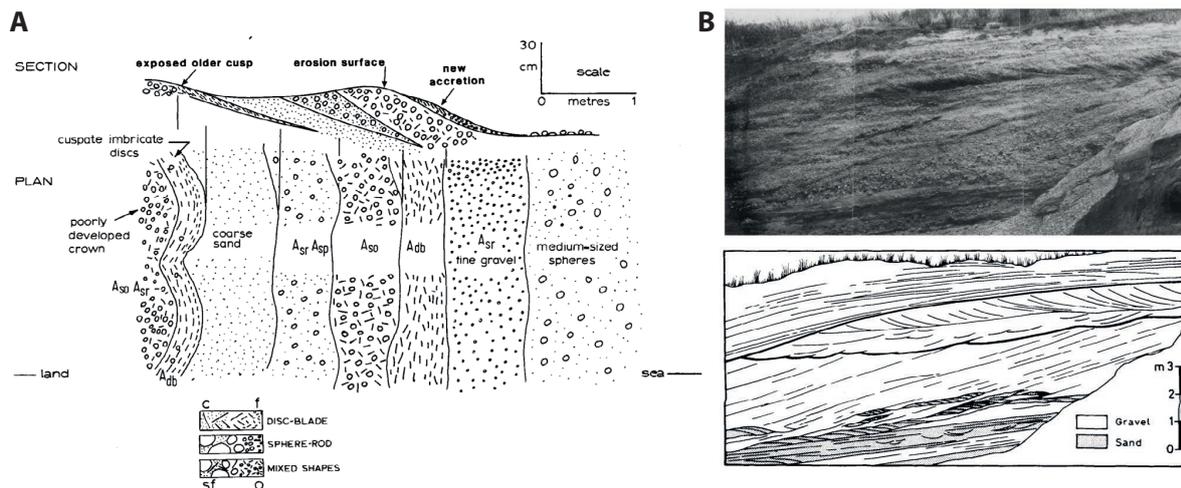


FIGURE I.13 – Premières analyses de la structure interne des plages à granulométrie mixte. A) Coupe et vue en plan d'un profil de plage à Ballantrae (Ecosse) montrant la variation des textures sédimentaires de surface et la variation de l'inclinaison des paléo-profil de plage dans un système en progradation (Bluck, 1998), B) Aperçu d'un affleurement de paléo-séquence progradante sur la côte Est de l'Italie (Massari et Parea, 1988).

[ws]). Ces géométries rétrogradantes sont délimitées dans la plupart des cas par des surfaces érosives (Fig. I.14-A [bs]). Les structures de berme sont celles qui se préservent le mieux; elles se caractérisent par une partie inférieure plongeant en direction de la mer et une partie supérieure venant épauler un paléo-profil de plage (Fig. I.14-A [br]). Le dernier faciès interprété par Neal *et al.* (2003) est celui des profils de plage progradants; ils sont également inclinés vers la mer, mais ne participent pas directement à l'aggradation de la barrière (Fig. I.14-A [pb]).

Depuis la fin des années 2000, les études sur l'architecture des barrières sablo-graveleuses se sont focalisées sur des barrières régressives de type beach ridge (e.g. Bjørnsen *et al.*, 2008; Clemmensen et Nielsen, 2010; Tamura, 2012; Billy, 2014; Billy *et al.*, 2015; Lindhorst et Schutter, 2014; Shah-Hosseini *et al.*, 2018; Pitman *et al.*, 2019). Ces barrières sont principalement constituées de géométries progradantes (Fig. I.14-B) représentant des profils de plage dont l'inclinaison peut varier entre quelques degrés et une dizaine de degrés. Les structures de berme sont également présentes sur ces barrières et, comme pour les barrières transgressives, elles constituent les points hauts de la barrière (hormis les dépôts éoliens).

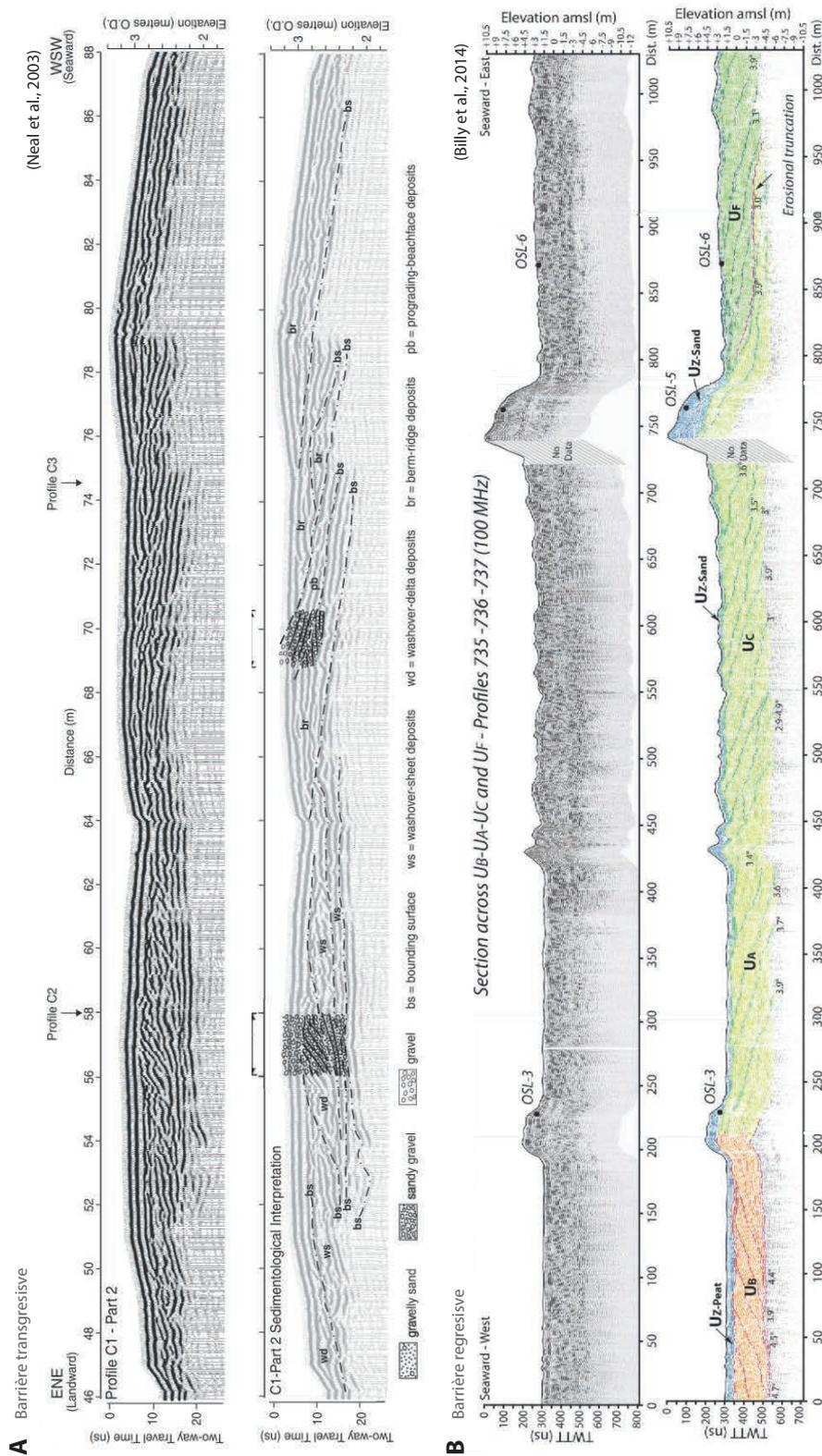


FIGURE I.14 – Profils radar brut et interprété sur des barrières sablo-graveleuses : (A) barrière de type transgressive montrant de nombreuses surfaces érosives et des géométries rétrogradantes (Neal et al., 2003), (B) barrière de type régressive montrant des géométries progradantes de part et d'autre du tombolo de Saint-Pierre-et-Miquelon (Billy et al., 2014).

Les barrières grossières se démarquent des systèmes sableux par leur capacité à préserver de manière quasiment intacte les structures internes. Les surfaces abruptes caractéristiques des plages grossières sont plus facilement conservées dans l'architecture des barrières que les dépôts sableux plus facilement érodables. Par conséquent, les géométries associées à des dépôts grossiers ont le potentiel de représenter de manière plus réaliste la morphologie des environnements de dépôt (et donc une réponse plus directe aux climats de vagues, apports sédimentaires, niveau marin relatif, etc.).

I.3 Les barrières littorales en domaine macrotidal

La différence d'altitude entre le niveau d'eau à marée basse et marée haute (i.e. le marnage) est un critère de classification majeur des littoraux. La classification initiale de [Davies \(1964\)](#) distingue ainsi trois grands types de côtes : microtidales (<2m), mésotidales (2-4m) et macrotidales (>4m) (Fig. 1.15). Plus récemment, [Archer \(2013\)](#) a complété la classification initiale en définissant le type hypertidal, pour des marnages supérieurs à 6m. Le terme mégatidal peut être trouvé dans la littérature pour faire référence à des marnages supérieurs à 8 m ([Levoy et al., 2000](#)). Les barrières littorales soumises à un fort marnage possèdent quelques caractéristiques propres ainsi qu'une morphodynamique fortement liée aux variations tidales ([Short, 1991](#)).

I.3.1 Répartition géographique des côtes macrotidales

En comparaison avec les côtes micro- et mésotidales, les côtes macrotidales sont globalement moins fréquentes. La configuration propice pour générer de forts marnages comprend la présence d'un plateau continental très large et une topographie d'avant-côte très faiblement inclinée ([Davis et FitzGerald, 2004](#)). Les grandes zones reconnues pour leur fort marnage sont le nord-ouest de l'Europe (et notamment la mer de la Manche), la Patagonie sud (Argentine et Chili), le sud-ouest de l'Alaska, le nord-ouest de l'Australie et la mer Jaune entre la Chine et la Corée. Les plus grands marnages sont atteints dans des baies très confinées ou bien au niveau des estuaires qui, de par leur forme en

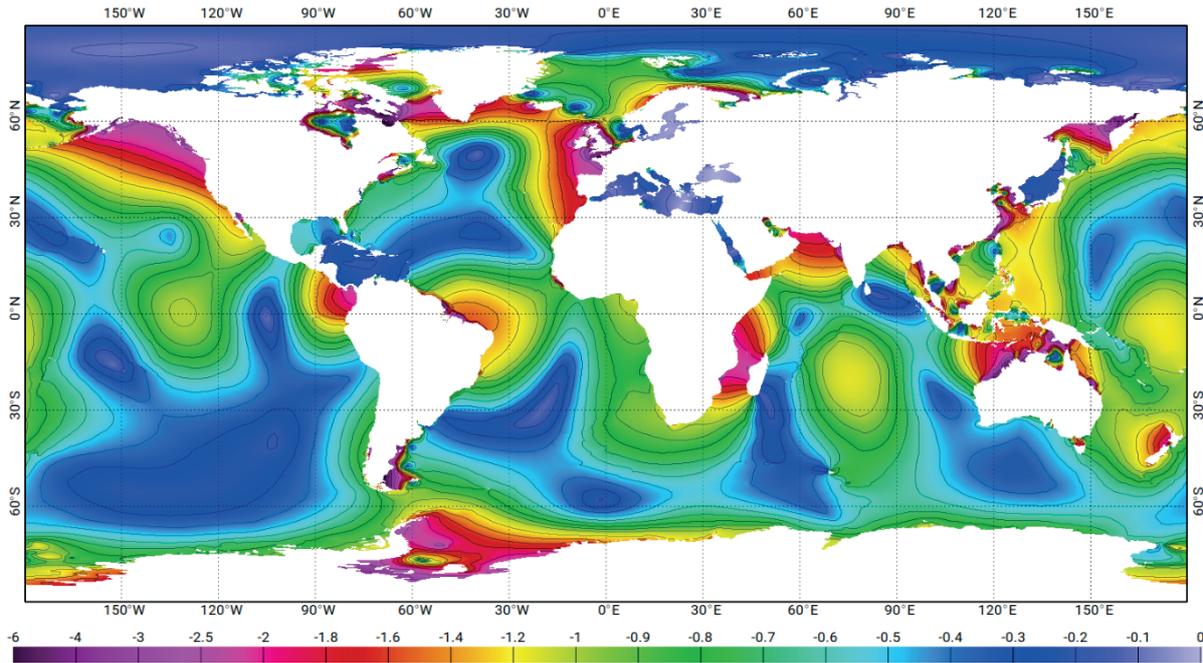


FIGURE I.15 – Niveau des plus basses mers astronomiques par rapport au niveau marin moyen. Unités en mètres. (Lyard et al., 2021).

entonnoir, amplifie le phénomène de marée en direction des terres (Hayes, 1975). Le marnage maximal est atteint dans la baie de Fundy (Canada) avec 16 m de marnage. D'autres sites d'exception sont la baie d'Ungava (Canada), la baie du Mont Saint-Michel (France), la baie de Bristol (Royaume-Uni) et l'estuaire du Rio Gallegos (Argentine).

I.3.2 Caractéristiques sédimentologiques et morphologiques

La première caractéristique propre aux barrières littorales en domaine macrotidal est leur grande épaisseur (Dashtgard et Gingras, 2007; Bluck, 2011). Pour rappel, la hauteur maximale d'une barrière est définie par la construction des bermes au-dessus des plus hauts niveaux de marées lorsque se combinent de forts coefficients de marée et des événements de haute énergie. L'épaisseur de la barrière correspond dans de nombreux cas à la différence de hauteur entre les niveaux de basse et haute mer moyens (Bluck, 2011). Les séquences sédimentaires épaisses possèdent un potentiel de préservation supérieur à celui des séquences plus fines (Bluck, 2011).

Une deuxième caractéristique indiquant l'influence de la marée est un tri granulométrique et morphométrique des grains moins prononcé le long du profil de plage (Mason et

Coates, 2001). La délimitation des faciès sédimentaires, associés à une profondeur d'eau et à des conditions hydrodynamiques données, est beaucoup plus nette dans les systèmes à faible marnage. De cette caractéristique, il en découle potentiellement des variations de pente du profil de plage, notamment dans la partie supérieure (Dashtgard et Gingras, 2007). En avant de la barrière, comme dans les systèmes purement sableux, il est courant d'observer un replat topographique composé de sédiments plus fins (Masselink et Short, 1993).

Dashtgard et Gingras (2007) évoquent d'autres potentielles spécificités de ces barrières comme la présence de chenaux incisés en arrière de la barrière, de litages bidirectionnels sur le profil de plage, et d'argile dans la matrice des galets. Dans les côtes à fetch limité, Levoy *et al.* (1998) évoquent également le développement de barres intertidales et de barres de *swash* sur le replat sableux de bas de plage.

I.3.3 Une morphodynamique intermittente

Une conséquence majeure des forts marnages est la variabilité importante du temps de submersion des différentes sections du profil de plage en fonction du cycle de marée (Masselink et Short, 1993). Le temps de submersion est inférieur sur la partie supérieure du profil de plage, atteinte par les eaux uniquement en période de vives-eaux, que sur les parties inférieures. De ce fait, le transport sédimentaire et la migration des formes sédimentaires associés à l'action des vagues sont plus faibles dans les systèmes macrotidaux (Masselink et Short, 1993; Robin *et al.*, 2009; Weill *et al.*, 2012). Il ne faut toutefois pas négliger les courants pouvant être générés sur les plages macrotidales où se combinent les vitesses orbitales des vagues et les écoulements liés à la marée (Levoy *et al.*, 2001).

I.4 Les systèmes de flèches littorales à crochons

I.4.1 Définitions et caractérisation

Les barrières littorales de type flèche sont courantes le long des littoraux découpés (baies, lagunes, estuaires) où les apports sédimentaires liés à la dérive littorale sont abondants (Johnson, 1919; Evans, 1942). Les flèches littorales sont rattachées au continent par une extrémité et se construisent par un sens de transport longitudinal prépondérant. De manière générale, les flèches peuvent être subdivisées en trois parties (Fig. I.16) (van Rijn, 1998) :

- A) La partie proximale : partie rectiligne faisant la liaison entre le point d'ancrage au continent et la flèche. Il s'agit de la partie la plus étroite et la plus vulnérable de la flèche car le sédiment ne fait qu'y transiter. Lorsque les apports sédimentaires diminuent, cette partie est la première à s'éroder et à reculer par le biais de débordements.
- B) La partie centrale : partie la plus courbée de la flèche où se trouve le point de pivot (fulcrum point) (Davis, 1895). Le point de pivot est un point théorique où il n'y a ni érosion ni accrétion, et où le transport longitudinal est maximal. La partie centrale se caractérise par une alternance de phases d'érosion et d'accrétion selon les conditions hydrodynamiques.
- C) Partie distale : partie purement en accrétion de la flèche où le transport longitudinal tend vers zéro jusqu'à l'extrémité de la flèche.

Plus récemment, Ashton *et al.* (2016) ont proposé une subdivision en deux parties avec comme délimitation le point de pivot. La partie se trouvant entre le point d'ancrage et le point de pivot est appelée 'cou', et la partie allant du point de pivot à l'extrémité de la flèche est appelée 'crochet' ou 'crochon'.

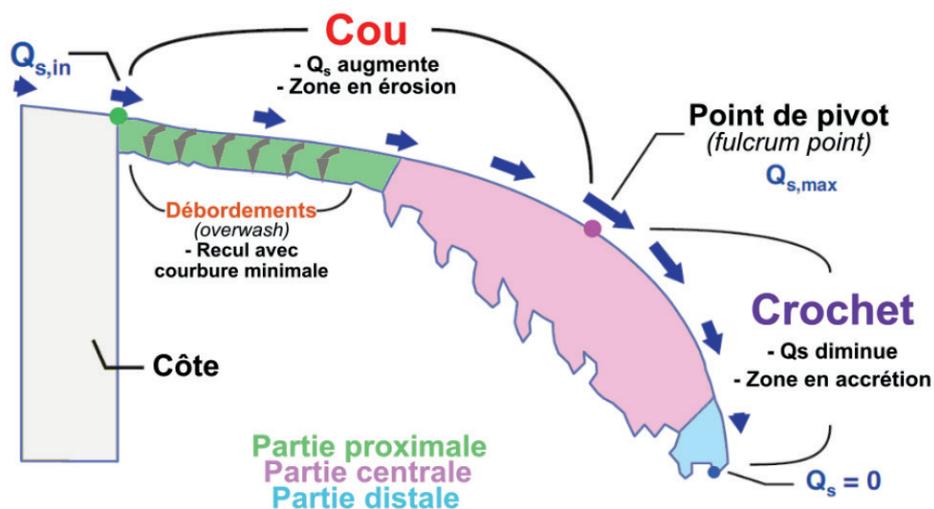


FIGURE I.16 – Subdivision d'une flèche littorale à crochons. Q_s : transport sédimentaire longitudinal (Pellerin Le Bas, 2018 d'après van Rijn, 1998; Ashton et al., 2016).

I.4.2 Morphodynamique des flèches littorales à crochons

Généralités sur la morphodynamique des flèches littorales

Le développement court à moyen terme des flèches littorales est particulièrement dépendant de l'orientation des vagues, de l'espace disponible pour la sédimentation, des forçages hydrodynamiques à l'extrémité de la flèche et de la continuité des apports sédimentaires.

L'orientation globale des flèches est fonction de la direction d'incidence des vagues (Zenkovitch, 1967). Il est établi que le transport longitudinal maximal se produit lorsque l'angle d'incidence des vagues est proche de 45° ; la capacité de transport diminue lorsque l'angle d'incidence est inférieur ou supérieur. Pour être à l'équilibre, la capacité de transport le long de la flèche doit être inférieure à la capacité maximale et suffisamment élevée pour alimenter l'ensemble de la flèche. Dans l'exemple de la Figure I.17-A, une flèche dans la prolongation de la côte (E1) est moins stable qu'une flèche plus recourbée (E2 ou E3). Cependant, une flèche très recourbée (E2) incitera d'avantage le dépôt que de l'élongation. La position E3 est ainsi considérée comme la plus stable.

Dans le cas des flèches à crochons, l'angle d'incidence des vagues évolue le long de la flèche (Fig. I.17 B). Un angle d'incidence faible induira un transport longitudinal faible

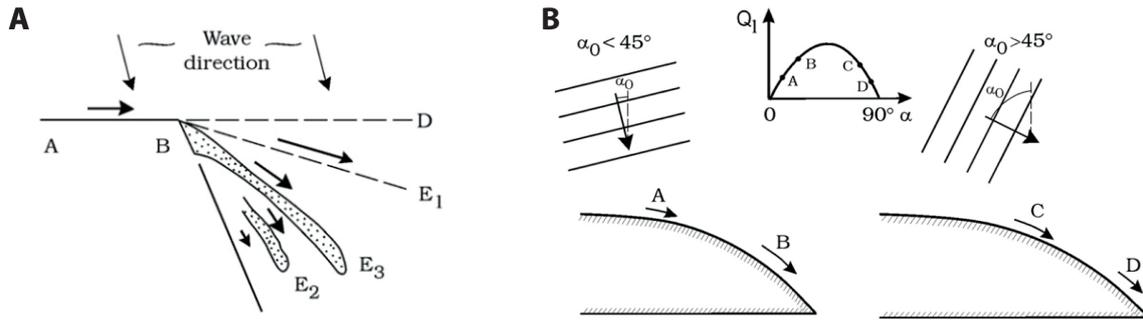


FIGURE I.17 – Relation entre la direction des vagues et celle des flèches littorales. (A) Orientation globale des flèches (Zenkovitch, 1967 dans Petersen et al., 2008), (B) Intensité du transport longitudinal le long d'une flèche selon l'angle d'incidence des vagues (Petersen et al., 2008).

en amont de la flèche et un transport élevé en aval. À l'inverse un angle d'incidence élevé induira un transport élevé en amont et un transport faible en aval (Petersen et al., 2008). Par conséquent, la zone de dépôt de sédiment varie avec l'angle d'incidence des vagues.

La vitesse de développement des flèches est étroitement liée à la morphologie héritée sur laquelle elles se développent. À l'exception des flèches qui se forment sur des platiers rocheux (e.g. Stéphan et al., 2012), la construction des flèches comprend le développement d'une plateforme sédimentaire sous-jacente, à travers les mêmes processus de dérive littorale, qui se trouve principalement dans la partie subtidale (Meistrell, 1966). Dans les environnements macrotidaux, la plateforme est émergée à marée basse (e.g. Fruergaard et al., 2019; Robin et al., 2020; Pancrazzi et al., 2022). Les plateformes sont plus volumineuses que la partie émergée des flèches, cela implique un développement plus lent, mais une plus grande stabilité dans le temps. Le sédiment composant la plateforme est plus fin que celui de la partie émergée; dans le cas des flèches à galets, la plateforme est sableuse.

Il est courant que l'élongation des flèches littorales barrant une baie ou une embouchure soit contrainte par la présence d'un chenal ou d'une passe tidale. Le développement de la flèche est alors modulé par la position du chenal venant éroder l'extrémité de la flèche (Hayes, 1980). Le chenal peut être mobile si de part et d'autre du chenal deux flèches s'opposent (Fig. I.18-A), mais peut être fixe lorsqu'il est contraint par un relief (Fig. I.18-B) ou un ouvrage côtier (Fig. I.18-C). Si aucun chenal ou passe tidale ne vient



FIGURE I.18 – Différentes configurations pour des terminaisons de flèches littorales. A : Deux flèches de sens inverse (Passe tidale dans la mer de Wadden, Pays-bas) ; B : Une flèche faisant face à une falaise (Estuaire de la Dives, France) ; C : Deux flèches de sens inverses contraintes par des ouvrages portuaires (Nantucket, MA, USA) ; D : Une flèche à tête libre (Isla Blanca, Mexique). Source : Google Earth.

contraindre le développement de la flèche (e.g Fig. I.18-D), la vitesse d'élongation dépend uniquement de la vitesse de construction de la plateforme et, par conséquent, de la continuité des apports sédimentaires.

La dernière particularité des flèches littorales est en lien avec la phase de rupture. En cas d'apports sédimentaires insuffisants en amont de la flèche, la rupture se produit préférentiellement au niveau de la partie proximale (Carter, 1988).

Création des crochons

L'origine de la courbure terminale (crochon) qu'il est possible d'observer sur bon nombre de flèches littorales a été et est encore débattue. La majorité des études menées sur le sujet concernent des systèmes sableux mais peuvent concerner également les

systèmes à granulométrie grossière. Les différentes études ont permis d'émettre plusieurs hypothèses :

- A) [Evans \(1942\)](#) : la formation des crochons est exclusivement liée à la réfraction des vagues à l'extrémité de la flèche. La direction des crochons dépend de la direction des courants et des vagues, de l'énergie des vagues, de la quantité de sédiment disponible et de la profondeur d'eau.

- B) [King et Cullagh \(1971\)](#) : la formation des crochons est étroitement liée au développement de la plateforme sous-jacente. Le ralentissement de l'élongation de la flèche, dû à l'augmentation de la profondeur d'eau, favorise une plus longue exposition au phénomène de réfraction et, par conséquent, l'incurvation de l'extrémité de la flèche. L'orientation des crochons serait grandement influencée par différentes directions de vagues.

- C) [Robin \(2007\)](#) : la formation des crochons peut être contrôlée par le rattachement de barres de *swash* à la flèche. Au moment du rattachement, ces barres de *swash* perturbent le transit sédimentaire en générant de l'accumulation en amont et de l'érosion en aval. Le manque d'alimentation en aval induit une fragilisation de la partie distale, qui peut être à l'origine d'une réorientation. Cette théorie s'applique à un exemple sableux, mais elle pourrait être évoquée dans les systèmes à granulométrie grossière.

- D) [Allard et al. \(2008\)](#) : la formation des crochons se produit préférentiellement lors de périodes de faible énergie de houle, tandis que les périodes de haute énergie favorisent l'élongation de la flèche. L'étude de [Poirier et al. \(2017\)](#), sur la flèche sableuse d'Arçay (Vendée, France), a permis ainsi de mettre en évidence une corrélation entre des conditions de NAO (North Atlantic Oscillation) négatives (conditions de houles globalement moins énergétiques) et la formation de crochons.

I.4.3 Structures internes

La variabilité des morphologies de flèches littorales est associée à une grande diversité de structures sédimentaires. Un des premiers modèles de dépôt de flèches littorales, proposé par [Nielsen *et al.* \(1988\)](#), donne un bon aperçu de cette diversité architecturale dans la partie distale d'une flèche (Fig. I.19) :

1. Les plateformes : ces dépôts situés à la base des flèches se caractérisent par un litage horizontal sur un plan transversal à la barrière, et par un litage oblique à sigmoïdal plongeant dans la direction d'élongation de la flèche sur un plan longitudinal à la barrière (Fig. I.19-A) (e.g. [Daly *et al.*, 2002](#); [Costas et FitzGerald, 2011](#); [Tillmann et Wunderlich, 2013](#)). Dans le cas des flèches associées à une dynamique d'embouchure tidale, le litage oblique peut laisser place momentanément à une stratification plus horizontale en lien avec des dépôts de remplissage de chenaux ([Seminack et Buynevich, 2013](#)). La plateforme peut prendre dans certains cas son appui sur un noyau sédimentaire constitué d'une géométrie convexe et conforme qui est associée à l'élongation globale de la flèche ([Smith *et al.*, 2003](#); [Wright *et al.*, 2018](#)).
2. Les structures progradantes : ces dépôts se trouvent au-dessus de la plateforme et sont constitués d'un litage oblique, que cela soit sur un plan transversal ou parallèle à la barrière (Fig. I.19 B) (e.g. [Lindhorst *et al.*, 2010](#); [Costas et FitzGerald, 2011](#); [Fruergaard *et al.*, 2019](#)). Dans les systèmes sableux, la mise en place de ces dépôts de plage est liée à l'accolement de barres de *swash* et à la création de bermes ([Hine, 1979](#)). Dans les systèmes à granulométrie grossière, les dépôts de plage sont liés à l'action des courants de dérive littorale, et peuvent atteindre des angles de plus de 10° (e.g. [Smith *et al.*, 2003](#); [Engels et Roberts, 2005](#)). Sur un plan transversal à la barrière, ces structures progradantes sont assimilables à celles des barrières de type *beach ridge*.
3. Les structures transgressives : ces dépôts sont particulièrement nombreux dans les flèches littorales. Dans la plupart des cas, les structures érosives correspondent à

des dépôts de débordement qui se caractérisent par un litage oblique à sigmoïdal plongeant vers les terres (e.g. Neal *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2003; Lindhorst *et al.*, 2008; Shan *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2018). Lindhorst *et al.* (2008) identifie également des structures caractérisées par une surface érosive concave surmontée de litages horizontaux à obliques dénommés structures de *cut and fill*.

L'occurrence des différentes structures est variable le long des flèches littorales. Les structures progradantes sont prédominantes dans les parties distales ; si le système est bien alimenté, il est possible de retrouver des structures progradantes dans les parties centrales et proximales. Les structures érosives sont prédominantes dans les parties proximales ; si les apports sédimentaires sont insuffisants, il est possible de retrouver des structures érosives sur l'ensemble de la flèche.

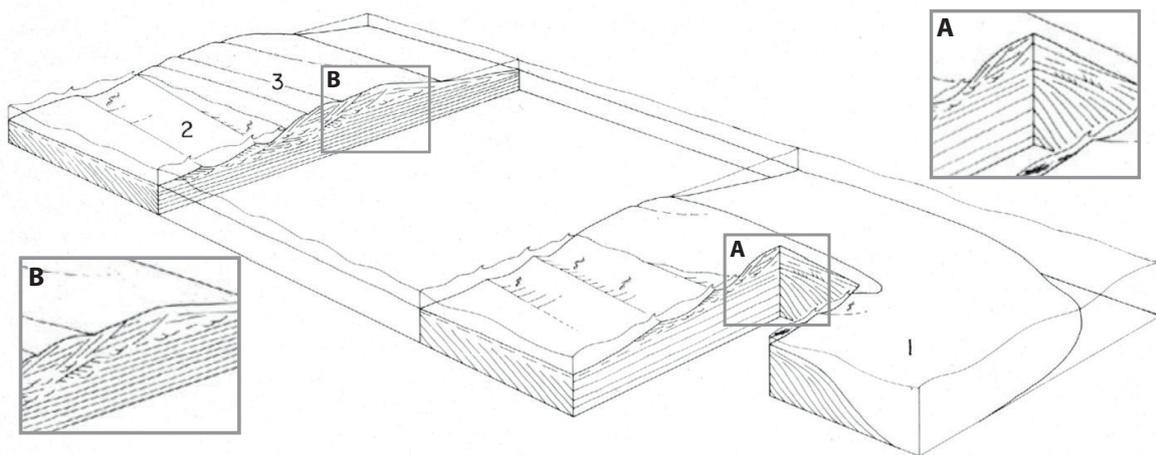


FIGURE I.19 – Schématisation de l'architecture d'une flèche littorale sableuse. 1, Plateforme ; 2, barres de swash obliques ; 3, flèche émergée. A : plateforme surmontée de structures progradantes, de structures de *cut and fill* et de structures transgressives ; B : litage de la plateforme incliné longitudinalement en aval-dérive (Nielsen *et al.*, 1988).

I.5 Synthèse et démarche scientifique

Les barrières littorales peuvent se subdiviser en trois grandes zones : la plage, le corps de la barrière et l'arrière-barrière. Il existe une grande diversité de morphologies de barrières selon qu'elles soient détachées, rattachées ou accolées au continent. La formation de ces barrières est contrôlée par trois facteurs intrinsèquement liés : les forçages marins, l'héritage géologique et morphologique, l'équilibre entre les apports sédimentaires et l'accommodation. Parmi les barrières littorales, celles constituées d'un sédiment à granulométrie grossière sont relativement peu étudiées par rapport aux systèmes exclusivement sableux. Les systèmes à granulométrie grossière sont nombreux dans les hautes latitudes, et peuvent adopter des morphologies très variables en fonction du rapport entre les fractions sableuses et grossières. La dynamique de ces côtes est conditionnée par la formation de profils de plages abrupts et réfléchissants, ainsi que par des massifs sédimentaires poreux et perméables où les processus d'infiltration-exfiltration de l'eau sont non-négligeables. À l'échelle de la barrière, les systèmes à granulométrie grossière se caractérisent par une forte résilience aux événements énergétiques à court et moyen terme, et par une forte dépendance aux apports en sédiments grossiers à long terme. Pour comprendre ces systèmes sédimentaires complexes, nous nous sommes intéressés dans le cadre de ce travail de thèse à trois échelles spatiales et temporelles :

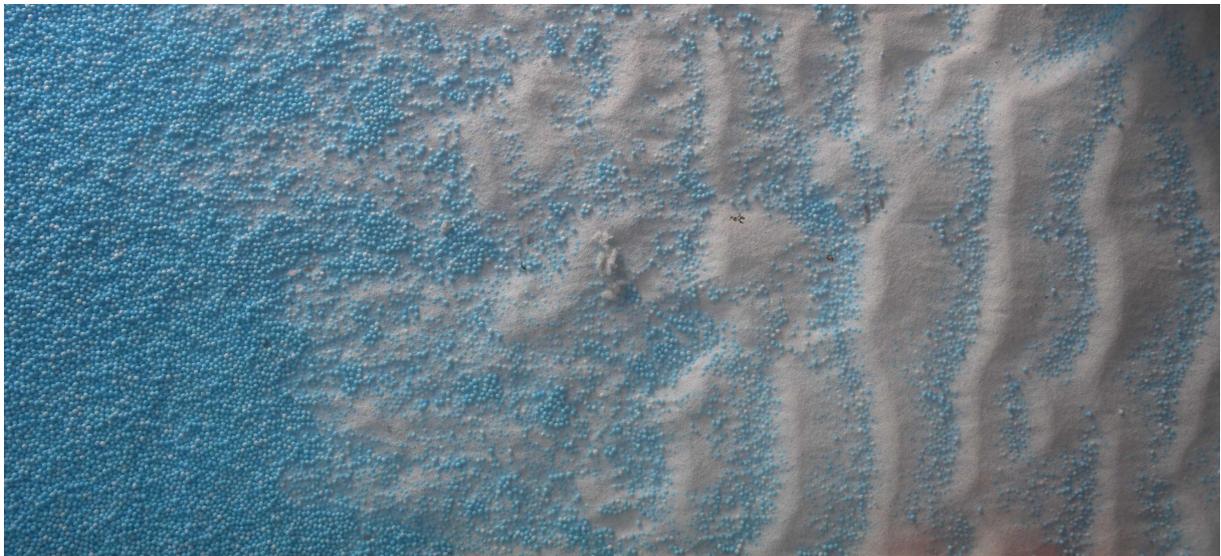
- Échelle court terme (de la seconde aux mois / profil de plage) : elle comprend l'étude des processus hydro-sédimentaires sur le profil de plage ainsi que la dynamique du profil de plage lorsqu'il est soumis à différentes conditions énergétiques, tout en étant soumis à la cyclicité des marées. Des expériences en canal à houle sont présentées dans le Chapitre 2.
- Échelle moyen terme (de l'année à plusieurs décennies / barrière littorale) : elle comprend l'étude des barrières littorales dans son ensemble, son évolution morphologique et l'enregistrement sédimentaire associée. Dans le cadre de cette thèse, une attention particulière sera donnée aux flèches littorales qui, de par leur évolution rapide, se prêtent bien à cette question. Un cas d'étude concret sur la flèche de

galets de la Baie de Somme (France) est présenté dans le Chapitre 3.

- Échelle long terme (du siècle aux milliers d'années / système de barrières) : elle comprend l'étude de systèmes de barrières pouvant avoir des morphologies très complexes. L'architecture sédimentaire de ces corps est à même de traduire des facteurs d'évolution très longs comme des variations d'apports sédimentaires, du niveau marin relatif, d'accommodation, de climat ou de tectonique. Une étude sur le système de barrières à l'embouchure de l'estuaire du Santa Cruz (Patagonie, Argentine) est présentée dans le Chapitre 4.

Chapitre II

Fonctionnement morphodynamique d'une plage à galets. Apports de la modélisation physique



II.1 Introduction

La dynamique des profils de plage à granulométrie grossière, de par leur grande variabilité sédimentaire, est encore mal connue, et son étude constitue un réel défi technique. Plusieurs travaux ont mené des mesures de terrain afin d'obtenir des informations sur la mobilité des galets (e.g. Carr, 1971; Allan *et al.*, 2006; Stark et Hay, 2016; Guest et Hay, 2021), les vitesses d'écoulement (e.g. Austin et Masselink, 2006a; Masselink *et al.*, 2010), la charge sédimentaire (e.g. Blewett *et al.*, 2001; Austin et Masselink, 2006b; Ivamy et Kench, 2006), la perméabilité du massif de plage (e.g. Kulkarni *et al.*, 2004; Austin et Masselink, 2006b), les flux de débordement (e.g. Almeida *et al.*, 2017), l'évolution de formes sédimentaires (e.g. Hay *et al.*, 2014; Stark et Hay, 2016), et cela, la plupart du temps, associé à des mesures d'agitation et d'évolution morphologique. La complexité de l'instrumentation dans ces environnements est très élevée, et les données récoltées correspondent à des échelles temporelles courtes (du cycle de marée à quelques jours). La réalisation de mesures sur de plus longues périodes est difficilement envisageable sur le terrain, mais peut être réalisée plus facilement en modélisation physique.

L'usage de la modélisation physique permet de : (1) discrétiser les différents processus et analyser leur impact dans le fonctionnement du système, (2) instrumenter les modèles avec précision en pouvant faire abstraction des difficultés techniques des mesures de terrain, et (3) accélérer les temps de réponse et la mise en équilibre des systèmes en réduisant les échelles (Paola *et al.*, 2009). Dans le domaine de la sédimentologie, la modélisation est utilisée pour étudier la mobilité sédimentaire, ainsi que les figures sédimentaires associées, sujette à différents régimes de flux sédimentaires sous l'action de courants et vagues (e.g. Shields, 1936; Miller *et al.*, 1977; Faraci et Foti, 2002; Schindler et Robert, 2005).

La modélisation physique des profils de plage peut être réalisée sur deux échelles spatio-temporelles (échelle réelle et échelle réduite), sur deux ou trois dimensions (2D/3D), et avec deux types de matériaux sédimentaires (matériel naturel et matériel artificiel). Les premières modélisations de plages à galets ont été réalisées sur des modèles à échelle

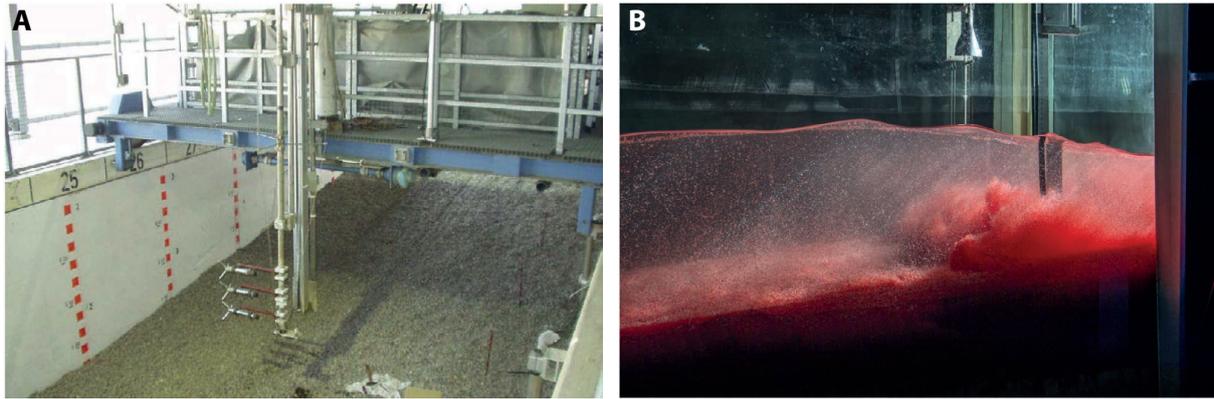


FIGURE II.1 – Exemples de modélisations physiques à échelle réelle et à échelle réduite de profils de plage : (A) Modèle 2D à échelle réelle avec du sédiment naturel d’une plage à galets dans le Large Wave Channel (GWK – Grosser Wellenkanal), à Hannover (Allemagne) (de San Román-Blanco *et al.*, 2006), (B) Modélisation 2D à échelle réduite avec du sédiment plastique d’une plage sableuse dans le canal à houle du Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels (LEGI), à Grenoble (France) (Rocha, 2016).

réduite, 2D et 3D, en utilisant un matériel sédimentaire naturel (Powell, 1988, 1990; Petrov, 1989; Quick et Dyksterhuis, 1994). La mise à l’échelle de ces modèles est particulièrement délicate lorsqu’il s’agit de représenter au mieux les processus opérant sur les plages à galets, tels que la transmission des vagues, la perméabilité du massif ou les champs de pression interne (Mason et Coates, 2001). De ce fait, un des meilleurs moyens de contourner les difficultés liées à la mise à l’échelle, est de réaliser des modèles à échelle réelle (échelle 1:1) (Fig. II.2-A) (e.g. de San Román-Blanco *et al.*, 2006; Williams *et al.*, 2009, 2012a; Matias *et al.*, 2012, 2014). La modélisation des plages à galets en 2D sur de grandes infrastructures a permis d’étudier des aspects tels que la morphodynamique du profil de plage avec différentes configurations de vagues et à différents niveau d’eau (de San Román-Blanco *et al.*, 2006; Williams *et al.*, 2012b; Bayle *et al.*, 2020), la conductivité hydraulique à travers la barrière (Turner et Masselink, 2012; Turner *et al.*, 2016), et le rôle des fluctuations altimétriques de la nappe dans le dynamique sédimentaire du profil de plage (Masselink et Turner, 2012). Ces études ont grandement contribué à l’amélioration du modèle numérique X-Beach-G, dédié au comportement des plages à galets (Williams *et al.*, 2012b; Jamal *et al.*, 2014; McCall *et al.*, 2014). Bien que pertinente pour des échelles temporelles courtes, la modélisation à échelle réelle peut difficilement être prise en considération pour des échelles temporelles à moyen et long terme (Peakall

et al., 1996; Baynes *et al.*, 2018).

L'utilisation de modèles à échelle réduite s'avère être plus adaptée pour étudier la morphodynamique des plages sur des périodes allant de 10 à 100 ans (Baynes *et al.*, 2018). De plus, ce type de modélisation est bien moins coûteux. La réduction d'échelle implique la présence inévitable d'effets d'échelles, mais reste malgré tout pertinente dans l'étude de l'interaction vague-sédiment (Henry *et Aberle*, 2018). Les similitudes utilisées pour mettre à échelle les modèles font appel à des nombres adimensionnels tels que le nombre de Reynolds (rapport entre forces inertielles et visqueuses), la contrainte de cisaillement critique adimensionnée, le nombre de Reynolds de grain (état de l'écoulement autour des grains), le nombre de Shields (mise en mouvement des particules), le nombre de Rouse (dynamique des sédiments en suspension), etc. D'après Dean *et Dalrymple* (2004), la similitude de Froude est essentielle dans les modèles faisant intervenir des vagues. Le nombre de Froude (Fr) définit le rapport entre les forces inertielles et gravitaires : $Fr = U/\sqrt{gL}$ (avec U et L des vitesses et des longueurs caractéristiques, et g l'accélération de la gravité). Afin de palier la réduction des vitesses cisailantes, lorsque la similitude de Froude est respectée, une réduction de la taille et de la densité des particules est nécessaire. Il faut alors s'orienter vers l'utilisation de matériaux analogues comme le plastique (Fig. II.2-B) (e.g. Grasso, 2009; Berni *et al.*, 2013; Petruzzelli *et al.*, 2013; Rocha, 2016).

Une reconstruction de plage à galets à échelle réduite dans un canal à houle a donc été envisagée dans ces travaux de thèse en utilisant des matériaux plastiques de faible densité avec deux gammes granulométriques. Les objectifs sont : (1) identifier les facteurs influençant la morphologie caractéristique de ces plages, (2) déterminer quels sont les effets des variations tidales (ou de niveaux marins) sur la morphodynamique de ces plages, (3) mieux comprendre l'agitation liée à la réflexion des vagues en avant des massifs de plage poreux et fortement inclinés, (4) caractériser le comportement d'un profil de plage suite à un événement extrême, et (5) déterminer les conséquences, en terme d'enregistrement sédimentaire, d'une augmentation de la fraction de sédiment fin dans une plage à granulométrie grossière.

II.2 Utilisation de matériaux plastiques de basse densité

II.2.1 Dimensionnement et matériel sédimentaire

Afin de représenter au mieux les profils de plage à galets, deux types de particules plastiques ont été sélectionnées, représentant bien à échelle réduite l'écart granulométrique entre les sables grossiers (1-2 mm) et les galets (3-5 cm) que l'on retrouve classiquement sur les plages mixtes. Suite à des essais non concluants avec des particules ne résistant pas à des temps d'immersion importants, le choix s'est porté sur des granules en polyéthylène (PET), assimilés aux galets, et de l'abrasif plastique polymère, assimilé au sable (Fig. II.2, Tab. II.1).

TABLE II.1 – Description du matériel plastique utilisé lors des expériences.

	Granules PET (AMP Polymix)	Abrasif plastique (Dieblast)
Nom	Ramapet N1	Media plastique type II 60/80
Composition	Polyéthylène Terephthalate	Urée
Taille (mm)	2,5	0,15 – 0,25
Forme	Sphérique	Angulaire
Densité	1,39 – 1,40	1,5 – 1,52

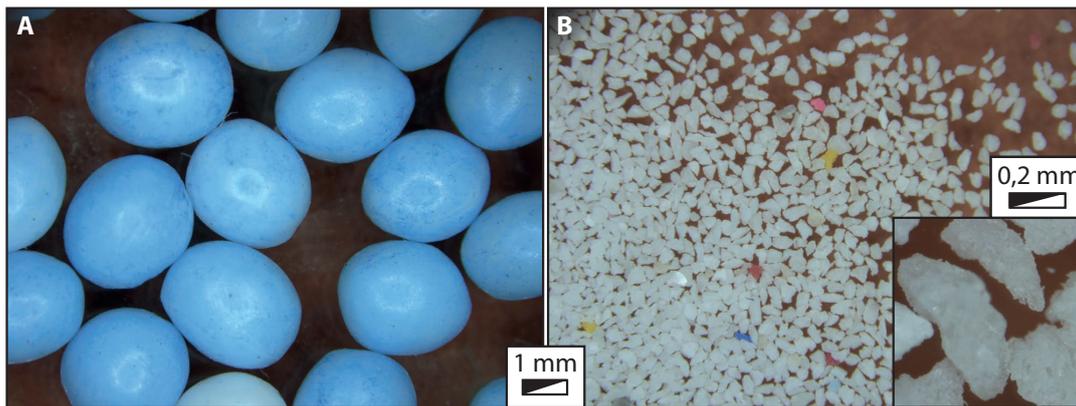


FIGURE II.2 – Matériel plastique utilisé lors des expériences : (A) Granules PET, (B) Abrasif plastique.

Le dimensionnement du reste de l'expérience s'est alors basé sur la similitude de Froude ($Fr_{réalité} = Fr_{modèle}$), tout en prenant en compte les limitations techniques des équipements à disposition. De par la taille des grains, il en ressort un rapport d'échelle approximatif de 1:10.

II.2.2 Caractéristiques hydrodynamiques

Avant d'utiliser ces matériaux analogues plastiques en canal à houle, il convient de caractériser leur vitesse de chute et leur seuil de mise en mouvement. Ces deux processus « élémentaires » vont en effet conditionner le comportement hydrodynamique de ces particules sous un régime de houle, que ce soit au large, dans la zone de déferlement ou dans la zone de swash. La vitesse de chute est une grandeur qui entre en jeu dans le temps de transport, et donc la distance de transport d'une particule en suspension dans l'écoulement. Le seuil de mise en mouvement va quant à lui caractériser l'énergie nécessaire pour mobiliser une particule du fond sédimentaire. Le rapport entre vitesse critique d'érosion (u^*) et vitesse de sédimentation (w_s) correspond au nombre de Rouse, nombre adimensionnel qui détermine le mode de transport des particules dans un écoulement (charriage vs. suspension).

Vitesses de chute

Le dispositif expérimental pour la mesure de la vitesse de chute comprend une colonne de sédimentation, un appareil photo et un flash. La colonne de sédimentation est un tube en plexiglas mesurant 2 m de hauteur et 20 cm de diamètre, monté sur un support en acier (Fig. II.3-A). L'appareil photo utilisé est un Nikon D700 muni d'un capteur d'une résolution de 12,1 mégapixels et d'un objectif dont la focale équivaut à 158 mm en format 24 x 36 classique (Nikon FX). Le champ de visée de l'appareil correspond à une portion de 25 cm de la colonne. L'appareil photo est disposé à mi-hauteur de la colonne de sédimentation à côté d'un flash Nikon Speedlight SB-24. Les particules sont lâchées manuellement et individuellement au sommet de la colonne. Lorsqu'elles atteignent le champ de visée, l'ouverture de l'obturateur est déclenchée avec un temps de pose de 2 secondes, synchronisé avec un éclairage stroboscopique de 8 flashes à 5 Hz (pour l'abrasif) et 10 Hz (pour les granules). Il en résulte un cliché comprenant 8 images de la particule lors de sa chute, séparées d'un temps de 0,2 (5 Hz) à 0,1 secondes (10 Hz) (Fig. II.3-B).

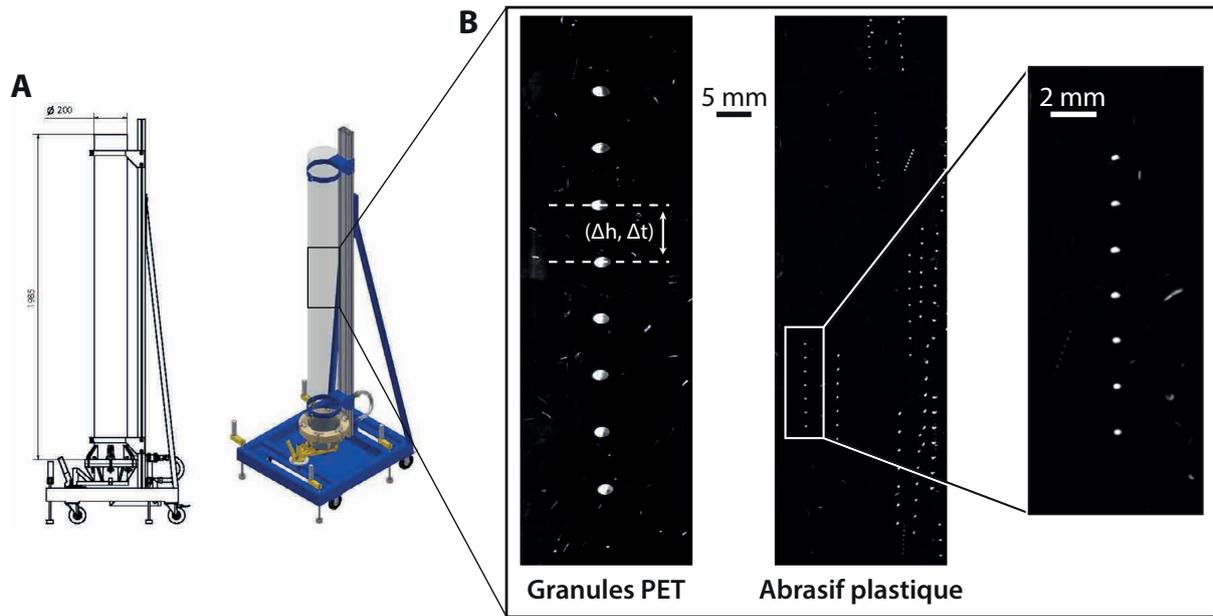


FIGURE II.3 – Dispositif expérimental utilisé pour déterminer la vitesse de chute des particules : (A) Plan de la colonne de sédimentation et vue 3D (Dessin et conception : S. Haquin, D. Mouazé), (B) Montage de photographies stroboscopiques.

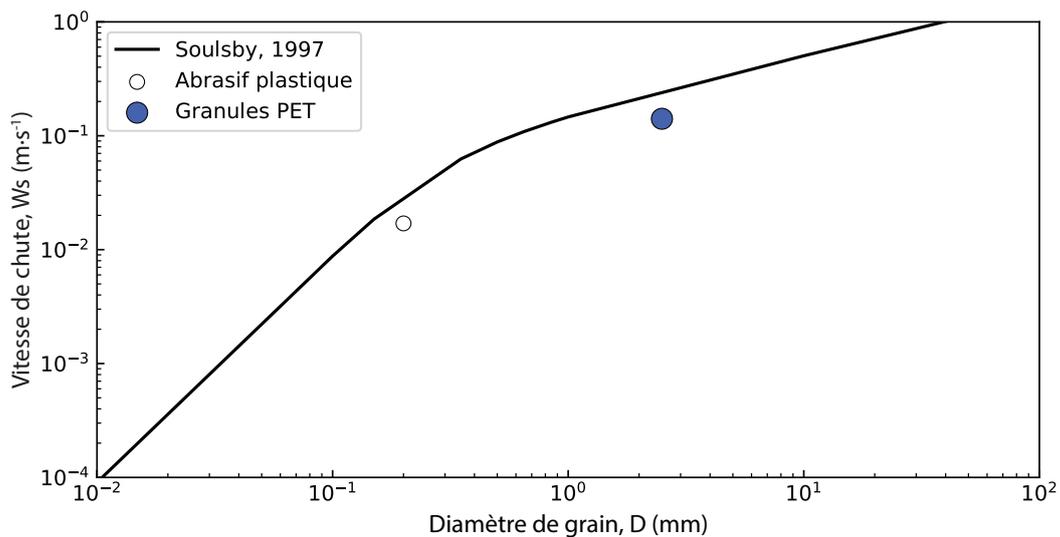


FIGURE II.4 – Comparaison des vitesses de chute (W_s) des granules PET et de l'abrasif plastique avec les vitesses de chute des grains de quartz (Densité = $2650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) dans l'eau à 20° calculées avec la formule de Soulsby (1997).

L'analyse de plus de 20 clichés pour chaque particule a permis l'extraction d'une vitesse de chute moyenne qui est égale à $0,141 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les granules PET et $0,017 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour l'abrasif plastique. Ces valeurs sont inférieures aux valeurs usuelles pour des particules de quartz (Fig. II.4). D'après les formulations de [Soulsby \(1997\)](#), les valeurs de vitesse de chute pour les galets ($0,8-1,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont 6 à 8 fois supérieures, tandis que les valeurs pour les sables ($0,15-0,22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont 8 à 13 fois supérieures.

Seuils de mise en mouvement

La détermination des seuils de mise en mouvement des particules a été réalisée à partir de mesures de vitesses dans un canal à courant unidirectionnel et à surface libre. Le dispositif expérimental se compose d'une veine d'essai mesurant 2 m de long, 10 cm de large et 25 cm de hauteur (Fig. II.5). Le courant est généré par un système de recirculation d'eau alimenté par une pompe centrifuge dont le débit est contrôlé manuellement

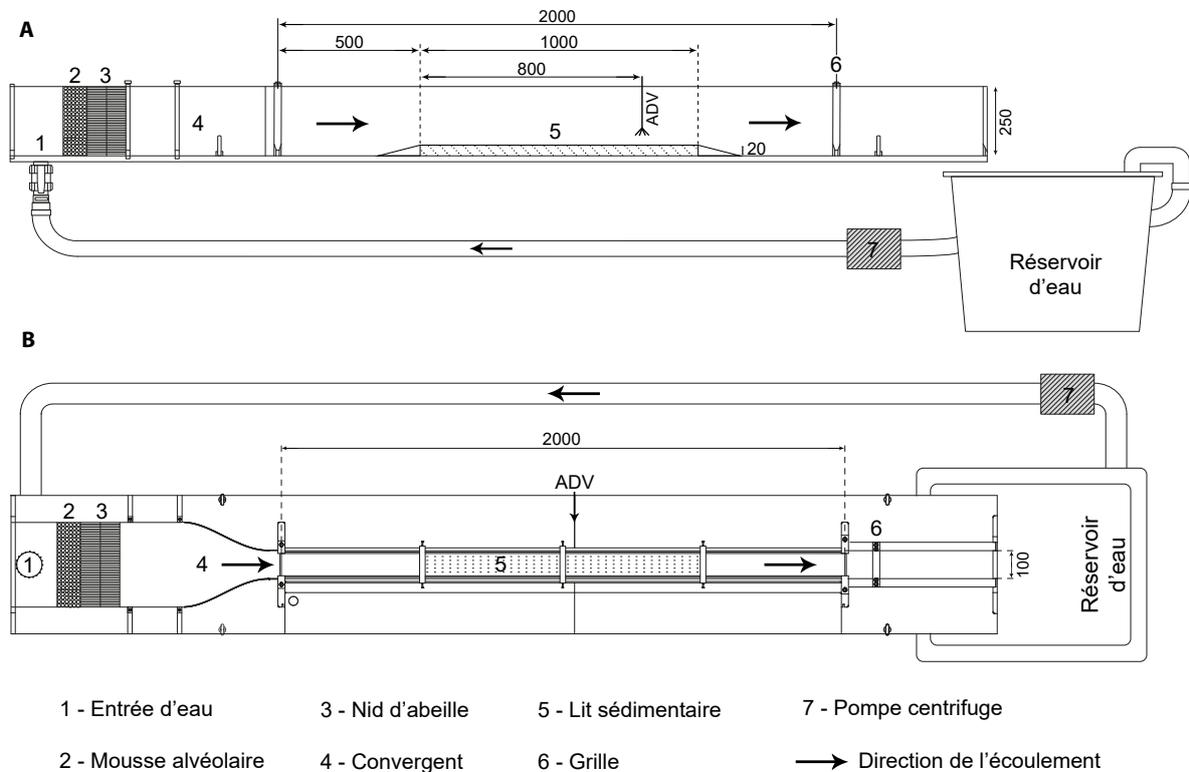


FIGURE II.5 – Canal à courant utilisé pour la détermination des seuils de mise en mouvement. (A) Vue en coupe et (B) vue en plan du dispositif expérimental. Toutes les dimensions sont exprimées en millimètres. (Plan : S. Haquin).

(commande analogique). Les turbulences générées par la pompe et le système d'injection sont limitées en amont du canal par une section de mousse alvéolaire et de nid d'abeille. En aval du canal, une paroi perforée générant une perte de charge permet de contrôler la vitesse et la hauteur de l'écoulement. Les particules sont disposées au centre de la veine d'essai, entre deux cales biseautées, sur 1 m de long et 2 cm d'épaisseur. La mesure de la vitesse est réalisée grâce à un profileur de vitesse acoustique par effet Doppler (ADVP – Nortek Vectrino Profiler) qui est placé tête vers le bas à 80 cm du début du lit sédimentaire (couche limite turbulente pleinement développée). Cet appareil permet d'obtenir un profil de vitesse de 35 mm de long, entre 40 et 75 mm de l'émetteur ([Craig et al., 2011](#)). La précision des vitesses mesurées fournie par le fabricant est de $\pm 0,5\%$ de la valeur mesurée. Le Vectrino Profiler a été configuré avec la fréquence maximale de l'appareil (100 Hz) couplée à sa résolution spatiale verticale maximale (1 mm).

Le protocole expérimental débute avec la mise en eau progressive du canal jusqu'à atteindre une hauteur d'eau de 8 cm, approximativement. Une fois cette hauteur atteinte, la vitesse de l'écoulement est progressivement augmentée en réglant la puissance de la pompe. Le seuil de mise en mouvement est considéré comme atteint lorsqu'une quantité non dénombrable de particules est mise en mouvement ([Paphitis et Collins, 2005](#)). Afin d'obtenir un profil de vitesse complet sur toute la hauteur d'eau, plusieurs profils de 10 mm sont réalisés avec un recouvrement partiel. Bien que l'appareil puisse mesurer des vitesses sur des profils plus longs, seuls les 10 mm autour du point de recouvrement maximal des faisceaux présentent des mesures robustes ([Rieux, 2018](#)).

Les profils de vitesse au niveau du fond sont représentés par un gradient entre la vitesse nulle à $z = 0$ et la vitesse établie du fluide. Le développement de la vitesse sur le fond (aussi appelé « couche limite ») met en valeur la viscosité moléculaire du fluide lorsqu'il est soumis à un frottement. Dans la partie inférieure de la couche limite (en dehors de la sous-couche visqueuse lorsque l'écoulement est hydrauliquement lisse), la vitesse de l'écoulement évolue de manière logarithmique sur la verticale (Eq. II.1)

$$U(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{II.1})$$

Avec $U(z)$ la vitesse moyenne de l'écoulement à l'altitude z au-dessus du lit, u^* la vitesse de cisaillement au fond, κ la constante de von Karman ($\sim 0,4$), et z_0 la longueur de rugosité de la surface.

Ainsi, lorsque le profil est représenté en échelle logarithmique sur la verticale, la couche logarithmique (située entre la couche externe turbulente et la sous-couche visqueuse) apparaît comme une droite. Une régression linéaire est calculée sur les points de mesure de vitesse u en fonction de $\ln(z)$, afin d'obtenir le coefficient directeur correspondant à u^*/κ et ainsi récupérer la valeur de la vitesse cisailante critique sur le fond.

La réalisation de ces profils de vitesse permet l'obtention des valeurs d'épaisseur de couche limite, de vitesse de cisaillement et de longueur de rugosité de la surface. L'épaisseur de la couche limite est de 4 cm pour les granules PET et de 1,5 cm pour l'abrasif plastique. L'écoulement sur les granules PET au seuil de mise en mouvement se caractérise par un $u^* = 2,25 \cdot 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et un $z_0 = 1,66 \cdot 10^{-4} \text{ m}$, tandis que l'écoulement sur l'abrasif plastique se caractérise par un $u^* = 7,53 \cdot 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et un $z_0 = 3,43 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ (Fig. II.6).

À partir de ces valeurs il est ensuite possible de calculer le paramètre de Shields pour chaque particule (Eq. II.2) : $\sim 0,01$ pour les granules PET et $\sim 0,02$ pour l'abrasif. Ces valeurs permettent de constater une mise en mouvement des particules plastiques à des

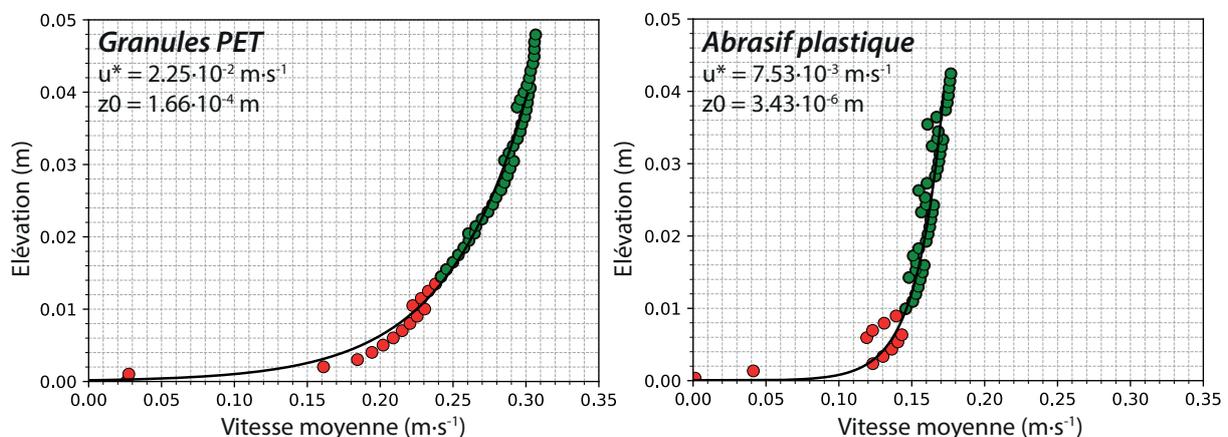


FIGURE II.6 – Profils de vitesse au-dessus des lits sédimentaires de granules PET et d'abrasif plastique. Les points verts représentent les valeurs considérées pour la régression de la loi log.

vitesse plus faibles que leurs équivalents en quartz, 0,045 et 0,04, respectivement pour les galets et les sables.

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho)gD} \quad (\text{II.2})$$

Avec $\tau_{0cr}(= \rho u_*^2)$ la contrainte critique de cisaillement sur le fond, ρ_s la densité du sédiment, ρ la densité de l'eau, g l'accélération de la gravité, et D le diamètre des grains.

Les courbes établies par Paphitis (2001), faisant apparaître la terme de diamètre adimensionnel de grain (Eq. II.3), sont présentées dans la Figure II.7.

$$D^* = \left[\frac{(\rho_s - \rho)g}{\rho\nu^2} \right]^{1/3} D \quad (\text{II.3})$$

Avec ν la viscosité cinématique de l'eau ($1,36 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Le calcul du nombre de Rouse (Eq. II.4), qui est de 5,6 pour l'abrasif plastique et de 15,7 pour les granules PET, indique un mode de transport principal de type charge de fond pour des conditions d'écoulement propres à l'expérience réalisée.

$$Ro = \frac{w_s}{\kappa u_*} \quad (\text{II.4})$$

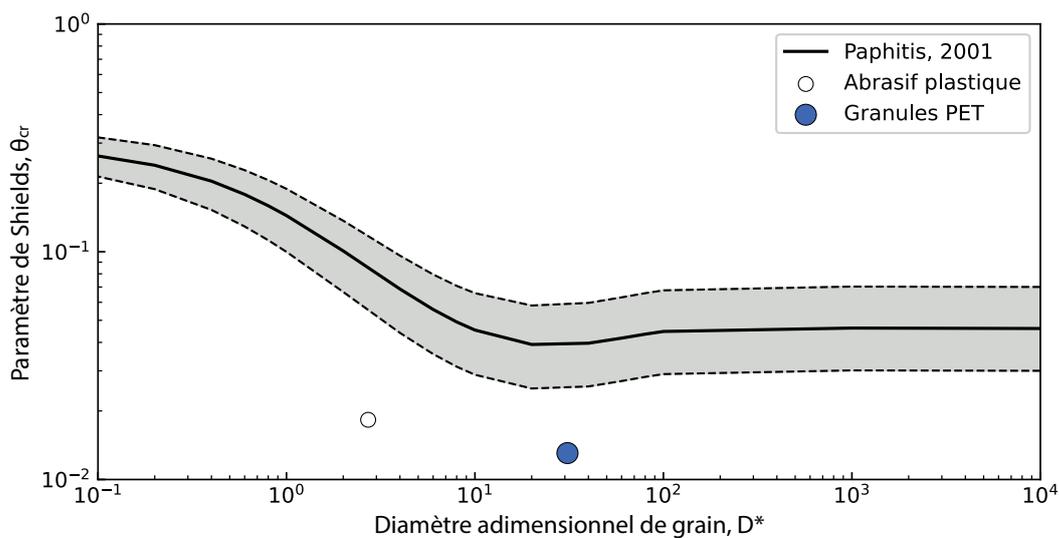


FIGURE II.7 – Comparaison du Paramètre de Shields (θ_{cr}) au seuil de mise en mouvement des granules PET et de l'abrasif plastique avec celui des grains de quartz en fonction du diamètre adimensionnel de grain (D^*) (modifié d'après Paphitis, 2001).

II.3 Dispositif expérimental (canal à houle)

Les expérimentations ont été réalisées dans un canal à houle à parois vitrées mesurant 16 m de long, 65 cm de hauteur et 50 cm de large (Fig. II.8-a). Le canal est équipé, à son extrémité amont, d'un générateur de vagues de type piston vertical (Edinburg Design Ltd) permettant la génération de vagues en eaux peu profondes. Le batteur est composé de deux caissons, dont le contact est en arc de cercle (Fig. II.8-b). La rotation du premier caisson entraîne un mouvement horizontal du deuxième caisson, et induit un déplacement de la masse d'eau de manière homogène sur toute la profondeur (Fig. II.8-c). Le générateur est capable de produire des ondes monochromatiques ainsi que des spectres de fréquence, assimilables à des états de mer complexes, comme le spectre de JONSWAP (Joint North Sea Wave Project - [Hasselmann *et al.*, 1973](#)). De plus, grâce à un capteur d'effort et un capteur d'accélération, le générateur corrige automatiquement son déplacement afin d'absorber au maximum les ondes réfléchies. La gamme de période de vagues pouvant être générée est de 1 à 3 secondes pour des amplitudes pouvant atteindre une quinzaine de centimètres (H_{max}).

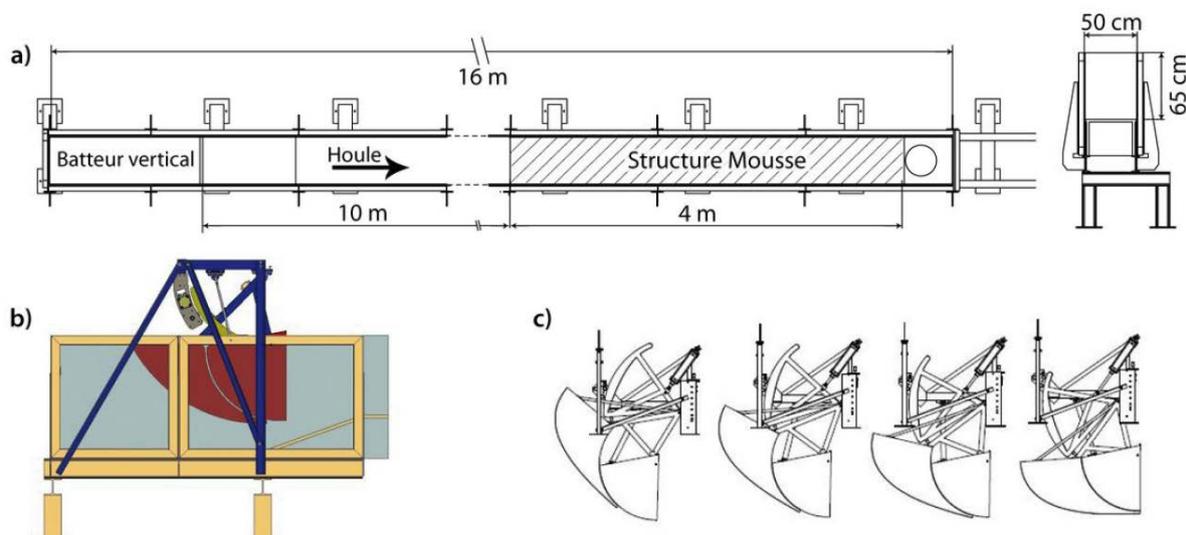


FIGURE II.8 – Plan du canal à houle et du générateur de vagues : a) Vue en plan et en coupe transversale du canal à houle, b) Vue latérale du générateur de vagues de type piston vertical (Edinburg Design Ltd), c) Décomposition du mouvement des deux caissons du générateur, entre les positions de recul et d'avancée maximum. Dessin : S. Haquin.

II.3.1 Suivi morphologique

Le suivi des morphologies au cours des différentes expérimentations a été effectué avec un télémètre laser (SICK-DT500, Allemagne) positionné au-dessus de la surface libre et visant vers le bas. La réflexion du rayon laser sur le fond est enregistrée par une bande de capteurs optiques dans le boîtier du télémètre. L'incertitude de la mesure de distance verticale est de 3 mm. Le télémètre est monté sur un rail disposé sur la longueur du canal (Fig. II.9), et se déplace manuellement. La position est déterminée de façon précise ($\pm 1\text{mm}$) grâce à la lecture optique d'un code-barre collé sur le rail. De par la faible fréquence d'échantillonnage du télémètre (4 Hz) et afin d'assurer une bonne densité et répartition des points de mesure, il est nécessaire d'effectuer un déplacement lent et régulier. Un aller-retour est effectué pour augmenter la densité de points de mesure. Les mesures sont systématiquement réalisées lorsque le générateur de vagues est arrêté. De par l'absence de morphologies 3D dans les expériences, un seul profil topographique est réalisé sur l'axe central du canal (Profil P3, Fig. II.9). Un post-traitement des données du télémètre est nécessaire pour corriger la mesure de la différence d'indice optique entre l'air ($n=1$) et l'eau ($n=3$) ; cela est possible grâce à la prise en compte de la hauteur d'eau.

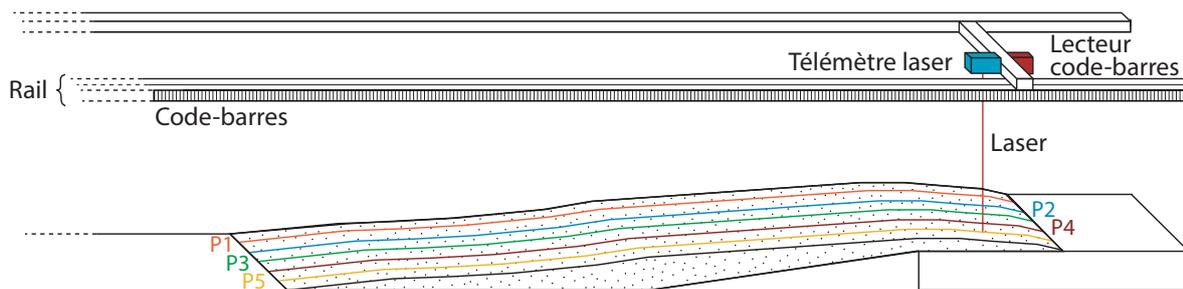


FIGURE II.9 – Principe de fonctionnement du télémètre laser (Rieux, 2018).

II.3.2 Dispositif de visualisation

Des relevés photographiques à travers les vitres du canal ont permis, en parallèle des mesures télémétriques, d'obtenir un aperçu qualitatif de l'état granulométrique de surface, ainsi que des potentielles structures internes. L'appareil photo utilisé est un Nikon

D7500, doté d'un capteur au format 24x16 (Nikon DX) de 20,9 mégapixels, et d'une optique Nikon de longueur focale 140 mm.

Une caméra rapide (100 images par seconde), AVT Piki IEEE 1394.b modèle F-0.32, a également été utilisée afin d'observer ponctuellement les processus complexes opérant sur le profil de plage. Cet appareil dispose d'un capteur de 640 x 480 pixels. La caméra est disposée, comme pour l'appareil photo, en face des parois verticales vitrées du canal.

II.3.3 Mesure de la réflexion des vagues

Un suivi régulier de la réflectivité de la plage a été réalisé sur les différentes expériences. Ces mesures ont pour but de mieux comprendre la redistribution de l'énergie incidente et réfléchiée des vagues, peu étudiée sur ce type de plages. Elles peuvent être utilisées pour analyser la dissipation de l'énergie, à travers des processus de frottement sur le fond, de déferlement (turbulence, aération, splashes), d'infiltration dans la porosité et de franchissement, ou pour analyser la transmission de cette énergie, à travers du franchissement, des écoulements dans la porosité, etc.

Les variations de la surface libre sont enregistrées par 3 sondes résistives composées pour chacune de deux tiges en acier inoxydable de 50 cm de longueur. La variation de hauteur d'eau le long des tiges, où circule un courant alternatif à très haute fréquence, modifie leur résistivité, et par conséquent la tension électrique en sortie. La fréquence d'acquisition a été établie à 32 Hz. Un étalonnage du système d'acquisition est prérequis

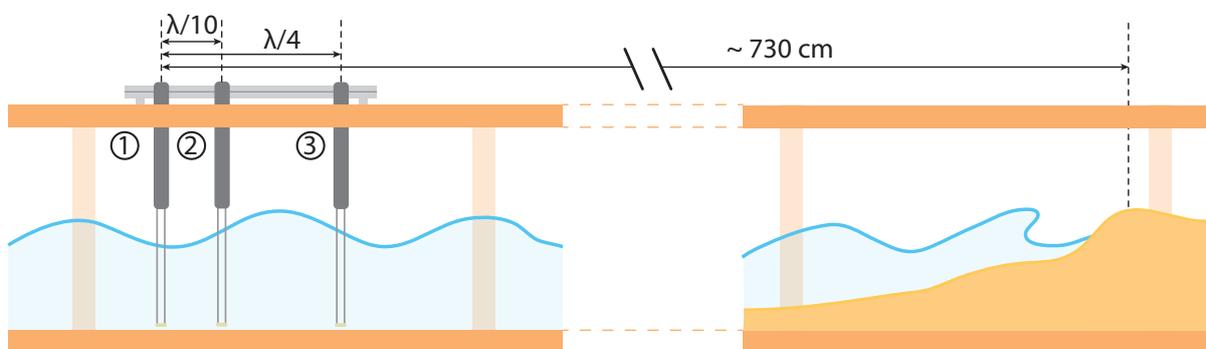


FIGURE II.10 – Mise en place des trois sondes résistives pour l'analyse de la réflexion des vagues en avant d'un profil de plage. λ : longueur d'onde des vagues.

avant chaque utilisation (une fois par jour) pour corrélérer la différence de potentiel électrique (en millivolt) à une variation du niveau d'eau (en mètre), qui fluctue en fonction de la température et de la conductivité de l'eau, ou de l'état de surface des tiges résistives (oxydation, entartrage).

Le coefficient de réflexion est calculé avec la méthode de [Mansard et Funke \(1980\)](#) et le logiciel Wavelab (Dept. Of Civil Engineering, Aalborg University, Danemark). Cette méthode se base sur une analyse temporelle du spectre de vagues pour séparer les ondes incidentes des ondes réfléchies. Trois sondes sont nécessaires pour mettre en œuvre cette méthode. L'espacement entre les sondes est défini par [Mansard et Funke \(1980\)](#) en fonction de la longueur d'onde des vagues incidentes (λ) : les sondes 1 et 2 sont séparées d'un dixième de la longueur d'onde, et les sondes 1 et 3 sont séparées d'un quart de la longueur d'onde. Ainsi, l'espacement entre les sondes est ajusté pour chaque configuration de vague.

II.4 Morphodynamique d'une plage à granulométrie grossière

Les premières expérimentations ont été effectuées en ne prenant que la fraction granulométrique grossière (i.e. les granules PET). Un profil de plage est créé puis soumis à deux configurations de houle (houle peu énergétique et houle énergétique) avec des variations du niveau d'eau régulières. En complément, une analyse de la phase post-événement extrême est effectuée dans le but de mieux comprendre le comportement morphodynamique de ce type de plage.

II.4.1 Protocole expérimental

Dimensionnement des conditions de houle

Le dimensionnement de la houle est principalement contraint par les limites des installations. Les valeurs maximales de hauteur significative (H_s) et de période pic (T_p) de

houle pouvant être générées par le batteur sont 7 cm et 3 s, respectivement. Puisque le rapport d'échelle des expériences est de 1:10, ces valeurs correspondent, à échelle réelle, à des vagues de 0,7 m de hauteur et 9,6 s de période. Toutefois, cette mise à échelle ne prend pas en compte les différences de densité ni de grandeur de vitesse de chute ou de vitesse critique. De par la forte mobilité du sédiment utilisé, il n'a pas été possible d'utiliser les valeurs maximales de H_s et T_p . Les expérimentations ont été réalisées avec une houle à spectre JONSWAP avec deux configurations : (1) une configuration peu énergétique avec $H_s = 1,64$ cm et $T_p = 1,54$ s, et (2) une configuration énergétique avec $H_s = 5,14$ cm et $T_p = 2$ s. Ces configurations de vagues sont sous-dimensionnées par rapport à ce que l'on peut attendre à échelle réelle ; cependant, elles permettent de reproduire dans le canal des processus et des morphologies comparables à celles observées sur le terrain.

Mise en place initiale du sédiment

La grande majorité des expérimentations visant à étudier la morphodynamique des profils de plage partent d'un profil façonné par l'expérimentateur lors de la mise en place du sédiment, avec une inclinaison prédéfinie. Une approche différente est testée dans ces travaux avec un stade initial défini par un profil d'équilibre résultant du remaniement d'un stock par une houle régulière. Un volume contrôlé de 2,3 m³ (200 kg) de granules PET est disposé en avant d'une mousse alvéolaire, recouverte d'un géotextile, dont l'inclinaison est de 12,5% (Fig. II.11-[A,B,C]). La hauteur du stock sédimentaire est égale à la hauteur d'eau dans le canal, établie à 30 cm. Ce stock est ensuite soumis à l'action d'une houle régulière de 4 cm et 2 s de période. Les particules migrent progressivement vers la partie supérieure de la mousse alvéolaire et créent une crête de plage après 60 minutes d'expérience. Entre 60 et 240 minutes, la crête de plage prograde vers le large, puis se stabilise lorsque le stock de granules remobilisable par la houle est épuisé, soit après 4 heures d'expérience ; la différence entre le relevé topographique à 240 et 360 min est minime (Fig. II.11-D). Le résultat final est un profil de plage large de 1 m avec une inclinaison moyenne de 14°. La crête de plage s'élève 4 cm au-dessus du niveau

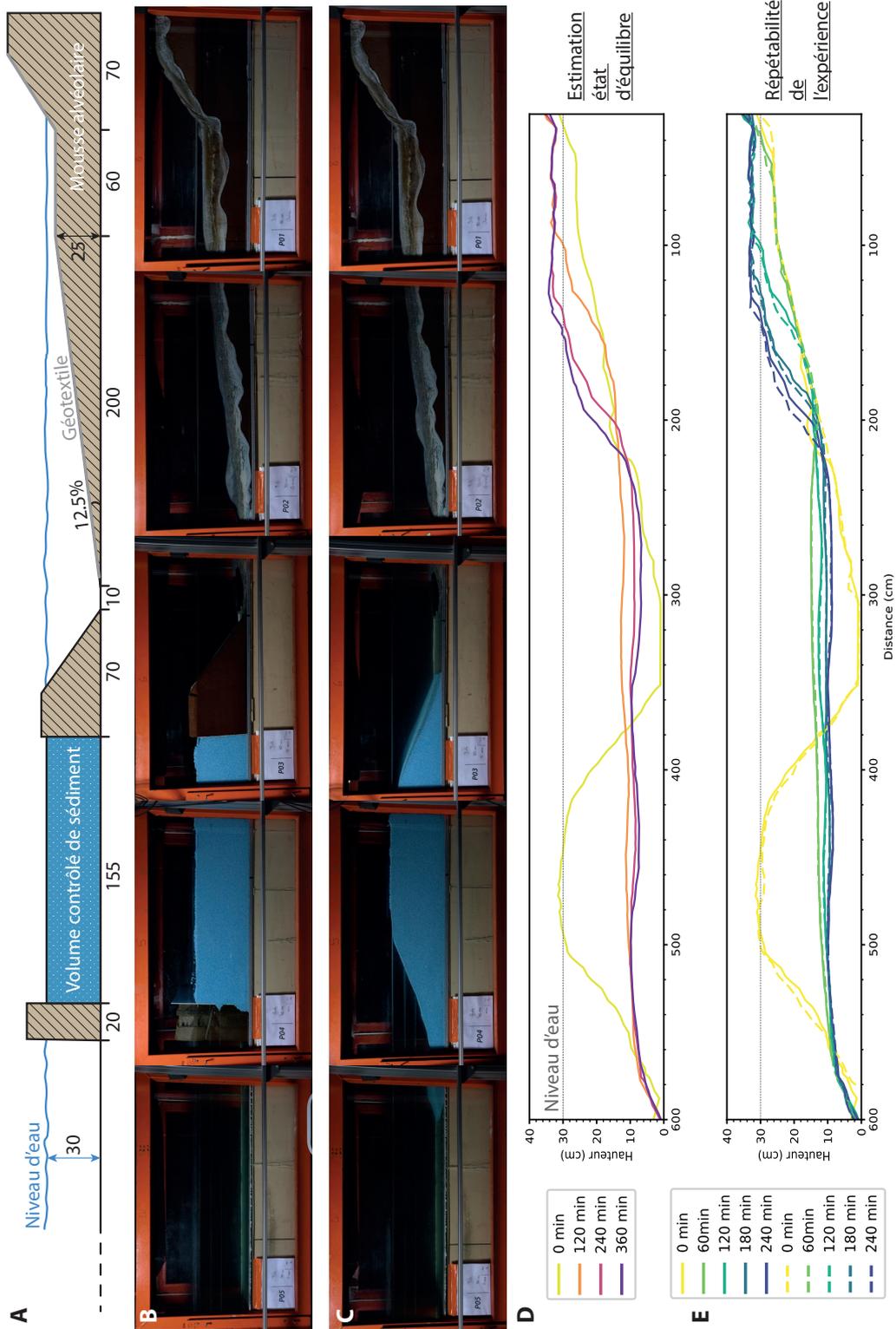


FIGURE II.11 – Mise en place initiale du sédiment : (A) Schéma en coupe de la mise en place, (B,C) Photographies avant et après le retrait des pains de mousse alvéolaire, (D) Suivi morphologique du stock sédimentaire soumis à une houle régulière, (E) Test de la répétabilité du protocole initial de mise en place.

d'eau moyen, et protège en arrière une séquence de paléo-crêtes de plage assimilables à une séquence de beach ridges. La partie du stock sédimentaire initial qui n'est plus remobilisée par la houle et ne peut donc pas migrer vers le profil, reste en bas de plage pour former un replat topographique à une hauteur moyenne de 8 cm (Fig. II.11-D). Ce protocole initial a été répété à plusieurs reprises avant chaque nouvelle expérience et s'est avéré montrer des morphologies similaires à chaque fois, assurant une bonne répliquabilité de l'expérience (Fig. II.11-E).

Procédure expérimentale

La procédure mise en place à partir du stade initial défini précédemment est basée sur un cycle de diminution et d'augmentation à vitesse constante du niveau d'eau moyen. La plage est soumise à des variations régulières du niveau d'eau moyen. Un cycle de variation correspond à un palier de 10 minutes à haut niveau (30 cm), suivi d'une diminution du niveau d'eau de 5 cm sur 15 minutes, d'un palier en bas niveau de 10 minutes, et enfin d'une augmentation du niveau d'eau de 5 cm en 15 minutes (Fig. II.12). Les mesures de réflexion sont réalisées pendant les paliers de haut et de bas niveaux. Les relevés topographiques et photographiques sont réalisés à la fin de chaque palier, générateur de vague à l'arrêt. Une série de 3 cycles est réalisée en configuration de houle peu énergétique ($H_s = 1,64$ cm et $T_p = 1,54$ s), suivie d'une série de 5 cycles en configuration

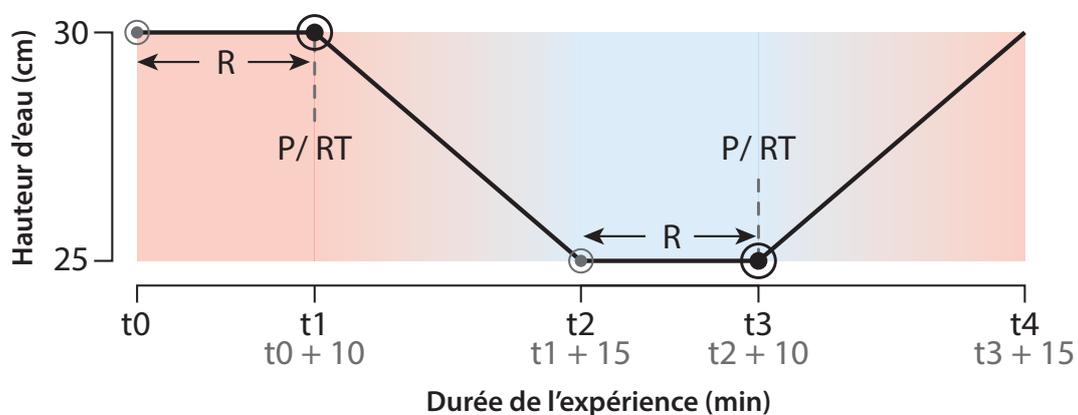


FIGURE II.12 – Protocole expérimental mis en œuvre à partir du stade initial. Cycle de variation du niveau entre 30 et 25 cm avec les différentes périodes et moments de mesure : R = mesure de la Réflexion, P = Photographie, RT = Relevé Topographique.

grandes différences morphologiques observées au cours des expériences sont localisées sur l'avant-plage supérieure, entre 12 et 20 cm de hauteur ; cette section est en érosion à haut niveau d'eau et en accrétion à bas niveau (Fig. II.13). Les profils de plage de bas et haut niveaux sont tous les deux marqués par une section à très faible évolution, le beach face inférieur. L'étendue du beach face inférieur est plus importante à haut niveau (20 cm – Fig. II.13-A) qu'à bas niveau (15 cm – Fig. II.13-B). La morphologie obtenue, avec la présence d'une marche de bas de plage, est en accord avec les observations sur le terrain

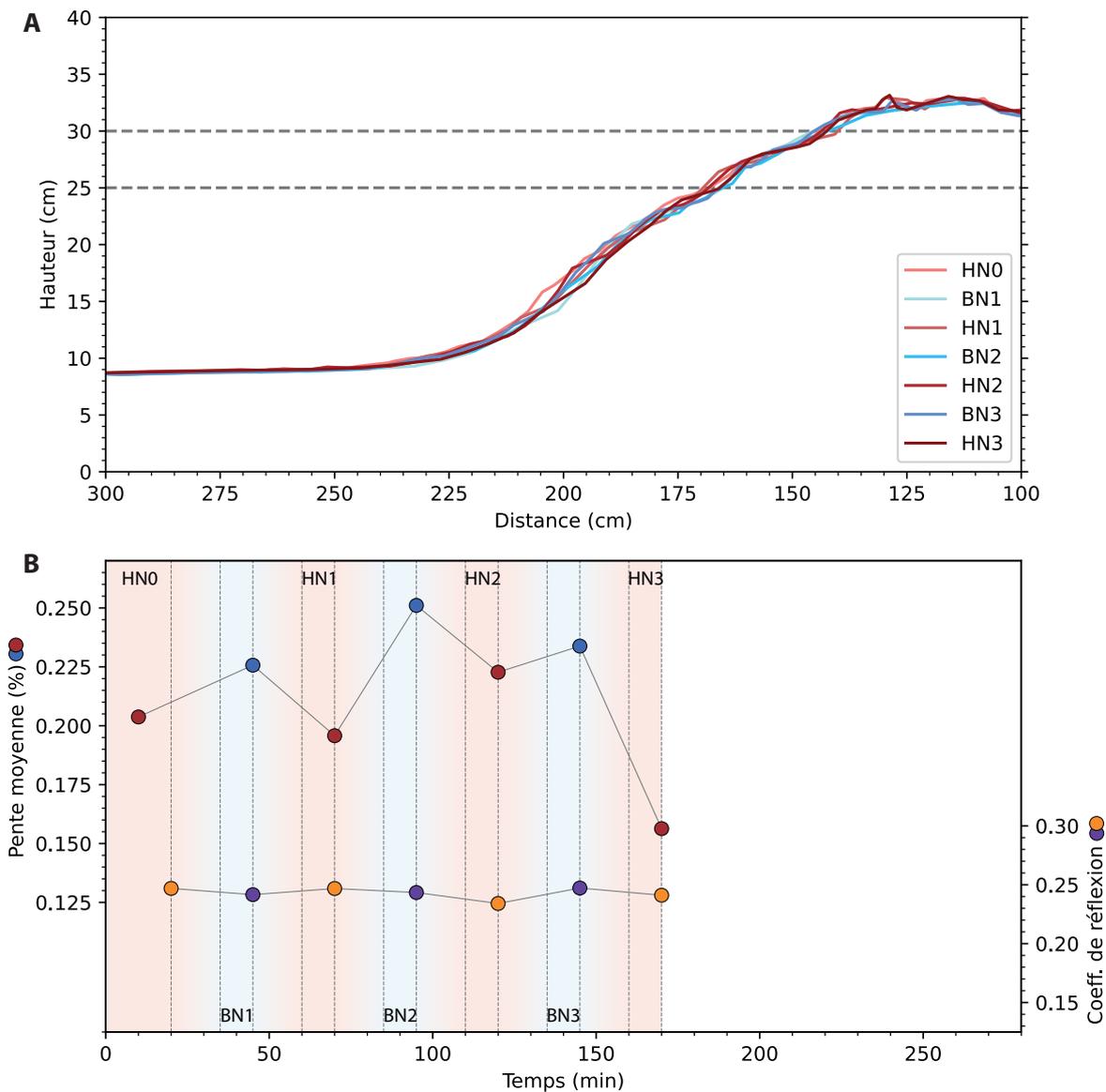


FIGURE II.14 – Évolution de la pente moyenne du profil de plage actif et de la réflexion de la houle. (A) Ensemble des profils topographiques du profil de plage en condition de houle peu énergétique, (B) Évolution des valeurs de pente moyenne de plage et du coefficient de réflexion.

de ce type de plage (e.g. Jennings et Shulmeister, 2002; Ivamy et Kench, 2006). Après 3 cycles de variations du niveau d'eau, seule une légère érosion peut être constatée entre 12 et 20 cm de hauteur (Fig. II.14-A).

L'analyse de la pente moyenne du beach face supérieur (i.e. section du profil centrée sur le niveau moyen qui est compris approximativement entre en $-H_s$ et $+H_s$) montre des variations importantes (15-25%). Les pentes sont plus fortes à bas niveau avec des valeurs allant de 22,5 à 25%. À haut niveau, les pentes oscillent entre 15 et 22,5%.

La valeur de réflexion moyenne pour cette configuration de houle est de 24,3% ($\pm 0,4\%$) (Fig. II.14-B). Aucune différenciation notable et aucune tendance d'évolution n'est à noter entre les valeurs mesurées à haut niveau et bas niveau d'eau.

Configuration énergétique

Le profil de plage en conditions énergétiques est globalement plus étendu (environ 130 cm) et son point culminant se situe 5 cm au-dessus du haut niveau d'eau. La pente moyenne de la plage est d'environ 20%. Les profils de haut et bas niveaux se caractérisent, comme précédemment, par un beach face supérieur fortement inclinée avec, en contrebas, un beach face inférieur faiblement inclinée se terminant par une marche de bas de plage (Fig. II.15). En conditions énergétiques, l'étendue du beach face inférieur est toujours plus importante à haut niveau qu'à bas niveau, 45 cm à haut niveau, contre 30 cm à bas niveau. La section du profil autour du haut niveau correspond, comme dans la configuration précédente, à une section relativement stable dans le temps et au cours des fluctuations du niveau d'eau moyen. À l'inverse, la section autour de la marche de bas de plage est très dynamique (Fig. II.16-A). Globalement, l'ensemble du profil est en accrétion et l'avant-plage inférieur en légère érosion (Fig. II.15). L'accrétion maximale, de l'ordre de 3-4 cm au cours des 270 minutes d'expérience, se fait sur la marche de bas de plage et le beach face supérieur à haut niveau d'eau, et sur l'avant-plage supérieur (entre 10 et 18 cm de hauteur) et le beach face à bas niveau d'eau. Il est à noter à bas niveau que le développement du beach face supérieur se fait à travers une morphologie de berme pouvant avoir des dimensions dépassant 3 cm de haut et 10 cm de large (Fig.

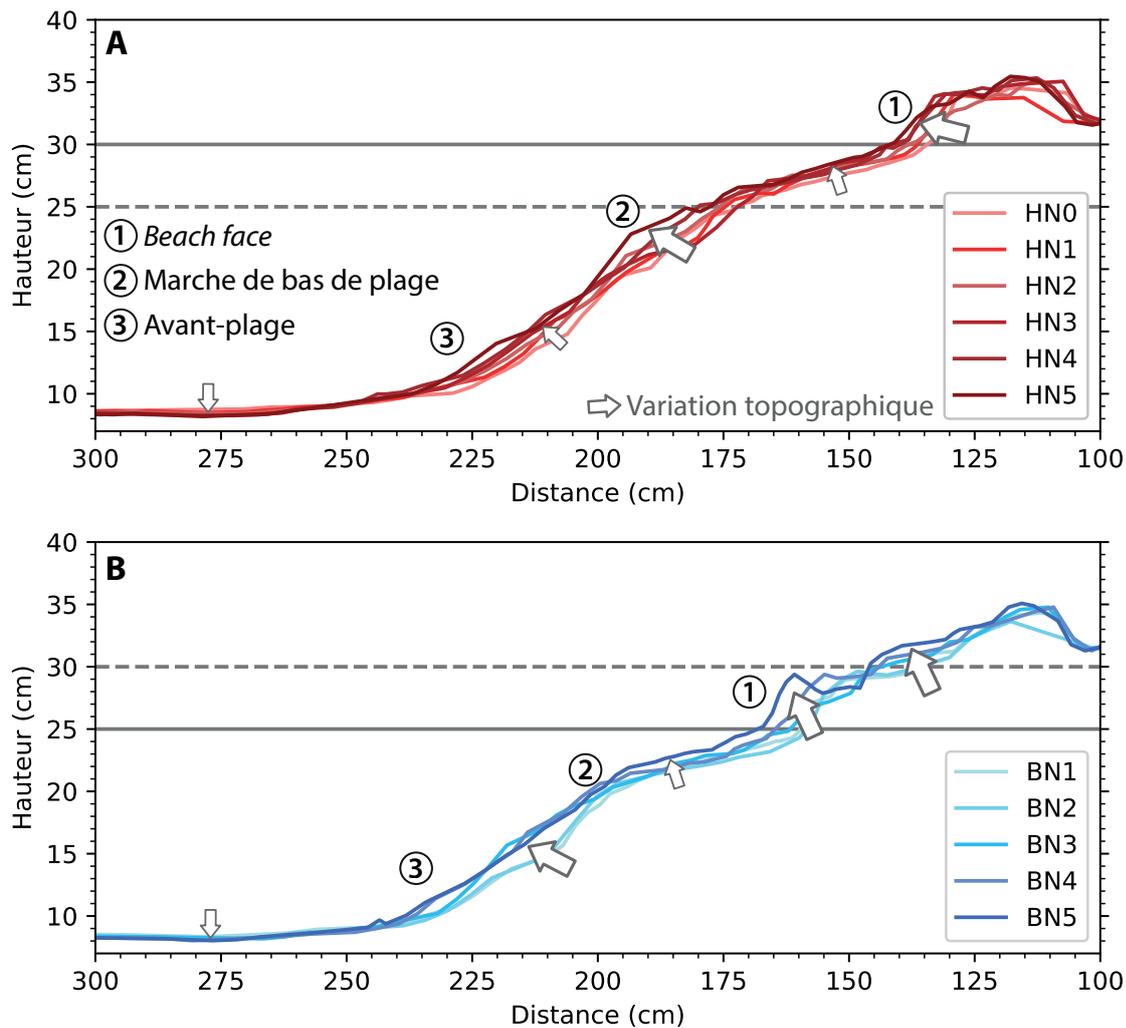


FIGURE II.15 – Variations topographiques d'un profil de plage soumis à cinq cycles de variation du niveau d'eau de 5 cm et à une configuration de houle énergétique. (A) Profils topographiques à haut niveau d'eau en rouge, (B) Profils topographiques à bas niveau d'eau en bleu.

II.15-B). La berme de bas de plage n'est pas préservée dans la morphologie relevée à haut niveau d'eau (Fig. II.16-A)

Les valeurs de pente moyenne du beach face supérieur sont en conditions énergétiques comprises entre 15 et 19% (Fig. II.16-B). À haut niveau, les pentes varient entre 17 et 19%, tandis qu'à bas niveau, les pentes varient de 15 à 17,5%. Les pentes sont, comme dans la configuration peu énergétique, plus importantes à bas niveau qu'à haut niveau d'eau. Après cinq cycles de variations du niveau d'eau, les valeurs de pentes à haut et bas niveau semblent converger vers 17,5%.

La réflexion de la houle, dont la valeur moyenne est de 19,3%, est moins importante

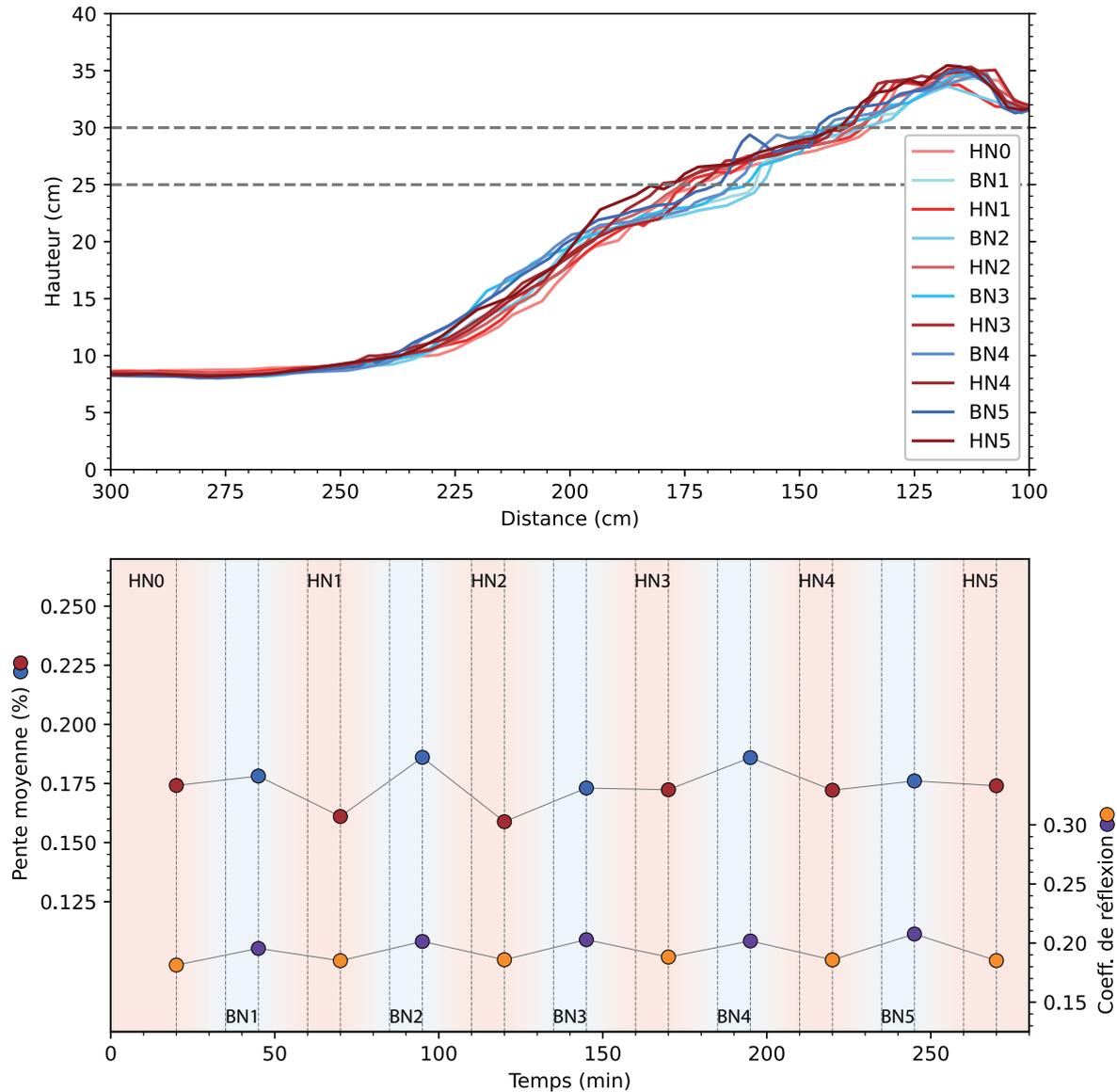


FIGURE II.16 – Évolution de la pente moyenne du profil de plage actif et de la réflexion de la houle en configuration de houle énergétique. (A) Ensemble des profils topographiques du profil de plage en condition de houle énergétique, (B) Évolution des valeurs de pente moyenne de plage et du coefficient de réflexion.

dans la configuration énergétique. Une différence peut être observée entre les valeurs mesurées à haut et bas niveau. A haut niveau, la réflexion est de $18,5\% \pm 0,2\%$, et à bas niveau la réflexion est de $20,2\% \pm 0,4\%$.

II.4.3 Processus dans la zone de déferlement et la zone de swash

La dynamique hydro-sédimentaire aux abords de la marche de bas de plage est un aspect qui a pu être caractérisé plus en détail grâce aux clichés de la caméra rapide. Selon la séquence de vagues arrivant sur le profil de plage, il est possible d'observer différents phénomènes. Deux cas de figure sont analysés : le cas d'une vague isolée et celui d'une série de deux vagues successives.

Le stade de départ de chaque séquence correspond à la fin du jet de rive, juste avant que la nappe d'eau se retire (back-wash) (Fig. II.17-1). L'arrivée de la vague sur le bas du profil de plage et le retrait de la nappe d'eau génèrent une convergence du transport sédimentaire vers la marche de bas de plage, induisant une accrétion momentanée de cette dernière (Fig. II.17-2). Le transport des particules se fait par charriage, mais également « en masse » dans une couche active. Cette couche active est définie comme la partie supérieure du fond sédimentaire sur le profil de plage, épaisse de 2 à 3 cm

Processus hydro-sédimentaires sur le profil plage à l'impact d'une vague solitaire (Cas n°1)

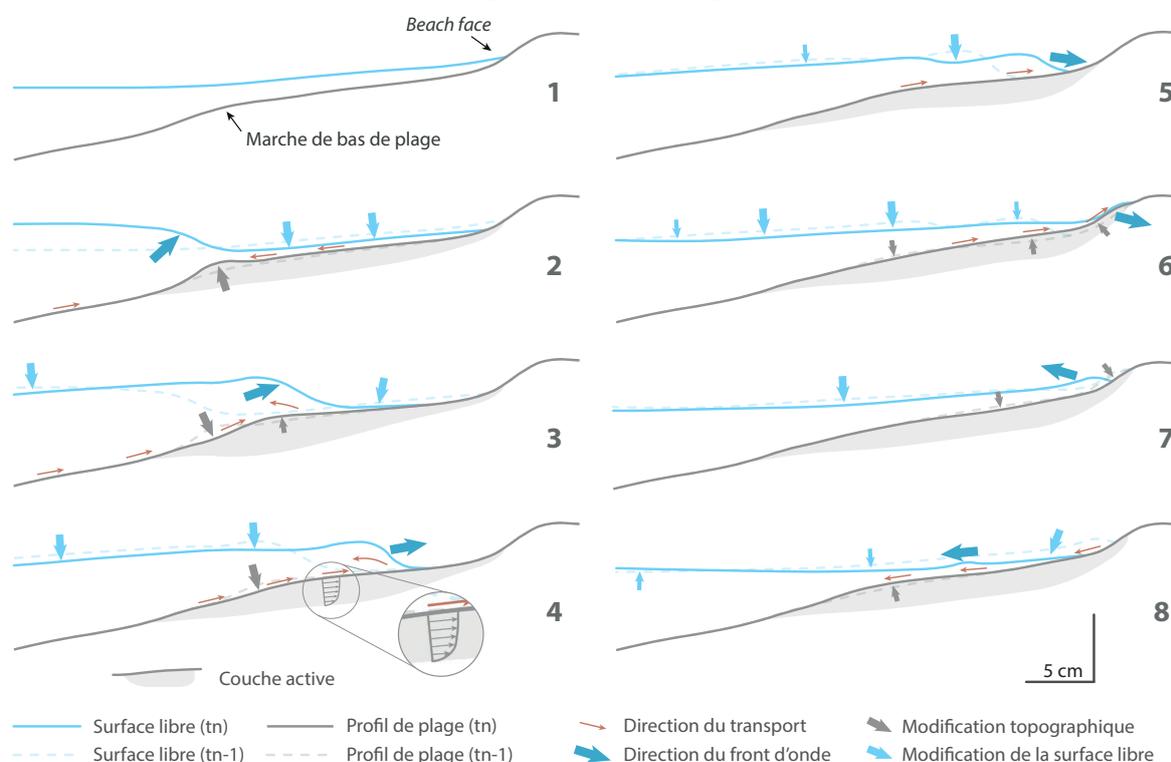


FIGURE II.17 – Séquence dynamique, en 8 étapes, de l'impact d'une vague isolée sur un profil de plage à galets expérimentale. La durée entre chaque stade est variable.

en moyenne, dans laquelle les particules sont mises en mouvement par le jet de rive et le ressac. Il s'agit d'un écoulement granulaire dense dans lequel les particules sont toujours jointives, et dont l'intensité du transport diminue avec la profondeur (Fig. II.17-4). L'épaisseur de la couche active est maximale au niveau du front d'onde dans la phase de swash, mais reste constante lors de la phase de backwash. À partir du stade 3, lorsque le front d'onde dépasse la marche, la direction du transport principal est onshore. Le front de propagation facilite la mise en suspension des particules (Fig. II.17-3). Dans ce cas de figure, le déferlement, de type gonflant, se fait en avant du beach face (Fig. II.17-5), et le run-up n'atteint pas la crête de la plage (Fig. II.17-6). Le transport onshore est faible et la morphologie du profil n'est pas modifiée. Au stade 6, la couche active atteint le beach face supérieur, et se maintient jusqu'au stade 8 en raison de l'exfiltration de l'eau du massif poreux (Fig. II.17-[6-8]). Le retour au stade initial se caractérise par un transport dirigé vers le large, venant alimenter la marche de bas de plage (Fig. II.17-8).

Dans un cas de figure où une série de vagues atteint le profil de plage, il est nécessaire d'analyser l'ensemble de la séquence pour comprendre les processus mis en jeu. Le point de départ est le même que précédemment (Fig. II.18-1), mais dans ce cas la tranche d'eau sur le beach face inférieur est supérieure (Fig. II.18-2). À l'arrivée du front d'onde, le transport est principalement dirigé vers la terre (Fig. II.18-[2-3]). Le déferlement dans cette séquence, de type plongeant, se fait en avant du beach face supérieur, et induit des variations momentanées et centimétriques de la topographie (Fig. II.18-[3-4]). La lame d'eau atteint ici le sommet de la crête (*overtopping*) au stade 5 en remontant une partie des particules (Fig. II.18-5). De par leur forte mobilité, les particules remontées sont immédiatement remobilisées en direction inverse (Fig. II.18-6). Jusqu'au stade 7, les processus observés sont similaires à ceux du cas n° 1 (Fig. II.17), à l'exception de deux points : l'épaisseur de la tranche d'eau et de la couche active. La plus grande quantité d'eau emmagasinée dans le massif par la vague précédente (représentée par une couche active de 3-4 cm s'étendant sur tout le profil de plage), associée à une tranche d'eau plus épaisse, induit un fort gradient de vitesse du courant vers le large (Fig. II.18-[6-7]). Cela se traduit par un transport important de particules vers le bas de plage, une accrétion

de la marche de bas de plage (Fig. II.18-7), et une forte remise en suspension à l'arrivée du nouveau front d'onde (Fig. II.18-8). La mise en suspension des particules se fait par le biais d'un vortex anti-horaire au niveau de la marche (Fig. II.18-[8-9]), et favorise grandement le transport onshore lorsque le front d'onde avance (Fig. II.18-10). Cette deuxième vague, dont le déferlement est également plongeant (Fig. II.18-11), n'atteint pas la crête de plage mais permet une légère accrétion du beach face supérieur (Fig.

Processus hydro-sédimentaires sur le profil plage à l'impact d'une série de 2 vagues (Cas n°2)

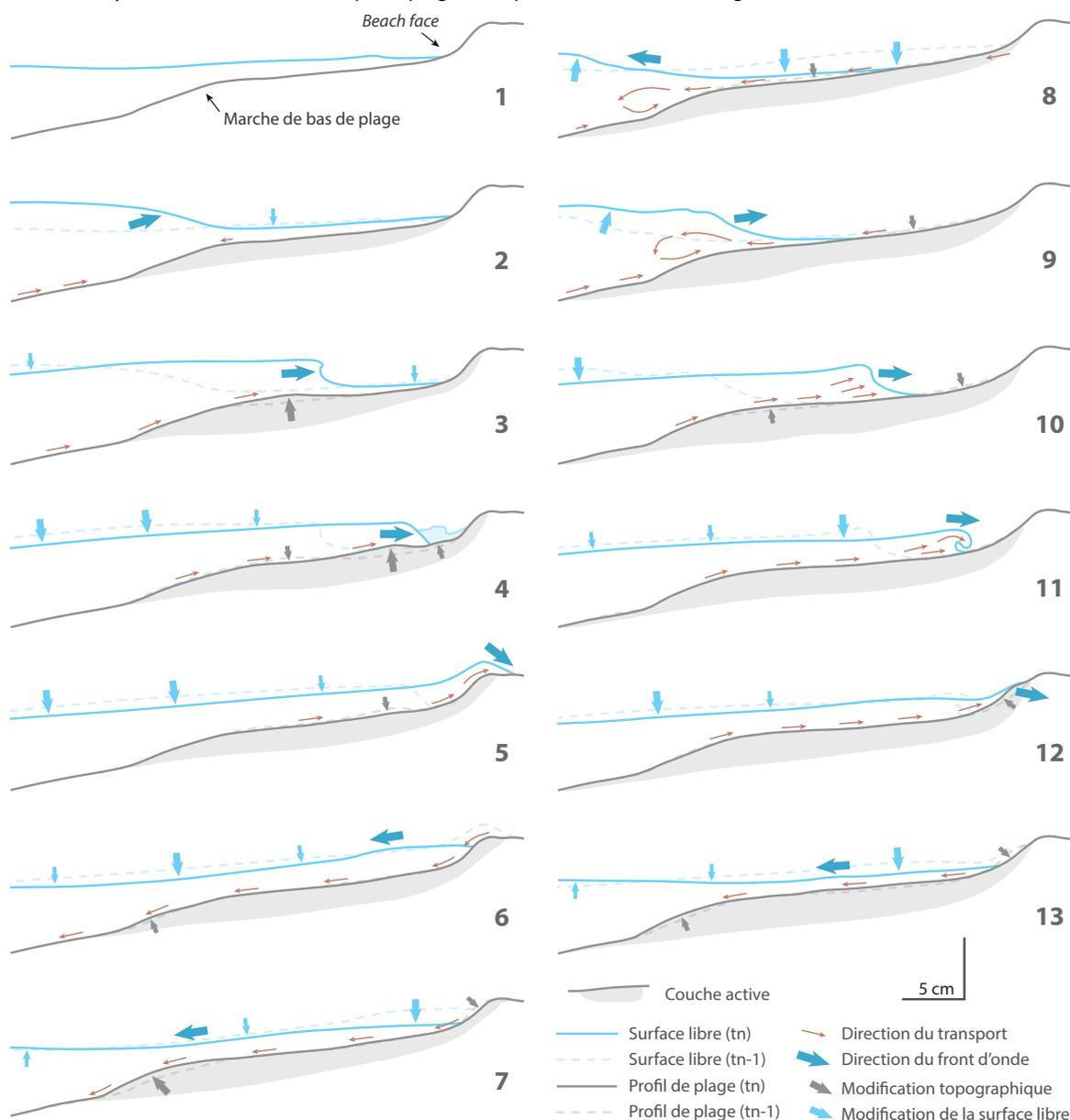


FIGURE II.18 – Séquence dynamique, en 13 étapes, de l'impact d'une série de deux vagues sur un profil de plage à galets expérimentale. La durée entre chaque stade est variable.

II.18-12). Le plus faible run-up induit après cette vague à plus faible gradient de vitesse un courant vers le large, et permet de retrouver le stade initial (Fig. II.18-13).

II.4.4 Comportement du profil de plage après un événement extrême

La dernière expérience réalisée a pour but d'analyser le comportement du profil de plage suite à un événement extrême générant du débordement et modifiant considérablement la morphologie du profil de plage. Il a donc été décidé d'augmenter l'amplitude des vagues de manière instantanée (quelques vagues) pour atteindre un débordement suffisamment conséquent (Fig. II.19-[A,B]), puis de retourner à la configuration de houle énergétique établie préalablement.

La section la plus impactée par cet événement extrême est la section du beach face ; le relevé topographique montre un recul de 5 cm du beach face supérieur et une légère diminution de l'inclinaison du beach face inférieur. D'autres sections ayant subi des modifications sont l'avant-plage et l'arrière barrière. L'avant-plage supérieur est localement en légère accrétion (2-3 cm), et l'arrière barrière est en légère aggradation, avec l'apparition d'un lobe de débordement de 2 cm d'épaisseur (Fig. II.19-B). La pente moyenne du beach face supérieur passe de 16,5% à 15% suite au débordement, et augmente progressivement par la suite (Fig. II.19-C). À 90 minutes, la pente moyenne est proche de la pente moyenne initiale, mais la morphologie du profil perd complètement sa concavité (Fig. II.19-B). Au cours des 80 minutes après le débordement, le trait de côte avance de 20 cm, l'avant-plage supérieur commence à s'éroder et l'arrière-barrière voit de nouveau l'apparition de lobes de débordement venant combler la dépression (Fig. II.19-B). La forte accrétion précède une phase d'ajustement du profil avec un nouveau grand remaniement. Ce remaniement se produit sans que le forçage ne soit modifié, il est donc probable que l'action d'une grande vague dans le spectre de houle utilisé ou un arrangement des particules moins stable soient à son origine. À 140 minutes, le profil de plage retrouve son équilibre et sa morphologie initiale. Les vestiges de l'événement de

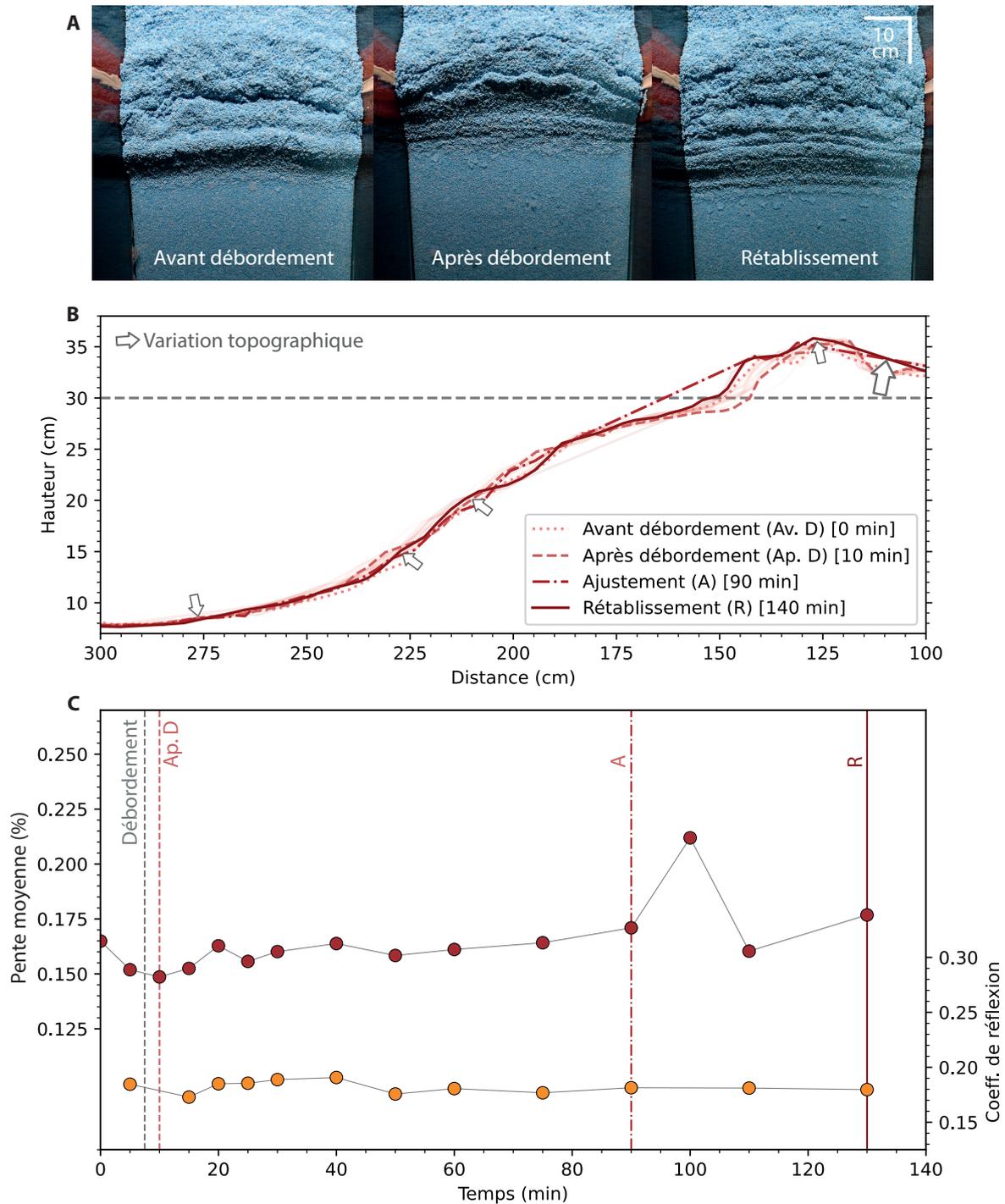


FIGURE II.19 – Analyse du comportement du profil de plage suite à un événement énergétique induisant du débordement. (A) Photographies en plan du profil de plage actif avant et après le débordement, (B) Suivi morphologique du profil de plage, (C) Évolution des valeurs de pente moyenne et du coefficient de réflexion.

débordement sont en premier lieu les lobes de débordement (protégés en arrière de la barrière) et en deuxième lieu de légères accrétions au niveau du beach face supérieur,

de l'avant-plage supérieur et du sommet de la barrière, ainsi qu'une légère érosion de l'avant-plage inférieur. La marche de bas de plage n'évolue quasiment pas au cours de l'expérience.

En accord avec la diminution de pente moyenne, suite au débordement, la valeur de la réflexion diminue de 18,5% à 17%. La réflexion augmente à nouveau très rapidement jusqu'à sa valeur initiale dans la phase post-débordement avec des valeurs aux alentours de 19% (Fig. II.19-C). Après 50 minutes, au moment où la pente moyenne du profil actif commence à augmenter régulièrement, la valeur de la réflexion se stabilise à 18% (proche de la valeur initiale).

II.5 Morphodynamique d'un massif de plage de granulométrie bimodale

Un second type d'expérimentation a été réalisé en combinant les deux fractions granulométriques à disposition, les granules PET et l'abrasif plastique. De nouveaux suivis de la topographie et du coefficient de réflexion sont effectués afin d'analyser l'impact de la granulométrie bimodale du sédiment dans la morphodynamique des plages.

II.5.1 Protocole expérimental

L'expérimentation débute de la même manière que le premier type d'expérimentation. Un profil de plage naturel est créé à partir d'un stock sédimentaire d'avant-plage, uniquement constitué de granules grossières, soumis à une houle régulière (Fig. II.11).

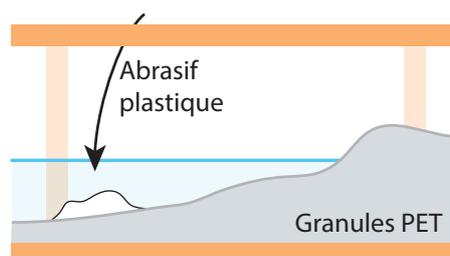


FIGURE II.20 – Insertion de l'abrasif plastique par pluviation en bas du profil de plage.

Lorsque le profil d'équilibre est atteint, un ajout de 15 kg de particules fines ($\sim 0,2$ mm) est effectué en bas de profil (Fig. II.20). Des ajouts supplémentaires se font au cours de l'expérience, par portions de 5 kg, lorsque le profil atteint un nouveau stade d'équilibre. Au total, 35 kg de sédiment plastique fin sont introduits dans le canal sur 725 min ; cela correspond à 15% du poids total de sédiment.

Les conditions de houle utilisées sont des conditions énergétiques, proches de la configuration utilisée précédemment, avec $H_s = 5,06$ cm et $T_p = 2,12$ s. Le niveau d'eau a été établi à 30 cm jusqu'à 835 minutes. Après cela, le même protocole de variation du niveau d'eau de 5 cm (Fig. II.12) a été appliqué sur 5 cycles jusqu'à atteindre 1085 minutes d'expérience (Fig. II.21).

II.5.2 Suivi de la morphologie du profil de plage

L'ajout de sédiment fin en bas de la plage grossière a pour conséquence d'engendrer une forte variabilité de la pente et de la morphologie générale du profil de plage (Fig. II.21-A, Fig. II.22). Au cours des 835 premières minutes, les valeurs de pente oscillent autour d'une moyenne de $16,8\% \pm 4,8\%$. Le beach face supérieur subit une légère diminution de pente, ainsi qu'une stabilisation, au cours de cette phase à niveau stable avec des valeurs de $17,7\% \pm 5,6\%$ jusqu'à 400 minutes, et des valeurs de $16\% \pm 3,8\%$ jusqu'à 835 minutes. Les pentes maximales et minimales mesurées sont de 35% et 5%, respectivement. Les différents ajouts de fines induisent généralement une diminution momentanée des valeurs de pente, suivie d'une augmentation rapide à environ 75 minutes après l'ajout, puis d'une diminution par à-coups de la pente jusqu'à retrouver une valeur proche de la valeur initiale (Fig. II.21-A).

Les variations du niveau d'eau, à partir de 835 minutes, modifient la pente du profil de plage (Fig. II.21-A). À haut niveau, la pente est plus importante avec des valeurs de $17,4\% \pm 2,6\%$, tandis qu'à bas niveau les valeurs sont de $13,4\% \pm 1,5\%$. L'inverse se produit en absence de particules fines (Fig. II.16). Les valeurs de pente à haut niveau semblent toutefois diminuer au cours du temps pour converger vers les valeurs de pente

à bas niveau (Fig. II.21-A).

Le coefficient de réflexion passe rapidement de 18,6% à 20,1% suite au premier ajout de fines, puis décroît rapidement vers des valeurs proches de 18%. Les ajouts complémentaires de fines ne perturbent pas la réflexion autant que le sont les valeurs de pente du profil actif. Il est possible d'observer néanmoins une diminution très progressive de la réflexion d'environ 1% au cours des 835 premières minutes d'expérience (Fig. II.21-A). La mise en place des variations de niveau d'eau a pour conséquence une diminution plus importante des valeurs de réflexion, qui passent d'environ 17% à 16%. À bas niveau, la réflexion est de $14,7\% \pm 0,3\%$, tandis qu'à haut niveau la réflexion est de $16,2\% \pm 0,5\%$; cela s'accorde à des valeurs de pentes du profil actif plus importantes à haut niveau.

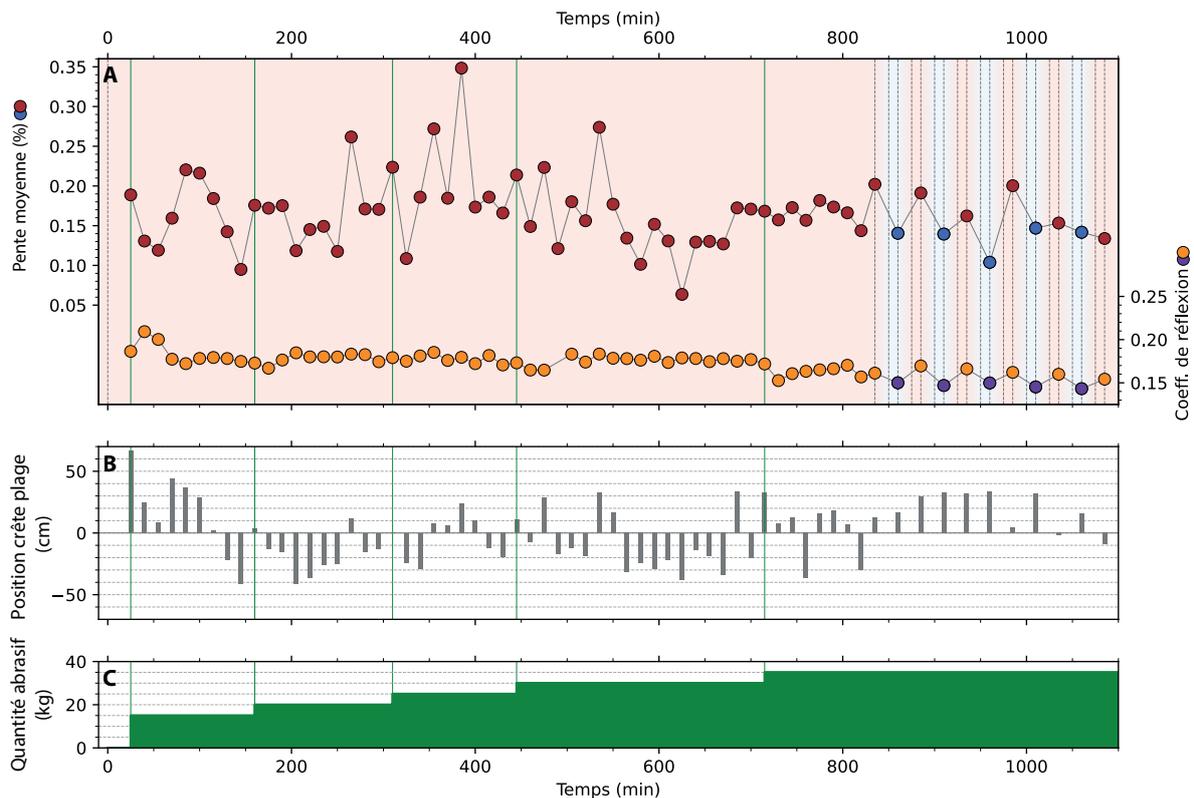


FIGURE II.21 – Évolution de la pente moyenne du profil de plage actif, de la réflexion et de la position de la crête de plage lorsque du sédiment fin est incorporé en bas de profil de plage. (A) Valeur de pente moyenne du profil de plage actif et du coefficient de réflexion de la houle (rouge = haut niveau, bleu = bas niveau), (B) Mouvement relatif de la position de la crête de plage par rapport à la moyenne (valeurs positives : avancée; valeurs négatives : recul), (C) Quantité d'abrasif plastique insérée au cours de l'expérience.

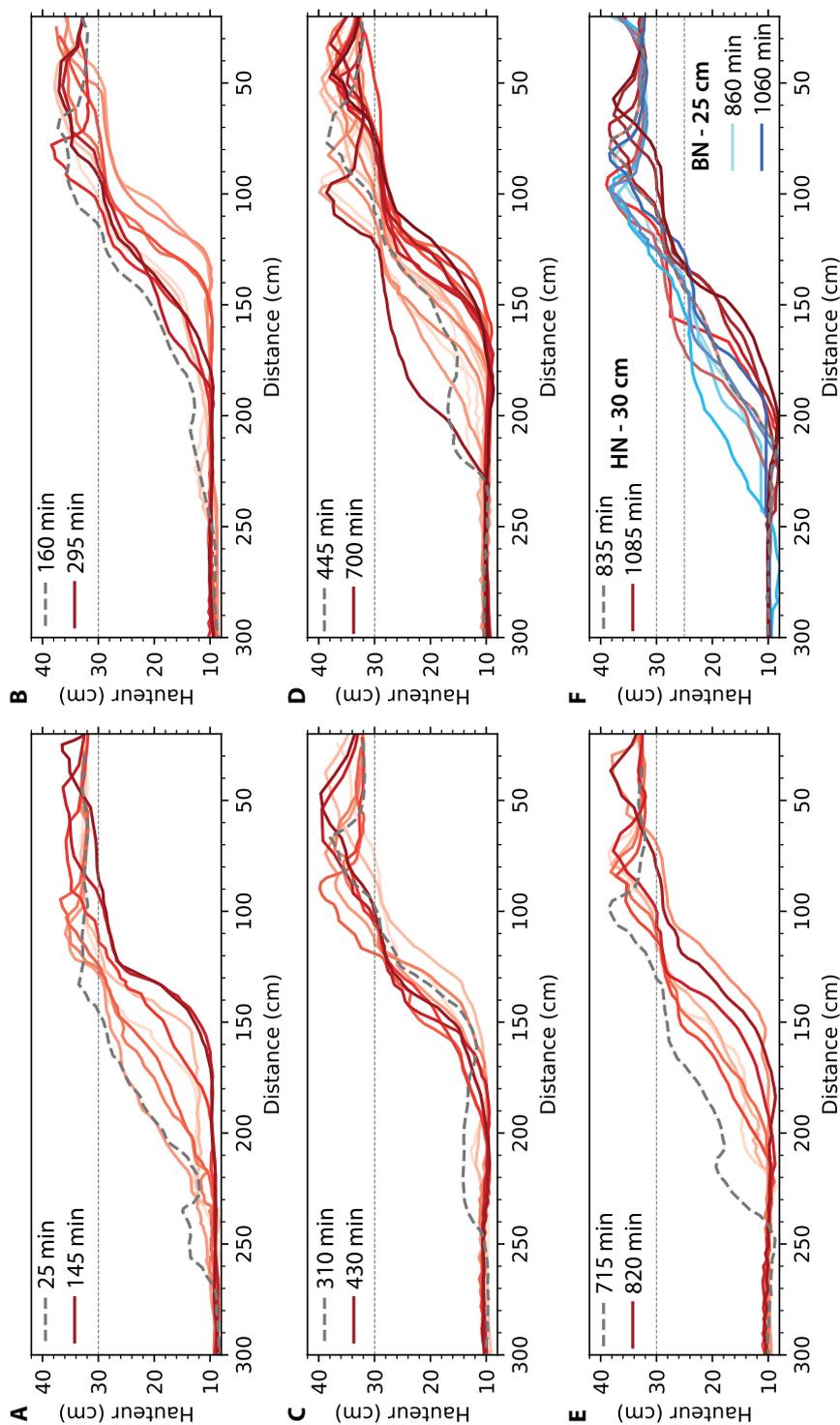


FIGURE II.22 – Évolution morphologique du profil de plage combinant des particules grossières et fines. Chacun des six encadrés (A à F) représente l'évolution morphologique du profil entre deux ajouts de particules fines en bas de plage. Les profils sont relevés en moyenne toutes les 15 minutes et leur chronologie est symbolisée par un dégradé de couleur clair-foncé. Le niveau d'eau dans les cinq premiers encadrés est fixé à 30 cm, et oscille entre 30 et 25 cm dans le dernier encadré (même protocole que celui utilisé dans les expériences précédentes).

À la différence des expériences sans particules fines, le profil de plage dans son ensemble est ici très mobile (Fig. II.21-B). Le suivi de la position de la crête de plage, par rapport à une position moyenne, montre des amplitudes de déplacements latéraux atteignant un mètre. La première réaction du profil de plage suite à l'ajout de fines est un recul de 110 cm en 120 minutes, combiné à une augmentation de la pente de bas de plage, à la création d'un large replat au niveau de la zone de swash et à une légère augmentation de la hauteur de la barrière (1-2 cm) (Fig. II.22-A). Le recul de la crête de plage est quasiment systématique suite à chaque ajout de fines. Entre 160 et 430 minutes, les variations principales concernent la hauteur de la barrière, qui continue à augmenter (+2 cm), et des déplacements décimétriques de la position de la crête (Fig. II.22-[B,C]). Suite aux modifications morphologiques initiales, le profil de plage est principalement en translation et ne subit pas de modifications majeures de sa morphologie. Les variations du niveau d'eau modifient de manière considérable la morphologie du profil et, notamment, la partie basse de celui-ci incluant la marche de bas de plage, entre 10 et 28 cm (Fig. II.22-F). Dans cette nouvelle configuration, la position de la crête est plus stable.

II.5.3 Infiltration de la fraction fine dans le massif poreux

Les photographies en vue latérale permettent de suivre l'évolution du stock sédimentaire fin ajouté en pied de barrière grossière. Une grande partie du sédiment (non quantifiée) est transportée vers le large par charriage et forme un lit sédimentaire sur lequel se développent des rides. Le reste du sédiment remonte progressivement sur le profil de plage et s'infiltré dans la porosité du massif de particules grossières. Il s'accumule ainsi au-dessus de la mousse alvéolaire, au contact avec le géotextile (100-400 min - Fig. II.23). La tête du corps sédimentaire à granulométrie fine qui se forme ainsi au sein du massif de galets atteint sa position la plus amont au bout de 310 minutes (environ 20 cm). Les particules fines viennent par la suite s'accumuler progressivement sur la partie supérieure jusqu'à former une morphologie de barre. En absence de nouvel ajout extérieur de fines, les particules en bas de profil sont remobilisées vers les parties supérieures

(925-1085 min – Fig. II.23). Cette remobilisation est d'autant plus importante que les variations du niveau d'eau permettent une remontée de la barre interne de sédiment fin à des altitudes plus élevées dans le massif poreux.

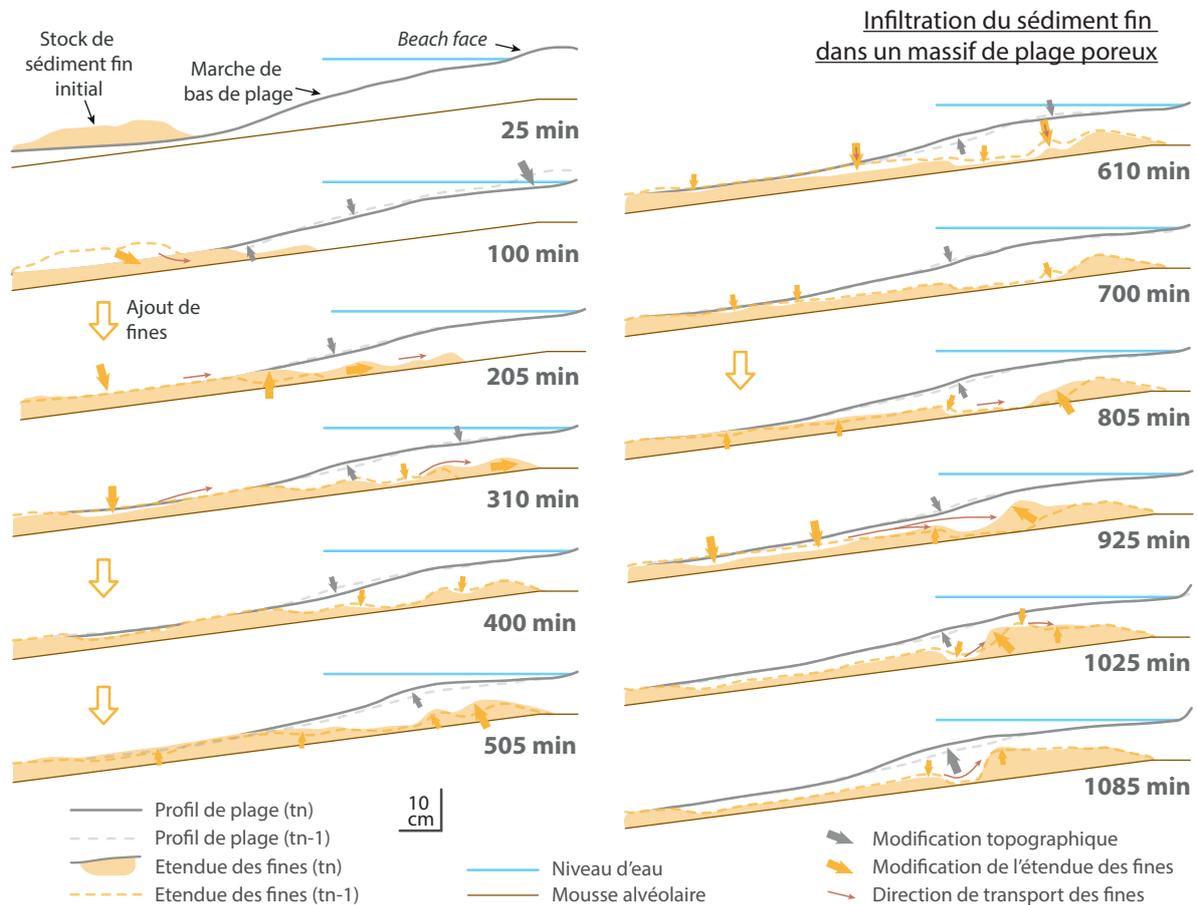


FIGURE II.23 – Infiltration d'un corps sédimentaire à granulométrie fine dans un massif de plage à granulométrie grossière. Schéma montrant l'évolution interne du massif de plage au cours de 1085 minutes d'expérience.

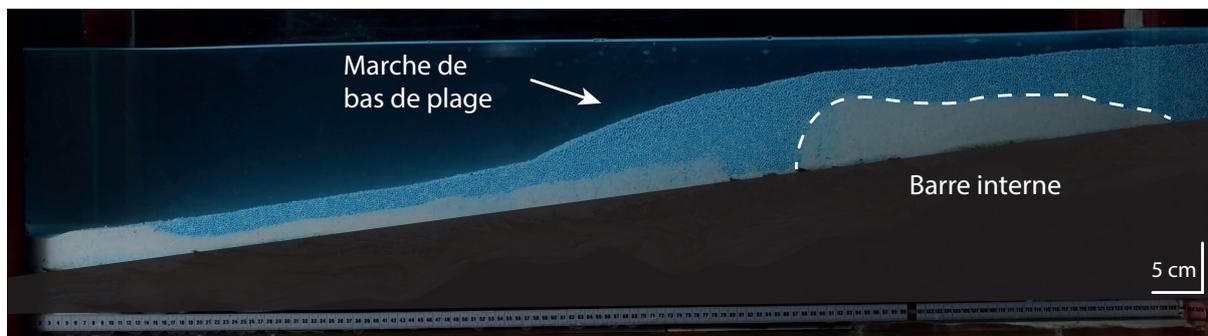


FIGURE II.24 – Photographie de la barre de sédiment fin à l'intérieur du massif de particules grossières vue en coupe.

En fin d'expérience, la barre interne s'étend approximativement sur 40 cm de longueur et plus de 5 cm de hauteur. Des observations en coupes dans le massif, permettent de constater que la barre est bien présente sur toute la largeur du canal (Fig. II.24). La présence des fines n'est donc pas un artéfact lié à un effet de bord au contact de la paroi vitrée. Ces observations montrent également que la barre est massive, constituée de sédiments fins déjà très compactés, et avec un relativement faible pourcentage de granules grossières. Aucune structure interne n'est visible, sans doute en raison du mode de dépôt des fines principalement par infiltration.

II.6 Discussion

II.6.1 Reconstruction d'un profil de plage purement graveleux avec du sédiment plastique basse densité

Les différentes expérimentations réalisées avec les granules PET ont permis de constater la formation naturelle des deux morphologies caractéristiques des plages à granulométrie grossière : un beach face concave avec une partie supérieure abrupte et une marche de bas de plage. Les expériences montrent que les conditions énergétiques sont à l'origine de la morphologie générale du profil de plage. Le beach face inférieur s'avère être la partie la plus stable du profil de plage, outre la crête (Fig. II.25-A). La marche et le beach face supérieur correspondent à deux sections mobiles du profil de plage. Ce modèle s'applique à des environnements soumis à des variations tidales. Dans les environnements à faible marnage, la position de la marche de bas de plage est stable dans le temps (Ivamy et Kench, 2006). Même en conditions très énergétiques, l'ajustement de profil se produit principalement sur la partie supérieure du profil par le biais d'un surcreusement, et par le débordement de sédiment par-dessus la barrière (Fig. II.19B). D'autres ajustements mineurs aux événements extrêmes se produisent dans la partie basse du profil avec une accrétion de l'avant-plage supérieur et une augmentation de la profondeur sur l'avant-plage inférieur.

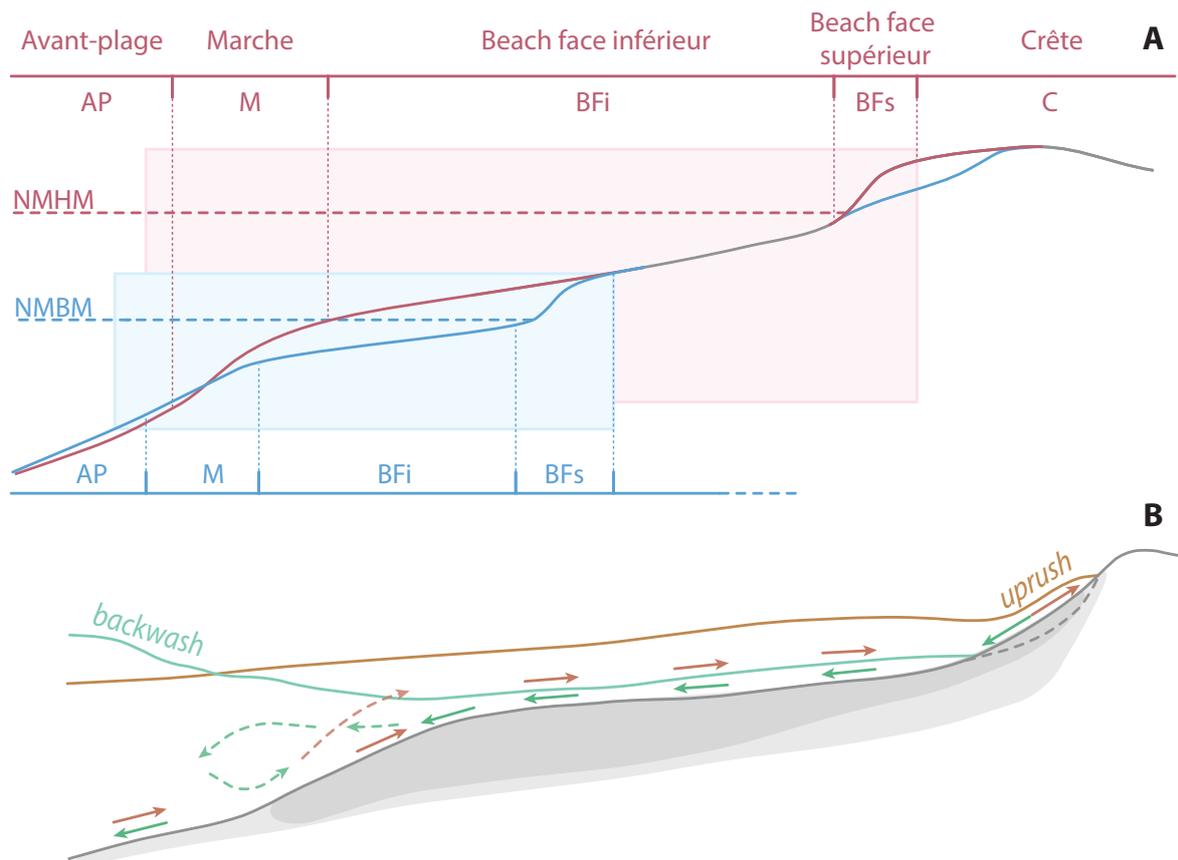


FIGURE II.25 – Subdivision de la plage expérimentale à galets (A) et schématisation de la dynamique sédimentaire le long de son profil depuis le bas jusqu'à la crête de plage lors de la montée et la descente de la lame d'eau (uprush-backwash) (B). La zone grisée correspond à la couche active (en gris clair l'étendue maximale que peut atteindre la couche active).

Le fonctionnement de la marche de bas de plage joue un rôle important dans la morphodynamique des plages à galets, comme ont pu l'évoquer certains auteurs auparavant (e.g. [Ivamy et Kench, 2006](#); [Austin et Buscombe, 2008](#); [Masselink et al., 2010](#)). La dynamique de cette morphologie est associée d'une part à la convergence du transport sédimentaire superficiel sur la marche, et d'autre part aux processus d'infiltration/exfiltration d'eau dans la zone de swash (Fig. II.25-B). Le transport sédimentaire convergeant vers la marche de bas de plage peut faciliter, en condition énergétique, la mise en suspension du matériel au retrait de la lame d'eau (backwash) (e.g. [Bauer et Allen, 1995](#); [Kulkarni et al., 2004](#)) et, par conséquent, générer une plus forte remobilisation sédimentaire. La circulation d'eau interstitielle au niveau de la marche et de la zone de swash participe de manière indirecte au transport en favorisant la reprise des particules par la dynamique de swash. Ce dernier aspect est considéré comme secondaire par [Masselink et Turner](#)

(2012), mais semble non négligeable dans les expérimentations menées.

L'utilisation de particules plastiques de basse densité ne reste pas sans inconvénients dans la reproduction de la dynamique de plage. Parmi les effets considérés comme limitants se trouvent (1) la sphéricité des granules et leur homogénéité en taille, (2) la cohésion des grains les plus fins de par leur forme anguleuse (Fig. II.2), (3) la flottaison des particules lorsqu'elles interagissent avec la surface libre, et (4) l'occurrence de phénomènes gravitaires sur les sections fortement inclinées. Ces effets, déjà identifiés par [Petruzzelli et al. \(2013\)](#), altèrent d'une manière non quantifiée la mobilité du sédiment et doivent être pris en considération.

II.6.2 Impact d'une réduction de la porosité dans les plages à galets

L'incorporation de sédiment fin dans la porosité des particules grossière a pour conséquence de déstabiliser fortement le profil de plage. La déstabilisation se marque par un recul du trait de côte et par une modification considérable de la morphologie du profil de plage. Un comportement similaire a été observé par [Pagán et al. \(2018\)](#) lors de rechargements en sable de trois plages à galets dans le sud de l'Espagne, avec des pertes de surface pouvant atteindre 20% en un an après le rechargement. L'hypothèse la plus probable suite aux expérimentations est que ces ajustements morphologiques sont une réaction à la modification de la circulation d'eau dans le massif poreux. En effet, le comblement de la porosité en profondeur induit une moindre pénétration de l'écoulement et en conséquence génère une intensification de la circulation autour de l'interface eau-sédiment et une augmentation du volume d'eau dans le backwash. Le développement et le déplacement vers l'amont du corps sédimentaire fin dans la porosité est un processus progressif qui aboutit au comblement du massif jusqu'à une altitude inférieure au niveau d'eau moyen. Le comblement des parties supérieures du profil nécessite un niveau d'eau plus élevé et des vagues de grande amplitude. Lors des expériences, seul un déplacement vers l'amont du corps de sédiments fins a été observé, mais il se peut que le cas inverse se produise dans des systèmes matures, dont la porosité est comblée. La description de [Bergillos et al. \(2016\)](#) d'un cas de figure où la fraction sableuse migre vers le large lors

d'un événement de tempête est un bon exemple de réorganisation du corps sédimentaire fin et, de manière plus générale, du profil de plage.

II.6.3 Facteurs influençant les coefficients de réflexion des vagues devant les plages à galets

De par la complexité de la mesure sur le terrain, l'analyse de la réflexion des vagues en avant des plages n'est pas souvent réalisée. La réflexion d'une partie de l'énergie incidente est cependant connue pour influencer directement l'agitation (Martins *et al.*, 2017). Les travaux de Davidson *et al.* (1994) et Mason (1997) ont permis d'associer la forte réflexion à la forte pente de la partie supérieure du profil de plage.

En absence de fraction sédimentaire fine dans le massif, les expériences faisant varier le niveau d'eau ont montré que les valeurs du coefficient de réflexion sont plus importantes à bas niveau qu'à haut niveau. La différence majeure entre les deux profils est qu'à bas niveau, la section de profil correspondant à la zone de shoaling est plus inclinée qu'à haut niveau. Le contraire est observé lorsque des fines sont ajoutées en bas de plage ; la pente de plage et le coefficient de réflexion sont inférieurs à bas niveau et supérieurs à haut niveau, comme cela a été reporté par Davidson *et al.* (1994) et Mason (1997).

Bien qu'il soit impossible de corrélérer directement la pente du profil actif à une valeur de coefficient de réflexion, ces deux paramètres semblent être liés. Comme le remplissage de la porosité par des particules fines est en mesure de faire varier les pentes (McLean et Kirk, 1969) et la conductivité hydraulique du massif de plage (Horn et Li, 2006), ce paramètre doit influencer l'intensité de la réflexion. Cependant, et au contraire de ce qui pourrait être attendu, la diminution de la porosité ne génère pas une augmentation de la réflexion. Il semble donc que dans le cas de nos expériences, le paramètre "pente" a été prédominant sur le paramètre "porosité". Par conséquent, une caractérisation plus précise de la pente, prenant en compte la concavité et convexité du profil de plage, comme l'ont fait Bernabeu *et al.* (2003), permettrait certainement de mieux quantifier les relations pente/porosité/réflexion.

II.7 Conclusion

La modélisation d'un profil de plage à granulométrie grossière a été réalisée grâce à l'utilisation de matériaux plastiques de basse densité, des granules en PET et de l'abrasif plastique. La modélisation de ce type de plage est d'un grand intérêt lorsqu'il s'agit d'analyser en détail des aspects propres à ces plages, comme la morphodynamique de la marche de plage, le rétablissement de la plage suite à des événements extrêmes, le rôle des particules fines dans le massif de plage poreux et l'agitation pouvant être générée en avant de ces plages. Les expérimentations ont mené à la création d'un profil de plage naturel dont les caractéristiques morphologiques ont été schématisées. Il a été possible de vérifier avec ces expérimentations certains points déjà identifiés auparavant tels (1) la dynamique et l'importance de la marche de bas de plage dans la morphodynamique des plages, (2) le lien existant entre les pentes de plage importantes et les valeurs de réflexion élevées, et (3) la diminution des pentes par l'augmentation de particules fines dans la porosité du massif de plage.

Les variations de niveau d'eau influencent la morphologie de la plage sur deux zones mobiles, le beach face supérieur et la marche de bas de plage. Le beach face inférieur est une zone relativement stable et donc peu sensible aux fluctuations du niveau d'eau moyen. Les événements très énergétiques impactent principalement la partie supérieure du profil de plage qui subit une nette érosion. L'apparition de lobes de débordement semble pouvoir être possible, en dehors des événements extrêmes, lors de la phase de rétablissement au cours de laquelle une grande quantité de sédiment est transportée vers les terres. La pente moyenne du beach face supérieur peut être prise comme premier indicateur de l'intensité de la réflexion, mais n'est pas directement corrélée à celle-ci ; une caractérisation morphologique plus détaillée du profil non linéaire des plages à galets serait plus pertinente dans l'estimation de la réflexion. Le remplissage de la porosité du massif poreux par du sédiment fin est un facteur influençant également la réflexion de la houle sur la plage. L'incorporation de fines en bas de plage a montré une diminution des pentes en bas de plage et une diminution des valeurs de réflexion. La dissipation

de l'énergie des vagues semble alors être davantage liée à la morphologie de la plage qu'au remplissage de la porosité. La migration progressive vers l'amont du corps sédimentaire fin génère une forte mobilité des particules grossières, et provoque un rééquilibrage constant du profil de plage. L'incorporation de fines en bas de plage a pu également mettre en valeur la formation d'un corps sédimentaire à granulométrie fine à l'intérieur des systèmes à granulométrie grossière.

La préservation dans l'architecture de la dynamique intense des profils de plage est un point délicat qui est sujet à de nombreuses incertitudes. Pour les plages à galets, des facteurs telles la variabilité granulométrique et morphométrique des grains (Bluck, 1998) et la formation de morphologies 3D de type croissants de plage, viennent s'ajouter à l'étude de ce genre de plages. D'autres facteurs non modélisés propres aux littoraux de manière générale, comme par exemple l'obliquité de l'incidence de la houle, l'irrégularité du climat de vagues et de l'amplitude des marées, et la perturbation du transit sédimentaire par la mise en place de divers aménagements côtiers doivent également être considérés.

Dans les deux chapitres qui suivent, ce sont les architectures de ces plages à galets qui vont être examinées, ce qui va nous permettre de mieux comprendre leur fonctionnement morphodynamique à différentes échelles de temps et d'espace.

Chapitre III

Evolution pluri-décennale de la morphologie et de l'architecture sédimentaire d'une flèche de galets



III.1 Introduction

L'étude de l'architecture interne des systèmes de barrières littorales a permis lors de ces dernières décennies de réaliser d'importantes avancées sur la compréhension de la mise en place de ces corps sédimentaires et la reconstitution de paléo-environnements (niveau marin, apports sédimentaires, climat) (Bristow et Pucillo, 2006; Tamura, 2012; Billy *et al.*, 2015; Goslin et Clemmensen, 2017). L'outil géoradar ou *Ground Penetrating Radar* (GPR), permettant d'imager le long de profils les structures sédimentaires du sous-sol, a largement contribué à l'étude des systèmes littoraux depuis les années 1990 (Neal, 2004; Buynevich *et al.*, 2009). Une grande partie des études a été effectuée sur des systèmes sableux de type 'beachridge' (e.g. Tamura *et al.*, 2008; Tanaka *et al.*, 2009; Oliver *et al.*, 2016) car il s'agit d'un type courant de barrière littorale à fort potentiel de préservation de par le caractère progradant des plaines littorales qu'ils construisent. Les travaux menés sur des systèmes graveleux et à fort dynamisme, telles les flèches littorales, sont bien moins communs dans la littérature (e.g. Smith *et al.*, 2003; Montes *et al.*, 2018).

Ce chapitre a pour but de décrire l'architecture interne d'une flèche de galets, située à l'embouchure de l'estuaire hypertidal de la Baie de Somme, en relation avec son évolution morphologique. Une prospection géoradar est effectuée sur la zone la plus dynamique de la flèche, et dont l'évolution peut être suivie depuis les années 1930 grâce aux images aériennes historiques. L'analyse des structures et des faciès sédimentaires identifiés permet de mieux comprendre les processus hydro-sédimentaires opérant le long de la barrière. Les marqueurs chronologiques, établis à partir des images aériennes, sont utilisés pour suivre l'évolution des structures dans le temps et, ainsi, identifier les principaux forçages (aménagements anthropiques, événements de vagues extrêmes, niveaux de marée).

Les travaux présentés dans ce chapitre ont été menés dans le cadre du projet GIPSIEs (*Geophysical Investigation of a Pebble Spit Internal Structure* – Financement CNRS EC2CO, porteur : P. Weill). Ce projet avait pour but, outre la problématique sédimentologique et stratigraphique, de développer une approche géophysique multi-méthodes originale

pour la prospection géophysique des milieux littoraux, qui incluait la méthode géoradar, aux côtés de la cartographie EMI (*Electro-Magnetic Induction*) et des sondages TDEM (*Time-Domain Electro-Magnetic*).

Les résultats du projet qui s'appuient spécifiquement sur les données GPR ont été publiés dans *Sedimentology* (Pancrazzi *et al.*, 2022), et l'article fait partie intégrante de ce chapitre. En préambule, nous présentons avec plus de détails le contexte géologique, géomorphologique et hydrodynamique du site d'étude, ainsi que la méthodologie employée.

III.2 Site d'étude : La flèche de galets de la Baie de Somme

III.2.1 Cadre général : la Baie de Somme

La Baie de Somme se situe en Manche Orientale, au niveau des côtes de la Picardie (50° N) (Fig. III.1). Avec sa superficie d'environ 70 km², elle constitue la deuxième plus grande zone estuarienne de la Manche Orientale après l'estuaire de la Seine. Deux fleuves

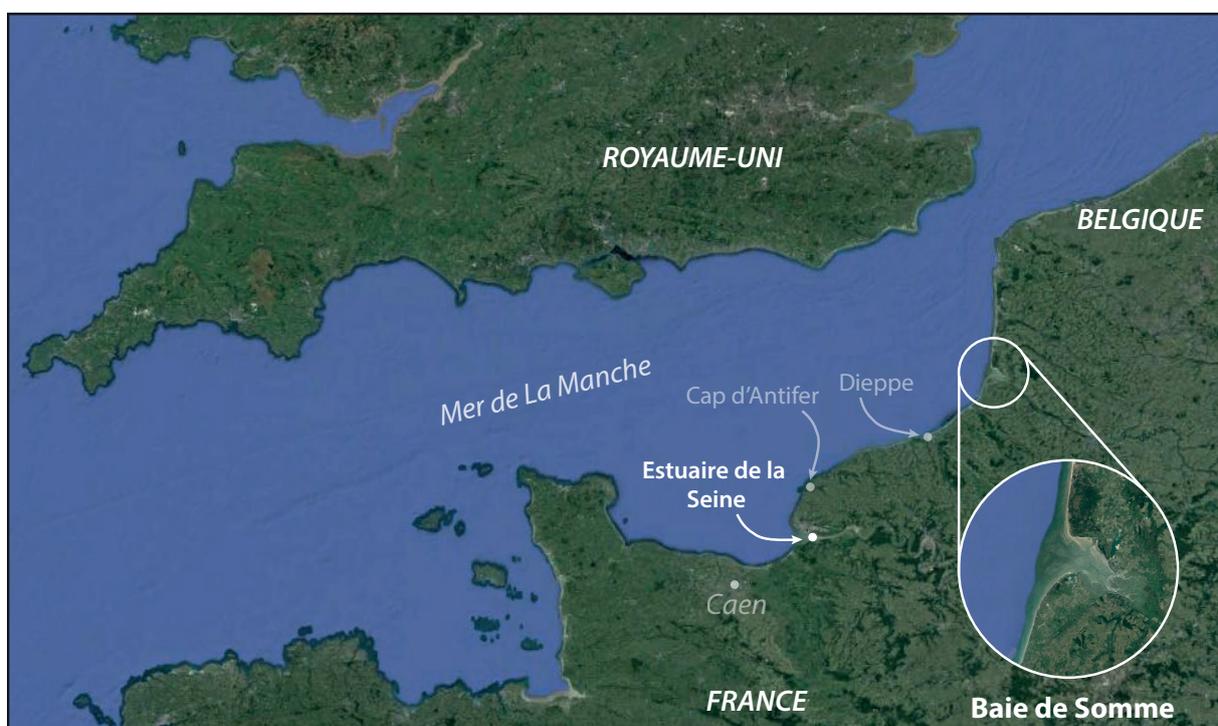


FIGURE III.1 – Localisation géographique de la Baie de Somme (source : Google Earth).

débouchent dans la baie : la Somme, au fond de la baie, et la Maye, au nord. La Baie de Somme fait partie, avec la Baie d’Authie et la Baie de la Canche, d’un ensemble de trois estuaires, dénommés les estuaires picards.

Contexte géologique

La géologie de la Baie de Somme est largement dominée par les séries du Crétacé supérieur (Cénomaniens – Campanien), principalement constituées de craie à silex (Cavelier et Médioni, 1980). Ces séries géologiques prennent dans cette région la forme d’un plateau dont l’altitude est comprise entre 20 et 120 m IGN. Le sommet du plateau est recouvert par des limons argileux à silex et des limons des plateaux. La position des fleuves, entaillés dans le plateau, est régie par les grands axes synclinaux de direction NO-SE. L’embouchure de la Somme se situe dans un contexte particulier, au niveau d’un « coude structural », où se croisent trois structures d’orientation différente : (1) les lignes

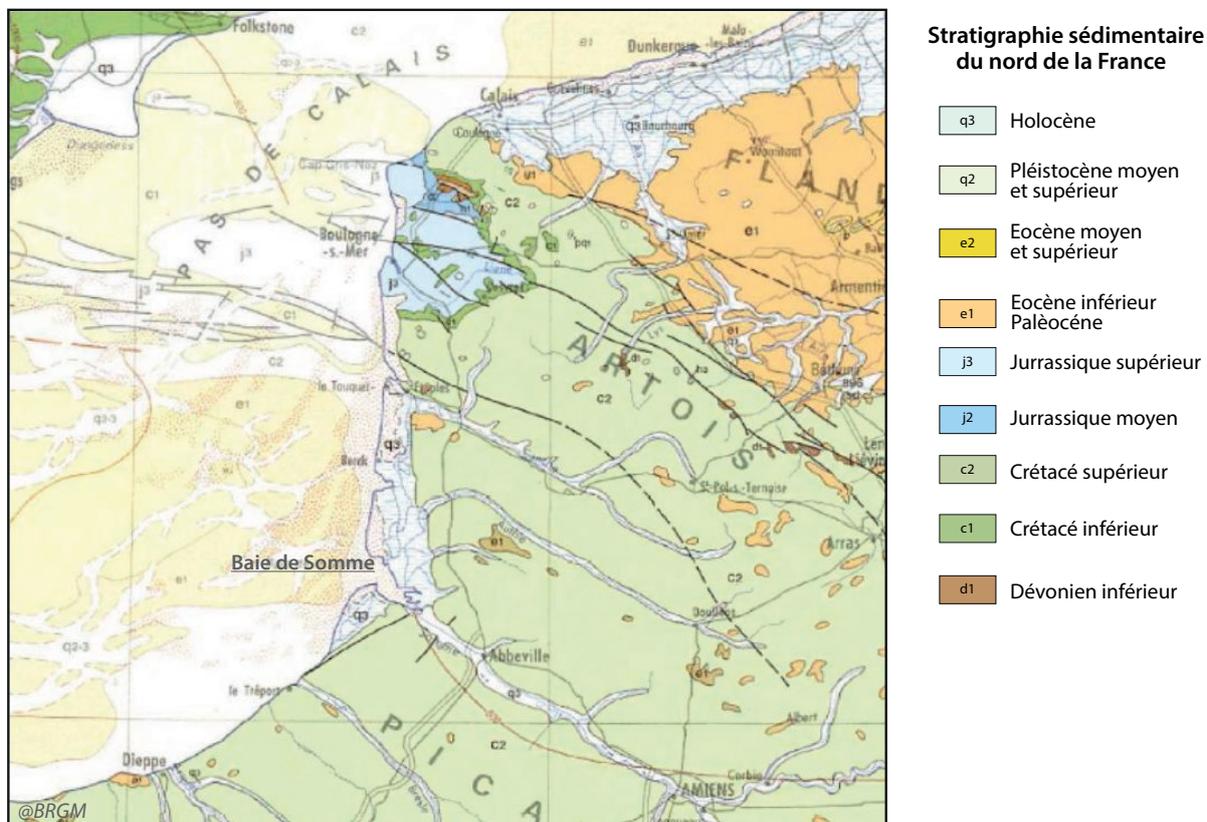


FIGURE III.2 – Carte géologique de la terminaison nord-occidentale du Bassin sédimentaire parisien (source : BRGM).

de failles de direction armoricaine N120°, (2) la ligne de falaises normano-picardes en rive sud de direction N50°, et (3) la ligne de falaises mortes en rive nord de direction N170° (Fig. III.2) (Bastide, 2011).

La Plaine Maritime Picarde, qui englobe les estuaires picards, s'est mise en place au cours des différents épisodes transgressifs et régressifs du Quaternaire (Auffret et Alduc, 1977). Les variations relatives du niveau marin, survenues lors des dernières centaines de milliers d'années, ont permis de remanier des dépôts fluviaux se trouvant dans la paléo-vallée du fleuve Manche (principalement des galets et une matrice sableuse) et de les diriger vers le piège à sédiments que constitue la plaine côtière picarde (Fig. III.2) (Auffret *et al.*, 1980; Anthony, 2002).

Caractéristiques morphologiques et sédimentaires

La Baie de Somme se démarque par un fort contraste sédimentaire entre la rive Nord, la rive Sud et le centre de l'estuaire.

- La rive Nord se caractérise par un massif dunaire (les dunes du Marquenterre) qui est ancré sur un ancien cordon de galets (Fig. III.3-A). L'altitude des dunes est comprise entre 8 et 15 m IGN en bordure littorale, et entre 20 et 35 m IGN dans les parties internes. La zone située entre le massif dunaire et les falaises mortes correspond à une zone de marais maritime. Les plages présentent au Nord de la baie sont de type à barres et à bâches, un type de plage qui se prolonge jusqu'en Belgique (Fig. III.3-C) (Anthony, 2000).
- La rive Sud se caractérise par un cordon de galets, de type flèche littorale, rattaché au continent au niveau de Ault-Onival, et dont la terminaison est située au centre de l'estuaire, à la pointe du Hourdel (Fig. III.3-[A-B]). L'altitude moyenne du cordon est de 8 à 8,5 m IGN. Le bas estran, en avant du cordon, est composé de sables ; il s'agit ici d'une plage composite. Le début du cordon marque une diminution progressive de la hauteur du plateau crayeux et le passage des falaises vives aux falaises mortes (Fig. III.3-B), il marque également le passage d'une côte rocheuse

à une côte à sédiments meubles (Fig. III.3-D). La flèche de galets protège une zone de marais d'environ 4300 hectares, dénommée Les Bas-Champs (Fig. III.3-E), pol-
 dérisée entre le 17ème et le 20ème siècle (Regrain, 1981; Broquet *et al.*, 1985).
 L'altitude moyenne de la plaine des Bas-Champs est comprise entre 4 et 5 m IGN.

— Le centre de l'estuaire se caractérise par une large étendue sablo-argileuse ou « slikke », correspondant au delta de marée (Fig. III.3-F). La fraction granulomé-
 trique majoritaire du delta est le sable fin (Dupont, 1981). Ce delta présente un
 grand nombre de formes sédimentaires tels des bancs, des chenaux, des dunes hy-

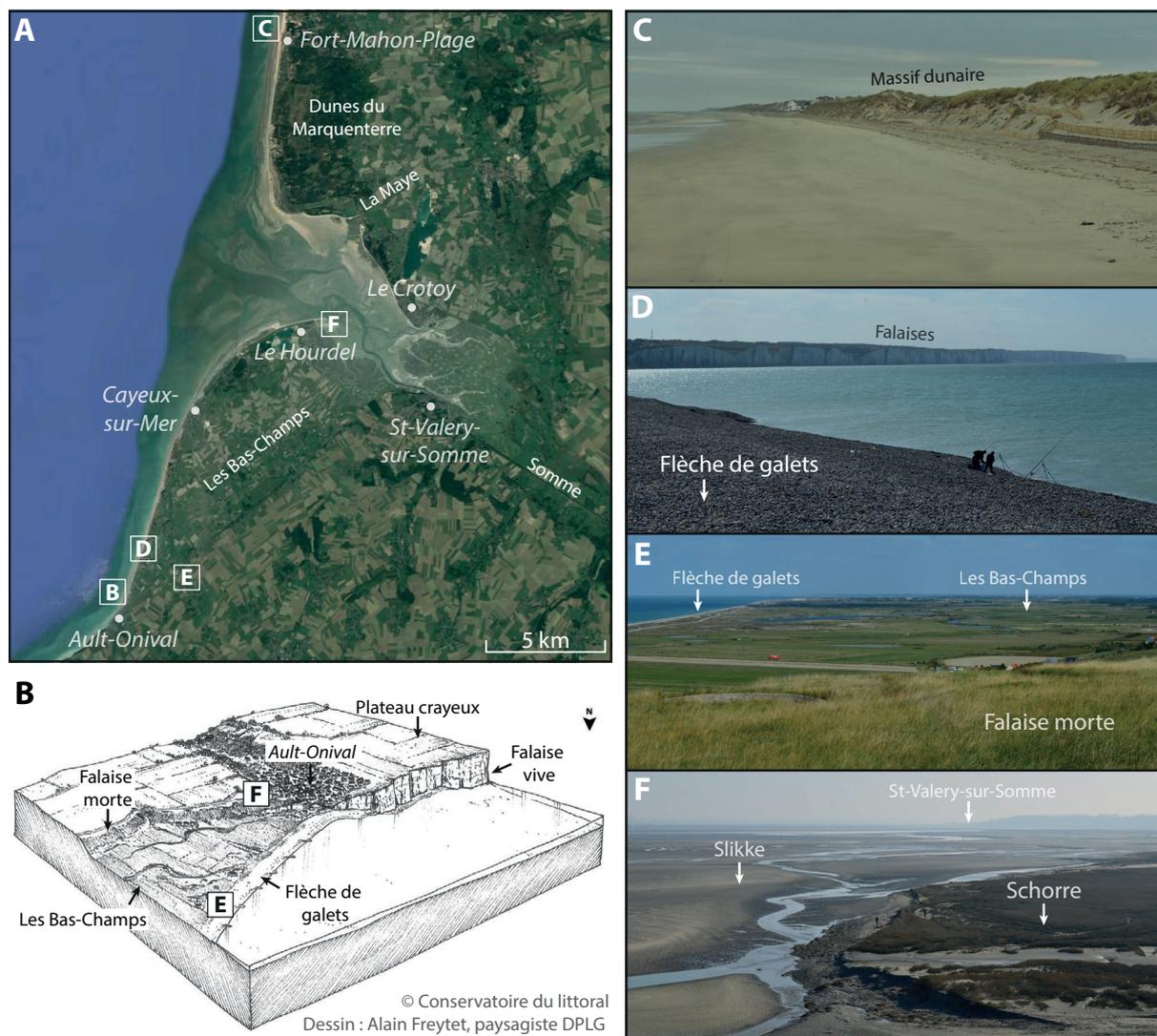


FIGURE III.3 – Caractéristiques morphologiques et sédimentaires de la Baie de Somme . (A) Image satellite de la Baie de Somme (source : Google Earth), (B) Bloc diagramme de la racine de la flèche de galets à Ault-Onival (source : Conservatoire du littoral, Dessin : Alain Freytet), (C-D) Photographies des différents environnements sédimentaires (voir la localisation dans A).

drauliques et des rides (Michel, 2016). L'altitude maximale du delta est d'environ 4 m IGN. Les contours de la baie, au-dessus des 4 m IGN, se caractérisent par des herbues ou « schorre », constitués de spartines et de salicornes (Fig. III.3-F). Cette zone végétalisée prend localement l'appellation des « mollières ».

Forçages météorologiques et hydrodynamiques

Le régime climatique du littoral picard est de type océanique tempéré. La météorologie locale s'avère être très variable du fait d'un mouvement complexe des masses d'air entre l'anticyclone des Açores au sud-ouest de l'Europe et la zone dépressionnaire au nord-est de l'Océan Atlantique (Bastide, 2011). De manière générale, l'hiver est marqué par un centre dépressionnaire nord Atlantique relativement bas à l'origine d'un temps humide avec du vent soutenu mais des températures globalement douces. L'été est marqué par une remontée du centre anticyclonique des Açores générant un temps plus agréable (Cantat *et al.*, 2015).

L'hydrodynamisme aux abords de la Baie de Somme est principalement contrôlé par la marée et la houle. L'influence des flux hydrologiques est négligeable dans la baie ; avec des débits moyens journaliers de $32,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et des débits maximaux moyens journaliers de $72,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (SOGREAH, 1995 dans Bastide, 2011), l'impact des courants fluviaux générés par la Somme est minime.

Les marées en Baie de Somme suivent un régime semi-diurne avec un marnage moyen de 5,05 m en morte-eau et de 8,65 m en vive-eau (marnage hypertidal), au niveau de Cayeux-sur-Mer (Fig. III.4-A) (SHOM, 2017). L'onde tidale dans la Manche est globalement orientée vers le nord-est au flot et vers le sud-ouest au jusant. D'après des mesures réalisées au large de Dieppe (au sud de la Baie de Somme) par le SHOM, la vitesse des courants pouvant être générés en vive-eau est de l'ordre de $1,15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ au flot et $0,85 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ au jusant (Bastide, 2011). L'asymétrie des marées est accentuée à l'intérieur de la baie avec un flot qui dure en moyenne 2 heures de moins que le jusant (Dupont, 1981). Les courants les plus intenses se trouvent en avant de la pointe du Hourdel avec des vitesses mesurées de $2,55 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ au flot et $2,32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ au jusant dans les chenaux de

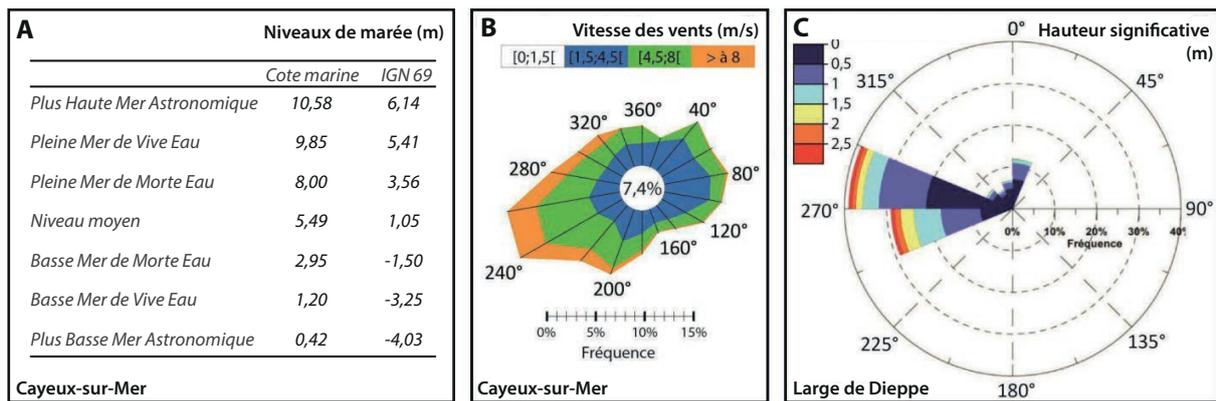


FIGURE III.4 – Caractéristiques de la marée, des vents et de la houle aux abords de la Baie de Somme : (A) Références altimétriques des niveaux de marée mesurées à Cayeux-sur-Mer (source : SHOM), (B) Rose des vents réalisée à partir de données prises à une altitude de 10 m IGN à Cayeux-sur-Mer entre le 28/09/2011 et le 01/06/2013 (source : Météo France), (C) Répartition des hauteurs significatives de houle selon leur direction à partir de mesures horaires entre 1979 et 2002 au large de Dieppe (source : ANEMOC). (modifié d'après Michel, 2016).

marée (Beauchamp, 1997). Entre Saint-Valéry-sur-Somme et Le Crotoy, la vitesse du flot est de l'ordre de $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et celle du jusant de l'ordre de $1,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'intensité des courants est modulée par l'occurrence de décotes et de surcotes causées par les conditions météorologiques et l'hydrodynamisme lié à la houle.

De par la configuration synoptique de l'atmosphère, les vents dominants proviennent du secteur ouest-sud-ouest (Fig. III.4-B). Cette direction correspond également à celle des plus grandes houles observées car il s'agit de la direction du fetch maximal dans la mer de la Manche (Fig. III.4-C). Néanmoins, la Manche reste globalement une mer à fetch limité, les conditions sont pour 74% du temps calmes. Au large de Dieppe, des mesures réalisées sur plus de 20 ans montrent une hauteur significative de houle (H_s) inférieure à 0,5 m dans 77% des cas et supérieure à 3 m dans 1,7% des cas (Bastide, 2011). Plus localement, au niveau de Cayeux-sur-Mer, des mesures réalisées par Bastide (2011) entre 1999 et 2001, montrent un H_s supérieur à 2 m dans 46% des cas et supérieur à 4 m dans 2,5% des cas, ainsi que des périodes entre 7 et 8 s pour 44% des vagues et des périodes supérieures à 8,5 s pour 8,6% des vagues. Comme il est courant sur les littoraux macrotidaux, la combinaison des houles de tempête avec de grands coefficients de marée est à l'origine des évènements les plus morphogènes (Bastide, 2011).

La marée et la houle s'associent le long des côtes de la Manche orientale pour générer une dérive littorale dont la composante principale est dirigée vers le nord-est.

III.2.2 La flèche de galets de la Baie de Somme

La flèche de galets de la Baie de Somme mesure approximativement 16 km de long et sa largeur varie entre 100 et 600 m (Fig. III.5). L'alimentation de la flèche en sédiment se fait par l'action des courants de dérive entraînant les rognons de silex issus de l'érosion des falaises vers le nord-est (Beun et Robert, 1985; Dolique, 1998; Costa *et al.*, 2006). La mise en place de cette flèche de galets a débuté il y a environ 2500 ans à Ault-Onival (Broquet et Beun, 1981). La granulométrie moyenne des galets est de 5 cm en amont de la flèche (au niveau de Ault-Onival) et de 3 cm en aval (au niveau du Hourdel) (Bastide, 2011). Néanmoins, il existe une grande variabilité granulométrique le long du profil de plage et en profondeur. Globalement, sur un profil de plage, les grains de plus grande taille sont en bas et haut de profil. À l'intérieur du cordon, les proportions granulométriques changent également; la proportion de sable augmente en profondeur et peut atteindre 70% (Migniot et Bellesort, 1974 dans Augris *et al.*, 2004).

La partie amont de la flèche, entre Ault-Onival et Cayeux-sur-Mer (8 km), est la partie la plus étroite (le cou de la flèche) avec une largeur moyenne d'une centaine de mètres; il s'agit également de la partie où le cordon est le plus élevé avec des altitudes atteignant les 10 m IGN. L'estran sableux est ici à une altitude d'environ -1 m IGN. Le cordon principal recoupe des anciens cordons, de plus basse altitude (5,5-8 m IGN) et de morphologie incurvée, observables au niveau de l'arrière-barrière (Fig. III.5-[1,2]). Le secteur des Bas-Champs situé en arrière de la partie amont de la flèche, dénommé le hâble d'Ault, se caractérise par de nombreux plans d'eaux liés à l'extraction de galets jusque dans les années 1980.

La partie centrale de la flèche (5,5 km à partir de Cayeux-sur-Mer) est la partie la plus large avec une largeur de 500 à 600 m. Cette partie se caractérise par deux entités distinctes : la flèche principale de la Baie de Somme et une flèche secondaire, dénommée

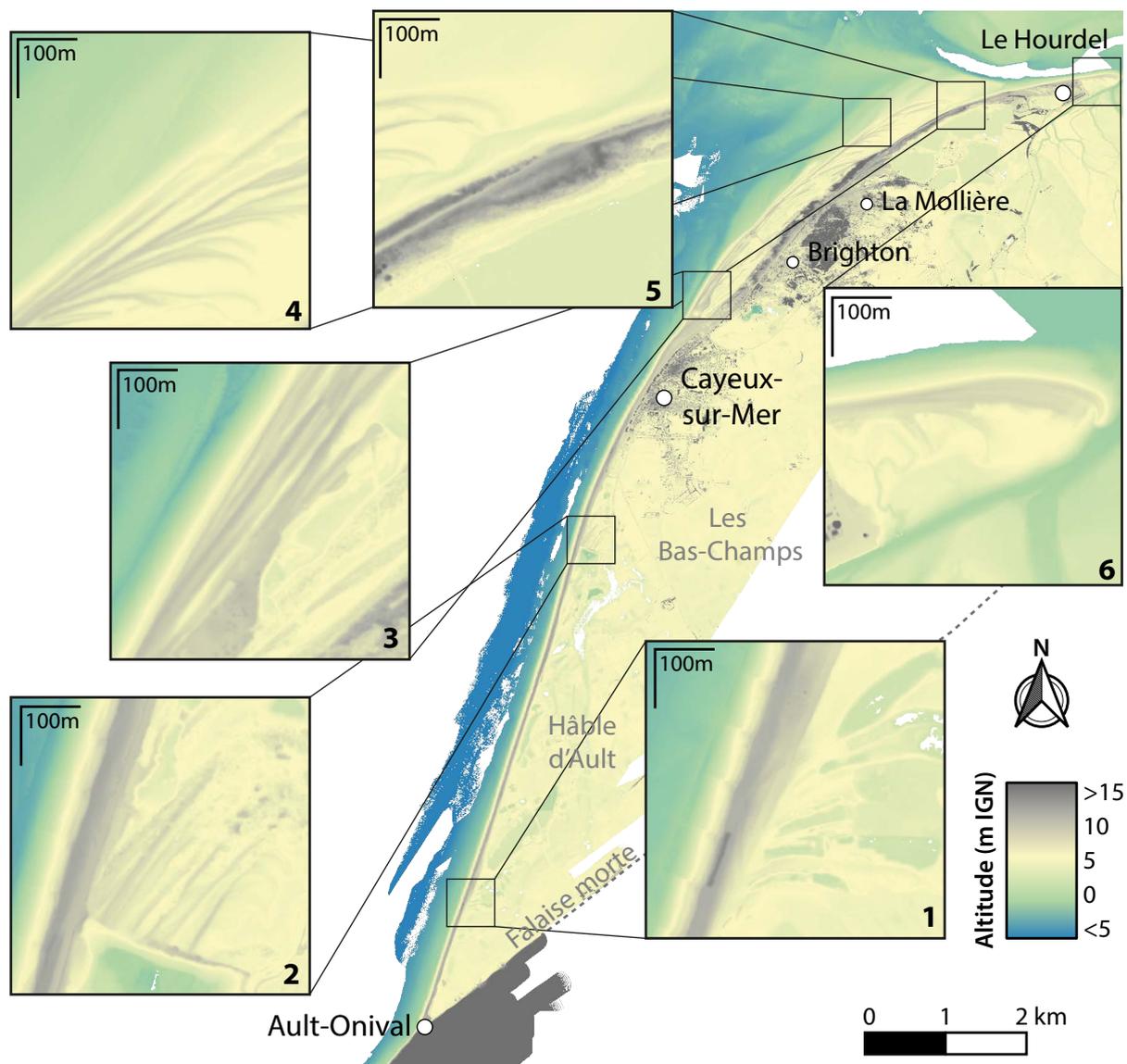


FIGURE III.5 – Modèle numérique de terrain LiDAR de 2017 de la flèche de galets de la Baie de Somme entre Ault-Onival et la pointe du Hourdel (source : ROLNP). La flèche de la Mollière s'enracine sur la flèche principale au Nord de Cayeux-sur-Mer (3), et se termine à 2,5 km à l'ouest de la pointe du Hourdel (5).

dans cette étude la flèche de La Mollière. La flèche principale se démarque de la flèche de La Mollière par le développement de dunes éoliennes pouvant atteindre 20 m IGN et d'une végétation dense. La flèche de La Mollière est formée d'une succession de cordons de largeur décamétrique en accrétion à partir de la flèche principale (Fig. III.5-[3,4]). L'estran sableux en avant de la flèche de La Mollière est à une altitude de plus de 2 m IGN.

La partie distale de la flèche principale correspond aux 2,5 derniers kilomètres, entre

l'extrémité aval de la flèche de La Mollière et la pointe du Hourdel. La largeur moyenne du cordon est de 150 m et son altitude est comprise entre 7 et 8 m IGN. Le cordon est hautement végétalisé à l'exception des derniers 500 m, caractérisés par des terminaisons en crochons protégeant une petite zone de marais. La pointe de la flèche est limitée par un des chenaux principaux de l'estuaire de la Somme (Fig. III.5-6).

Fonctionnement du système sédimentaire et aménagement du trait de côte

La flèche de galets de la Baie de Somme se trouve à l'extrémité orientale d'une «méga» cellule hydro-sédimentaire s'étendant depuis le Cap d'Antifer à la pointe du Hourdel (Morel, 1999; Costa *et al.*, 2001). Le transport sédimentaire, en direction du nord-est, est interrompu le long de la méga-cellule par plusieurs jetées portuaires (Fécamp, Dieppe, Le Tréport) ou de centrales nucléaires (Paluel, Penly) qui délimitent plusieurs cellules secondaires. Les apports sédimentaires alimentant la flèche et issus de l'érosion des falaises crayeuses étaient estimés, avant la construction de ces ouvrages, à 20 000-30 000 m³ de galets par an, contre 2 000-3 000 m³ de nos jours (Regnauld *et al.*, 2015). L'extrémité occidentale de la cellule dans laquelle est comprise la flèche correspond au port du Tréport (7 km au sud de Ault-Onival).

La partie amont de la flèche correspond à une zone en érosion avec des valeurs de recul annuel d'environ 1 m sur la période 1939-1994 (Bastide, 2011). Au cours des dernières décennies, cette partie a été sujette à un certain nombre d'épisodes extrêmes menant à l'ouverture de brèches et à la submersion du secteur du hâble d'Ault. Quelques événements notables, comme les tempêtes de 1977, 1984 et 1990, ont causé dans cette partie des brèches de plus d'un kilomètre de large (Bastide *et al.*, 2007). Afin de renforcer le cordon et d'éviter la submersion des Bas-Champs, il a été décidé dès les années 1960 de mettre en place une série d'épis de 80-90 m de long, espacés de 90 m, de type plongeant, à partir de Ault-Onival. La construction des épis a été accompagnée de rechargements réguliers en galets avec notamment un apport de 780 000 m³ de galets entre 1984 et 1994 (Regnauld *et al.*, 2015); les galets proviennent du Tréport, de parties en aval de la flèche, comme la carrière du Hourdel, et du Crotoy. À ce jour, la batterie d'ouvrages

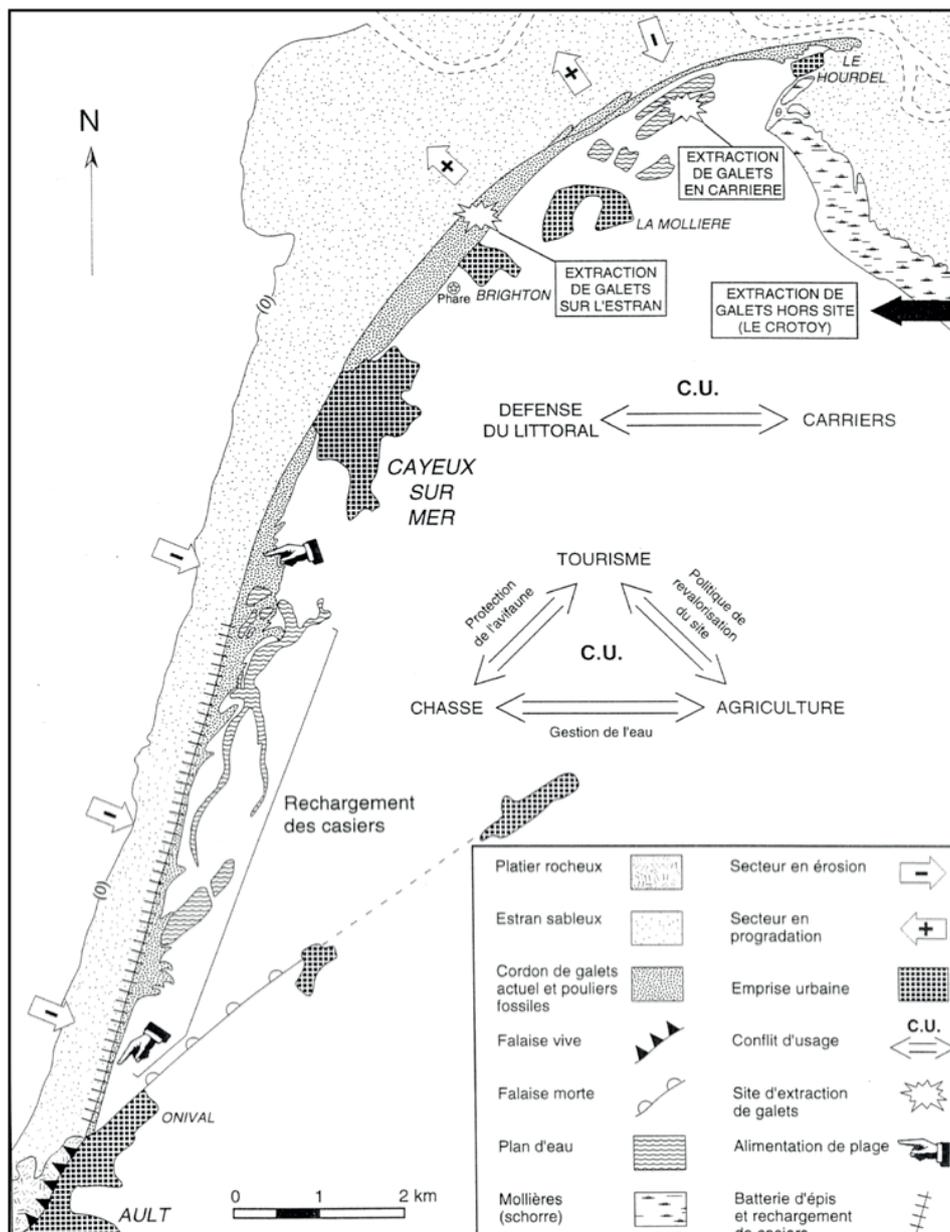


FIGURE III.6 – Gestion de la zone littorale des Bas-Champs. Schéma de l'aménagement retenu en réponse à l'important épisode de submersion de 1990 (Dolique, 1999).

compte 104 épis qui s'étendent jusqu'à Cayeux-sur-Mer, et les rechargements se font de manière ponctuelle au niveau des portions fragiles (environ 20 000 m³ de galets par an) (Bastide, 2011).

C'est à Cayeux-sur-Mer que se trouve le fulcrum, partie la plus stable de la flèche de la Baie de Somme. Le long de cette portion, le sédiment ne fait que transiter (*by-pass*). Il n'y a ni érosion, ni accrétion (Fig. III.6) (Dolique et Anthony, 1999). En aval de cette partie, le développement de la flèche de La Mollière génère une nette accrétion avec

une avancée du trait de côte en cross-shore d'environ 4 m par an d'après le suivi de la période 1939-1994 (Bastide, 2011). La flèche de La Mollière, de par l'élongation d'un grand nombre de cordons sur la plateforme sableuse, constitue la partie la plus active du système principal de la flèche de la Baie de Somme.

La partie aval de la flèche principale (entre la pointe de la flèche de la Mollière et la pointe du Hourdel) est partiellement privée des apports sédimentaires, qui sont captés par l'élongation de la flèche de la Mollière. Le chenal tidal permettant la vidange de l'arrière-barrière de la Mollière accentue ce phénomène (Fig. III.5-5). L'interruption du transit a eu pour conséquence un ralentissement de la dynamique de la pointe du Hourdel (Dallery, 1955) et l'érosion progressive de la portion de la flèche située juste en aval de la flèche de La Mollière (Fig. III.6).

La flèche de La Mollière

Le développement de la flèche de La Mollière a débuté dans les années 1930 avec comme point d'ancrage l'extrémité nord de Cayeux-sur-Mer. Actuellement, la flèche mesure environ 5 km de long et 300 m de large pour une surface de 1,5 km². Elle constitue un système à part entière et possède une forte dynamique qui est associée à une grande diversité sédimentaire et morphologique.

Dans la partie amont de la flèche, entre Cayeux-sur-Mer et le village de La Mollière, les cordons de galets sont très rapprochés et sont disposés parallèlement les uns aux autres. L'espace situé entre les cordons de La Mollière et la crête végétalisée de la flèche principale est une zone de plus basse altitude qui peut être inondée lors des forts coefficients de marée (Fig. III.7-1). Les cordons de la partie terminale sont d'avantage allongés et leurs terminaisons sont en forme de crochons. L'espace situé en arrière des cordons terminaux est occupé par un vaste schorre drainé par de nombreux chenaux tidaux (Fig. III.7-3).

En ce qui concerne le front de plage, il peut être subdivisé en trois parties (Fig. III.8) : (1) un haut de profil abrupt constitué de galets marqué par une ou plusieurs bermes, et

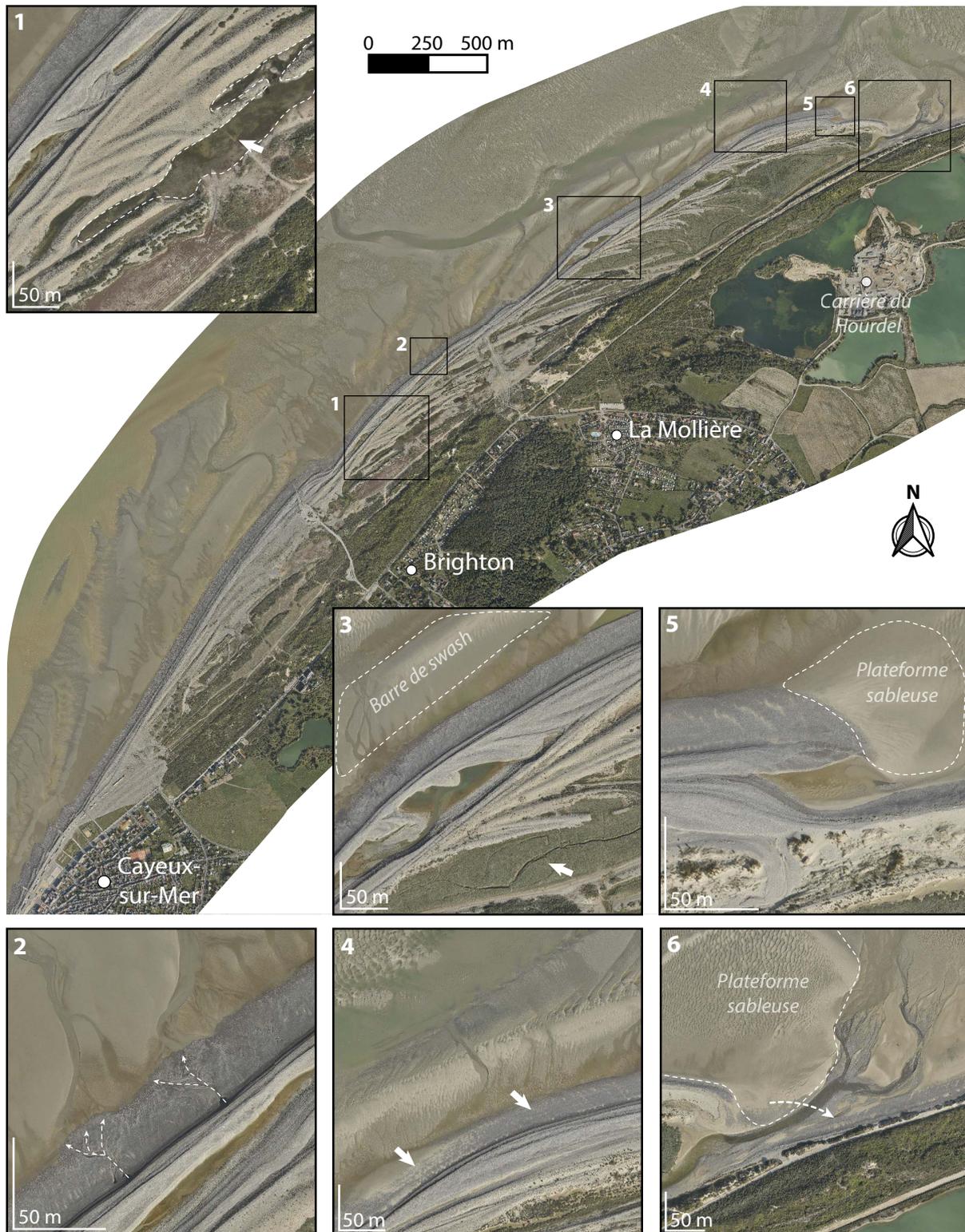


FIGURE III.7 – Orthophotographie de 2020 de la flèche de La Mollière (source : ROLNP). (1) Regroupement de cordons dans la partie amont, (2) Ecoulements sur le profil de plage, (3) Migration vers les terres d'une barre de swash, (4) Variabilité granulométrique de surface sur au pied du cordon, (5) Développement d'une plateforme sableuse dans la prolongation du cordon de galet, (6) By-pass de sédiment à travers le chenal de vidange de la flèche.

délimité par la crête du cordon actif, (2) une zone intermédiaire constituée de sable et de galets de pente plus faible et dont la largeur est comprise entre 15 et 20 m, et (3) un bas profil sableux et très faiblement incliné sur lequel évoluent des barres de swash (Fig. III.7-3). La zone intermédiaire du profil de plage montre une grande hétérométrie des sédiments avec des variations latérales parfois très importantes (Fig. III.7-4, Fig. III.8), ainsi que des traces d'écoulements liées à la vidange des dépressions inter-cordons (Fig. III.7-2). La zone du bas profil située entre la zone intermédiaire et les barres de swash se caractérise quant à elle par une légère dépression où se développent des rides et des dunes dont les crêtes sont orientées perpendiculairement (ou obliques) au cordon (Fig. III.7-[3,4,5]), preuve de la présence de courants tidaux (et/ou de dérive) non négligeables.

L'allongement des cordons est précédé la plupart du temps d'une surélévation de l'estran venant former une plateforme sableuse (Fig. III.7-5). À l'extrémité de la flèche de

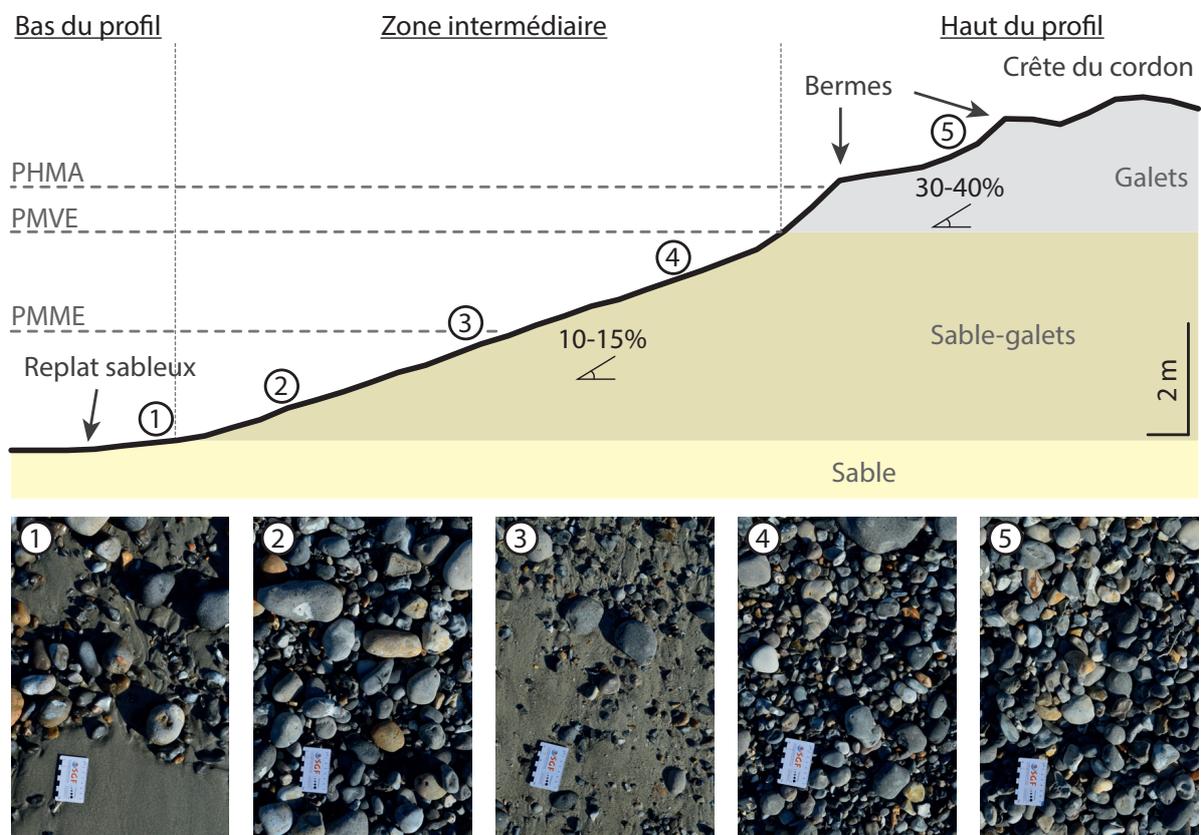


FIGURE III.8 – Schématisation des trois zones du profil de plage type au niveau de la flèche de La Mollière. (1-5) Photographies de la granulométrie de surface. Longueur de la carte étalon = 7 cm.

La Mollière, la plateforme sableuse est délimitée par le chenal de vidange du marais d'arrière-barrière et par un des chenaux tidaux principaux de l'estuaire de la Somme (Fig. III.7-6). Les galets arrivant à l'extrémité de la flèche sont pour une grande part intégrés dans la flèche et pour une faible part expédiés à travers le chenal de vidange principal pour venir alimenter la partie aval de la flèche principale (Fig. III.7-6).

III.3 Approche méthodologique : prospection géoradar

III.3.1 Principes du géoradar

Le géoradar ou GPR (acronyme du nom anglais Ground Penetrating Radar) est une méthode d'investigation géophysique non destructrice, qui s'est largement répandue depuis les années 1990 (Neal, 2004). Les principes du géoradar ont fait l'objet de plusieurs synthèses parmi lesquelles se trouvent les travaux de Bristow et Jol (2003) et Jol (2009). Ce type d'investigation est utilisé pour détecter les discontinuités diélectriques dans le sous-sol (<100 m) en se basant sur l'émission, la propagation, la réflexion et la réception d'ondes électromagnétiques hautes fréquences (1MHz – 1 GHz).

Un profil radar est composé d'une succession de traces verticales représentant la réponse du sous-sol aux différentes pulsations électromagnétiques émises par l'antenne radar (Fig. III.8-D). Les variations de vitesse de l'onde électromagnétique, associées à des variations de permittivité diélectrique du sédiment, induisent la réflexion d'une partie de l'énergie et l'enregistrement d'un signal par l'antenne réceptrice. La profondeur des différents signaux (réflexions) s'exprime en « temps double de parcours » (*Two-Way Travel Time* – TWTT), et se mesure en nanosecondes.

La propagation de l'onde électromagnétique dépend de trois propriétés du sol :

- Permittivité diélectrique : capacité d'un matériel à se polariser sous l'influence d'un champ électromagnétique.
- Conductivité électrique : capacité d'un milieu à transporter une charge lorsqu'il est soumis à un champ électrique. Plus un milieu est conducteur, plus la diffusion de

l'énergie est forte, au détriment de sa propagation, et plus le signal réfléchi est atténué.

- Perméabilité magnétique : capacité d'un matériel à emmagasiner et relâcher un champ magnétique lorsqu'il est soumis à une magnétisation.

Un fonctionnement optimal du géoradar implique principalement que le sous-sol prospecté ait une conductivité électrique faible. Au-delà de cette limitation, propre au milieu, la profondeur d'investigation est limitée par les pertes d'énergie du signal lorsque la distance augmente. Les pertes d'énergie sont liées majoritairement à la dispersion angulaire et aux réflexions, aux pertes par conduction et à la diffusion particulière.

La résolution de la donnée géoradar est fonction de la fréquence d'émission. Les hautes fréquences sont plus sensibles à la diffusion particulière. De ce fait, les hautes fréquences permettent d'obtenir une meilleure résolution sur une plus faible profondeur et, inversement, des basses fréquences permettent d'obtenir de la donnée sur une plus grande profondeur mais avec une plus faible résolution.

III.3.2 Équipement géoradar

Lors de ces travaux, trois antennes de marque GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.), de fréquences 270, 400 et 900 MHz, ont été utilisées. Le système complet est constitué d'une antenne blindée en contact avec le sol, un support pour le déplacement, une roue codeuse, un GPS et une station d'acquisition (SIR 3000 de GSSI). Chaque trace radar est géolocalisée grâce aux informations transmises par la roue codeuse et le GPS, et peut être visualisée en instantané sur l'écran de la station d'acquisition (Fig. III.8-A). L'acquisition radar est accompagnée de mesures topographiques pouvant être réalisées de différentes manières (théodolite, GPS différentiel, SfM ou LiDAR).

III.3.3 Traitement de la donnée géoradar

Le post-traitement des données géoradar brutes est une étape essentielle avant toute interprétation. Les traitements de base sont les suivants :

1. Correction de la position zéro : ajustement temporel de la première réflexion pour soustraire le temps de propagation de l'onde dans l'air et de repositionner le début de la trace sur la surface du sol.

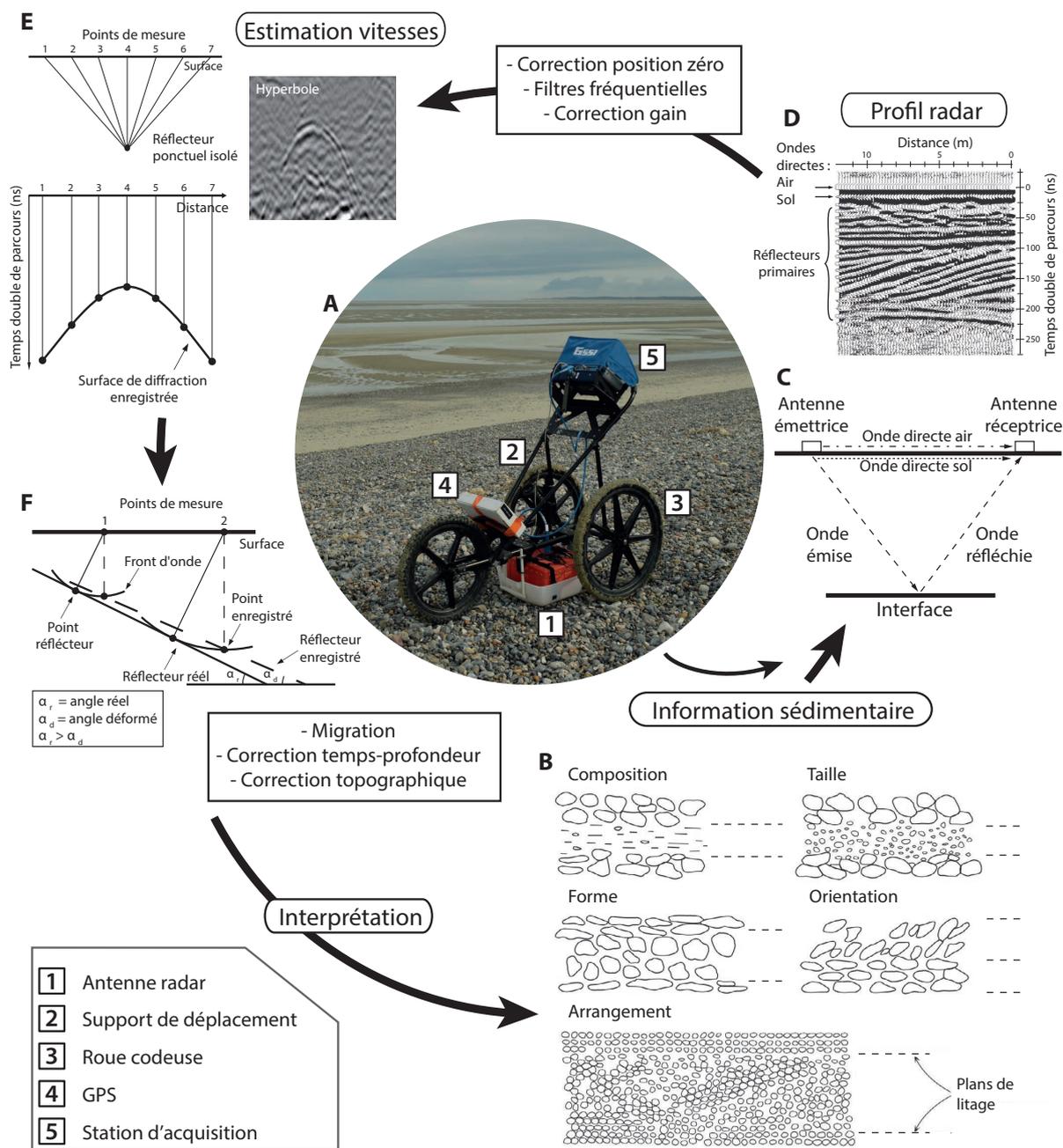


FIGURE III.9 – Schéma synthétique de l'outil GPR et du post-traitement de ces données : (A) Composants du système GPR GSSI, (B) Litages sédimentaires induisant des variations de porosité et donc de permittivité diélectrique, (C) Propagation des ondes radar entre l'antenne émettrice et réceptrice, (D) Exemple de profil radar, (E) Génération d'une hyperbole de diffraction par un objet isolé, (F) Déformation géométrique des réflecteurs avant la migration (modifié d'après Weill, 2010 et Neal, 2004).

2. Filtres fréquentiels : deux filtres principaux sont utilisés, un filtre dans le domaine temporel (« dewow ») et un filtre spatial (« *background removal* »). Le filtre dewow permet, à l'échelle d'une trace, de retirer des oscillations basse-fréquence (« wow ») liées à la proximité émetteur/récepteur qui génère des champs induits et électrostatiques. Le filtre *background removal* permet de supprimer des profils les réflexions parasites constantes spatialement, qui sont liées à l'arrivée de l'onde directe et à des effets de couplage entre émission et réception.
3. Correction du gain : ajustement de l'intensité des réflexions pour palier l'atténuation du signal avec la profondeur.
4. Migration : correction des effets de diffraction, distorsion et modification de l'inclinaison des réflexions liés d'une part à la forme en cône du front d'onde émis et reçu, et d'autre part au déplacement de l'antenne (Fig. III.9-E, III.9-F). De ce fait, tout objet intrus (particule de grande taille, canalisation, etc) dans un milieu homogène est retranscrit sous forme d'hyperbole sur le profil. Les algorithmes de migration permettent, à partir d'un modèle de vitesse, de re-focaliser l'énergie de la diffraction en un point. L'algorithme utilisé dans cette étude est le fk-Stolt (disponible dans la majorité des logiciels de traitement radar).
5. Correction temps-profondeur : conversion du temps double en distance. Cette correction nécessite de connaître la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu. La vitesse de propagation peut être estimée (1) en utilisant deux antennes sur des espacements variables (technique du point-milieu commun ou CMP pour *Common Mid Point*), (2) en réalisant des tranchées ou carottages et en enfouissant un objet permettant de calibrer la mesure, ou (3) en effectuant une régression sur la forme des hyperboles de diffraction pour remonter mathématiquement à l'information de la vitesse (méthode de l'ajustement hyperbolique).
6. Correction topographique : décalage vertical des traces pour ajuster le profil aux dénivelés du terrain.

III.3.4 Application à la sédimentologie littorale

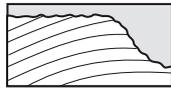
Le géoradar est utilisé dans des domaines très variés (archéologie, géotechnique, environnement, etc.), dont les géosciences. En sédimentologie, il est utilisé pour imager l'architecture interne des corps sédimentaires et, ainsi, reconstituer les paléo-environnements de dépôt et étudier la nature des processus sédimentaires (Jol et Bristow, 2003; Neal, 2004). Dans un milieu sédimentaire, les contrastes de permittivité diélectrique, générant une réflexion, sont liés à des changements de rapport volumique entre fluide (eau, air) et sédiment. Ces variations de porosité sont intrinsèquement liées à la forme des grains (taille, forme) et à leur arrangement (orientation, imbrication, distribution granulométrique...) (Fig. III.9-B). Il est, par conséquent, possible d'imager des structures sédimentaires, des contrastes lithologiques ou des limites de nappes. Les réflexions enregistrées peuvent être associées à des litages sédimentaires. L'intensité de la réflexion radar sera d'autant plus grande que le contraste de granulométrie sera fort. Les variations de perméabilité magnétique sont négligeables dans ce genre d'environnement.

En milieu littoral supratidal, le facteur limitant la pénétration du signal est la hauteur de la nappe d'eau salée, cette dernière étant très conductrice. Les profondeurs atteintes typiquement par le géoradar ne dépassent pas la dizaine de mètres. Les littoraux sableux, graveleux ou même coquilliers se prêtent bien à l'utilisation du géoradar (e.g. Jol *et al.*, 1996; Neal et Roberts, 2000; Weill, 2010). Les environnements constitués de sédiments fins (argile-silt) sont quant à eux trop conducteurs et ne permettent pas la propagation du signal.

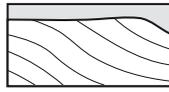
L'interprétation des données géoradar repose sur les mêmes principes stratigraphiques que ceux utilisés en sismique (Mitchum *et al.*, 1977). De ce fait, la stratigraphie radar s'intéresse aux séquences, surfaces et faciès radar (Fig. III.10). Les séquences radar sont limitées par des surfaces pouvant représenter des surfaces d'érosion ou des surfaces de dépôt (toplap, onlap, downlap). Les faciès radar sont décrits à partir de : (i) la forme des réflexions, (ii) le pendage des réflexions, (iii) la relation géométrique entre les réflexions, et (iv) la continuité des réflexions. Pour que les interprétations soient le plus

A) Surfaces Radar : Géométrie des Réflecteurs

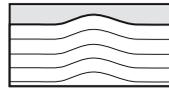
i) Limite Supérieure



Surface d'érosion

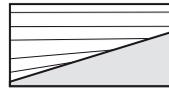


Toplap

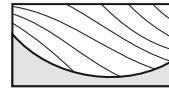


Conforme

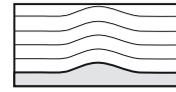
ii) Limite Inférieure



Onlap



Downlap



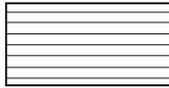
Conforme

B) Faciès Radar : Terminologie Descriptive

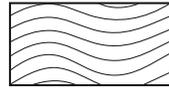
i) Configuration des Réflecteurs : Forme



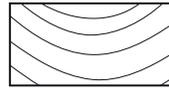
Sans réflecteur



Plan



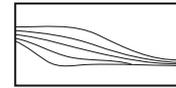
Ondulé



Courbe : convexe

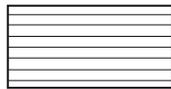


Courbe : concave



Courbe sigmoïdal

ii) Configuration des Réflecteurs : Pendage

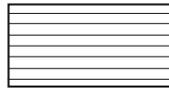


Horizontal

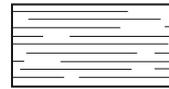


Incliné (angle et direction)

iii) Continuité des Réflecteurs



Continu

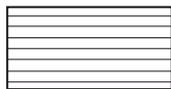


Modérément continu

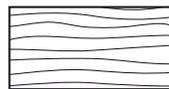


Discontinu

iv) Configuration des Réflecteurs : Relations Géométriques entre Réflecteurs



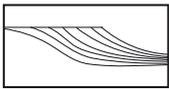
Parallèle



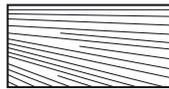
Subparallèle



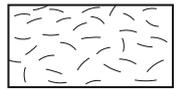
Oblique



Oblique : tangentiel



Oblique : divergent



Oblique : chaotique

FIGURE III.10 – Terminologie stratigraphique pour définir et décrire des surfaces et des faciès radar (Weill, 2010 d'après Neal, 2004; Mitchum et al., 1977; Campbell, 1967; Allen, 1982).

réalistes possible, il est nécessaire de réaliser des profils radar perpendiculaires et parallèles aux structures principales. Le croisement des profils peut s'avérer utile pour ajouter une troisième dimension aux structures observées.

III.4 Article publié dans Sedimentology

Morphostratigraphy of an active mixed sand-gravel barrier spit (Baie de Somme, northern France)

Auteurs : Léo Pancrazzi, Pierre Weill, Bernadette Tessier, Sophie Le Bot, Laurent Benoît

Année : 2022

DOI : <https://doi.org/10.1111/sed.13018>

Morphostratigraphy of an active mixed sand–gravel barrier spit (Baie de Somme, northern France)

LÉO PANCRAZZI* , PIERRE WEILL*, BERNADETTE TESSIER*, SOPHIE LE BOT† and LAURENT BENOIT*

*Normandie Université, UNICAEN, UNIROUEN, CNRS, M2C, 14000, Caen, France (E-mail: leo.pancrazzi@unicaen.fr)

†Normandie Université, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000, Rouen, France

Associate Editor – J.P. Walsh

ABSTRACT

This study focuses on the architectural characterization of a mixed sand-and-gravel spit in relation to its multi-decadal evolution. The spit, located in the Somme estuary in northern France, is a 5 km long sedimentary body made of several amalgamated ridges with a hooked terminus. Flint pebbles originating from the erosion of Cretaceous chalk cliffs and sands reworked from the tidal flat constitute the spit. Aerial photographs demonstrate that the spit formation started in the 1940s and document its growth through time. The architecture of the spit has been characterized by ground-penetrating radar (GPR) investigation using 400 MHz and 900 MHz antennas. The GPR data are used to distinguish progradational, aggradational and transgressive geometries that are related to cross-shore and longshore construction, respectively. Three main morpho-stratigraphic domains characterize the spit from the root to the terminus: (i) a beach-ridge domain mainly made of progradational structures; (ii) an intermediate domain formed by beach-drift structures topped by deposits with cross-shore geometries; and (iii) a spit-terminus domain mainly composed of beach drift structures which incorporate sand deposits. At the scale of an individual ridge, high-frequency GPR data indicates five types of sedimentary architectures associated with the evolution from a hook stage to the subsequent elongation stage. The overall development of the barrier spit is the result of complex interactions between wave and storm dynamics, potentially modulated by the variability of submersion time related to the 18.6 year tidal cycle, and anthropogenic activities including groyne construction and gravel reloading.

Keywords Barrier spit, English Channel, ground-penetrating radar, hyper-tidal, internal architecture, morphological evolution.

INTRODUCTION

Coastal spits are known for their high elongation rate due to littoral drift and their high preservation potential (Otvos, 2012). These coastal barriers are also sensitive to extreme marine events due to their narrow width and the lack of contact of their downdrift section with the mainland (Davidson-Arnott & Fisher, 1992). This

study focuses on less studied gravel barriers that are closely related to energetic wave conditions and extreme storm events (Orford & Carter, 1982; Carter & Orford, 1984, 1993; Orford *et al.*, 2002; Orford & Anthony, 2011; Lindhorst & Schutter, 2014; Goslin & Clemmensen, 2017).

Coarse-grained barriers protect back-barrier environments from wave attack, as their steep beach face and very porous and permeable

sediment absorb wave energy and reduce wave run-up (Buscombe & Masselink, 2006). However, coarse-grained barriers, due to limited sediment sources, are more sensitive to variations in sediment supply as compared with their sandy counterparts (Orford *et al.*, 1991). Coarse sediment accumulations are related to various proximal sediment sources, including eroding cliffs (Carter & Orford, 1993; Isla & Bujalesky, 2000; Anthony, 2002; Letortu *et al.*, 2015), fluvial sediment supply (Massari & Parea, 1988; Dubar & Anthony, 1995), submarine platform erosion (Payo *et al.*, 2018), glacial sediment supply (Forbes *et al.*, 1995; Orford *et al.*, 2002) and biological sediment production (Holmes *et al.*, 2000; Etienne & Terry, 2012; Jahnert *et al.*, 2012; Weill *et al.*, 2012). Most coarse-grained barriers form in middle to high latitudes, with the exception of bioclastic barriers (shells, coral rubble). According to Jennings & Shulmeister (2002), gravel beaches can be classified based on grain-size distribution, and most are mixed systems composed of sand and gravel. Because grain size and sorting control sediment porosity and permeability, the degree of grain-size mixing between sand and gravel-size sediment controls swash–ground-water hydraulic exchange and consequently sediment transport (Buscombe & Masselink, 2006). For this reason, the degree of mixing has a strong influence on beach dynamics, and more generally on barrier behaviour. Earlier studies by Kirk (1975), Orford & Carter (1982) and Orford *et al.* (1991) have demonstrated the effects of a high permeability on swash and overwash dynamics, such as the rapid construction of berms and the smaller size of gravelly washover fans as compared with sandy fans. The emergence of high-resolution ground-penetrating radar (GPR) stratigraphy has provided new insight into the long-term evolution of such coastal bodies (Neal *et al.*, 2002; Jol & Bristow, 2003; Engels & Roberts, 2005; Montes *et al.*, 2018).

Barrier spits owe their characteristic morphologies to alternating phases of ridge elongation and of recurving that results in hook formation. However, the processes behind this alternation are still unclear. Some authors, such as Allard *et al.* (2008) and Poirier *et al.* (2017), support wave climate variability as a trigger for spit recurving, stating that spit elongation is more likely to be associated with energetic conditions and a high sediment flux rate, while hook creation is more likely to be associated with less energetic conditions and low sediment supply. Other authors support an autogenic control on

these morphologies, such as spit-headland bypassing (Ashton *et al.*, 2016; Vieira da Silva *et al.*, 2016), inlet migration (Hayes, 1975; Tye & Moslow, 1993; Le Xuan *et al.*, 2011) or ridge stacking (Hine, 1979). The role of wave climate conditions in hypertidal environments, such as in the present study, is limited by the fact that wave action is not always effective on the spit (Kulkarni *et al.*, 2004; Robin *et al.*, 2009a). Tides do not directly affect hook formation but can control displacement of ebb delta swash bars across the estuary by intertidal channels (Robin & Levoy, 2007; Michel *et al.*, 2017) and modify the shoreline wave processes (Carter & Orford, 1984). The aim of this study is to investigate the sedimentary architecture of a coarse-grained barrier spit, in relation to its morphological evolution. The study, based on GPR investigation, focuses on a sand-and-gravel spit located at the mouth of the Somme estuary (English Channel, northern France). The spit started to form in the 1940s and has undergone rapid development. Its evolution is well-documented by aerial photographs, which provide useful chronological markers if linked to the GPR stratigraphy. This combined approach provides new keys to better understand the morphodynamic processes that control internal structure and development of gravel spits, such as longshore versus cross-shore construction and formation of a hooked terminus.

STUDY AREA

The study area is located along the southern shore of the Baie de Somme (northern France), the main estuary of the northern English Channel. The Baie de Somme, including supratidal and intertidal areas, covers a 70 km² area (Fig. 1A and B). The internal bay and sheltered areas are dominantly composed of salt marshes and mud flats incised by tidal creeks. Together with the main channels of the Somme and the Maye rivers, tidal channels form a complex network in the sandy intertidal domain that progressively widen seaward. This channel-and-shoal intertidal zone extends offshore through a 5 km wide inlet, forming a vast and almost symmetrical ebb-tidal delta. To the north, the inlet is bordered by ancient Pleistocene sand spits and dunes sheltering a partially reclaimed coastal plain (Marquenterre and Le Crotoy areas; Fig. 1). The southern side of the inlet is characterized by a 16 km long gravel barrier spit (the Cayeux spit) extending from its root at Ault-

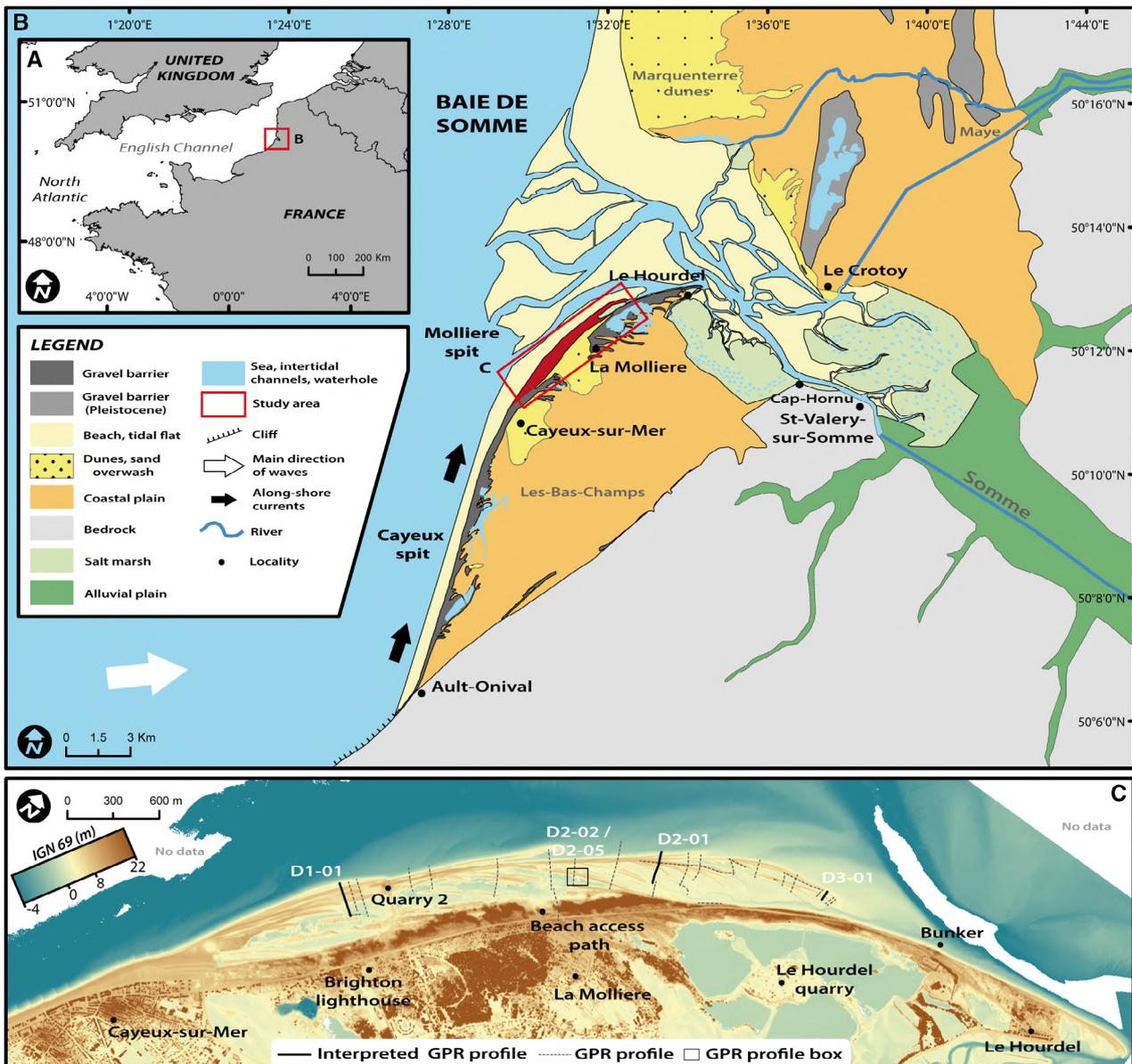


Fig. 1. (A) Location map of the study area (coordinates in WGS84). (B) Morpho-sedimentary map of the Baie de Somme. (C) Location of the GPR profiles at the Mollière barrier spit. Background digital elevation model (DEM) derived from 2017 LiDAR data – IGN 69 elevation datum (ROL, Réseau d’Observation du Littoral). Mean sea-level = 1.106 m IGN.

Onival, to its terminus at Le Hourdel (Fig. 1). The construction of the Cayeux spit began at the foot of a Cretaceous cliff at Ault-Onival, about 2500 years ago (Dupont, 1981). As the spit elongated northward under the action of the regional dominant littoral drift, it progressively deviated from the cliff, with low sheltered wetlands developing between the newly formed barrier and the fossil cliff. These wetlands now cover an area of 43 km², and were reclaimed during

the 17th and 18th centuries and called ‘Les-Bas-Champs’ (Fig. 1). The wetlands’ average elevation is 4 to 5 m below the highest tide level.

The main pebble source of the barrier is from the retreat of the coastal cliffs composed of Cretaceous chalk with flints (Colbeaux *et al.*, 1980), located south of Ault-Onival. Cliff erosion delivers flint pebbles that are transported northward by littoral drift (Costa, 1997). Pebble size ranges between 3 cm and 7 cm.

The Baie de Somme experiences a semi-diurnal hypertidal regime (Archer, 2013) with a mean tidal range of 8.65 m in front of the barrier. Water levels during mean neap and spring tides reach 3.56 m IGN and 5.41 m IGN (French elevation datum, mean sea-level = +1.106 m IGN), respectively. The highest astronomical tides (HAT) reach 6.14 m IGN (SHOM, 2017). Surface tidal currents measured at the spit terminus (i.e. at Le Hourdel in the estuarine inlet) reach up to 2.5 m s^{-1} during spring tide flood (SOGREAH, 1995, in Michel, 2016). Dominant winds blow from west to south-west and produce offshore waves that are typically <2 m high and approach from the same sector. Offshore waves >4 m high and with a period higher than 8.5 s are occasionally measured (Bastide, 2011). This west/south-west wave dynamic generates the dominant northward littoral drift and the longshore transport of flint pebbles. The mean elevation of the barrier is 8.0 to 8.5 m IGN, i.e. about 2 m above the highest tide levels. In this area, decennial, centennial and millennial surges are at 0.91 m, 1.32 m and 1.76 m with regard to mean spring tide level (Bastide, 2011).

The overall evolution of the Cayeux spit during the last decades is documented in aerial photographs and historical maps. Examination of this material indicates that: (i) the downdrift elongation of the barrier is negligible, with the spit terminus (Le Hourdel) being reworked by the wandering of tidal channels at the inlet; (ii) south of Cayeux-sur-Mer, the retreating barrier has been largely restored by beach nourishment and installation of >100 groynes over 10 km of the coast; and (iii) the only sector prograding along the barrier is located between Cayeux-sur-Mer and the quarry of Le Hourdel (Fig. 1), where a 5 km long gravel spit (hereinafter referred as the Mollière spit, in red in Fig. 1) developed along the larger Cayeux spit since the 1950s (Dolique & Anthony, 1999; Bastide, 2011). Because its recent development can be monitored by aerial photographs, the Mollière spit has been chosen to investigate the detailed morphostratigraphy of a gravel spit.

METHODOLOGY

Aerial images

The oldest aerial photograph of the study area is from 1935 CE. From 1940 to 2000 CE, approximately one aerial image per decade is available

(BD ORTHO® Historique, IGN, Institut Géographique National). Five additional infrared aerial photographs, with a horizontal accuracy of $\pm 0.5 \text{ m}$, are available within this time span (1961 CE, 1975 CE, 1986 CE, 1997 CE and 1999 CE). They provide complementary information with higher contrast between sand and gravel deposits. After 2000 CE, five images per decade can be used thanks to additional Pleiades ($\pm 0.5 \text{ m}$, IGN) and SPOT ($\pm 1.5 \text{ m}$) data. Two LiDAR surveys in 2013 CE and 2017 CE (ROL, Réseau d'Observation du Littoral) are also available, providing accurate elevation data of the barrier spit.

Image georeferencing has been performed using QGIS 3.6 (QGIS Development Team, 2019). Geodesic system RGF93 with IAG-GRS80 was chosen as the reference ellipsoid and Lambert93 conic as the projection system with metric coordinates.

The Mollière spit has been mapped and digitized on all available images. The main criteria to digitize each ridge were the colour and textural contrast between sand and gravel deposits. These data allowed for highlighting of the cross-shore and longshore evolution of the barrier spit system since the beginning of its construction. Additionally, the position of the crest of the active ridge in every image provides chronological markers traced into the GPR profiles.

Ground-penetrating radar

Ground-penetrating radar (GPR) has been widely used in coastal environments (e.g. Neal *et al.*, 2002; Jol & Bristow, 2003; Engels & Roberts, 2005; Lindhorst *et al.*, 2008; Tamura *et al.*, 2008; Bennett *et al.*, 2009; Jahnert *et al.*, 2012; Tamura, 2012; Weill *et al.*, 2012; Tillmann & Wunderlich, 2013; Billy *et al.*, 2014; Fruergaard *et al.*, 2015, 2020; Baumann *et al.*, 2017; Montes *et al.*, 2018). The main limitation of GPR is the dissipation of the electromagnetic signal in highly conductive sediments, such as beach sands saturated with saltwater, and mud-dominated deposits (Leatherman, 1987; Jol *et al.*, 1996; van Heteren *et al.*, 1996, 1998). By contrast, GPR usually provides high-quality data in granular coastal sediments lying above the saltwater table, such as upper beaches, washover deposits and aeolian dunes, with penetration depth in the order of a few metres to 10 m.

In the present study, the GPR survey was carried out using a GPR SIR-3000 system (Geophysical Survey Systems, Inc., Nashua, NH, USA)

with 400 MHz and 900 MHz shielded antennas. The 400 MHz antenna was used for the large-scale survey of the spit along shore-normal transects, complemented locally by shore-parallel profiles. The 900 MHz antenna was used to more accurately image specific parts of the barrier, such as spit hooks or washover lobes. Although the GPR survey was performed during low neap tide, when the gravel spit had not been flooded for several days, the sand platform below the gravel barrier was still saturated with seawater. Mean signal penetration depth reached up to 5 m with the 400 MHz antenna and never went below 2 m IGN, which is approximately the elevation of the intertidal sand platform. As a result, penetration of the active beach face was strongly limited and was almost null in the topographic lows and the back-barrier system, due to the presence of clayey sediment and the nearly outcropping saltwater table. Ground-truthing with cores or trenches was not possible due to the very coarse nature of the sediment. In parallel to GPR data acquisition, high-resolution topographic data were acquired using a DGPS Leica Viva GNSS GS10 (Leica Geosystems AG, Heerbrugg, Switzerland) with 2 cm vertical accuracy. A total of 6 km of GPR profiles were acquired along the barrier, from the root to the terminus of the spit (Fig. 1C).

The GRPGy software (Plattner, 2020) was used to process the GPR data, including time-zero adjustment, background removal, time-depth conversion, migration (f-k Stolt) and topographic correction. For time-to-depth correction, a velocity of 0.112 m ns^{-1} was chosen based on the analysis of reflection hyperbolas (Jol & Bristow, 2003). This value is consistent with the velocity range in unsaturated sand and gravel deposits provided by Neal & Roberts (2000) and Neal (2004). DGPS data has been used for the topographic correction of the profiles.

RESULTS AND STRATIGRAPHIC INTERPRETATIONS

Morphological evolution of the Mollière spit

In 1935 CE, three gravel ridges formed the incipient 1 km long Mollière spit between Cayeux-sur-Mer and the lighthouse of Brighton [Fig. 2, 1935 CE (1)]. A few hundred metres down-drift of the small Mollière spit terminus, the coastline of the large Cayeux spit appeared sandy.

The intertidal platform was covered by well-developed sandy swash bars [Fig. 2, 1935 CE (2)].

From 1939 CE, the Mollière spit started to develop across the area later mapped with GPR. Gravel ridges started to appear from the south-west on the 1947 CE image [Fig. 2, 1947 CE (1)]. To the north-east, sandy swash bars merged on the upper tidal flat. Attached to the coastline, at an inflection point [Fig. 2, 1947 CE (2)], this sandy platform isolated a small depression behind [Fig. 2, 1947 CE (3)]. By 1961 CE, the first gravel ridge that had appeared on the 1947 CE image had grown <200 m eastward and displayed a well-defined hooked termination, almost attached to the shore [Fig. 2, 1961 CE (1)]. It is succeeded by a set of at least four elongated ridges [Fig. 2, 1961 CE (2)], which led to the overall elongation of the Mollière spit by about 700 m. The development of this new set led to the progradation of the coastline of about 250 m. The individual ridges have an arcuate shape and are re-attached to the shore on their down-drift termination. The elongation of the younger ridge continued behind its re-attachment point, growing quickly on a likely sandy platform. Down-drift of the coastline inflection point [Fig. 2, 1961 CE (3)], the sandy platform prograded seaward, associated with the amalgamation of large sandy swash bars [Fig. 2, 1961 CE (4)]. Until 1991 CE the spit was moderately reshaped and elongated by the addition of a few new ridges, the distal terminations of which are attached to the main shore [Fig. 2, 1991 CE (1)]. Spit elongation was about 1000 m in 30 years. Between 1991 CE and 2000 CE (<10 years) a new set of ridges of about the same size as the previous one has developed [Fig. 2, 2000 CE (1)]. The construction of a sandy platform by swash-bar amalgamation appears to be an important process for gravel spit elongation. Individual ridges at the spit end are less amalgamated and shorter than they were before 2000 CE. Most of the distal ridge extremities are not attached to the main shore, displaying a free hooked termination. This third set continued spit elongation until the present with the addition of new very long ridges (about 600 m) [Fig. 2, 2013 CE (1)]. The total spit elongation from the 1930s to the present is about 5 km, with a maximum coastline progradation of about 300 m. A wide salt marsh area developed between the active Mollière spit and the main coastline of the Cayeux spit. In the most recent image (2017 CE) two new ridges of about 120 m and 300 m in length appear in front of the previously described ridge sets [Fig. 2, 2017 CE (1,2)].

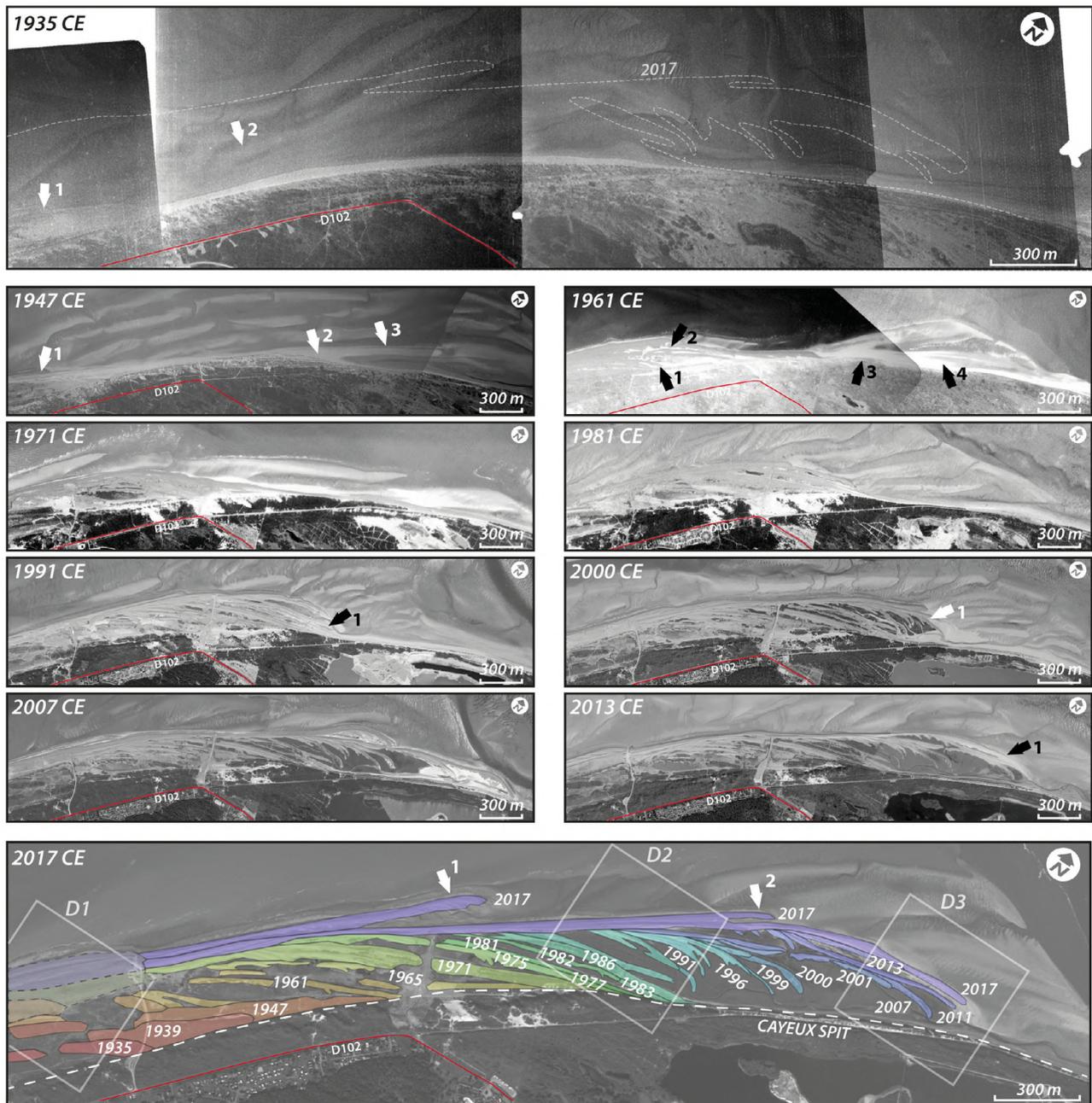


Fig. 2. Main evolutionary stages of the Mollière spit since 1935 CE based on analysis of aerial photographs (from 1935 to 2013 CE) and satellite imagery (Spot, 2017 CE). Ridge chronology and the location of domains D1, D2 and D3 (Fig. 3) are presented on the 2017 CE image. Road D102 is highlighted in red to help comparisons between images. Arrows highlight morphological features that are described in the text.

Finally, image analysis shows that almost all of the structures that formed during the 70-year evolution of the Mollière spit have been preserved (Fig. 2, 2017 CE). From this analysis, the Mollière barrier spit can be subdivided into three main morpho-sedimentary domains from the south-west to the north-east (Fig. 3;

locations on Fig. 2), termed D1 to D3. The root domain (D1) is characterized by a wide gravel barrier made of ridges amalgamated since the 1960s (Figs 2 and 3). D1 essentially shows seaward beach-ridge-like progradation. The terminations of ridges developed prior to 1960 CE are isolated behind D1. The intermediate

domain (D2) is composed of the ridges that developed between 1961 CE and 1986 CE. These ridges are all re-attached to the main Cayeux spit. The Mollière spit terminus domain (D3) corresponds to the last elongation stage of the spit which occurred since 1991 CE. Individual ridges in D3 are not re-attached to the main Cayeux spit and display a hooked termination.

Descriptions and interpretations of GPR facies and geometries

Seven main radar facies have been distinguished based on amplitude, geometry and continuity of reflections (Fig. 4). The combination of radar facies and delimiting radar surfaces allows delimitation of sedimentary bodies, which are interpreted in terms of depositional processes, and which are classified as progradational, aggradational or overwash features.

The main characteristics of the radar facies in terms of reflection geometries are included in Fig. 4. The following section interprets the seven facies based on these characteristics. Facies F1 is observed on the seaward face of individual ridges and is thus related to swash deposits, which constitute the beach face (main progradational domain). F1 on active ridges is abruptly attenuated by the presence of saltwater in the sediment (Facies F1'). Radar facies F2 represents aggradational berm geometries. Facies F3 forms the core of individual ridges in the intermediate and terminus domains D2 and D3 and is not observed above the highest tide levels. Facies F4 is interpreted to characterize washover deposits. Washover deposits are underlain by erosive surfaces and constitute aggradational sedimentary units. Facies F5 is associated with overtopping deposits, which contribute to ridge aggradation, and fits on the top of ridges (crests). Facies F6 is visible on the landward side of the ridges within the morpho-sedimentary domain D3 and is characteristic for aeolian sand dunes. Facies F7 is commonly observed on salt marshes located behind D2 and D3 ridges. Here, signal attenuation and low penetration depth are associated with the conductive inter-ridge sediments, made of silt and clay partially saturated by brackish to salty water.

Internal architecture of the Mollière spit

Three GPR profiles are used to illustrate the three morpho-sedimentary domains of the

Mollière spit (root – D1, intermediate – D2 and terminus – D3).

Root domain (D1). The internal architecture of the root domain (D1) is illustrated by GPR line D1-01 (Fig. 5), a 220 m long cross-shore profile. Line D1-01 starts at the limit between the sandy tidal flat and the gravel beach face, at an elevation of 4 m IGN. Its landward termination is located in a flat, dry and sandy back-barrier depression at 4 to 5 m IGN. The prominent gravel barrier, with an elevation of 7 to 8 m IGN, is situated on the profile between the 20 m and 140 m distance markers. It is topographically characterized by three ridges decreasing slightly in elevation landward (Fig. 5A) separated by 1 m deep depressions. The active beach-face slope angle is 5 to 9° below the high spring tide (HST) level (5.41 m) and is more than 17° above the HST level. The landward slope of the barrier is about 5°.

Signal penetration is variable along the profile, from: (i) a few tens of centimetres on the active beach face (profile distance 0 to 15 m; Fig. 5A to C); (ii) 3 to 4 m below the seaward ridge; (iii) to about 5 m in the two landward ridges (50 to 125 m); and (iv) around 3 m in the back-barrier flat (150 to 220 m). Primary, high-amplitude and continuous reflections bound sedimentary bodies of various geometries including beach-face deposits (radar facies F1; compare Fig. 4), berms (F2), washover lobes (F4) and overtopping deposits (F5). These sedimentary bodies have been classified in terms of aggradational, progradational or transgressive units, and numbered from 0 to 29 based on their stratigraphic chronology (Fig. 5C). According to their stacking patterns, the radar units can be grouped into Unit Sets (US). Within the root domain (D1), four Unit Sets (USr1 to USr4) are distinguished as follows, from the oldest to the youngest.

- USr1 (units 0 to 7) is essentially composed of beach-face deposits (F1), associated with a shoreline progradation on 60 m. The lowermost units are flat-lying whereas slope values are maximum (up to 6°) within the uppermost units. The top of the Unit Set rests at 4 m IGN, which is the current sand-flat elevation. It is likely that the low-elevation of USr1 is the consequence of gravel pits as suggested by truncated gravel ridges observable on the LiDAR DEM.
- USr2 (units 8 to 15) is associated with a strong aggradation (F5) of the barrier (more than

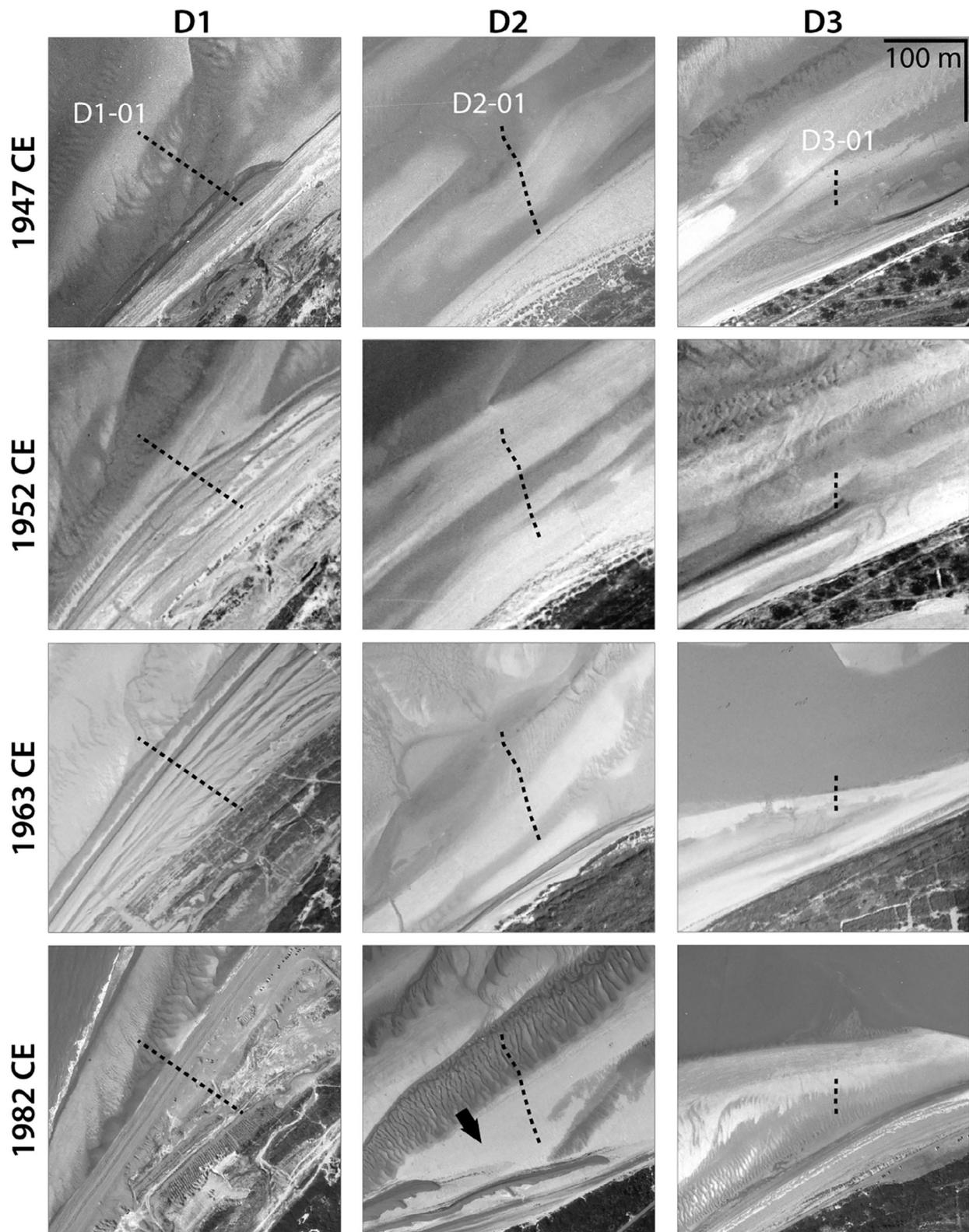


Fig. 3. Temporal evolution of the three morpho-sedimentary domains illustrated by aerial photographs (from 1947 to 2017 CE). All images have the same geographic footprint (located in Fig. 2–2017 CE). GPR lines D1-01, D2-01 and D3-03 shown in Figs 5 to 7 are indicated in each domain. Arrows highlight morphological features that are described in the text.

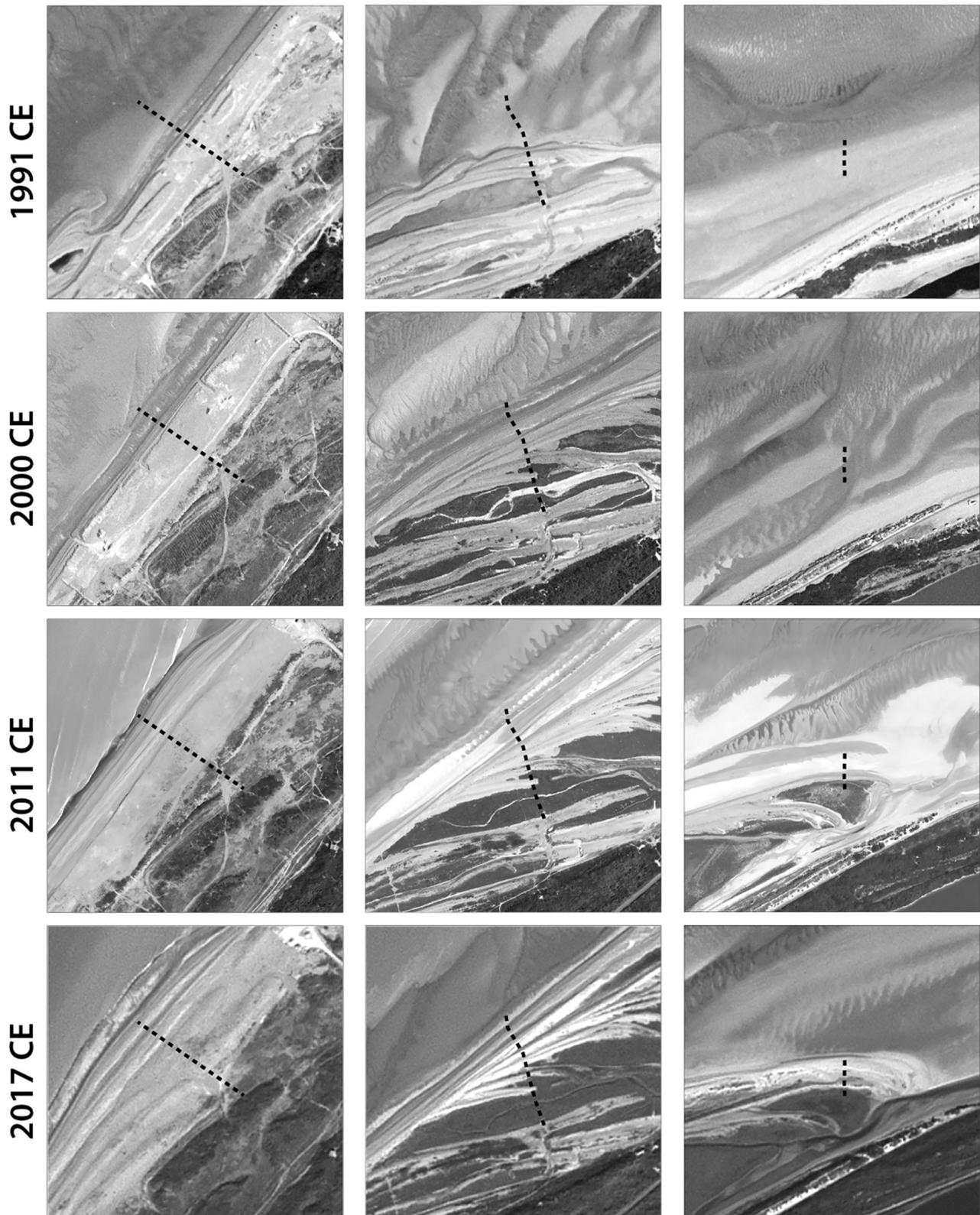


Fig. 3. Continued

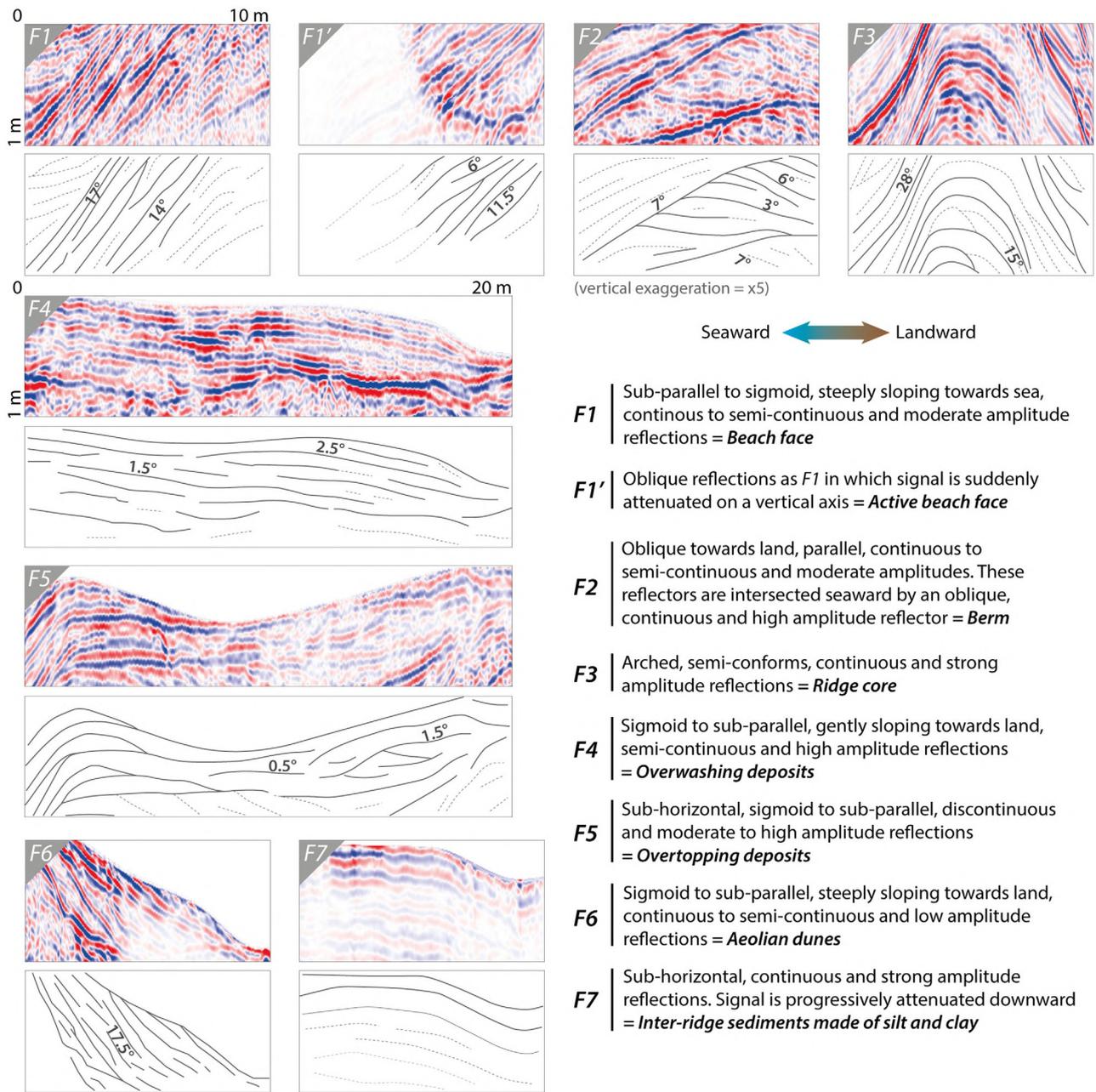


Fig. 4. Radar facies defined from GPR profiles. All image samples are extracted from cross-shore profiles (sea to the left).

2 m), by the top of unit 15 reaching the highest tide level. The overall progradation of USr2 is about 40 m.

- USr3 (units 16 to 23) comprises almost exclusively progradational beach-face deposits (F1). The progradation of USr3 occurred over a distance of 50 m. A slight aggradational component approximately 1 m thick is associated with units 22 and 23, which reaches an elevation of 7.5 m IGN. The base

of the bottom sets, when visible, is at around 4 m IGN.

- USr4 (units 24 to 29) forms the youngest ridge, anchored on a nucleus associated with units 24 and 25. Berm deposits (F2) allow the ridge aggradation and the progradation of beach-face deposits (F1). Berm and beach-face deposits are sometimes reworked as washover deposits (F4). The top of USr4 reaches an elevation of 8 m IGN, almost 2 m above the highest tide level.

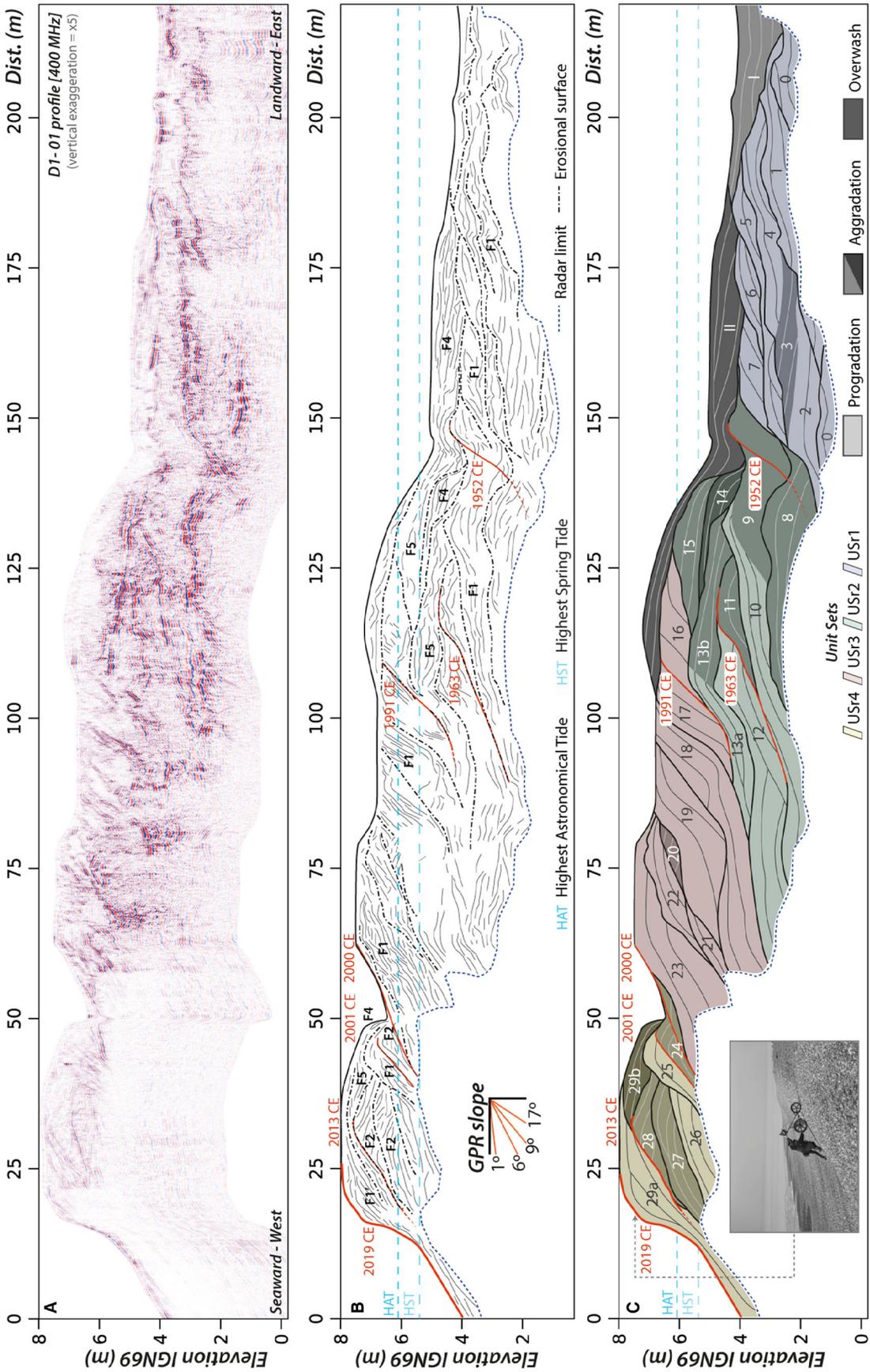


Fig. 5. D1-01 GPR profile interpretation in the root domain D1. (A) GPR data. (B) Line drawing. (C) Interpretation with unit numbers (sedimentary bodies) numbers, stacking pattern and Unit Sets numbers (USr).

Two additional units (I and II) have been identified, although their chronostratigraphical relationship remains unclear. Unit I onlaps the landward side of USr1, at an elevation ranging between 3 m IGN and 4 m IGN. The purely aggradational geometry suggests that unit I is the result of the infilling of the back-barrier depression, probably during tidal inundation. Unit II shows overtop–overwash geometries. It partly overlaps USr3 and completely overlaps USr2, and downlaps the top of USr1. Unit II results from overwashing processes during the deposition of USr3 past 1991 CE.

Seven time-lines between 1952 CE and 2019 CE are identified within the GPR line using the aerial and satellite images (Fig. 5B and C). According to these markers, the chronological frame of the successive Unit Sets can be proposed: USr1 (dominant progradation) before 1952 CE; USr2 (dominant aggradation) between 1952 CE and the 1980s; USr3 (dominant progradation) during the 1990s; and USr4 (the last ridge, mixed progradation/aggradation) during the last 20 years. The overall evolution from USr1 to USr4 is a continuous progradation combined with general aggradation.

Intermediate domain (D2). The internal architecture of the intermediate domain (D2) is imaged by the GPR line D2-01 (Fig. 6), a 210 m long cross-shore profile. It starts at the limit between the sandy tidal flat and the gravel beach face, at an elevation of 3 m IGN. Its landward termination is located at 6 m IGN at the foot of a fossilized ridge (Fig. 6A and B). The first 40 m of the profile correspond to the active ridge, with a steep beach-face slope (12°) and a crest reaching almost 7 m IGN. Between 40 m and 120 m, a sequence of four stacked ridges developed, their crest at 7 to 8 m IGN being clearly visible, separated by troughs, more than 1 m deep. A 15 m wide and 2 m high ridge occurs at 135 m, and it is isolated from the previously described ridge cluster by fine-grained back-barrier deposits. Finally, a 60 m wide salt-marsh extends up to the end of the GPR profile. It has an elevation of 4.5 m IGN and is incised at 160 m by a small tidal creek (Fig. 6A).

The maximum signal penetration depth is around 3 m under the main ridges. It decreases towards the active beach. As for GPR profile D1-01 within the spit root domain (D1), radar units are numbered, based on their stratigraphic chronology, from 0 to 23 (Fig. 6C), and grouped into three Unit Sets (USi1 to USi3).

- USi1 (units 0 to 9) comprises three individual ridges. They are composed of an aggradational ridge core (F3 – units 1, 4 and 7), flanked seaward and landward by a progradational beach-face (F1 – units 0, 2 and 5) and overwash deposits (F4 – units 3 and 6), respectively. Unit I, which has been deposited after the gravel ridges, corresponds to salt marsh deposits (F7) between ridges.

- USi2 (units 10 to 18) comprises three ridges. Aggradational ridge core deposits (F4 – units 10b, 10c, 14 and 16) are set on gently seaward-dipping surfaces, possibly lower beach-face deposits (unit 8) or low-lying sediment bodies, such as sand bars that develop in front of gravel ridge terminations (units 11 and 12). The height of the aggradational ridge core never exceeds the highest tide level. These cores are flanked seaward and landward by progradational beach-face deposits (F1) and overtopping deposits (F5) to washover deposits (F4), respectively. Because of overtopping, the ridge crests reach an elevation between 7 m IGN and 8 m IGN. Due to their proximity, the ridges are strongly amalgamated; overwash deposits of the most seaward ridge fill the inter-ridge depression and progressively onlap the beach-face deposits of the ridge landward.

- USi3 (units 19 to 23) comprises the two youngest ridges, built by an aggradational ridge core (F3 – unit 20), topped by overtopping and washover deposits (F4/F5 – units 21 and 22b), which partly lean on USi2, and beach-face deposits (F1 – unit 22a). Unit 23 is the active beach face (F1').

As for the spit root D1, five time-lines between 1991 CE and 2019 CE have been placed along the GPR profile of the intermediate domain D2. The following chronological frame of the Unit Sets is proposed: USi1 (dominant aggradation) before the middle of the 1990s; USi2 (mixed progradation/aggradation/transgression) between the middle of the 1990s and the middle of the 2000s; and USi3 (mixed progradation/aggradation) during the last decade. Unit I is still activated at present by tidal channels.

Terminus domain (D3). The internal architecture of the spit terminus (D3) is imaged by the 60 m long cross-shore GPR profile D3-01 (Fig. 7). The GPR line starts on the active beach face, crosses two gravel ridges, and ends in the back barrier salt marsh. The mean signal penetration depth is 4 m, except on the active beach face and salt marshes where the signal is

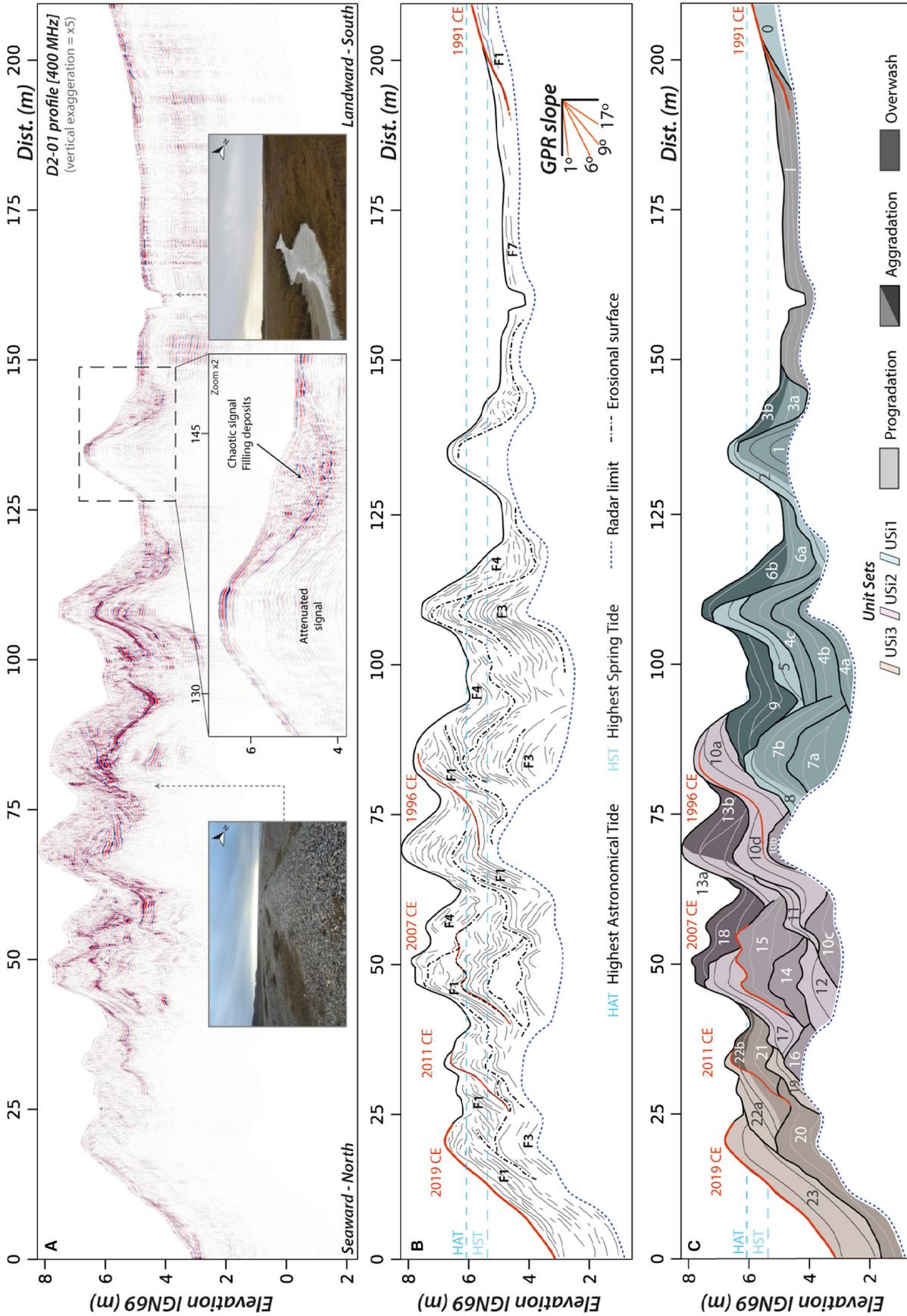


Fig. 6. D2-01 GPR profile interpretation in the intermediate domain D2. (A) GPR data. (B) Line drawing. (C) Interpretation with unit numbers (sedimentary bodies), stacking pattern and Unit Sets numbers (US1).

strongly attenuated. The ridge crests are elevated above the highest tide level (6.3 m IGN and 7.1 m IGN) and frame a small inter-ridge depression. The main radar surfaces allow distinguishing three main Unit Sets (USt1 to USt3).

- USt1 is composed of unit 0 which is a 2 m thick aggradational sequence at the base of the barrier. It shows discontinuous, conform, sub-horizontal to gently seaward-dipping reflections. The erosional top surface is dipping seaward with an angle between 1° and 2°.

- USt2 (unit 1 to 4) unconformably overlays USt1. USt2 is composed of aggrading sediment packages. These form the basement of the two ridges, which frame a 20 m wide and 1 m deep depression filled with washover deposits (F4 – unit 4a) and aggrading deposits (unit 4b). The top of USt2 is bound by an erosional surface dipping seaward with an angle of 1°.

- USt3 (units 5 to 8) corresponds to the development of the two ridges above HST level. The most landward ridge, located 1 m above the highest tide level, is composed mainly of beach-face deposits (F1– unit 7), backed by aeolian dunes (F6 – unit 8). The youngest ridge, barely above the highest tide level, shows a gently seaward-dipping beach face (F1 – unit 6a) backed by washover deposits (F4 – unit 6b).

Since the evolution of the spit terminus domain (D3) is dominantly aggradational, timelines based on aerial image analysis apply only to USt3. Time markers allow the inner ridge to be dated to 2011 CE (the seaward is the present-day ridge). Throughout the domain aggradational geometries were only deposited below the highest tide level, as suggested by the unusually low-angle dipping slope, if compared to the two previous morpho-sedimentary domains (D1 and D2).

Hook structures and connecting points

A hooked ridge terminus has been surveyed in detail using a 900 MHz antenna and closely-spaced orthogonal profiles for a high-frequency GPR investigation (Fig. 8A, see location in Fig. 1C).

Main ridge

D2-02 is a 70 m long shore-parallel profile that follows the crest of the main ridge (Fig. 8B). Signal penetration is about 3.5 m and allows the distinction of four units (1 to 4, Fig. 8B'). Unit 1 is a basal unit located updrift of the

hook inflection point (Fig. 8A). It is characterized by oblique, continuous reflections of moderate amplitude which are downlapping on a horizontal reflection at 4.5 m IGN. Unit 2, located between 40 m and 70 m, is a basal unit located downdrift of the hook inflection point. It is bounded at the base by the same horizontal reflection as unit 1 and at the top by a continuous and sub-horizontal reflection at 5.5 m IGN. Both units are located below HST, and the transition between unit 1 and unit 2 corresponds to the position of the hook inflection point [Fig. 8B' (I1)]. Unit 3 covers the two first units and shows low amplitude horizontal to sub-horizontal discontinuous reflections. Reflections located below HAT level (covering unit 2) seem more continuous than those located above HAT level. Unit 4 is differentiated from unit 3 by an almost continuous high amplitude horizontal reflection at 7 m IGN. Radar facies of unit 4 is more chaotic than unit 3 facies.

Hook ridge terminus

Profiles D2-03 (Fig. 8C and C') and D2-04 (Fig. 8D and D') are a longitudinal and a cross-section of the investigated hook, respectively. D2-03 is a 60 m long profile from the intersection with D2-02 to the hook terminus [Fig. 8A (I1)]. Signal penetration varies between 7.5 m at the beginning of the profile and about 1.5 m along the thinnest part of the hook. The signal is completely dissipated on a high amplitude continuous and horizontal reflection at 4.5 m IGN, the same elevation of the inter-ridge sandy depression, interpreted as the water table (Fig. 8C). Moderate-amplitude, continuous reflections located below HST level are downlapping on the horizontal basal reflection with an angle of 3°, and up to 9° at their termination (Fig. 8C'). Sequences of downlapping reflections are bounded by erosion surfaces (moderate-amplitude reflections). Unit 1 described in profile D2-02 is intersected in the first 20 m of the profile, between 5 m and 6 m IGN, by a high amplitude reflection with an angle of 1 to 2°. Unit 3 is above this surface and represents a berm facies (Fig. 4, F2). Unit 4, over unit 3, is delimited by two concave and high amplitude reflections at 7 m IGN. This last unit constitutes the top of the main barrier, which reaches 8 m IGN, and is composed of conform and discontinuous reflections.

Profile U2-04 intersects unit 1 perpendicularly at 44 m [Fig. 8C' (I2)]. The profile is 17 m long

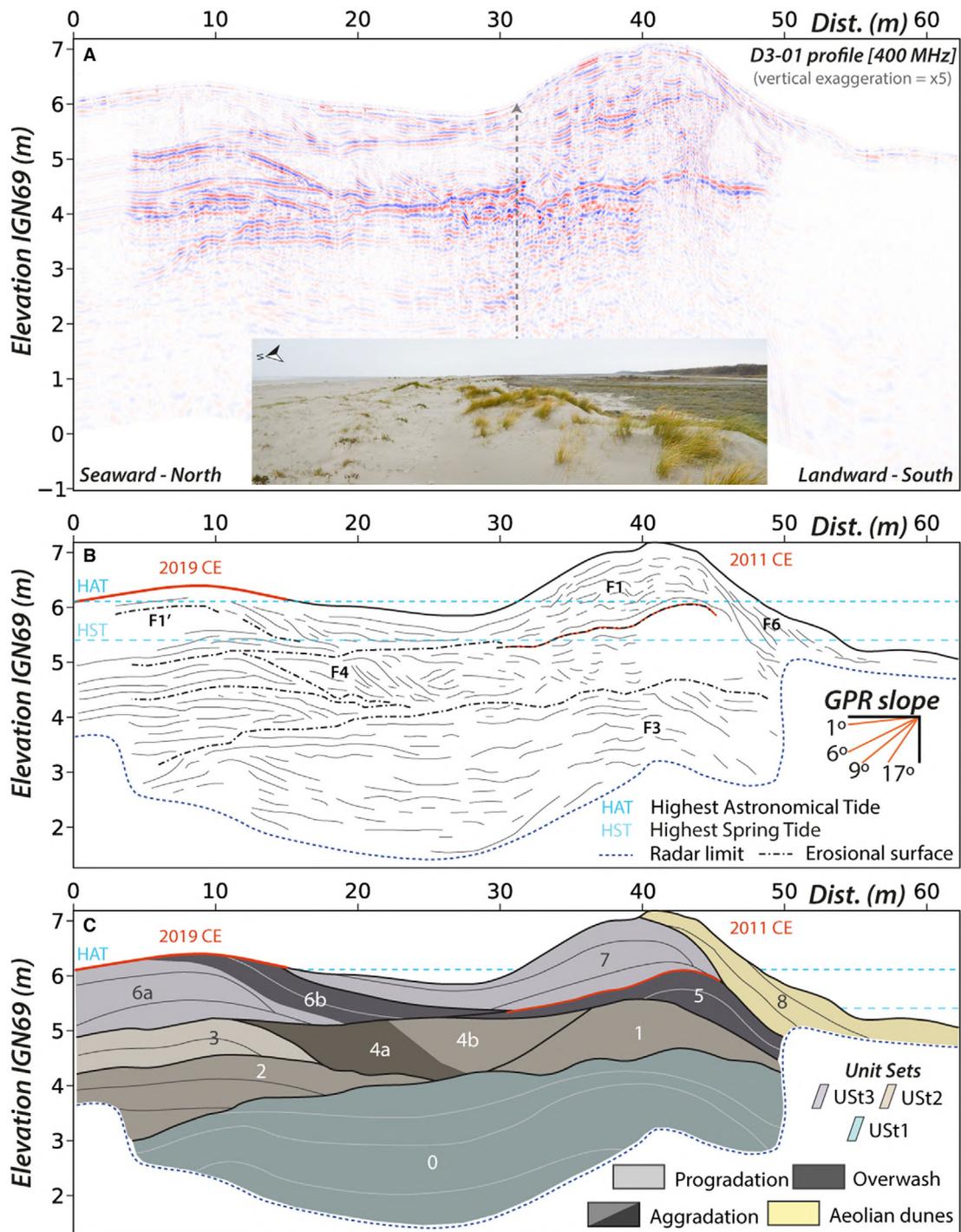


Fig. 7. D3-01 GPR profile interpretation in the spit terminus domain D3. (A) GPR data. (B) Line drawing. (C) Interpretation with unit numbers (sedimentary bodies), stacking pattern and Unit Set numbers (USt).

and shows a maximum signal penetration of 1.5 m down to the water table (Fig. 8D). Unit 1 has been subdivided into four cross-shore sub-units separated by moderate-amplitude and continuous reflections. Unit 1a has a purely

aggrading geometry with conforming reflections. Unit 1b is slightly prograding and unit 1c slightly overwashing. Unit 1d overtops the three sub-units and is slightly asymmetrical towards the sea.

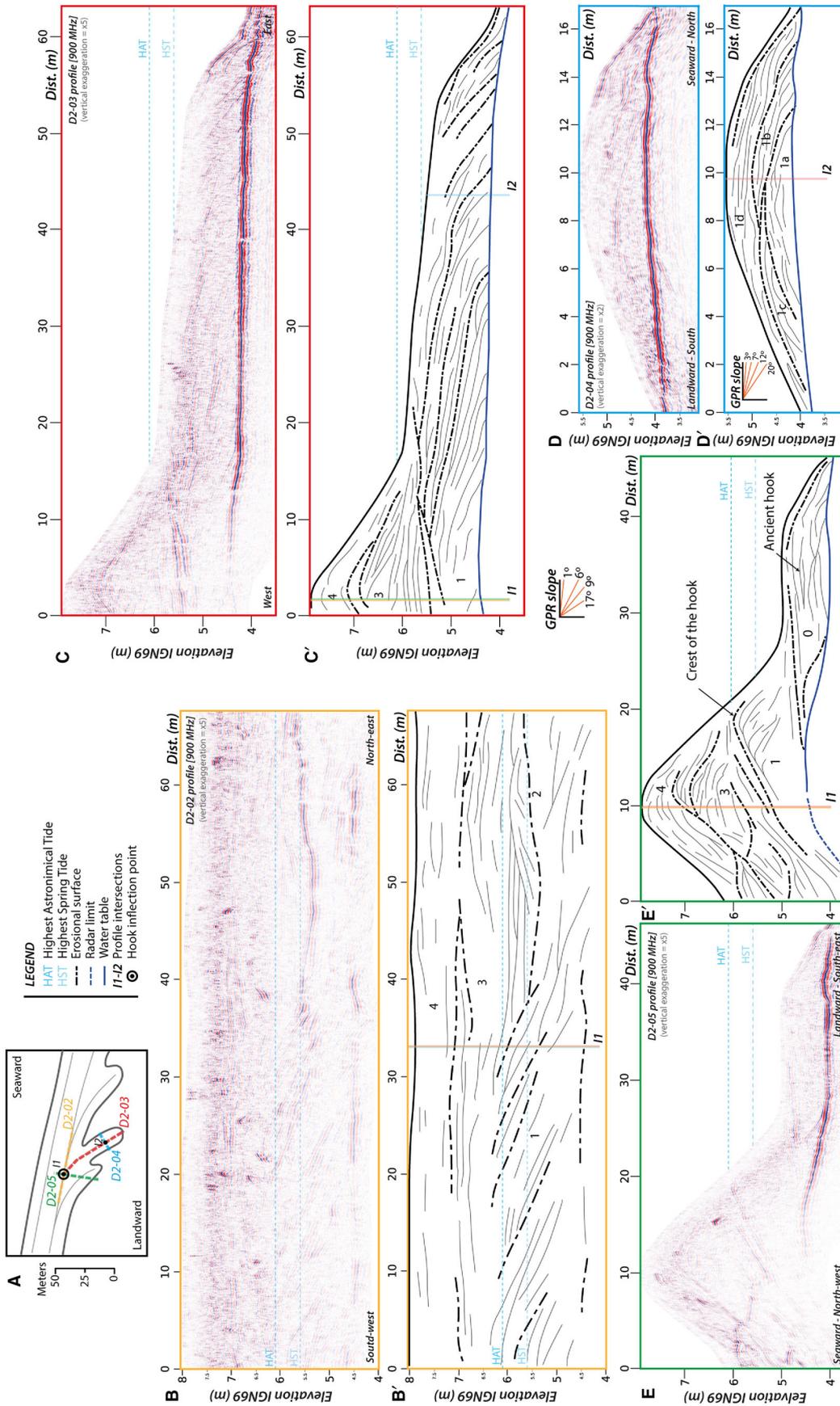


Fig. 8. Interpretation of GPR profiles D2-02 to D2-05 across hooks in the intermediate domain D2. (A) Profile location. (B) to (E) GPR profiles. (B') to (E') Interpreted profiles. I1 and I2: profile intersections.

Inflection point

D2-05 is a 45 m long profile, perpendicular to the main ridge. It crosses profile D2-02 at the ridge inflection point [Fig. 8E' (I1)]. Signal penetration depth is about 3.5 m at the top of the main ridge and decreases to <1 m after 25 m. The main ridge is symmetrical, with seaward and landward slope angles of 10° , and lean on an ancient hook with an almost flat top (Unit 0, Fig. 8E'). The water table, located at an elevation of 4 m IGN and 4.5 m IGN below the main ridge and the fossilized hook, respectively, is identified by a strong reflection which progressively disappears towards the main ridge seaward face. The basal ridge unit (Unit 1, Fig. 8E') shows a typical berm facies (Fig. 4, F3) and its crest reaches an altitude of 6 m IGN. Unit 3 represents another berm, with a crest almost reaching 7 m IGN. Unit 4 is aggrading above unit 3, reaching 8 m IGN, and shows beach-face facies (compare Fig. 4, F1). The position of the ridge crest moved 10 m seaward from unit 1 to 4. According to its position, the basal berm (unit 1) corresponds to a hooked-ridge termination and forms the base-ment of the inflection point. Units 3 and 4 correspond to a new phase of ridge elongation, and the subsequent abandonment of the hooked terminus.

DISCUSSION

Depositional model for the Mollière spit

Development of individual ridges

Revealing the internal architecture of individual ridges allows proposing a model for their

development, comprising two phases (Fig. 9). The first phase is the creation of a ridge core situated below the HAT. This limit is linked to the limit of the breaker zone, where the bedload transport of pebbles by the littoral drift occurs (Carter & Orford, 1993). The longitudinal section of the ridge core is characterized by low-angle sigmoid strata dipping in the direction of the littoral drift (Fig. 8C'); the cross-section is symmetrical (Fig. 8D'). The aggradational architecture of the core is associated with the beach drift in the breaker zone which supplies gravels to the ridge terminus, subsequently reworked by wave refraction. This architecture, with steep landward-dipping strata, is specific to barrier spits, where ridge development is associated with elongation through beach drift, and it does not result from storm activity or berm development as in beach ridge systems (Tamura, 2012; Bendixen *et al.*, 2013; Hein & Ashton, 2020).

The second phase, dominated by cross-shore processes allows the aggradation of the ridge above the HAT level, and is thus assumed to occur during storm-surge events. Corresponding structures are composed of swash deposits on the seaward face of the ridge as well as overtopping and overwashing deposits on its top and back (for example, units 17 and 18, Fig. 6C). Swash deposits generate the steepest strata of the ridge, increasing the initial ridge core slope. Landward-dipping strata associated with overwashing deposits can be as steep as swash deposits if the ridge is isolated. When the ridge is close to or leaning against an older ridge, overwash deposits can form a gently landward-dipping terrace, with strata paralleling the basal surface (for example, units 9 and 13b, Fig. 6C). Similar cross-shore geometries associated with

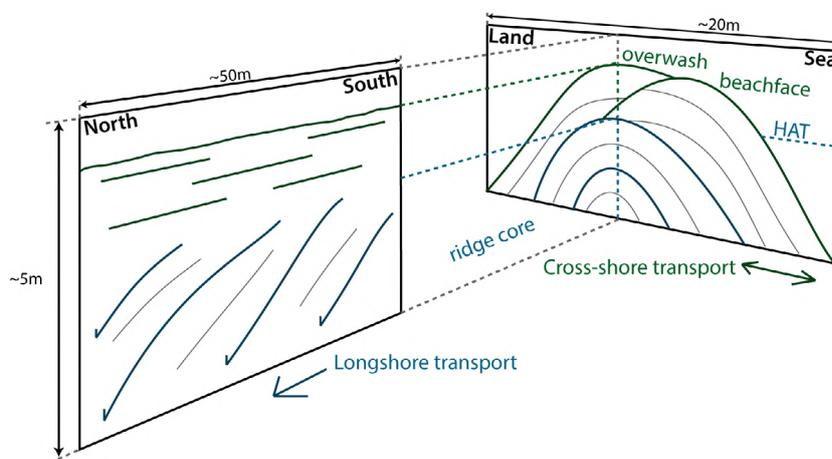


Fig. 9. Model of gravel-ridge development. Two views (longshore and cross-shore sections) of ridge internal structures show beach-face configuration, overwash deposits and ridge core. HAT, Highest Astronomical Tide.

beach-face, overtopping and overwash deposits have been reported by Bennett *et al.* (2009) on the swash-aligned gravel barrier of Chesil Beach (UK). Billy *et al.* (2014) investigated the internal architecture of sand-and-gravel beach ridges on both sides of the Miquelon–Langlade tombolo (north-west Atlantic), with contrasting wave exposures. They found that internal reflectors of ridges formed along the more exposed coast are 1 to 2° steeper than those formed along the more sheltered coast.

The development of individual gravel ridges is thus characterized by a first phase comprising spit elongation by deposition of down-drift dipping strata below the HAT level, and a second phase comprising aggradation associated with swash and overtopping/overwash deposits (Fig. 9). The coincidence between the top elevation of the spit foresets and the highest tide level has been described by Fruergaard *et al.* (2020) in a hypertidal sandy barrier spit. In other systems (e.g. Lindhorst *et al.*, 2008, 2010; Costas & FitzGerald, 2011), this distinction is not observed. The sedimentary structures are continuous across the highest tide level, and the upper beach-face deposits show clear down-drift dipping strata in longitudinal sections.

Hook formation

The combination of GPR data from profiles D2-02 to D2-05 (Fig. 8) with timing derived from image analysis allows proposing a morphostratigraphical model of gravel hook formation. This model (Fig. 10) is composed of five morphological steps (1 to 5) associated with four stratigraphical cross-sections (A to D). Step 1 corresponds to the longshore elongation of an individual ridge over the sand platform, with the previously described aggrading core architecture (Fig. 10–A1). Step 2 represents the onshore migration of the ridge terminus, as documented by overwashing geometries that replace the conform and symmetrical ridge core (Fig. 10–B2). This architecture, located at the base of the ridge (Unit 1, Fig. 8E'), may be associated with a storm event or several storm events during high tide levels. During Step 3, the longshore elongation of the ridge terminus, which is now recurved landward (hook morphology), resumes (Fig. 8C) and the overwashing beds are covered by progradational and aggradational geometries that result from longshore transport (Fig. 10–C3, units 3 and 4 in Fig. 8E'). In Step 4, the transport recovers its original shore-parallel direction, and the sand platform

re-initiates growth. The welding of swash bars at the hook front probably plays an important role in initiating this new stage of ridge construction through longshore elongation as this can be seen in the intermediate domain between 1982 and 1991 CE (Fig. 3–D2). The sheltered hook is no longer supplied by the littoral drift and becomes abandoned (Fig. 10–D4). The first steps of development of the new ridge are illustrated in B5 and C5 (Fig. 10). In B5, the ridge is prograding and aggrading. In C5, a new ridge can form and lean on the beach face of the initial recurved ridge. The final Step 5 corresponds to the development of the new ridge in front of the abandoned ridge (D5).

The role of swash bars in the development of sandy barrier spits has been studied in some macrotidal inlets (Robin & Levoy, 2007; Robin *et al.*, 2009a, 2009b; Montreuil *et al.*, 2014; Le Bas & Levoy, 2018). These morphologies are integrated into the terminus of the sandy spits (Robin *et al.*, 2009b, 2020) and have even been found in the architecture of some barriers in microtidal (Nielsen & Johannessen, 2009), mesotidal (Lindhorst *et al.*, 2008, 2013; Costas & FitzGerald, 2011) and macrotidal environments (Fruergaard *et al.*, 2020). The role of swash bars in the development of gravel barriers has not been studied yet but they seem to be an important element of gravel spit dynamics. According to this conceptual model, hook formation is thought to be triggered by storm-generated overwashing that amplifies the ridge-terminus curvature, and the following stage of shore-parallel ridge-terminus elongation can be facilitated by the welding of swash bars.

Alongshore evolution of the spit architecture

The Mollière spit shows contrasting morphologies and sedimentary architectures from the spit root to the terminus (Fig. 11). The root of the Mollière spit is located immediately downstream of the fulcrum point of the larger Cayeux spit, which marks the transition from an erosional to an accretional coast (*sensu* Ashton *et al.*, 2016). The root domain (D1) features a characteristic morphology with stacked parallel ridges. It can be seen from aerial photographs (Fig. 3) that individual ridges in D1 grow down-drift under the action of oblique waves. Because of the strong linearity of the coastline at the spit root, and because the sand platform is not well-developed, there is little space available for the new gravel ridges to elongate on the sand flat. Thus, they develop at the foot of pre-existing

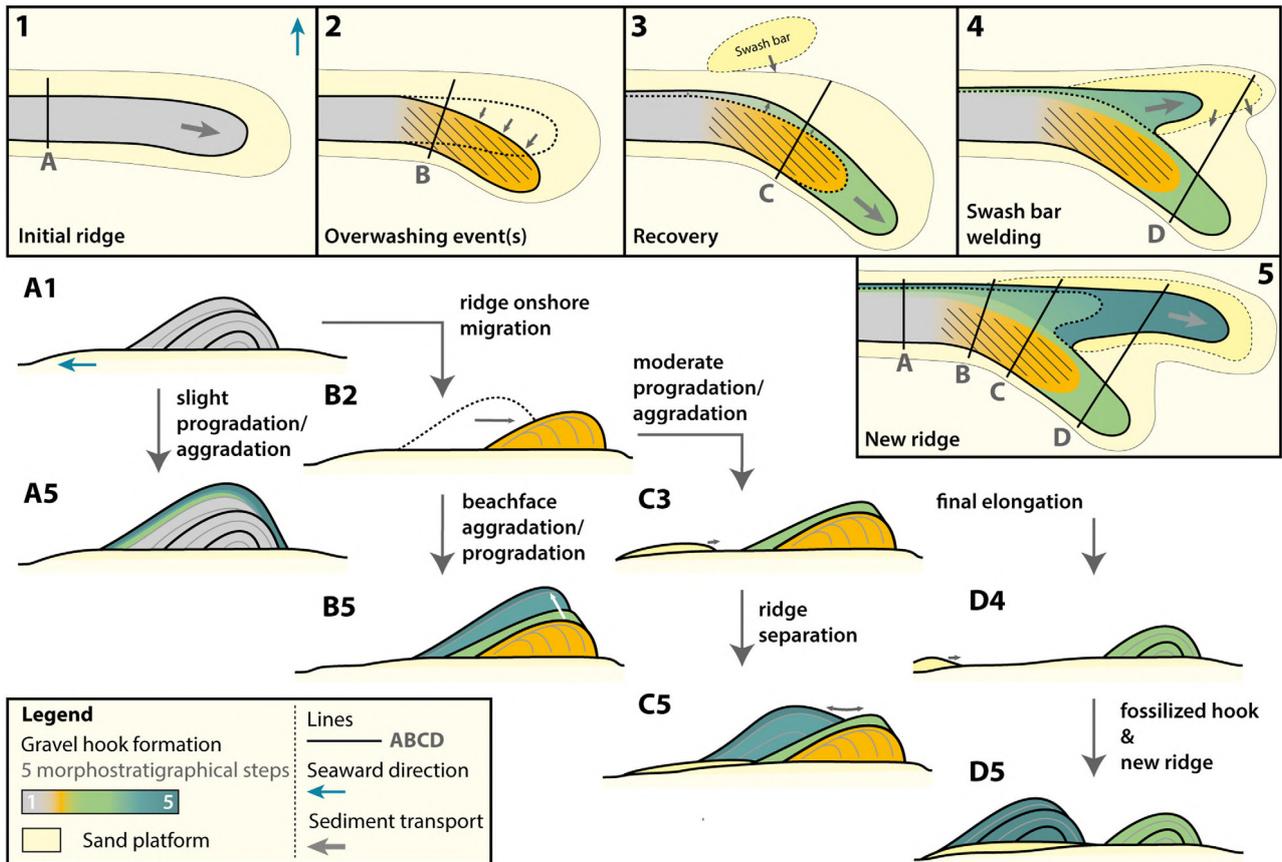


Fig. 10. Principle of hook formation during the evolution of a single ridge.

ridges. Exposed to wave action, the new ridges are reworked and amalgamated to the spit barrier. The internal architecture of the root domain reflects the reworking of individual ridges by cross-shore processes; stacked prograding sequences of well-developed beach-face deposits including large berms and some washover deposits. The resulting architecture has some common characteristics with beach-ridge sequences, as reported by Montes *et al.* (2018) in sandy-to-gravel beach-ridge plain of Río Chico (Argentina). In that model, prograding beach-face sequences are deposited during fair-weather conditions and berm deposits are emplaced during the post-storm recovery of the eroded beach profile through the development and migration of swash bars. On the Mollière spit, it is also clear that berms form on flattened beach-face slopes (2 to 3°), and subsequently contribute to the beach face recovery with much greater slope values. However, there is no evidence from aerial photographs that sandy swash bars can migrate atop the very coarse gravel

beach and contribute to the construction of the berm deposits.

In the intermediate domain (D2), individual spit ridges, which correspond to incremental growth of the Mollière spit, are well-preserved. There is, however, an increasing tendency of ridge stacking from Unit Set 1 (USi1) to Unit Set 3 (USi3). This is attributed to the downdrift migration of the Mollière spit and the subsequent straightening of the coastline which reduces the space available for ridge development; the morphology and structure of the intermediate domain are slowly evolving towards those of the root domain. The aggradational geometry of ridge cores is quite unusual in spit systems. Spit ridges and barriers generally experience intense rollover due to storm surge induced washovers, as indicated by high-angle landward dipping stratifications (e.g. Tillmann & Wunderlich, 2013; Montes *et al.*, 2018). Only a few papers, such as those of Smith *et al.* (2003) and Wright *et al.* (2018), reported stacked sequences of convex-shape GPR reflections constituting the core of a fossil coarse-

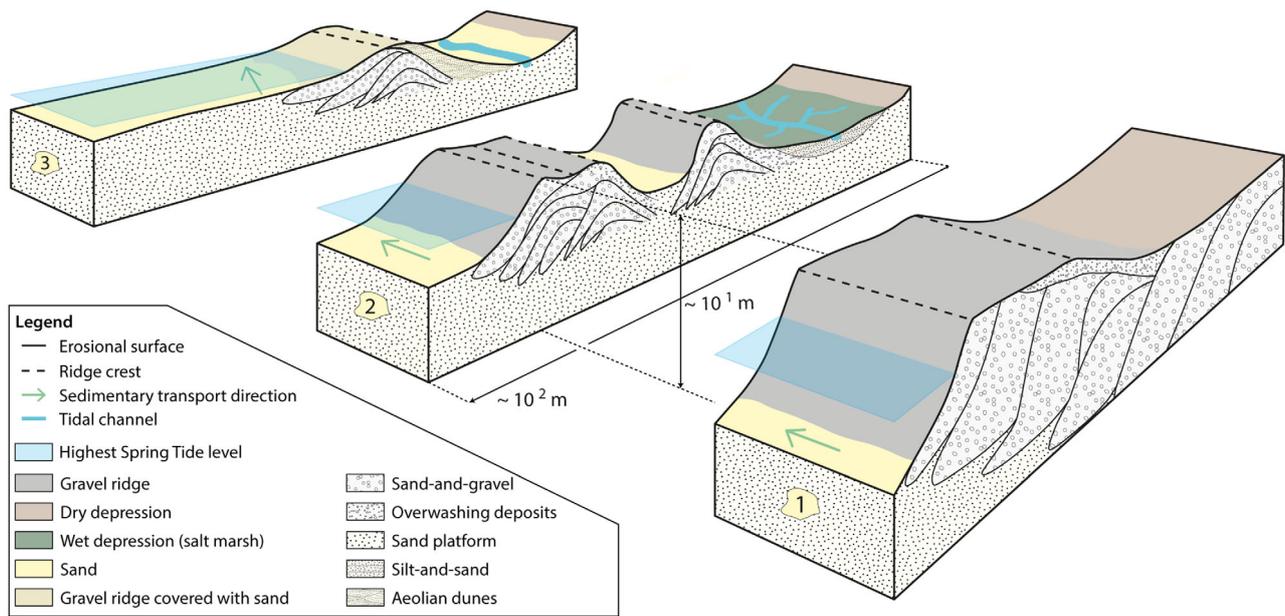


Fig. 11. Morpho-sedimentary structures of the root (D1), intermediate (D2) and terminus (D3) domains of La Mollière gravel spit. For location of the three domains see Fig. 2.

grained spit at Lake Bonneville (Utah, USA) and of a modern sandy spit at Long Bay (South Carolina, USA), respectively. The absence of complete ridge rollover on the Mollière spit is probably due to the rapid elongation of new spit ridges on the shallow sand flat, which protects the older ones from further reworking. Moreover, in a macrotidal environment, the co-occurrence of energetic wave events and HST flooding is rare and of short duration (Robin *et al.*, 2020), thus minimizing the time available for the reworking of spit ridges.

At the spit terminus (D3, Fig. 7), the sand platform plays a significant role in ridge development. Due to the proximity of the ebb-tidal delta of the Somme estuary, the sand platform in front of this part of the spit is wider and has a higher elevation (5 to 6 m IGN) compared with the updrift parts of the spit (morpho-sedimentary domains 1 and 2, 3 to 4 m IGN). The ridges are thus more protected from wave action, with wave energy dissipated on the sandy platform. Despite having a slightly lower thickness (<1 m), ridges are less frequently flooded due to this protection from storm surges. Gravel fluxes to the spit terminus are thus reduced, and the dynamics of swash bars that migrate shoreward on the sand platform supplies sand to the spit. Besides wave action, the wind blowing on the platform during low tide is a significant factor in supplying sand to the

barrier. The sand is carried onto the ridges where it settles into the interstitial areas between coarser clasts and contributes to the spit architecture or is deposited on the landward side of the highest ridge creating a dune (Fig. 7C). The high elevation of the sand platform at the Mollière spit terminus is also probably responsible of the platform geometry of the hooked ridges, which feature a relatively small curvature. Based on numerical experiments, Ashton *et al.* (2016) suggested that the depth of the depositional basin controls the length and curvature of the spit hook. In a deeper basin, sediment flux conservation requires a shorter shoreline arc length and larger curvature to prograde the hook with the same rate as in a shallower basin.

The three successive morpho-sedimentary domains are related to the overall longshore development of the spit. During the first stage of development, which may be equivalent to the present-day D3, the littoral drift mainly contributes to the development of individual ridges. As the spit is elongated in the following stages, the fulcrum point migrates downstream (Ashton *et al.*, 2016), increasing sediment by-passing and ridge amalgamation along the upstream domains. The fulcrum point of the Cayeux spit, which was initially located in front of Cayeux-sur-Mer, moves downstream towards the intermediate domain (D2). The root domain (D1) represents

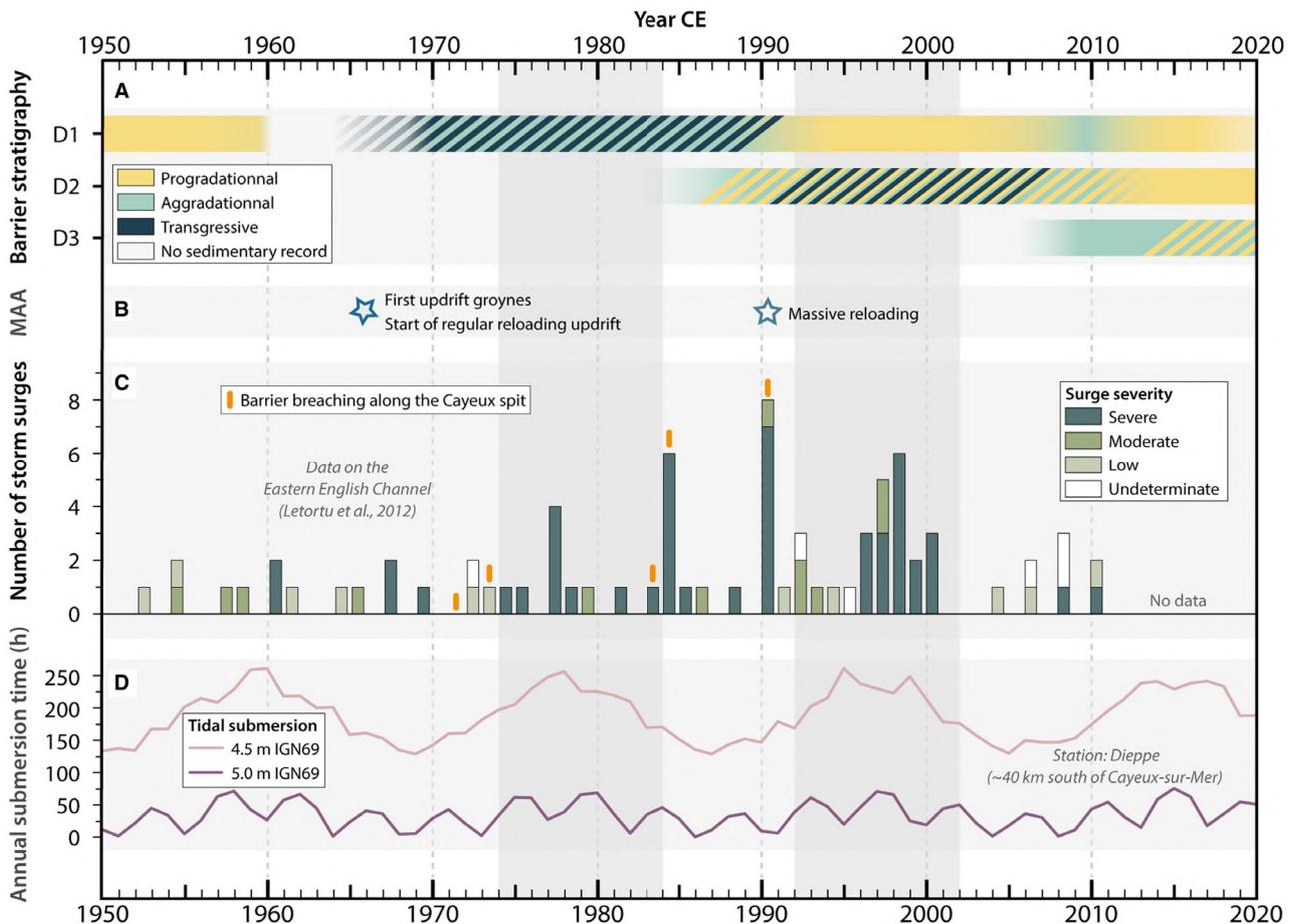


Fig. 12. Barrier spit stratigraphy compared to anthropogenic, climatic and tidal forcings from 1950 CE onward. (A) Evolution of the barrier stratigraphy in the three morpho-sedimentary domains (spit root – D1, intermediate domain – D2, spit terminus – D3; location on Fig. 2). (B) Main anthropogenic actions. (C) Number and severity of historical storm-surge induced submersions in the Eastern English Channel (Letortu *et al.*, 2012). (D) Cumulated annual time of submersion exceeding 4.5 m IGN and 5 m IGN calculated with predicted tide-level data for Dieppe, 40 km south-west of Cayeux-sur-Mer (SHOM, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Grey bars highlight the periods combining high annual tidal-induced submersion time and intense storm activity.

the most mature evolution of the spit and the remnants of earlier ‘downdrift’ stages cannot be observed in the GPR profiles. It is possible to characterize a fulcrum ‘area’ where the progradational beach-face geometries reflect the sediment by-passing towards the downdrift domain. In the terminus domain (D3), the littoral drift is active only during high-tide levels and the spit elongation is slow.

Climatic and anthropogenic control of spit evolution

The temporal evolution of the Mollière spit is characterized by alternating phases of beach-face progradation and erosion, and major

periods of barrier retreat with associated transgressive and aggrading deposits (Fig. 12A). The number and length of hooked ridges also seem to vary in time (Fig. 2). It thus might be tempting to identify the major controls of spit evolution.

At the scale of several decades (i.e. the development of the Mollière spit), the evolution of barrier spits is the result of complex interactions between wave and tide dynamics (Allard *et al.*, 2008; Lindhorst *et al.*, 2008; Nielsen & Johannessen, 2009; Poirier *et al.*, 2017), storm impacts (Orford *et al.*, 2002; Fruergaard *et al.*, 2013; Goslin & Clemmensen, 2017) and sediment supply (Allard *et al.*, 2008; Vieira da Silva *et al.*, 2016; Oliver *et al.*, 2017).

The sediment supplied to the Cayeux spit originates from the erosion of chalk cliffs containing flint. The construction of harbour jetties at the end of the 19th century and of two nuclear plants in 1978 CE and 1981 CE has divided the coastline into independent hydro-sedimentary cells, which drastically reduced the gravel flux to the Cayeux spit root (Ault-Onival), from 25 000 m³ year⁻¹ to 2000 m³ year⁻¹ (Leconte & Viguier, 1996). The gravel ($D > 20$ mm) flux at the Mollière spit root (Cayeux-sur-Mer) is estimated at 80 000 m³ year⁻¹, which results in intense erosion of the Cayeux spit updrift of the fulcrum point (between Ault-Onival and Cayeux-sur-Mer). As a result of this erosion, two measures have been undertaken: (i) the progressive emplacement of 100 groynes every 90 m from Ault-Onival to Cayeux-sur-Mer since 1965 CE (Fig. 12B), with the aim of slowing down littoral drift in the eroding sector of the Cayeux spit; and (ii) the regular nourishment of the spit with gravels at Ault-Onival (30 000 m³ year⁻¹) and south of Cayeux-sur-Mer (75 000 m³ year⁻¹), together with exceptional nourishment following catastrophic erosion events (for example, 660 000 m³ year⁻¹ in three years after the 1990 CE storm) and for the filling of new groyne fields. Finally, well-rounded gravels are extracted directly on the beach-face for industrial purposes along the Mollière root at a rate of 20 000 m³ year⁻¹. It is clear that the sediment flux to the Mollière spit is strongly controlled by human activities and is variable in time. Also, it is very likely that exceptional beach nourishment updrift of Cayeux-sur-Mer produces pulses of sediment that lead to beach-face progradation and ridge elongation, with a lagged response difficult to estimate.

Storm-related submersion events from 1949 to 2010 CE along the coast of the Eastern English Channel have been studied by Letortu *et al.* (2012) (Fig. 12C). A succession of severe storm surges associated with HST levels occurred from the middle of the 1970s until around 2000 CE, with the most severe events in 1984 CE and 1990 CE, and a cluster from 1935 to 2001 CE (Fig. 12C) (Costa, 1997; Bastide *et al.*, 2007; Letortu *et al.*, 2012). Along the Cayeux spit, damages due to barrier breaching have been reported regularly since the 14th century, and during the development of the Mollière spit (1935 CE, 1941 CE, 1972 CE, 1974 CE, 1984 CE, 1985 CE and 1990 CE). Evidence of severe storm-induced erosion of the spit barrier are visible on GPR line D1-01 (Fig. 5), where Unit

Set 2, deposited between 1952 CE and 1991 CE, features large washover deposits.

Beyond the temporal variability in timing of wave energy, the potential of beach sediment reworking by waves in a macrotidal environment is strongly related to the duration of tidal flooding at the elevation of the gravel ridges (above 4 m IGN at the study site). Prediction-based, tide-related, cumulated annual submersion time (Weill *et al.*, 2013) above 4.5 m IGN oscillates between 125 h and 250 h, and suggests an 18.6 year nodal tidal cycle (Haigh *et al.*, 2011; Peng *et al.*, 2019). The 5 m IGN threshold shows the expression of the 4.4 year tidal cycle (Ray & Merrifield, 2019), with variation of the annual cumulated submersion time between 0 h and 70 h (Fig. 12D). These significant variations of the potential of sediment reworking by waves may affect the development and migration of swash bars on the upper tidal flat, and the longshore gravel fluxes on the ridges during fairweather conditions.

The relative contributions of the different controls of spit evolution remain very difficult to untangle, in this particular context of a macrotidal environment heavily impacted by coastal management. This is without considering the autogenic feedbacks (e.g. Cooper *et al.*, 2007; Chaumillon *et al.*, 2014), potentially producing autocyclic signals in the spit morphology and dynamics.

CONCLUSION

In this study, the internal architecture of the Mollière gravel spit in the Baie de Somme has been investigated and correlated with its morphological evolution since the 1940s.

Radar facies and surfaces were analysed and interpreted in terms of progradational, aggradational and transgressive depositional units, which helped to develop a depositional and architectural model for this coarse-grained coastal barrier. The spit can be divided into three main morpho-sedimentary domains. The first domain (D1), located at the spit root, shows aggradational and progradational structures which are mainly associated with the cross-shore dynamics. For the intermediate domain (D2), the internal architecture reveals the predominance of structures related to the longshore dynamics below the highest tide level, associated with elongation of new ridges. Sedimentary structures above the highest tide level reflect cross-shore dynamics. The architecture of

the terminus domain (D3) also reflects the long-shore dynamics with aggradational and progradational structures but is also significantly influenced by the proximity of the ebb-tidal delta of the Somme estuary, the sandbanks and the development of swash bars.

The internal structure of a spit hook and of a divergence point between two individual ridges has been surveyed in detail. It is suggested that the process of ridge curving (creation of a hook) is triggered by storm-generated overwashing. The subsequent stage of hooked ridge abandonment and the growth and elongation of a new ridge can be facilitated by the attachment of swash bars.

The temporal evolution of the barrier stratigraphy has been compared with human activities, submersion frequency and duration of tidal inundation during the period of spit growth. The relative contributions of the different controls of spit evolution are very difficult to untangle in this context of macrotidal and managed environment. However, severe storms are clearly related to transgressive units described in the ground penetrating radar (GPR) profiles, and abundant beach nourishment after barrier breaching is probably responsible for pulses of spit-ridge elongation. Finally, the tidal modulation of wave activity through submersion time is significant and may play a role in barrier dynamics. Future work has now to be undertaken to understand how this decennial-scale spit dynamics integrates within the long-term evolution and stratigraphy of the main barrier.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is based on the doctoral work of L. Pancrazzi, funded by the French Ministry of Higher Education, Research and Innovation, and financially supported by the French National program EC2CO (CNRS-INSU) and the “Agence de l’Eau Artois-Picardie”. Olivier Monfort provided essential support for the DGPS data processing. Finally, we are very grateful to the three anonymous reviewers, as well as to the Associate Editor, John Patrick Walsh, for their very detailed reviews and constructive comments that greatly helped to improve this paper.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

Data sharing is not applicable to this article as no new data were created or analyzed in this study.

REFERENCES

- Allard, J., Bertin, X., Chaumillon, E. and Pouget, F. (2008) Sand spit rhythmic development: a potential record of wave climate variations? Arçay spit, western coast of France. *Mar. Geol.*, **253**, 107–131.
- Anthony, E.J. (2002) Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Mar. Geol.*, **187**, 221–234.
- Archer, A.W. (2013) World’s highest tides: hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sed. Geol.*, **284**, 1–25.
- Ashton, A.D., Nienhuis, J. and Ells, K. (2016) On a neck, on a spit: controls on the shape of free spits. *Earth Surf. Dyn.*, **4**, 193–210.
- Bastide, J. (2011) Morphodynamique et enjeux d’aménagement des franges littorales d’un estuaire macrotidal tempéré: La Baie de Somme, Picardie, France. PhD Thesis, University of Littoral Côte d’Opale, 332 p.
- Bastide, J., Anthony, E.J. and Dolique, F. (2007) Le littoral des Bas-Champs soumis aux risques perpétuels d’inondation. IAHS-AISH publication, 211–223.
- Baumann, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Schneider, J.L., Guillot, B. and Schmutz, M. (2017) Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Mar. Geol.*, **391**, 20–35.
- Bendixen, M., Clemmensen, L.B. and Kroon, A. (2013) Sandy berm and beach-ridge formation in relation to extreme sea-levels: a Danish example in a micro-tidal environment. *Mar. Geol.*, **344**, 53–64.
- Bennett, M.R., Cassidy, N.J. and Pile, J. (2009) Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. *Geomorphology*, **104**, 218–229.
- Billy, J., Robin, N., Hein, C.J., Certain, R. and FitzGerald, D.M. (2014) Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade barrier, NW Atlantic. *Mar. Geol.*, **357**, 53–71.
- Buscombe, D. and Masselink, G. (2006) Concepts in gravel beach dynamics. *Earth Sci. Rev.*, **79**, 33–52.
- Carter, R.W.G. and Orford, J.D. (1984) Coarse clastic barrier beaches: a discussion of their distinctive dynamic and morpho-sedimentary characteristics. *Mar. Geol.*, **60**, 377–389.
- Carter, R.W.G. and Orford, J.D. (1993) The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short and long-term perspective. *J. Coastal Res.*, **15**, 158–179.
- Chaumillon, E., Ozenne, F., Bertin, X., Long, N. and Ganthy, F. (2014) Control of wave climate and meander dynamics on spit breaching and inlet migration. *J. Coast. Res.*, **70**, 109–114.
- Colbeaux, J.P., Dupuis, C., Robaszinski, F., Auffret, J.P., Haesaerts, P. and Somme, J. (1980) Le détroit du Pas de Calais un élément dans la tectonique de blocs de l’Europe nord-occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **4**, 41–54.
- Cooper, J.A.G., McKenna, J., Jackson, D.W.T. and O’connor, M. (2007) Mesoscale coastal behavior related to morphological self-adjustment. *Geology*, **35**, 187–190.
- Costa, S. (1997) “Dynamique littorale et risques naturels”: L’impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie; France). PhD Thesis, University of Paris 1, 343 p.
- Costas, S. and FitzGerald, D. (2011) Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach,

- Massachusetts): the imprints of sea-level rise and inlet dynamics. *Mar. Geol.*, **284**, 203–216.
- Davidson-Arnott, R.G. and Fisher, J.D.** (1992) Spatial and temporal controls on overwash occurrence on a Great Lakes barrier spit. *Can. J. Earth Sci.*, **29**, 102–117.
- Dolique, F. and Anthony, E.J.** (1999) Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets: la flèche de Cayeux (Picardie, France). *Géomorphol. Relief Process. Environ.*, **5**, 23–38.
- Dubar, M. and Anthony, E.J.** (1995) Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges French Riviera. *Quatern. Res.*, **43**, 329–343.
- Dupont, J.-P.** (1981) Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme. PhD Thesis, University of Rouen Normandie, 310 p.
- Engels, S. and Roberts, M.C.** (2005) The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last holocene highstand: southwestern British Columbia, Canada. *J. Sed. Res.*, **75**, 1052–1064.
- Étienne, S. and Terry, J.P.** (2012) Coral boulders, gravel tongues and sand sheets: features of coastal accretion and sediment nourishment by cyclone Tomas (march 2010) on Taveuni Island, Fiji. *Geomorphology*, **175**, 54–65.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J. and Jennings, S.C.** (1995) Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Mar. Geol.*, **126**, 63–85.
- Fruergaard, M., Andersen, T.J., Johannessen, P.N., Nielsen, L.H. and Pejrup, M.** (2013) Major coastal impact induced by a 1000-year storm event. *Sci. Rep.*, **3**, 1–7.
- Fruergaard, M., Møller, I., Johannessen, P.N., Nielsen, L.H., Andersen, T.J., Nielsen, L., Sander, L. and Pejrup, M.** (2015) Stratigraphy, evolution, and controls of a holocene transgressive-regressive barrier Island under changing sea level : Danish North Sea coast. *J. Sed. Res.*, **85**, 820–844.
- Fruergaard, M., Tessier, B., Poirier, C., Mouazé, D., Weill, P. and Noël, S.** (2020) Depositional controls on a hypertidal barrier-spit system architecture and evolution, pointe du banc spit, North-Western France. *Sedimentology*, **67**, 502–533.
- Goslin, J. and Clemmensen, L.B.** (2017) Proxy record of Holocene storm events in coastal barrier systems. Storm-wave induced markers. *Quatern. Sci. Rev.*, **174**, 80–119.
- Haigh, I.D., Eliot, M. and Pattiaratchi, C.** (2011) Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. *J. Geophys. Res. Oceans*, **116**, C06025.
- Hayes, M.O.** (1975) Morphology of sand accumulation in estuaries. In: *Estuarine Research, Vol. 2, Geology and Engineering* (Ed Cronin, L.E.), pp. 3–22. Academic Press, New York, NY.
- Hein, C.J. and Ashton, A.D.** (2020) Long-term shoreline morphodynamics: processes and preservation of environmental signals. In: *Sandy Beach Morphodynamics* (Eds Jackson, D.W.T. and Short, A.D.), pp. 487–531. Elsevier, Amsterdam.
- Hine, A.C.** (1979) Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, **26**, 333–351.
- Holmes, K.E., Edinger, E.N., Limmon, G.V. and Risk, M.J.** (2000) Bioerosion of live massive corals and branching coral rubble on Indonesian coral reefs. *Mar. Pollut. Bull.*, **40**, 606–617.
- Isla, F.I. and Bujalesky, G.G.** (2000) Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Mar. Geol.*, **170**, 105–122.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E. and Pevzner, R.** (2012) Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a holocene reservoir analog. *Sediment. Geol.*, **281**, 59–74.
- Jennings, R. and Shulmeister, J.** (2002) A field based classification scheme for gravel beaches. *Mar. Geol.*, **186**, 211–228.
- Jol, H.M., Smith, D.G. and Meyers, R.A.** (1996) Digital ground penetrating radar (GPR): a new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the Atlantic, gulf and Pacific coasts, USA). *J. Coast. Res.*, **12**, 960–968.
- Jol, H.M. and Bristow, C.** (2003) GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation. A good practice guide. In: *Ground Penetrating Radar in Sediments* (Eds Bristow, C. and Jol, H.M.), Vol. **211**, pp. 9–27. Geological Society, Special Publication, London.
- Kirk, R.M.** (1975) Aspects of runup processes on mixed sand and gravel beaches. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.*, **57**, 117–133.
- Kulkarni, C.D., Levoy, F., Monfort, O. and Miles, J.** (2004) Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK). *Cont. Shelf Res.*, **24**, 1203–1218.
- Le Bas, X.P. and Levoy, F.** (2018) Bar migrations on a macrotidal Ebb Delta over a period of six years using Lidar survey. *J. Coast. Res.*, **85**, 146–150.
- Leatherman, S.P.** (1987) Coastal geomorphological applications of ground-penetrating radar. *J. Coast. Res.*, **3**, 397–399.
- Leconte, G. and Vignier, J.** (1996) Protection du littoral des Bas-Champs. *Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Paralia*, **4**, 225–236.
- Letortu, P., Costa, S. and Cantat, O.** (2012) Les submersions marines en Manche orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer. *Climatologie*, **9**, 31–57.
- Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S. and Nabucet, J.** (2015) Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of upper Normandy: the contribution of terrestrial laser scanning. *Geomorphology*, **245**, 3–14.
- Le Xuan, H., Hanson, H., Larson, M. and Kato, S.** (2011) A mathematical model of spit growth and barrier elongation: application to Fire Island inlet (USA) and Badreveln spit (Sweden). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **93**, 468–477.
- Lindhorst, S., Betzler, C. and Hass, H.C.** (2008) The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German bight): swash-bar accretion and storm erosion. *Sed. Geol.*, **206**, 1–16.
- Lindhorst, S., Fuerstenau, J., Christian Hass, H. and Betzler, C.** (2010) Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern North Sea). *Sedimentology*, **57**, 935–955.
- Lindhorst, S., Betzler, C. and Hass, H.C.** (2013) Large scale architecture of a stacked Holocene spit—the stratigraphy of northern Sylt (southern North Sea) [Großmaßstäbliche Architektur eines holozänen Nehrungshakens—die Stratigraphie von Nord-Sylt (südliche Nordsee)]. *Z. Dtsch. Ges. Geowiss.*, **164**, 63–79.
- Lindhorst, S. and Schutter, I.** (2014) Polar gravel beach-ridge systems: sedimentary architecture, genesis, and implications for climate reconstructions (South Shetland

- Islands/Western Antarctic peninsula). *Geomorphology*, **221**, 187–203.
- Massari, F. and Parea, G.C.** (1988) Progradational gravel beach sequences in a moderate-to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology*, **35**, 881–913.
- Michel, C.** (2016) Morphodynamique et transferts sédimentaires au sein d'une baie mégatidale en comblement (Baie de Somme, Manche Est). Stratégie multi-échelles spatio-temporelles. PhD Thesis, Normandie University, 502 p.
- Michel, C., Le Bot, S., Druine, F., Costa, S., Levoy, F., Dubrulle-Brunaud, C. and Lafite, R.** (2017) Stages of sedimentary infilling in a hypertidal bay using a combination of sedimentological, morphological and dynamic criteria (bay of Somme, France). *J. Maps*, **13**, 858–865.
- Montes, A., Bujalesky, G.G. and Paredes, J.M.** (2018) Geomorphology and internal architecture of Holocene sandy-gravel beach ridge plain and barrier spits at Río Chico area, Tierra del Fuego, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, **84**, 172–183.
- Montreuil, A.L., Levoy, F., Bretel, P. and Anthony, E.J.** (2014) Morphological diversity and complex sediment recirculation on the ebb delta of a macrotidal inlet (Normandy, France): a multiple LiDAR dataset approach. *Geomorphology*, **219**, 114–125.
- Neal, A.** (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sci. Rev.*, **66**, 261–330.
- Neal, A. and Roberts, C.L.** (2000) Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geochronological studies in coastal environments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **175**, 139–171.
- Neal, A., Pontee, N.I., Pye, K. and Richards, J.** (2002) Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, **49**, 789–804.
- Nielsen, L.H. and Johannessen, P.N.** (2009) Facies architecture and depositional processes of the Holocene–Recent accretionary forced regressive Skagen spit system, Denmark. *Sedimentology*, **56**, 935–968.
- Oliver, T.S., Donaldson, P., Sharples, C., Roach, M. and Woodroffe, C.D.** (2017) Punctuated progradation of the seven Mile Beach Holocene barrier system, southeastern Tasmania. *Mar. Geol.*, **386**, 76–87.
- Orford, J.D. and Anthony, E.J.** (2011) Extreme events and the morphodynamics of gravel-dominated coastal barriers: strengthening uncertain ground. *Mar. Geol.*, **290**, 41–45.
- Orford, J.D. and Carter, R.W.G.** (1982) Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore point, Southeast Ireland. *J. Sed. Res.*, **52**, 265–278.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G. and Jennings, S.C.** (1991) Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for Quaternary Sea level interpretation. *Quat. Int.*, **9**, 87–104.
- Orford, J.D., Forbes, D.L. and Jennings, S.C.** (2002) Organisational controls, typologies and timescales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, **48**, 51–85.
- Otvos, E.G.** (2012) Coastal barriers – nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, **139**, 39–52.
- Payo, A., Walkden, M., Ellis, M.A., Barkwith, A., Favis-Morttlock, D., Kessler, H., Wood, B., Burke, H. and Lee, J.** (2018) A quantitative assessment of the annual contribution of platform downwearing to beach sediment budget: Happisburgh, England, UK. *J. Mar. Sci. Eng.*, **6**, 113.
- Peng, D., Hill, E.M., Meltzner, A.J. and Switzer, A.D.** (2019) Tide gauge records show that the 18.61-year nodal tidal cycle can change high water levels by up to 30 cm. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124**, 736–749.
- Plattner, A.M.** (2020) GPRPy: open-source ground-penetrating radar processing and visualization software. *Lead. Edge*, **39**, 332–337.
- Poirier, C., Tessier, B., Chaumillon, E., Bertin, X., Fruergaard, M., Mouazé, D., Weill, P. and Wöppelmann, G.** (2017) Decadal changes in North Atlantic atmospheric circulation patterns recorded by sand spits since 1800 CE. *Geomorphology*, **281**, 1–12.
- QGIS Development Team** (2019) QGIS Geographic Information System. QGIS Association. <http://www.qgis.org>
- Ray, R.D. and Merrifield, M.A.** (2019) The semiannual and 4.4-year modulations of extreme high tides. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124**, 5907–5922.
- Robin, N. and Levoy, F.** (2007) Etapes et rythmes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets multiples en environnement mégatidal. *Z. Geomorphol.*, **51**, 337–360.
- Robin, N., Levoy, F. and Monfort, O.** (2009a) Short term morphodynamics of an intertidal bar on megatidal ebb delta. *Mar. Geol.*, **260**, 102–120.
- Robin, N., Levoy, F., Monfort, O. and Anthony, E.** (2009b) Short-term to decadal-scale onshore bar migration and shoreline changes in the vicinity of a megatidal ebb delta. *Case Rep. Med.*, **114**, F04024.
- Robin, N., Levoy, F., Anthony, E.J. and Monfort, O.** (2020) Sand spit dynamics in a large tidal-range environment: insight from multiple LiDAR, UAV and hydrodynamic measurements on multiple spit hook development, breaching, reconstruction, and shoreline changes. *Earth Surf. Proc. Land.*, **45**, 2706–2726.
- SHOM** (2017) Références Altimétrie Maritimes. Port de France métropolitaine et d'outre-mer. Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. 118 p.
- Smith, D.G., Simpson, C.J., Jol, H.M., Meyers, R.A. and Currey, D.R.** (2003) GPR stratigraphy used to infer transgressive deposition of spits and a barrier, Lake Bonneville, Stockton, Utah, USA. In: *Ground Penetrating Radar in Sediments* (Eds Bristow, C. and Jol, H.M.), Vol. **211**, pp. 79–86. Geological Society. Special Publications, London.
- SOGREAH** (1995) Etude sédimentologique de la Baie de Somme. Synthèse des données naturelles. Rapport, Direction Départementale de l'Équipement de la Somme, Abbeville, France, 65p.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. and Saito, Y.** (2008) Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Mar. Geol.*, **248**, 11–27.
- Tamura, T.** (2012) Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth Sci. Rev.*, **114**, 279–297.
- Tillmann, T. and Wunderlich, J.** (2013) Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. *J. Coastal Res.*, **65**, 600–605.
- Tye, R.S. and Moslow, T.F.** (1993) Tidal inlet reservoirs: insights from modern examples. In: *Marine Clastic*

- Reservoirs. Frontiers in Sedimentary Geology* (Eds Rhodes, E.G. and Moslow, T.F.), pp. 77–99. Springer, New York, NY.
- van Heteren, S., FitzGerald, D.M., Barber, D.C., Kelley, J.T. and Belknap, D.F.** (1996) Volumetric analysis of a New England barrier system using ground-penetrating-radar and coring techniques. *J. Geol.*, **104**, 471–483.
- van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., McKinlay, P.A. and Buynevich, I.V.** (1998) Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. *Sedimentology*, **45**, 181–200.
- Vieira da Silva, G., Muler, M., Prado, M.F.V., Short, A.D., Klein, A.H.F. and Toldo, E.E., Jr.** (2016) Shoreline change analysis and insight into the sediment transport path along Santa Catarina Island north shore, Brazil. *J. Coastal Res.*, **32**, 863–874.
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C. and Norgeot, C.** (2012) Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-saint-Michel bay, France) — internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sed. Geol.*, **279**, 173–186.
- Weill, P., Mouazé, D. and Tessier, B.** (2013) Internal architecture and evolution of bioclastic beach ridges in a megatidal chenier plain: field data and wave flume experiment. *Sedimentology*, **60**, 1213–1230.
- Wright, E., Kruse, S., Forman, S.L. and Harris, M.S.** (2018) Millennial scale development of a southeastern United States spit. *J. Coastal Res.*, **34**, 255–271.

Manuscript received 8 March 2021; revision accepted 27 April 2022

III.5 Conclusion

L'analyse de l'architecture interne de la flèche de galets de la Mollière à partir de données géoradar a permis d'identifier les faciès et les géométries sédimentaires caractéristiques de ce genre de barrière littorale : profils de plage, bermes, lobes de débordement et noyaux de cordon. La flèche a été subdivisée sur sa longueur en trois domaines morpho-sédimentaires : (1) un domaine au niveau de la racine de la flèche où les cordons sont très amalgamés et où les géométries progradantes et aggradantes sont prédominantes, (2) un domaine intermédiaire où plusieurs cordons peuvent être distingués et où se combinent des géométries aggradantes, progradantes et transgressives, et (3) un domaine terminal correspondant à la pointe de flèche où les géométries aggradantes et progradantes sont prédominantes. Ces différents domaines caractérisent la variation latérale de la morphologie et de l'architecture pouvant être générée par la dérive littorale d'amont en aval de la flèche.

La description de l'architecture d'un crochon sédimentaire, morphologie caractéristique des systèmes de flèches littorales, a révélé la présence, à sa base, de géométries rétrogradantes pouvant être associées à des événements hydrodynamiques extrêmes. La construction de ces morphologies semble également être contrôlée par l'accolement des barres sableuses, comme peuvent en témoigner les images aériennes.

Les facteurs de contrôle tels que les aménagements anthropiques, la fréquence des événements de surcote et la durée du temps de submersion sont comparés à l'évolution morpho-stratigraphique de la flèche. Bien qu'il soit difficile d'estimer la contribution relative des différents facteurs étudiés, il en ressort une relation assez claire entre l'occurrence des événements de tempête et la présence d'unités transgressives, ainsi qu'une relation probable entre les rechargements de plage en amont et les pulses d'élongation des cordons. L'influence de la marée dans l'architecture de la flèche n'a pu être clairement détectée, néanmoins il est probable que son rôle de modulateur de l'activité des vagues sur la barrière ne soit pas négligeable dans la morphodynamique de la barrière.

Afin de mieux comprendre comment ces enregistrements sédimentaires à court et à

moyen terme sont intégrés dans l'architecture globale des barrières, il est nécessaire de s'intéresser à des systèmes de barrière dans leur ensemble, et par conséquent, de s'intéresser à de plus grandes échelles de temps. L'analyse de l'architecture d'autres systèmes de barrières en environnement hypertidal serait un bon moyen d'étudier le rôle du mar-nage et des courants dans la construction des barrières.

Chapitre IV

Enregistrement stratigraphique d'un système de barrières littorales à galets



IV.1 Introduction

La diversité morphologique que peuvent adopter les barrières littorales le long des côtes est très importante. Cette diversité dépend, comme il a été vu dans les chapitres précédents, de l'héritage géologique, des forçages hydrodynamiques et de l'accommodation. L'impact de l'apport en sédiments sur la morphologie des barrières est amplifié dans les systèmes à granulométrie grossière car les sédiments qui les composent sont de tailles et de formes très diverses (Bascom, 1951; McLean et Kirk, 1969; da Fontoura Klein et de Menezes, 2001). Pour rappel, une augmentation de la fraction sableuse par rapport à la fraction de galets va avoir comme effet direct une diminution de la pente des plages (e.g. Jennings et Shulmeister, 2002; Bergillos *et al.*, 2016; Woodruff *et al.*, 2021). La diversité morphologique s'accompagne inévitablement d'une diversité architecturale qui est révélée par les nombreuses études réalisées sur des cordons simples (e.g. Neal *et al.*, 2002, 2003; Bennett *et al.*, 2009), des flèches littorales (e.g. Smith *et al.*, 2003; Engels et Roberts, 2005; Pancrazzi *et al.*, 2022), et surtout des beach ridges (e.g. Billy, 2014; Clemmensen et Nielsen, 2010; Lindhorst et Schutter, 2014; Pitman *et al.*, 2019). Malgré l'existence de nombreuses études dans la littérature, il est difficile de les comparer car chacune correspond à un contexte bien particulier. Il est donc intéressant, et c'est ce qui a été réalisé lors de cette thèse, d'étudier un système littoral composé d'une grande diversité de barrières et toutes associées au même contexte géologique, géomorphologique et hydrodynamique.

Ce chapitre présente les résultats d'une campagne géoradar menée sur la côte est de Patagonie. Cette côte est connue pour sa disponibilité en graviers et pour son régime macrotidal à hypertidal (Kokot, 1999; Isla *et al.*, 2006; Archer, 2013). La grande majorité des barrières se trouve aux embouchures de quelques grands fleuves, où se concentrent les dépôts issus de l'érosion des terrasses fluviales (Piccolo et Perillo, 1999), mais également où se trouvent les plus grands marnages (Archer, 2013). Plusieurs études ont été menées pour comprendre la morphodynamique de ces barrières, principalement dans le nord de la Patagonie (Kokot *et al.*, 2005; Kokot, 2010) et en Terre de Feu (Isla et Buja-

lesky, 2000, 2008; Bujalesky, 2007; Bujalesky et Bonorino, 2015). Cependant, les études documentant l'architecture interne de ces barrières se réduisent aux travaux de Montes *et al.* (2018) sur un système de barrières en Terre de Feu.

Les objectifs de cette nouvelle étude géoradar sont : (1) de décrire l'architecture sédimentaire de différents types de barrières à granulométrie grossière, et (2) d'identifier des motifs architecturaux qui pourraient être des indicateurs du contexte macrotidal des barrières. L'étude a été réalisée sur le système de barrières situé à l'embouchure de l'estuaire hypertidal du fleuve Santa Cruz (Patagonie du Sud). Ce système est composé de divers types de barrières, des flèches aux beach ridges, avec différentes expositions aux courants de marée et aux vagues. Il existe sur ce site très peu de données sur les conditions hydrodynamiques et aucune donnée stratigraphique. La description de ce site se base uniquement sur des données d'architecture (GPR), associées à des données morphosédimentaires (MNT + observations de terrain). Les données obtenues permettent par ailleurs d'avoir un point de comparaison avec le système de la Baie de Somme, en apportant d'avantages d'informations sur l'évolution à long terme de ces barrières.

Les travaux présentés dans cette partie s'intègrent dans le projet Hypertide (Financement CNRS ECOS-Sud, porteuse : B. Tessier). Ce projet a pour objectif principal d'étudier le remplissage sédimentaire Holocène de l'estuaire du Santa Cruz afin de mieux comprendre la dynamique passée et actuelle de ce type d'environnement hypertidal.

IV.2 Site d'étude : l'Estuaire du Santa Cruz

L'estuaire du fleuve Santa Cruz est situé dans la province de Santa Cruz, une région semi-aride de la côte sud de l'Argentine (50°S). Comme tous les estuaires de Patagonie, l'estuaire du Santa Cruz est une vallée ennoyée (ou ria). Cet estuaire est incisé dans la formation sédimentaire miocène de Monte León, qui fait partie du remplissage du bassin Austral (Piccolo et Perillo, 1999). L'estuaire est composé d'un bassin d'environ 25 km de long et 5 km de large, orienté NNO-SSE, ouvert sur l'Océan Atlantique Sud par un bras de mer de 2,5 km de large. Deux fleuves convergent à la tête de cet estuaire,

le fleuve Santa Cruz depuis l'ouest et le fleuve Chico depuis le NNO (Fig. IV.1-A). La rive sud de l'estuaire est caractérisée par des falaises de 120 m de haut, appartenant principalement à la formation Monte León, et composées de grès, de mudstones et de tufs (Bertels *et al.*, 1970). La rive nord est beaucoup plus douce et se caractérise par de vastes terrasses fluviales d'âge Pleistocène comprenant des couches de graviers de 6 à 10 m d'épaisseur, appelées localement "Rodados Patagonicos" (Kokot, 1999). Des barrières littorales holocènes à granulométrie grossière sont situées des deux côtés de l'embouchure de l'estuaire, limitant la largeur du chenal à environ 2 km (Fig. IV.1B).

Les marées dans cet estuaire sont de type semi-diurne avec un régime hypertidal ; l'amplitude de marée est de 10 à 12 mètres (Sacomani *et al.*, 2012). Les courants de marée les plus forts sont mesurés à l'embouchure de l'estuaire, avec des vitesses de 3-4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Bindelli *et al.*, 2020). Le débit annuel moyen des fleuves Santa Cruz et Chico est

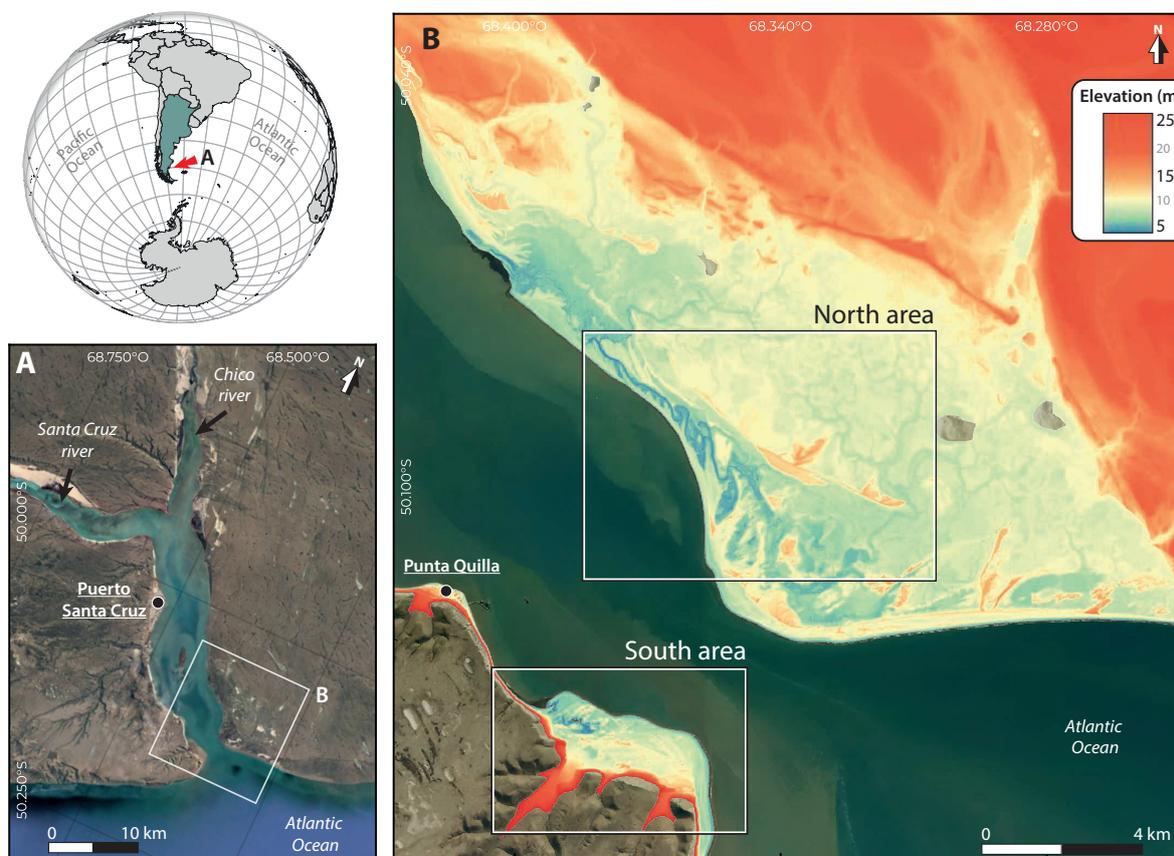


FIGURE IV.1 – Localisation géographique de l'estuaire du Santa Cruz. (A) Image satellite de l'estuaire, (B) Modèle numérique de terrain à l'embouchure de l'estuaire (source : IGN, 2015) avec localisation des zones d'études sur la rive nord et la rive sud

d'environ $715 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivement (Bindelli *et al.*, 2020). La variation du niveau d'eau par le biais de variations du débit fluvial semble être négligeable (Serman & Asociados, 2018). Pendant les crues dues à la rupture de barrages glaciaires dans la zone du glacier Perito Moreno, apparaissant généralement en mars mais sans fréquence saisonnière (Pasquini et Depetris, 2011), le débit du fleuve Santa Cruz peut atteindre $2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Piccolo et Perillo, 1999). Les vents dominants soufflent de l'ouest et peuvent atteindre des vitesses de 100 à 200 $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ (Piccolo et Perillo, 1999). Aucun historique des conditions de vagues n'est disponible aux abords de ce site.

IV.3 Méthodologie

La caractérisation morphologique et sédimentologique des barrières littorales de l'embouchure de l'estuaire du Santa Cruz a été réalisée en utilisant des observations de terrain, une image satellite (Google Earth) et un modèle numérique de terrain (MNT) de 2015 d'une résolution horizontale de 5 m (IGN, Instituto Geográfico Nacional de la República Argentina). L'image satellite et le MNT ont été analysés avec QGIS 3.4 (QGIS Development Team, 2018) pour identifier, délimiter et numériser les différentes crêtes et unités des barrières.

Une étude par géoradar (GPR), similaire à celle réalisée sur la flèche de La Mollière, a été réalisée à l'aide du même système GPR avec l'antenne blindée de 400 MHz. Les profils radar sont positionnés soit perpendiculairement, soit parallèlement aux crêtes des barrières. Un traitement de base des données a été effectué avec le logiciel GPRPy (Plattner, 2020), qui comprend l'ajustement du temps zéro, la suppression du fond, la conversion temps-profondeur, la migration (f-k Stolt) et la correction topographique (Jol et Bristow, 2003). La vitesse de propagation des ondes, utilisée pour la conversion temps-profondeur et la migration, est calculée en analysant les hyperboles de réflexion pour chaque zone (Jol et Bristow, 2003), et la valeur varie entre 0,1 et 0,15 $\text{m} \cdot \text{ns}^{-1}$. Ces valeurs restent cohérentes avec la gamme de vitesses dans les dépôts de sable et de graviers non saturés (Neal et Roberts, 2000). Les données topographiques du MNT ont

été utilisées pour réaliser la correction topographique. En raison de la faible amplitude des irrégularités du terrain et de leur grande longueur d'onde, la résolution de 5 m du MNT était suffisante pour obtenir une correction cohérente. Au total, 15,8 km de profil GPR, dont la longueur est comprise entre 20 et 590 m, ont été acquis.

IV.4 Système de barrières de l'estuaire du Santa Cruz

Les barrières présentes de part et d'autre de l'embouchure du Santa Cruz sont classées, dans un premier temps, selon leur morphologie et quelques observations sédimentologiques de surface. L'architecture de ces morphologies est décrite dans un second temps.

IV.4.1 Description des ensembles morpho-sédimentaires

Le regroupement des barrières en ensembles morpho-sédimentaires est basé sur trois facteurs principaux : leur orientation générale, leur situation spatiale vis-à-vis des barrières actives (indiquant une chronologie relative) et leur altitude. Chaque ensemble est subdivisé en unités de barrière correspondant à une morphologie de barrière particulière. La nomenclature anglo-saxonne des différentes morphologies a été conservée. Deux morphologies élémentaires (*ridges* et *spits*), ainsi que quatre morphologies composées (*beach ridge*, *hook spit*, et deux types de *barrier spit*) ont été identifiées dans ce système de barrières (Fig. IV.2).

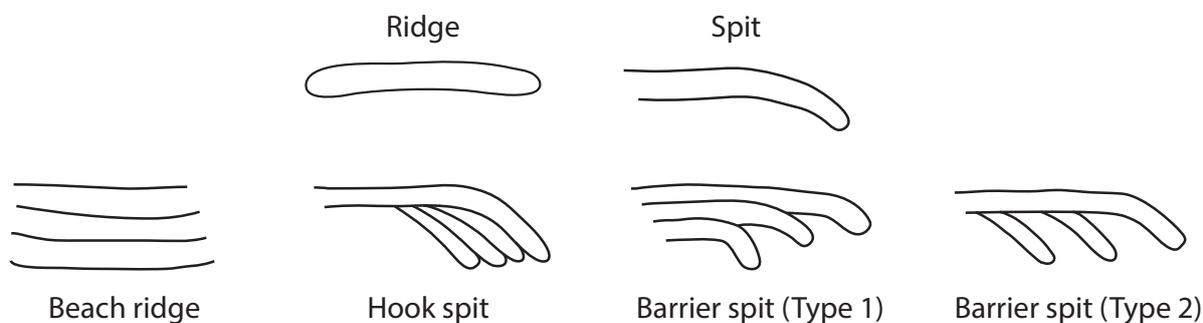


FIGURE IV.2 – Morphologies de barrières à l'embouchure du fleuve Santa Cruz

Secteur nord

Le système de barrières qui se développe sur la rive nord de l'embouchure est entouré d'un grand replat tidal d'environ 45 km² (Fig. IV.3-A), qui est aujourd'hui fortement végétalisé (végétation de type schorre) et drainée par des chenaux (Fig. IV.3-C). Ce système se compose d'une grande diversité de morphologies de barrières (ridges, spits, hook spits, beach ridges et de nombreuses barrier spits (type 1 et type 2) dont l'orientation du transport peut être vers la terre (vers l'estuaire interne) ou vers la mer. Quatre ensembles différents ont été identifiés dans le secteur nord et numérotés de Na à Nd :

- Ensemble initial (Na) : l'ensemble initial est composé d'unités de barrière allongées orientées nord-ouest-sud-est (Fig. IV.3-B). Les unités Na1 et la section externe de Na2 correspondent à des unités de spit et hook spit, respectivement. L'unité Na3 correspond à une unité de barrier spit de type 1. Les crochons des trois premières unités (Na1-Na3) sont orientés vers l'extérieur de l'estuaire. La section interne de l'unité Na2 et celle de l'unité Na4 correspondent à des ridges élémentaires sans direction principale d'allongement. L'élévation des crêtes est de 9 à 12,5 m SRVN (*Sistema de referencia Vertical Nacional* - Référence altimétrique en Argentine) (Fig. IV.3-A) ; les unités les plus proches de l'intérieur de l'estuaire sont les plus basses. L'élévation moyenne de l'arrière-barrière est de 8 m, tandis que l'élévation moyenne en avant de la barrière est de 7 m SRVN. Le sommet des cordons n'est presque pas végétalisé (Fig. IV.3-D).
- Ensemble entrant et incurvé (Nb) : l'ensemble est principalement composé de barrier spits incurvés orientés vers l'intérieur de l'estuaire et presque perpendiculaires à l'ensemble initial Na (Fig. 3B). Les unités présentent des terminaisons en crochons mais elles sont moins bien conservées que dans Na. L'élévation des crêtes est comprise entre 8,5 et 11 m SRVN (Fig. IV.3-A). Toutes les unités sont fortement végétalisées par de petits buissons et certaines d'entre elles, comme Nb3, sont surmontées de dunes éoliennes.
- Ensemble entrant et linéaire (Nc) : l'ensemble linéaire est un deuxième ensemble

d'unités de barrière clairement entrant dans l'estuaire. Les unités Nc1 à Nc4 sont orientées nord-sud, et l'unité Nc5 est orientée nord-ouest-sud-est (Fig. IV.3-B), ce qui correspond presque à l'orientation actuelle du littoral. La morphologie des unités est contrainte par le système complexe de chenaux de marée qui traverse l'en-

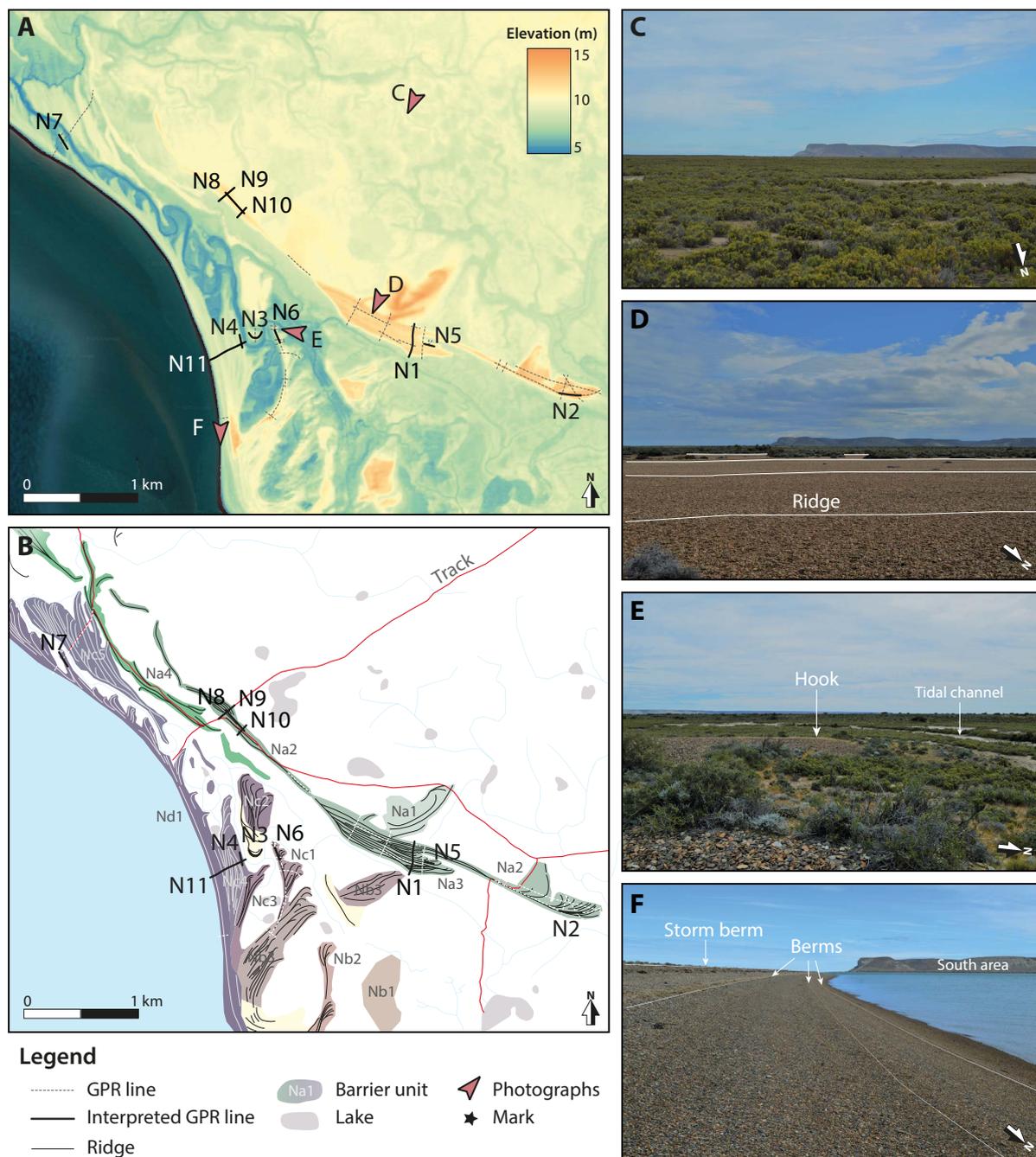


FIGURE IV.3 – Localisation des profils GPR et des ensembles morpho-sédimentaires Na à Nd sur la rive nord de l'embouchure du Santa Cruz. (A) Modèle numérique de terrain (source : IGN), (B) Cartographie des ensembles morpho-sédimentaires et des unités de barrières, (C-F) Photographies de terrain : C - Replat tidal, D - Séquence progradante de galets, E - Crochon sédimentaire, F - Profil de plage actif.

semble. Toutes les unités de cet ensemble correspondent à des unités de barrier spit (type 1 ou 2) (Fig. IV.3-E). L'élévation des crêtes se situe entre 7 et 8,5 m SRVN (Fig. IV.3-A). La plupart des crêtes sont dépourvues de végétation à leur sommet et révèlent une surface de galets discoïdaux qui mesurent de 7 à 10 mm.

- Ensemble actif (Nd) : l'ensemble actif correspond à une seule unité de barrière allongée avec une élévation qui augmente le long de l'unité vers l'extérieur de l'estuaire de 6,5 à 8 m SRVN (Fig. IV.3-A). Nd1 a une largeur d'environ 100 m et correspond à une unité de barrier spit (type 2) (Fig. IV.3-B). Le profil de la plage active se caractérise par des graviers de 3 à 6 mm mal triés (Fig. IV.3-F).

Secteur sud

Le système de barrières de la rive sud est accolé aux falaises de l'embouchure de l'estuaire, et s'étend sur une surface beaucoup plus petite que celle de la rive nord (environ 2 km², Fig. IV.4-A). Les morphologies de barrières présentes dans le secteur sud sont majoritairement des barrier spits de type 1 et quelques unités de beach ridge. Le système de barrières dans son ensemble montre un développement vers l'intérieur de l'estuaire. Sa terminaison orientale se développe devant l'embouchure d'un ravin qui incise la falaise et les terrasses fluviales au sommet (Fig. IV.4-B [1]). Quatre ensembles ont été identifiés dans le secteur sud et ont été numérotés de Sa à Sd :

- Ensemble initial (Sa) : seules les crêtes principales, qui atteignent une altitude de 9-10 m SRVN (Fig. IV.4-A), sont reconnaissables sur le terrain. L'ensemble est constitué d'unités de barrier spits se raccrochant au pied des falaises ouvertes sur la mer à l'est, et s'allongeant vers l'intérieur de l'estuaire jusqu'à l'embouchure du ravin à l'ouest (Fig. IV.4-B [1]). La surface des crêtes est végétalisée par des herbacées et des petits buissons, ce qui en fait un excellent environnement de nidification pour les manchots de Magellan.
- Ensemble intermédiaire (Sb) : les différentes crêtes de cette séquence sont identifiées grâce aux petits arbres qui poussent principalement à leur sommet. Cette

séquence est en progradation devant la séquence Sa et se compose d'unités de barrier spits combinées à du beach ridge. Son altitude est comprise entre 7 et 8,5 m (Fig. IV.4-A). Les herbacées sont encore présente sur les unités les plus à l'intérieur des terres (Sb1 et Sb2 - Fig. IV.4-E), mais elles disparaissent progressivement vers la mer. La surface des unités Sb3-5 est caractérisée par une armure de galets

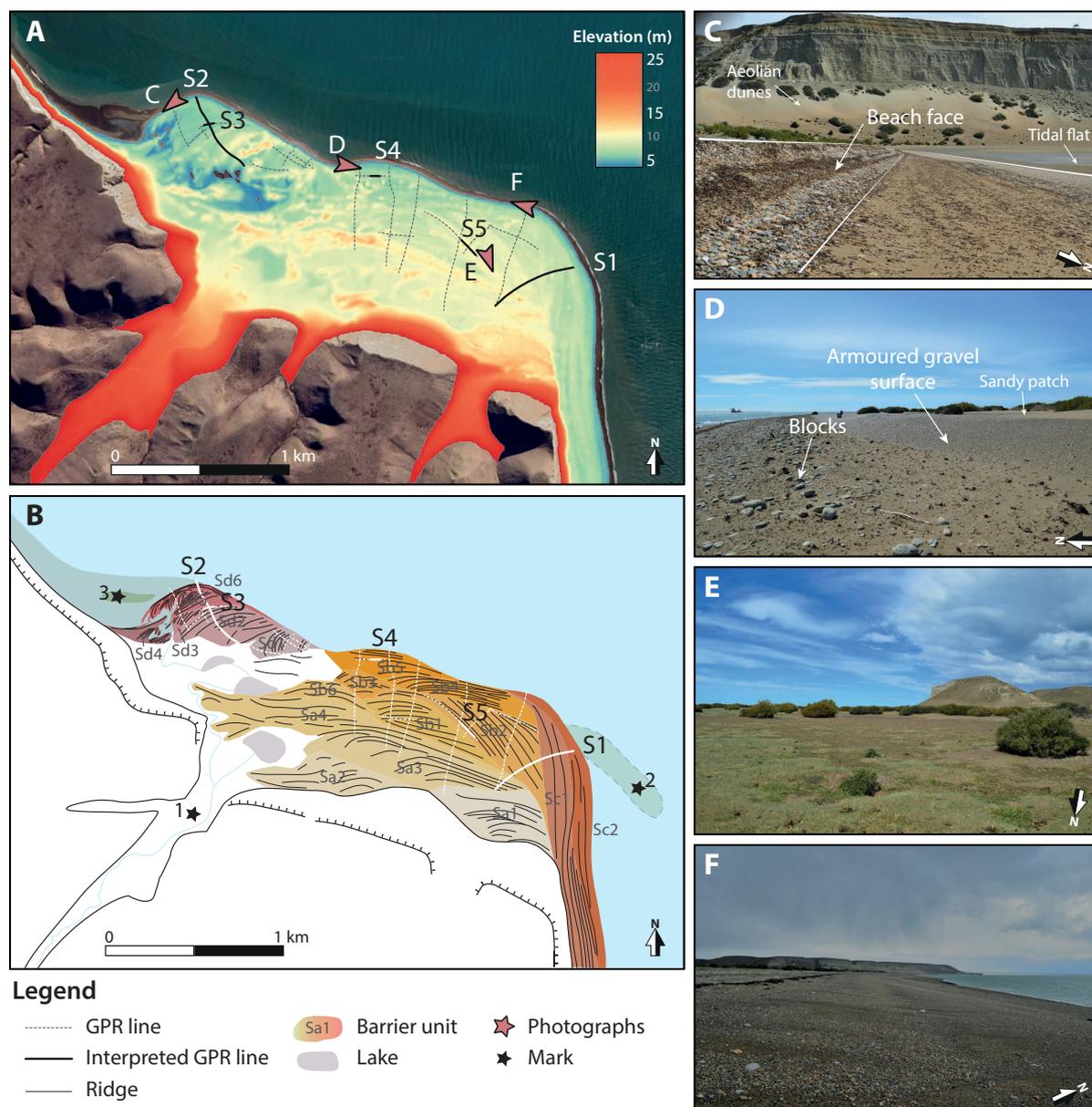


FIGURE IV.4 – Localisation des profils GPR et des ensembles morpho-sédimentaires Sa à Sd sur la rive sud de l'embouchure du Santa Cruz. (A) Modèle numérique de terrain (source : IGN), (B) Cartographie des ensembles morpho-sédimentaires et des unités de barrières, (C-F) Photographies de terrain : C - Profil de plage actif à l'ouest, D - Variabilité sédimentologique de surface, E - Végétalisation des zones internes, F - Profil de plage actif à l'est

d'environ 5 à 10 mm de diamètre sur laquelle on trouve quelques placages de sable éolien (Fig. IV.4-D). Le long des crêtes, on observe quelques blocs pouvant mesurer quelques décimètres. Le profil de la plage actif est composé de sédiments mixtes de sable et de galets (Fig. IV.4-F), à l'exception du bas du profil qui est principalement composé de sédiments grossiers.

- Ensemble exposé à l'océan (Sc) : cet ensemble est directement exposé aux vagues de l'Océan Atlantique. L'élévation des crêtes est comprise entre 5,5 et 7,5 m, et elles sont toutes orientées nord-sud. Les unités Sc1 et Sc2 sont considérées comme des unités de beach ridge qui recourent les ensembles Sa et Sb (à l'exception de Sb5). Le profil de plage actif est similaire à celui de la séquence Sb, mais la quantité de blocs au sommet du profil semble plus importante. À la limite inférieure de la zone intertidale, ancrée au bord nord de la séquence, on trouve un banc à granulométrie grossière d'environ 500 m de long et 20 m de large qui s'étend vers le large (Fig. IV.4-B [2]).
- Ensemble interne (Sd) : l'ensemble interne est composé de six unités de barrier spits de type 1 se terminant par des crochons bien définis orientés vers l'ouest. L'altitude des crêtes se situe entre 6 et 7 m SRVN. Toutes les unités sont couvertes de dunes éoliennes et de petits buissons. La plus haute dune se trouve sur l'unité Sd2, avec une élévation d'environ 10,5 m SRVN. Le profil de la plage actif est caractérisé par une partie supérieure étroite et abrupte à galets, une partie intermédiaire mixte de sable et de graviers (Fig. IV.4-C), et un grand replat tidal dans la partie inférieure sur laquelle les barres de swash sableuses migrent vers la côte (Fig. IV.4-B [3]). L'ensemble de la séquence est traversé par un chenal de marée qui est relié au ravin (Fig. IV.4-B [1]). Aucune unité de barrière intermédiaire n'a été identifiée entre cet ensemble et les falaises.

IV.4.2 Architecture des barrières

L'analyse de l'architecture des barrières est réalisée en trois parties : une première partie sur les géométries progradantes, une deuxième partie sur les géométries d'élongation,

et une troisième partie portant sur la combinaison de géométries.

Géométries progradantes

Les deux types de corps sédimentaires montrant une réelle progradation sont le beach ridge et le barrier spit de type 1. Trois profils GPR ont été sélectionnés pour illustrer les géométries progradantes sur ces deux morphologies : S1, S2 et N1 (Fig. IV.5).

S1 est un profil SO-NE de 500 m, situé dans le secteur sud et orienté vers l'Océan Atlantique. S1 traverse une succession de crêtes appartenant à trois ensembles morpho-sédimentaires (Sa, Sb, Sc) (Fig. IV.5-S1) ; Sb et Sc sont ici constitués d'unités de beach ridge. La pénétration du signal le long de ce profil est presque nulle sous les crêtes (probablement dû à la présence de végétation) et atteint presque 4 m de profondeur entre les crêtes. Les surfaces sédimentaires représentées par les réflexions sont caractérisées par des terminaisons en downlap et en onlap. Les pentes des surfaces sont comprises entre 1 et 4°, sauf au niveau des deux crêtes les plus proéminentes (à 100 et 435 m), où les pentes atteignent 8 et 6,2°, respectivement. On constate une légère diminution des pentes vers la mer : 3-4° en Sa, 3-3,5° en Sb, et 1,2-2,6° en Sc. La géométrie la plus commune dans l'architecture, et en particulier dans Sb et Sc, est la berme. Les bermes sont caractérisées par des surfaces obliques à pendage vers la terre qui sont généralement recoupées côté mer par des surfaces obliques à pendage vers la mer. Ces dépôts sont préservés à différentes élévations entre 3 et 7 m. Dans tous les ensembles, le premier mètre de profondeur est principalement caractérisé par des réflexions horizontales qui sont associées à des dépôts d'*overtopping*. Certains dépôts de débordement sont identifiés par des surfaces à pendage vers la terre à l'arrière des crêtes les plus proéminentes. Les transitions entre les différents ensembles sont caractérisées par des replats architecturaux. Le replat entre Sa et Sb mesure 50 m de large et son élévation est d'environ 7 m SRVN, tandis que le replat entre Sb et Sc mesure 30 m de large et son élévation est de 4 m SRVN. Les réflexions en contact avec le replat architectural se caractérisent par des terminaisons en downlap ou sont conformes à cette surface.

S2 est un profil SE-NO de 220 m, situé également dans le secteur sud mais orienté

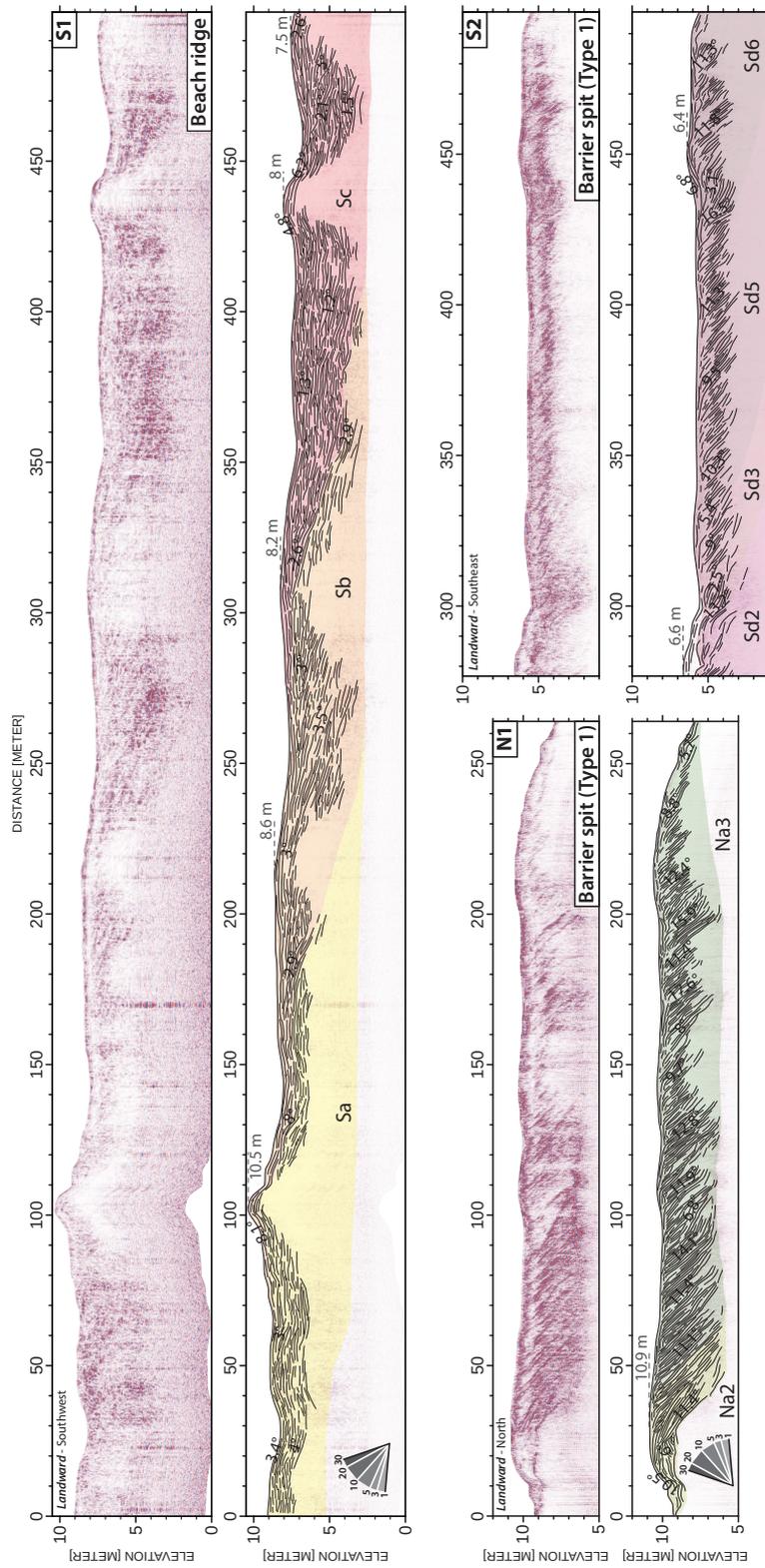


FIGURE IV.5 – Interprétation des profils GPR S1, S2 et N1. (S1) Profils GPR bruts et interprétés recoupant des unités de beach ridge, (S2 et N1) Profils GPR bruts et interprétés recoupant des unités de barrier spit de type 1

dans l'axe de l'estuaire. S2 traverse l'ensemble interne (Sd) (Fig. IV.5-S2) qui correspond à des unités de barrière spit de type 1. La profondeur moyenne de pénétration du signal est de 3 m. Les unités Sd3, Sd5 et Sd6 correspondent à une séquence bien développée de dépôts de *beach face* abrupt avec des inclinaisons allant de 9 à 12°. Le début de ces trois unités est caractérisé par une surface très raide suivie de surfaces à pente douce dont l'inclinaison augmente jusqu'à atteindre les valeurs d'inclinaison moyennes de l'ensemble (par exemple 430 m - Fig. IV.5-S2). Le bas de plage ne peut être observé mais semble avoir une inclinaison plus douce (pas plus de 5°). Aucune géométrie de berme n'est préservée le long de cet ensemble et seule une géométrie de débordement est identifiée à 450 m avec des surfaces plongeant vers la terre avec une inclinaison d'environ 7°.

N1 est un profil N-S de 265 m, situé dans le secteur nord. N1 traverse les unités de barrière Na2 et Na3, où l'ensemble initial (Na) est le plus large (325 m). La profondeur de pénétration du signal est d'environ 4 m, et devient nulle aux deux extrémités du profil. Le début nord du profil (25 premiers mètres), correspondant à Na2, est caractérisé par des réflexions orientées vers la terre, associées à des dépôts de débordement. La terminaison des dépôts de débordement est en downlap sur une réflexion principale à une altitude de 9 m SRVN (1,5 m sous l'altitude moyenne de l'unité de barrière). Cette première géométrie est suivie par une succession de réflexions régulières inclinées vers la mer et interprétées comme du *beach face* qui s'étend jusqu'à une profondeur de 6-7 m SRVN. L'inclinaison moyenne des surfaces est d'environ 11 à 13°, et peut atteindre 14 à 16°. Les surfaces à forte inclinaison sont toujours suivies d'une série de surfaces à faible inclinaison qui deviennent plus raides jusqu'à ce qu'elles retrouvent l'inclinaison moyenne (par exemple 100m - Fig. IV.5-N1). À l'extrémité sud du profil, l'inclinaison du *beach face* diminue jusqu'à moins de 6°.

Géométries d'élongation

L'élongation des quatre types de morphologies de barrières présents à l'embouchure du Santa Cruz est illustrée par neuf profils GPR longitudinaux (Fig. IV.6). Le développement longitudinal des barrières se caractérise de manière générale par des surfaces

plongeant dans la direction du transport principal. L'inclinaison, la forme et le recouvrement de surfaces sont des paramètres qui permettent d'identifier les géométries associées à l'élongation des différentes unités de barrière.

N2 et N3 sont deux profils longeant la crête de deux hook spits présents dans le secteur nord (Fig. IV.6-[N2,N3]). N2 montre des réflexions inclinées qui partent du sommet de la crête ($\sim 11,5$ m SRVN) jusqu'à environ 7 m SRVN (Fig. IV.6-N2). La forme des réflexions dans N2 est oblique à légèrement concave avec une pente moyenne de $2,5^\circ$; la

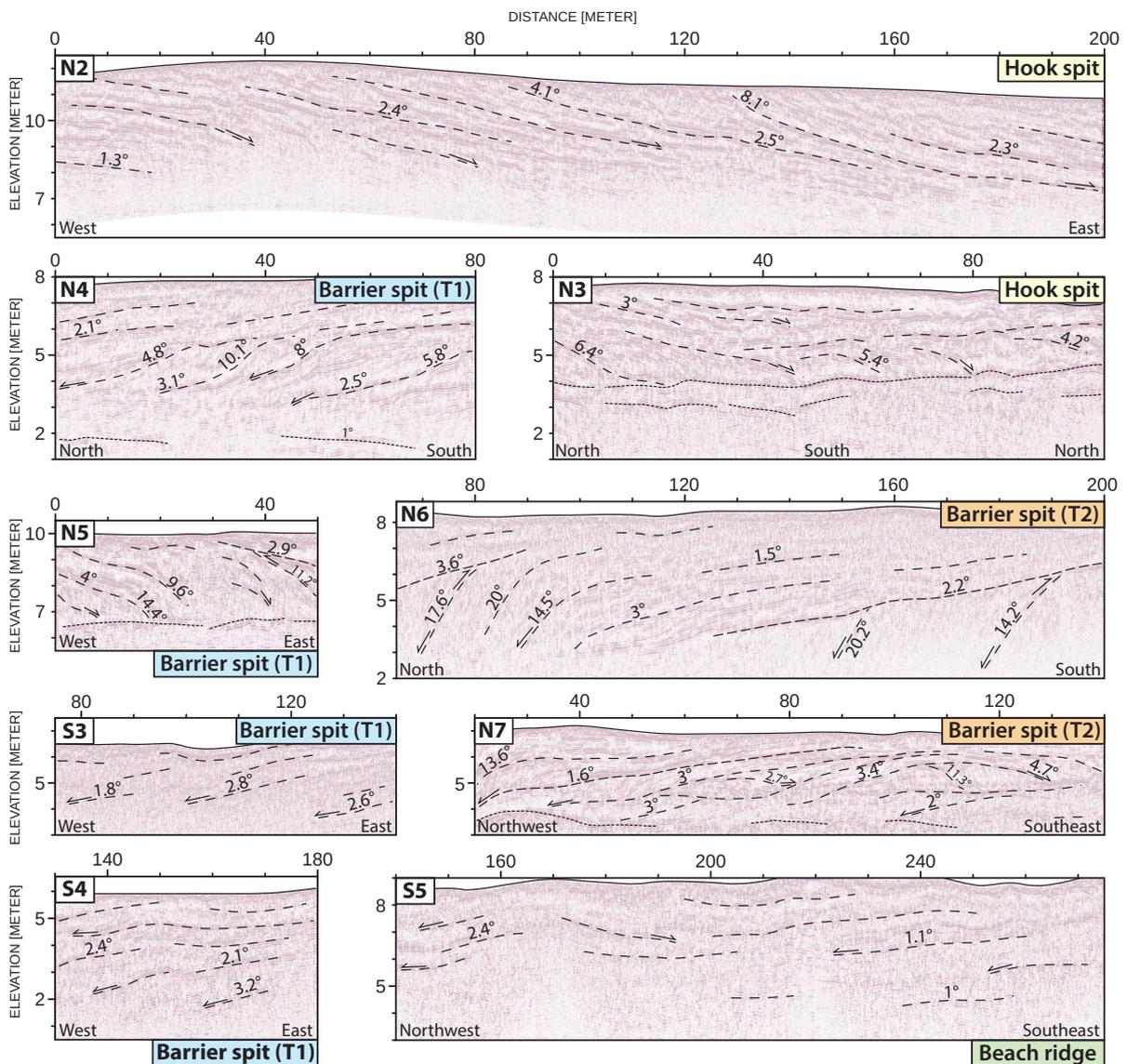


FIGURE IV.6 – *Interprétation de neuf profils GPR longitudinaux (N2-N7 et S3-S5). Les profils N2 et N3 longent des unités de hook spits, les profils N4, N5, S3 et S4 longent des unités de barrier spits de type 1, les profils N6 et N7 longent des unités de barrier spits de type 2, et le profil S5 longe une unité de beach ridges*

penne maximale est généralement atteinte dans la section supérieure avec des valeurs de penne atteignant 8° . La terminaison inférieure ne peut être observée dans N6, mais peut être observée dans N3. N3 est réalisé sur la partie terminale d'une unité de barrière complètement recourbée. Ce profil montre des réflexions rectilignes à légèrement convexes avec une inclinaison variable selon l'élévation ($3-6,5^\circ$) (Fig. IV.6-N3).

N4, N5, S3 et S4 sont des profils longeant des barrières spits de type 1 (Fig. IV.6). L'inclinaison des surfaces est assez variable, mais reste en moyenne supérieure à celle des hook spits. Au nord, N4 et N5 montrent sur la partie basse des surfaces convexes à sigmoïdales dont l'inclinaison est comprise entre $2,5$ et $14,5^\circ$, et sur la partie haute des surfaces très faiblement inclinées à horizontales. Au sud, S3 et S4 montrent également des surfaces pseudo-horizontales sur la partie haute, mais les surfaces sur la partie basse sont de plus faible inclinaison ($2-3^\circ$) et de forme oblique.

N6 et N7 sont des profils longeant des sections distinctes de deux unités de barrières spits de type 2. N6 longe la crête principale de l'unité Nc1 et recoupe plusieurs terminaisons en crochons. N10 met en évidence un motif composé de réflexions orientées vers l'intérieur de l'estuaire avec des inclinaisons allant de 2° dans leur partie supérieure à 20° dans la partie inférieure (Fig. IV.6-N6). Les surfaces faiblement inclinées du motif reposent sur les surfaces fortement inclinées par l'intermédiaire d'une surface de troncature. N7 longe l'extrémité d'une terminaison en crochon de l'unité Nd1. La plupart des surfaces sont inclinées vers le nord-ouest, avec des valeurs comprises entre $1,5$ et $3,4^\circ$, mais certaines d'entre elles sont inclinées dans la direction inverse (Fig. IV.6-N7). Ces dernières sont probablement associées à des géométries de bermes présentes à l'extrémité des flèches.

S5 est un profil longeant la crête de l'unité de beach ridge Sb2. Les surfaces sont horizontales à très faiblement inclinées vers le nord-ouest avec des valeurs inférieures à $2,5^\circ$ (Fig. IV.6-S5).

Combinaison de géométries

L'amalgame des morphologies de barrières est illustré par le biais de deux exemples situés sur le secteur nord de l'embouchure.

Le premier exemple est celui du développement de l'unité de ridge Na2 (Fig. IV.3). Il s'agit d'une unité de barrière très étroite entourée de part et d'autre par le replat tidal. Les profils GPR recoupant cette unité (N8, N9, N10) montrent une profondeur maximale de pénétration du signal de 3 m (Fig. IV.7). Dans cette zone, la plupart des profils GPR présentent une réflexion basale intense sous laquelle aucune réflexion ne peut être observée. La surface sédimentaire associée à cette réflexion n'est pas continue, et peut être incisée localement. L'élévation de la surface varie entre 7 et 9 m SRVN. D'après l'élévation, il est suggéré qu'elle corresponde à la limite entre les dépôts de barrière à granulométrie grossière et la plate-forme sédimentaire à sédiments fins sur laquelle ils reposent. Selon cette hypothèse, l'épaisseur maximale de l'unité de barrière est de 3 m. N8 est un profil longitudinal montrant des réflexions semi-continues horizontales à pseudo-horizontales, qui sont conformes à la morphologie de la réflexion basale (Fig. IV.7-N8). Ces réflexions correspondent, comme on peut le voir sur les lignes transversales, à des dépôts de beach

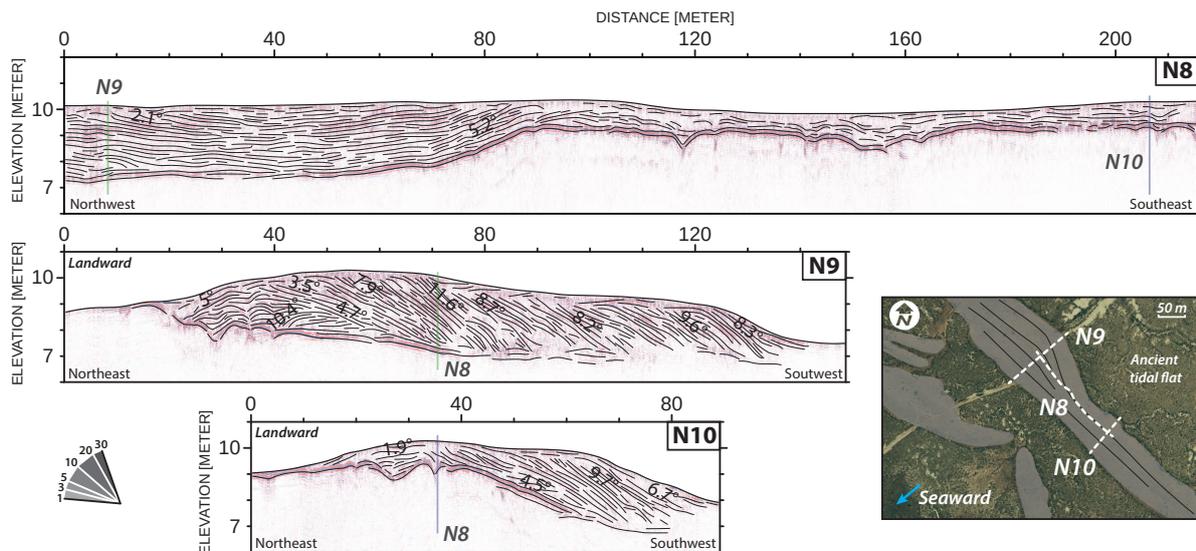


FIGURE IV.7 – *Interprétation des profils GPR N8, N9 et N10 sur l'unité de barrière Na2. La disposition spatiale des profils est illustrée par un encart montrant une image satellite de la zone (source : Google Earth)*

face avec une pente de 8 à 10° (Fig. IV.7-[N9,N10]). La différence entre N9 et N10 est l'inclinaison de la réflexion basale, qui est de 2 et 4,5°, respectivement. Le début de N9 se caractérise, entre 7 et 9,5 m SRVN, par des réflexions orientées vers la terre avec des inclinaisons atteignant 10° (Fig. IV.7-N9). Cette géométrie est associée à une dynamique de débordement. La même géométrie peut être observée sur le profil N14 mais à une altitude plus élevée (9-10 m SRVN) et avec des réflexions moins inclinées (<2°) (Fig. IV.7-N10). Dans les deux profils transversaux, N9 et N10, la réflexion basale est clairement visible côté terre, tandis qu'elle disparaît progressivement côté mer. L'architecture de cette unité montre ainsi un première phase dans laquelle le sédiment est principalement transporté vers les terres, suivi d'une deuxième phase de progradation.

Le deuxième exemple est le passage de l'ensemble Nc à Nd, illustré avec le profil N11 (Fig. IV.8). Le début du profil (80 premiers mètres) se caractérise par une géométrie de débordement de 4 m d'épaisseur qui repose sur une surface basale mal définie. Les réflexions de cette géométrie plongent vers la terre avec des inclinaisons pouvant atteindre 17°. Le reste de l'unité est constitué de surfaces obliques d'inclinaison variable correspondant au beach face. Jusqu'à 150 m (limite entre l'unité Nc4 et Nd1), l'inclinaison du beach face est inférieure à 5°, puis augmente progressivement pour atteindre plus de 10° vers 300 m. L'augmentation de l'inclinaison du beach face s'associe à une diminution de la profondeur de pénétration du signal de 5 à 3 m. Comme pour le premier exemple, une première phase de transport sédimentaire vers les terres précède une

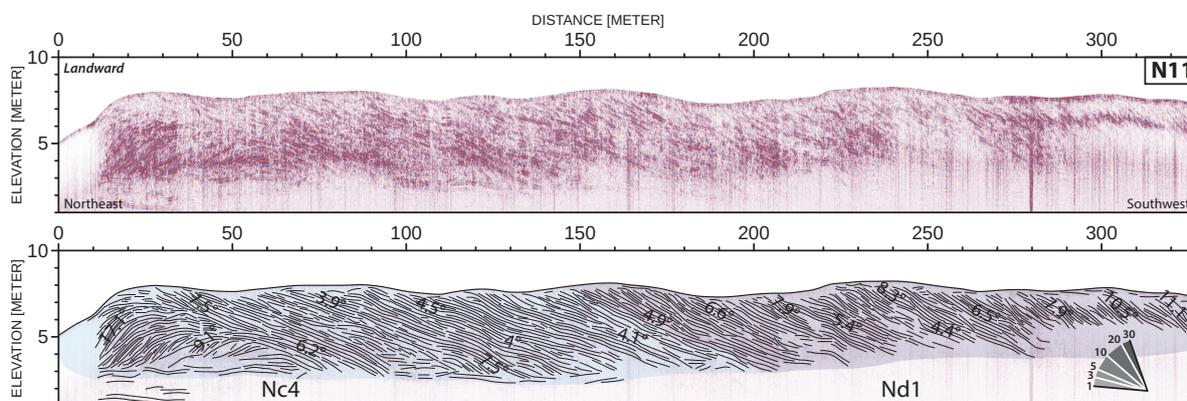


FIGURE IV.8 – Interprétation du profil GPR N11 sur les unités de barrière Nc4 et Nd1 (voir localisation dans la Figure IV.3)

deuxième phase de progradation. Les variations d'inclinaison du beach face semblent montrer différents modes de progradation au cours du temps.

IV.5 Synthèse et conclusion

Le système de barrières à granulométrie grossière de l'embouchure de l'estuaire du Santa Cruz se caractérise par une grande variabilité morphologique et stratigraphique. Plusieurs types de barrières ont été identifiés de part et d'autre de l'embouchure. Au Nord, dans la zone la plus étendue de l'embouchure, il est possible d'observer des unités correspondant à des ridges, des hook spits et divers amalgames de barrier spits (les différents types de morphologies sont schématisés dans la Figure IV.2). Au Sud, accolées aux falaises, la plupart des unités correspondent à des barrier spits, puis le reste correspond à des unités de beach ridge.

L'architecture des différents types de barrières a pu être décrite par le biais de profils GPR transversaux et longitudinaux aux crêtes principales (Fig. IV.9) :

- Beach ridge : les beach ridges sont les séquences sédimentaires les plus épaisses ; seule leur partie sommitale, correspondant au beach face, peut être visualisée par le GPR. Les profils transversaux des beach ridges se caractérisent par des surfaces obliques orientées vers la mer avec une faible inclinaison (1-3°). Ces valeurs d'inclinaison sont faibles par rapport à d'autres systèmes de beach ridges à galets où l'inclinaison est généralement comprise entre 3° (Billy *et al.*, 2014) et 10° (Clemensen et Nielsen, 2010). De plus, la présence de géométries de berme s'étendant sur une amplitude de près de 4 mètres dépasse largement l'étendue classique observée dans des environnements micro- à mésotidaux, qui en moyenne est inférieure à 1 mètre (Neal *et al.*, 2002; Lindhorst et Schutter, 2014). Les profils longitudinaux se caractérisent par des surfaces horizontales à pseudo-horizontales qui peuvent être associées, dans ce type de barrière, à la dominance des processus transversaux (*cross-shore*).
- Hook spit : les hook spits sont des morphologies de barrière très allongées et

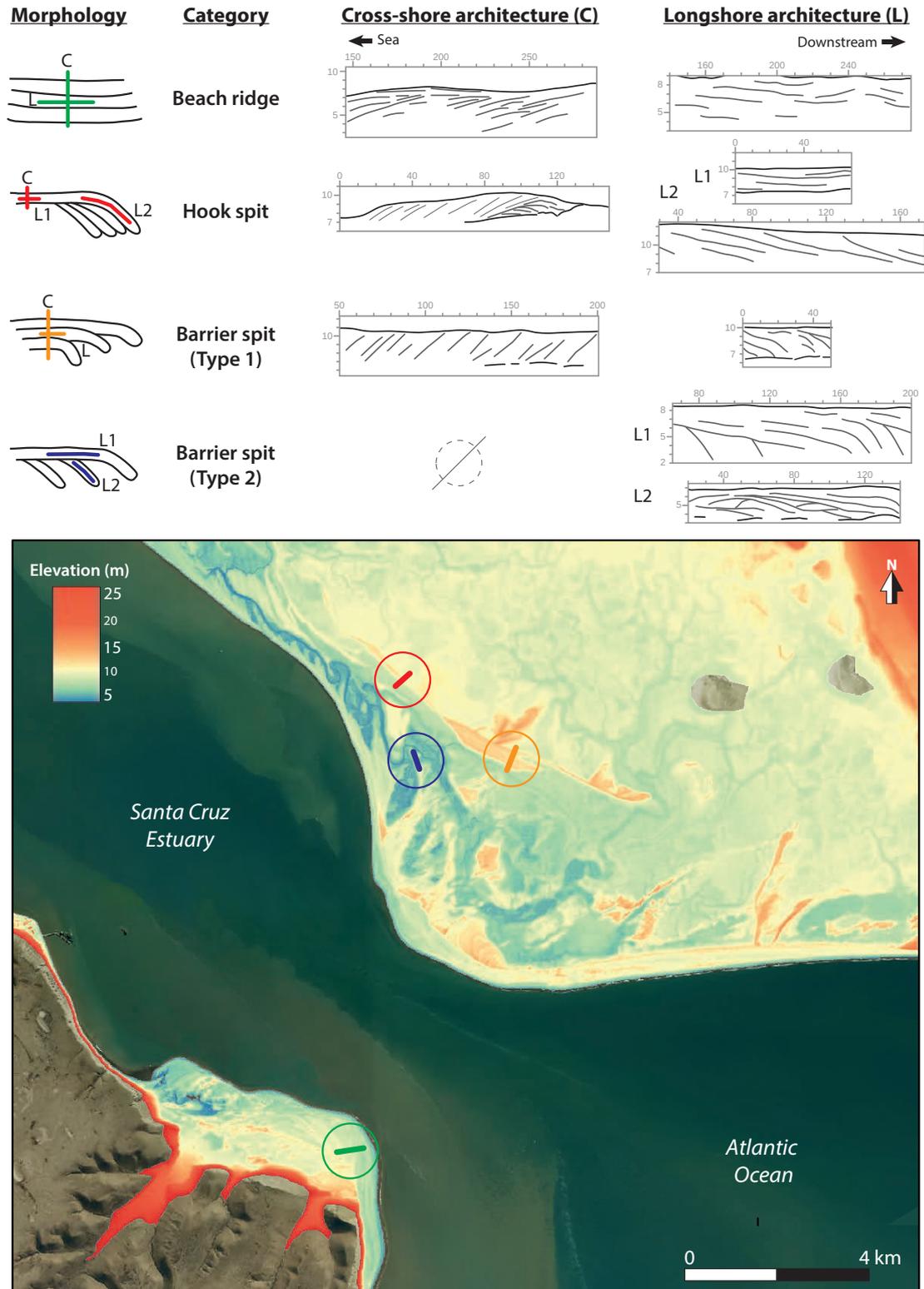


FIGURE IV.9 – Schéma de synthèse des différentes morphologies de barrières présentes à l'embouchure de l'estuaire du Santa Cruz en fonction de leur architecture sédimentaire transversale et longitudinale. Modèle numérique de terrain (source : IGN) et image satellite (source : Google Earth) en fond de carte.

étroites. À l'embouchure du Santa Cruz, ces barrières sont de faibles épaisseurs (<3m), bien inférieures à l'amplitude du marnage qui correspond généralement à l'épaisseur usuelle des barrières (e.g. [Bluck, 2011](#); [Stéphan et al., 2012](#); [Kelley et al., 2015](#)). Les profils transversaux montrent des géométries de débordement bien développées, associées à une dynamique de rétrogradation de la barrière, comme cela a été observé sur des corps sédimentaires analogues (e.g. [Brown et al., 2019](#); [Matias et al., 2012](#); [Suanez et al., 2018, 2022](#)). Ces géométries transgressives sont également comparables à celles observables dans l'architecture des cheniers ([Weill et al., 2012](#)). La position de ces barrières semble, à l'embouchure du Santa Cruz, être fortement influencée par les variations bathymétriques, qui dans le cas du secteur nord de l'estuaire du Santa Cruz correspondent à la présence de bancs silto-sableux sur le replat tidal. Les profils longitudinaux montrent des surfaces pseudo-horizontales sur une bonne partie de la barrière à l'exception de l'extrémité, où les surfaces sont inclinées dans le sens de la dérive. Cela peut s'expliquer par la présence d'une circulation sédimentaire sans dépôts (*by-pass*) dans la partie amont du hook spit, comme il a été constaté dans le Sillon de Talbert (France) ([Stéphan et al., 2012](#)).

- Barrier spit (Type 1) : il s'agit de la catégorie de barrière la plus largement représentée à l'embouchure de l'estuaire, mais également de manière générale (e.g. [Daly et al., 2002](#); [Engels et Roberts, 2005](#); [Montes et al., 2018](#); [Pancrazzi et al., 2022](#)). La morphologie de la partie amont de ces barrières est assimilable à la morphologie des beach ridges mais leur architecture est différente. Les profils transversaux montrent des surfaces plus fortement inclinées avec des angles de l'ordre de 10° et une absence de géométries de bermes. Les profils longitudinaux montrent des surfaces obliques plongeant dans le sens de la dérive, avec une plus forte inclinaison que celles observées dans les hook spits. Ces surfaces peuvent ou non être surmontées de surfaces pseudo-horizontales (e.g. [Smith et al., 2003](#); [Pancrazzi et al., 2022](#)). Les barrier spits se caractérisent donc par une composante d'élongation mais également d'une composante progradante.
- Barrier spit (Type 2) : les barrier spits de type 2 sont bien moins larges que les

barrier spits de type 1 mais peuvent néanmoins adopter une morphologie de beach ridge. En arrière de ces barrières, les terminaisons en crochons sont présentes tout le long de la barrière et sont recoupées par un cordon principal. Les profils longitudinaux montrent des surfaces fortement inclinées dans le sens de la dérive (14-20°), ainsi que des surfaces de troncature nettes qui peuvent être raccordées à l'incurvation des crochons. Au niveau des terminaisons, l'architecture longitudinale montre des surfaces faiblement inclinées (1,5-3,5°) qui peuvent être interrompues par des géométries de bermes. La dynamique de ces barrières est régie par une forte élongation qui s'opère probablement par pulses. Une dynamique similaire, associée à des conditions de vents variables, a été reportée sur une morphologie analogue, aux abords d'un delta au Svalbard (Norvège, [Kim et al., 2022](#)). Ces barrières se démarquent par leur forte capacité érosive se traduisant par l'unique préservation de la dynamique d'élongation de la barrière. Elles peuvent coexister avec des barrier spits de type 1 (e.g. [Pancrazzi et al., 2022](#)).

L'utilisation de l'architecture transversale des barrières combinée à leur architecture longitudinale représente un bon moyen d'identifier le type de barrière et, potentiellement, d'obtenir des informations sur les conditions hydrodynamiques. Bien que toute la donnée GPR disponible n'ait pu être encore analysée, il a été possible de relever des changements de dynamique du système avec des phases de rétrogradation, de progradation et d'élongation. Une analyse plus approfondie de ces données, associée aux données morphologiques, permettra d'avoir une vision plus globale du fonctionnement du système. La réalisation de mesures de datation serait d'une grande utilité pour intégrer de la temporalité aux architectures et mieux contextualiser les différentes phases de développement des barrières. Les informations stratigraphiques n'ont pas permis de discerner clairement le rôle des forts marnages et des forts courants tidaux dans le développement de barrières littorales. La compréhension de l'impact de la marée doit passer par une analyse plus globale afin de combiner différentes informations, et non seulement des informations stratigraphiques. Ce point est, par conséquent, abordé dans le chapitre 5.

Chapitre V

Discussion générale

Les barrières littorales à granulométrie mixte ont été analysées sous différents aspects dans ces travaux de thèse, depuis les processus et la morphodynamique de plage à court terme jusqu'à la stratigraphie de systèmes de barrières complexes en passant par l'évolution pluri-décennale. L'objectif de ce chapitre est d'aborder les liens et les interactions qui existent entre ces échelles spatiales et temporelles imbriquées.

Dans un premier temps, un point est fait sur le possible enregistrement sédimentaire des conditions hydrodynamiques d'une manière générale. Des points spécifiques sont ensuite réalisés sur le rôle de la bimodalité granulométrique et sur la potentielle signature tidale dans ce genre de systèmes côtiers. Un dernier point est développé sur la morphodynamique de plage et l'enregistrement sédimentaire pendant et après des événements extrêmes.

V.1 Enregistrement sédimentaire des conditions hydrodynamiques

Le développement des barrières littorales sur une échelle de temps pluri-décennale, échelle à laquelle les variations du niveau marin sont faibles, voire négligeables, peut être strictement réduit à des changements dans les apports ou dans la remobilisation de sédiments (Roy *et al.*, 1994; Hein et Ashton, 2020). En partant de ce principe, la morphologie mais également l'architecture interne des barrières peuvent être influencées par le climat, les diverses activités anthropiques, la météorologie et les conditions océanographiques, tout comme elles peuvent être associées à des processus autogéniques (Hein et Ashton, 2020).

Un des points majeurs rapporté dans ces travaux est la plus forte inclinaison du haut du profil de plage (i.e. le *beach face*) des flèches littorales par rapport aux beach ridges (Fig. V.1). Il s'agit d'une observation propre aux barrières à granulométrie grossière car la variabilité angulaire de leurs profils de plage (plusieurs dizaines de degrés) est bien plus grande que dans les barrières sableuses (plusieurs degrés). Outre la granulométrie, la hauteur et la période des vagues sont des paramètres de contrôle importants de l'inclinaison du profil de plage (Silvester, 1969). Dans le cas d'une houle incidente oblique, il est possible de constater que dans la majorité des formulations du transport sédimentaire (e.g. van Wellen *et al.*, 2000; Kamphuis, 2002; van Rijn, 2014), une augmentation de l'obliquité des vagues (jusqu'à un seuil approximatif de 45°) et de la pente de plage induit une augmentation du volume de sédiment transporté. Cependant, selon les auteurs, l'impact de la pente sur les taux de transport n'est pas tout à fait le même.

D'après les observations sédimentologiques effectuées à l'embouchure du Santa Cruz, il a été possible de relever deux points : (1) une grande hétérogénéité granulométrique au sein des barrières, mais aussi entre les différentes barrières, et (2) des inclinaisons du beach face similaires pour un même type de barrière de part et d'autre de l'embouchure. Les valeurs d'inclinaison du beach face les plus élevées (i.e. dans les flèches littorales) ne correspondent pas à un angle de repos puisque des inclinaisons plus importantes peuvent

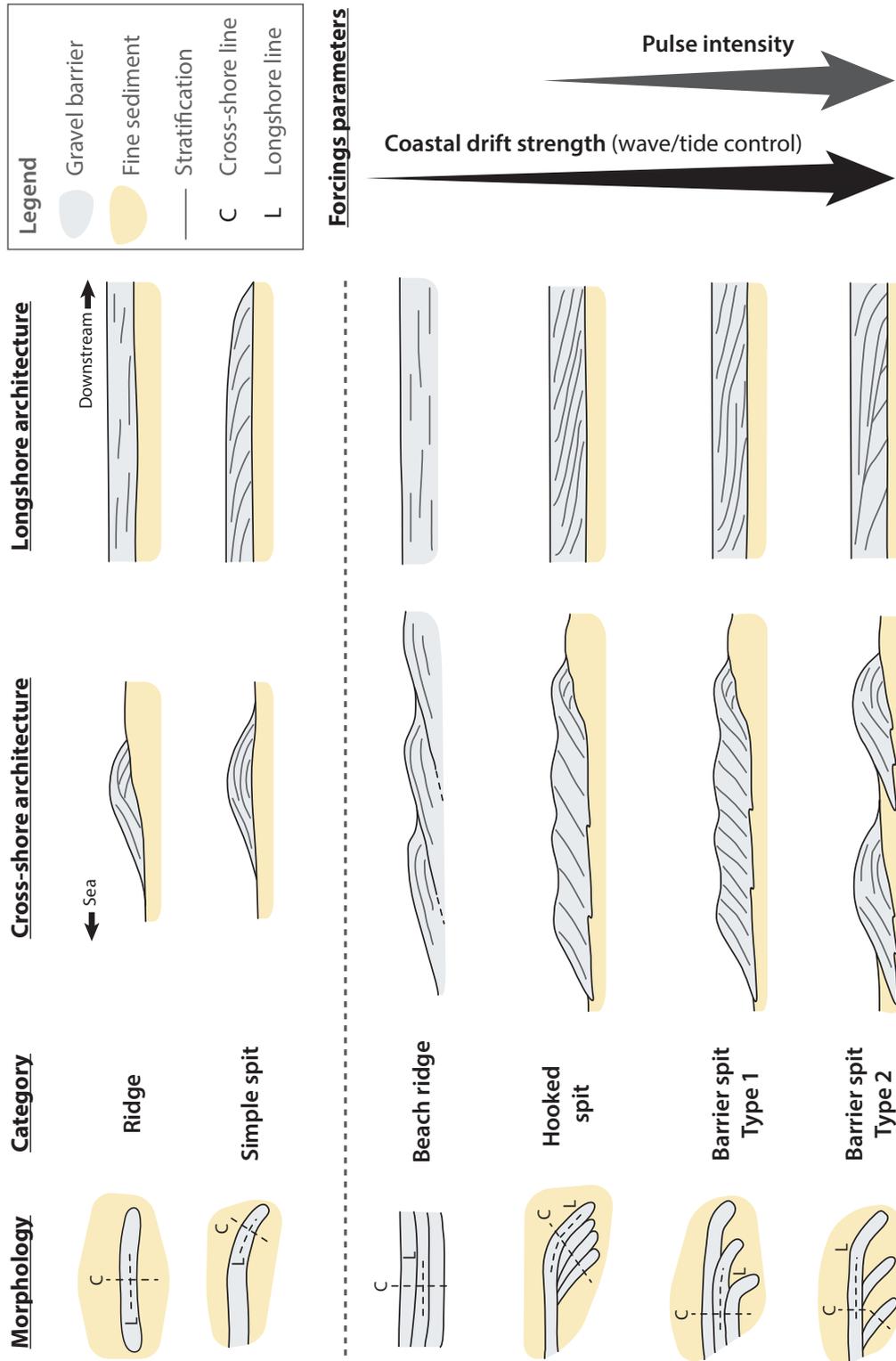


FIGURE V.1 – Schématisation de l'architecture sédimentaire interne (transversale et longitudinale) de plusieurs morphologies de barrières à granulométrie grossière : morphologies élémentaires (ridge et spit) et morphologies composées (beach ridge, hook spit, barrier spit (type 1 et 2)). Les différents types de barrières sont classés selon l'intensité des courant de dérive à l'origine de leur développement.

être observées dans l'architecture (voir Section V.4). Les conditions de vagues (direction, hauteur, période) semblent alors constituer un facteur de contrôle principal dans l'inclinaison de la plage. L'architecture des barrières peut apporter deux informations sur les conditions de vagues et, par conséquent, sur le transport sédimentaire :

- Direction des vagues : il semble possible d'associer relativement un beach face plus incliné à des morphologies dont le développement est dominé par un transport longitudinal plus fort. À l'inverse, un beach face moins incliné signifiera que le transport longitudinal est moins fort. Il n'est pas envisageable d'obtenir une direction précise d'incidence de la houle du fait que la hauteur et la période des vagues sont des variables qui rentrent également en jeu. Le taux de transport généré par deux houles de même direction mais d'intensités différentes ne sera pas le même (e.g. [Ashton et Giosan, 2011](#)).
- Intensité du courant de dérive : l'intensité du transport longitudinal dépend de l'obliquité des vagues mais également de leur hauteur et de leur période. Un bon moyen d'estimer l'intensité du courant de dérive est d'analyser l'inclinaison des surfaces sédimentaires dans l'architecture longitudinale, en tenant compte que des surfaces très inclinées sont associées à des forts courants de dérive. Il est ainsi possible de classer les différentes morphologies de barrières par ordre croissant de l'intensité du courant de dérive, et donc de l'inclinaison des surfaces sédimentaires longitudinales (Fig. V.1) : beach ridge < hook spit < barrier spit (type 1) < barrier spit (type 2).

En analysant l'inclinaison des réflecteurs associés aux dépôts de beach face dans les barrières de type barrier spits, il est possible de constater la présence de légères variations angulaires ; ces variations angulaires sont plus nettes dans l'architecture longitudinale (de l'ordre de plusieurs degrés) que dans l'architecture transversale (de l'ordre du degré). Ce constat peut être expliqué par des variations de l'intensité du courant de dérive, en accord avec une dynamique de pulses (e.g. [Shawler et al., 2017](#); [Merletti et al., 2018](#); [Montes et al., 2018](#); [Pancrazzi et al., 2022](#)). Dans un environnement hypertidal,

ce phénomène de pulse n'est pas forcément lié à l'occurrence d'évènements extrêmes, mais peut être également associé à la combinaison d'évènements énergétiques avec des hauts niveaux de marée.

Les expériences en canal à houle ont montré qu'il est possible de générer un beach face abrupt ($> 10^\circ$) avec une houle strictement parallèle à la crête de barrière. D'après la réalité de terrain, le profil de plage dans ces conditions devrait être assimilable à celui observable dans l'architecture des beach ridges. La différence existante entre ces expériences et la réalité de terrain est la présence dans les modèles physiques d'une marche de bas de plage sur laquelle est concentrée en grande partie l'énergie du déferlement. L'absence de cette morphologie sur le terrain peut s'expliquer d'une part par le rapport entre la fraction sédimentaire grossière et fine de la barrière (voir Section V.2) et, d'autre part, par le régime hypertidal (voir Section V.3).

V.2 Impact de la bimodalité granulométrique dans une barrière littorale

La présence d'une large gamme granulométrique (sable-galets, voir même argile-galets) est une caractéristique courante dans les systèmes de barrières à granulométrie grossière en environnement hypertidal. La fraction fine évolue principalement dans les zones sub- et intertidales, tandis que la fraction grossière évolue dans les zones intertidales supérieures et supra-tidales. La morphodynamique des barrières étudiées s'est avérée être fortement dépendante de deux paramètres : l'altitude de la plateforme sableuse sur laquelle repose la barrière et la proportion de sable infiltré dans la barrière.

L'altitude de la plateforme sableuse est un paramètre variable qui est lié, comme la barrière, aux apports sédimentaires, à l'hydrodynamisme et au contexte morphologique. Ce paramètre définit la bathymétrie en avant de la barrière et, par conséquent, joue un rôle important dans les caractéristiques des vagues incidentes. Quatre cas de figures ont été schématisés dans la Figure V.2 selon le pourcentage de sable :

- Cas A : l'altitude de la plateforme est proche de celle du niveau des basses mers. L'impact de la plateforme sur le déferlement de plage est minime. La plupart des vagues atteignent le profil de plage sans être perturbées et génèrent un déferlement frontal. À haut niveau, la limite d'action des vagues se trouve bien au-dessus de la plateforme et le bas du profil reste inactif. Ce type de profil serait similaire au profil de plage purement graveleux décrit par [Jennings et Shulmeister \(2002\)](#).
- Cas B : l'altitude de la plateforme est un peu au-dessus du niveau des basses mers. La présence de la plateforme se fait sentir sur le profil de plage. À cette altitude une partie du sable migre sur la partie graveleuse et fait diminuer légèrement la pente de bas de plage. La diminution de pente peut mener à la génération d'un déferlement plongeant.
- Cas C : l'altitude de la plateforme correspond approximativement au niveau de mi-marée. Ce type de plage, comme le précédent, peut être assimilé aux plages composites de [Jennings et Shulmeister \(2002\)](#). La morphologie du profil de plage se caractérise par une partie basse moyennement inclinée et une partie haute forte-

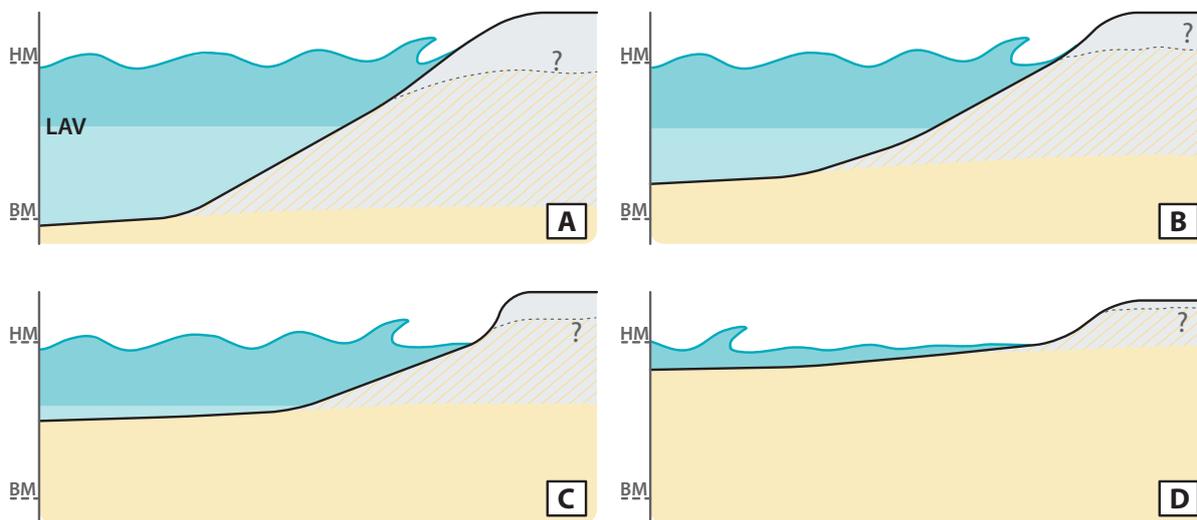


FIGURE V.2 – Schéma conceptuel d'une augmentation de l'altitude de la plateforme sédimentaire sableuse sur laquelle repose une barrière graveleuse. La même hauteur de vague est illustrée dans chaque cas. La proportion du remplissage sableux dans la barrière graveleuse n'est pas connu. (A) Plateforme située au niveau des basses mers, (B) Plateforme située un peu au-dessus du niveau des basses mers, (C) Plateforme située approximativement au niveau de la mi-marée, (D) Plateforme située proche du niveau des hautes mers. HM : Haute mer, BM : Basse Mer, LAV : Limite d'Action des Vagues.

ment inclinée. La plupart des vagues sont perturbées par la plateforme sur laquelle il est courant d'observer des barres de swash. Le déferlement en temps de houle intense se fait sur les barres et atteint le profil de plage sous forme de remous ; en houle de beau temps, le déferlement est majoritairement plongeant à frontal.

- Cas D : l'altitude de la plateforme est proche du niveau des hautes mers. La hauteur de la plage graveleuse est très réduite. L'énergie des vagues est fortement atténuée par la plateforme sableuse. Le déferlement se produit rarement sur le profil graveleux, uniquement par houle de beau temps. L'inclinaison du profil est moins importante que pour les autres cas et la démarcation entre la fraction sableuse et graveleuse est moins nette. La partie graveleuse se retrouve une bonne partie du temps émergée et n'est pas atteinte par les vagues. Ce type de plage est un intermédiaire entre la plage composite et mixte.

Dans un contexte estuarien, plusieurs des cas de figure présentés peuvent coexister, et ce même sur une seule unité de barrière. Les barrières étudiées répondent principalement au cas C et D en fonction de leur plus ou moins grande proximité avec l'embouchure, que cela soit dans la Somme ou le Santa Cruz. Le cas B voire A est observé dans le Santa Cruz (le long de beachrigdes extérieurs rive sud, et possiblement le long des barrier spits "actuels" rive nord au pied desquels le chenal de marée profond remplace la plateforme).

D'après ce premier paramètre, plus le stock de sable est important en avant de la barrière, plus celui-ci réussit à s'infiltrer dans la barrière. L'infiltration de sable dans la porosité du massif de plage graveleux s'est avérée être un paramètre très influenceur de la morphodynamique court- à moyen terme de ces plages. Les expériences en canal ont pu démontrer la capacité d'un stock sédimentaire fin à remonter le long d'un profil de plage abrupt constitué de particules grossières. Le remplissage des interstices a pour conséquence directe de fortes modifications de la morphologie de la plage et de la position du trait de côte. Pour l'instant il n'a pas été possible d'identifier des tendances pour ces modifications, bien qu'un recul du trait de côte semble être systématique après l'incorporation de fines. Des observations similaires ont été constatées par [Pagán et al. \(2018\)](#)

dans un environnement microtidal. À l'origine de ces perturbations morphologiques se trouve, dans un premier temps, l'altération de la circulation d'eau dans le massif qui peut, en absence de fraction fine, atteindre des profondeurs conséquentes (e.g. [Masselink et Turner, 2012](#)). Il semble alors probable que le taux d'infiltration et d'exfiltration d'eau diminue dans ces conditions. Dans un second temps, la présence de fines implique irrémédiablement une diminution de l'inclinaison de la partie inférieure de la barrière. La diminution de pente associée à la réduction des taux d'infiltration/exfiltration a pu être mise en relation avec une diminution du coefficient de réflexion en avant de la barrière. Ce phénomène est susceptible d'être intensifié dans les environnements à fort marnage car le déplacement de particules fines vers les terres, en suspension et dans les interstices, est favorisé par la migration continue de la zone de swash.

V.3 Signature tidale dans les enregistrements sédimentaires

Le contexte hypertidal dans lequel se développent les différentes barrières étudiées dans ces travaux (flèche de galets de La Mollière et système de barrières à l'embouchure du fleuve Santa Cruz) n'est pas un aspect qui a été très développé dans les chapitres précédents. Cela est principalement dû à l'absence d'indicateurs tidaux clairement identifiés dans l'architecture des barrières. Cependant, plusieurs remarques peuvent être faites concernant une potentielle signature tidale dans les enregistrements sédimentaires à partir des données récoltées en Baie de Somme et en Argentine.

Les travaux réalisés par [Dashtgard et Gingras \(2007\)](#) sur des cordons de galets situés dans la Baie de Fundy (Canada) ont permis d'identifier cinq possibles indicateurs tidaux : (1) un intercalage de lits sédimentaires orientés vers la terre et vers la mer, associés à l'accolement de barres et à la présence de chenaux fluvio-tidaux, respectivement (2) une association avec un environnement de schorre, (3) une forte incision associée à la présence de chenaux, (4) un profil de haut de plage abrupt et réfléchissant associé à un profil de bas de plage très faiblement incliné et dissipatif, et (5) une épaisse séquence de

graviers. La plupart de ces indicateurs tidaux, tels qu'ils sont indiqués dans le Tableau V.1, peuvent être observés dans les données GPR dans la limite en profondeur de la pénétration du signal.

TABLE V.1 – Indicateurs d'un environnement tidal dans les barrières à granulométrie grossière (modifié d'après [Dashtgard et Gingras, 2007](#)).

Caractéristique sédimentologique/morphologique	Visible au GPR	Indicateur hypertidal	Commentaire
<i>Dashtgard et Gingras (2007)</i>			
Intercalage de lits sédimentaires orientés vers la terre et vers la mer	Possible	Non	Cette structure n'a pas été observée malgré la présence de grands systèmes de chenaux tidaux
Association avec du schorre	Oui	Non	Non exclusif d'un environnement hypertidal (comme indiqué par Dashtgard et Gingras (2007))
Incision profonde de chenaux	Possible	Possible	Aucune incision majeure n'a pu être identifiée
Profil de plage fortement incliné sur la partie supérieure et faiblement inclinée sur la partie inférieure	Possible	Possible	L'ensemble du profil de plage peut difficilement être observé dans les données GPR. Cette caractéristique est propre aux plages de galets de manière générale et n'est pas spécifique à un environnement tidal
Préservation d'une séquence de galets de grande épaisseur	Oui	Possible	Dépendant du contexte morphologique. Les barrières se développant sur une plateforme sableuse peuvent être moins épaisses malgré un marnage important
<i>Nouveaux potentiels indicateurs</i>			
Préservation de bermes à des altitudes très variables au niveau du haut de plage	Oui	Oui	Commun dans les barrières de type beach ridge
Absence de marche de bas de plage	Non	Possible	Observable systématiquement bien que cela ne soit pas exclusif des environnements hypertidaux

Parmi les indicateurs tidaux, seuls l'incision profonde de chenaux, la présence d'un

haut de plage abrupt faisant face à un bas de plage faiblement incliné, et la préservation d'épaisseurs séquences de graviers ont été considérés comme des indicateurs hypertidaux par [Dashtgard et Gingras \(2007\)](#). Les données GPR ne permettent pas d'identifier des incisions majeures à travers les différentes unités de barrière malgré la présence d'un système complexe de chenaux tidaux. S'il existe réellement des incisions profondes, elles doivent être localisées à des niveaux altimétriques bas. La combinaison d'un haut de plage abrupt et d'une terrasse de marée basse sub-horizontale, initialement décrite par [Masselink et Short \(1993\)](#), est une caractéristique commune aux environnements à fort marnage, mais aussi à tout système côtier composé de deux classes granulométriques différentes (gravier-sable, gravier-argile). Dans les barrières sablo-graveleuses des estuaires de la Baie de Somme et du Santa Cruz, seuls les dépôts du haut de plage, et parfois la rupture de pente, sont visibles dans les données GPR. La rupture de pente de la plage peut être graduelle ou abrupte. Certaines de ces ruptures peuvent être associées à des événements énergétiques (voir Section V.4). L'épaisseur de la séquence de graviers est liée à l'indicateur précédent. Dans toutes les séquences où la rupture de pente de la plage peut être visualisée, l'épaisseur des séquences est bien inférieure à l'amplitude du marnage. dans ces cas, l'épaisseur des séquences correspond d'avantage à la différence d'altitude entre les hautes mers de vive-eau et celles de morte-eau. La relation entre le marnage et l'épaisseur de la séquence de graviers, qui fonctionne bien dans les milieux non estuariens ([Bluck, 2011](#)), doit être prise avec précaution. Dans les milieux estuariens et en fond de baie, l'altitude de la plateforme sédimentaire sur laquelle se développent les barrières se soustrait à l'épaisseur de la barrière. De ce fait, l'épaisseur de la barrière peut être inférieure à l'amplitude des marées (e.g. [Montes et al., 2018](#); [Pancrazzi et al., 2022](#)).

Deux nouveaux indicateurs ont pu être identifiés lors de ces travaux de thèse : (1) la préservation de bermes à des altitudes très variables le long du beach face et (2) l'absence de marche de bas de plage. Le premier est propre aux barrières de type beach ridge, dans lesquelles les bermes sont les plus courantes. Dans les environnements micro-à mésotidaux, les bermes peuvent se former à différentes altitudes, mais ne peuvent être

préservées qu'en haut de profil car elles sont constamment remaniées par l'action des vagues. Lorsque le marnage est plus important, la probabilité de préserver des bermes avant le sommet de la barrière augmente. Cela pourrait être spécifique aux plages à galets, plus résilientes aux épisodes énergétiques potentiellement érosifs et plus à même de préserver des morphologies dans le temps. Le deuxième indice concerne la partie basse du profil de plage, non visualisable avec le GPR dans les systèmes côtiers modernes. À la différence de ce qui a pu être observé dans le canal à houle, où une marche de plage se forme naturellement, aucune marche n'a été observée sur le terrain. La zone intertidale correspond à une section de profil de plage très rectiligne. L'étendue de cette section est dépendante de la hauteur de la plateforme sédimentaire (si celle-ci est présente) (Fig. V.3). La variation rapide du niveau d'eau au cours du cycle de marée empêche la préservation de quelconque morphologie dans la zone intertidale et génère, généralement, un

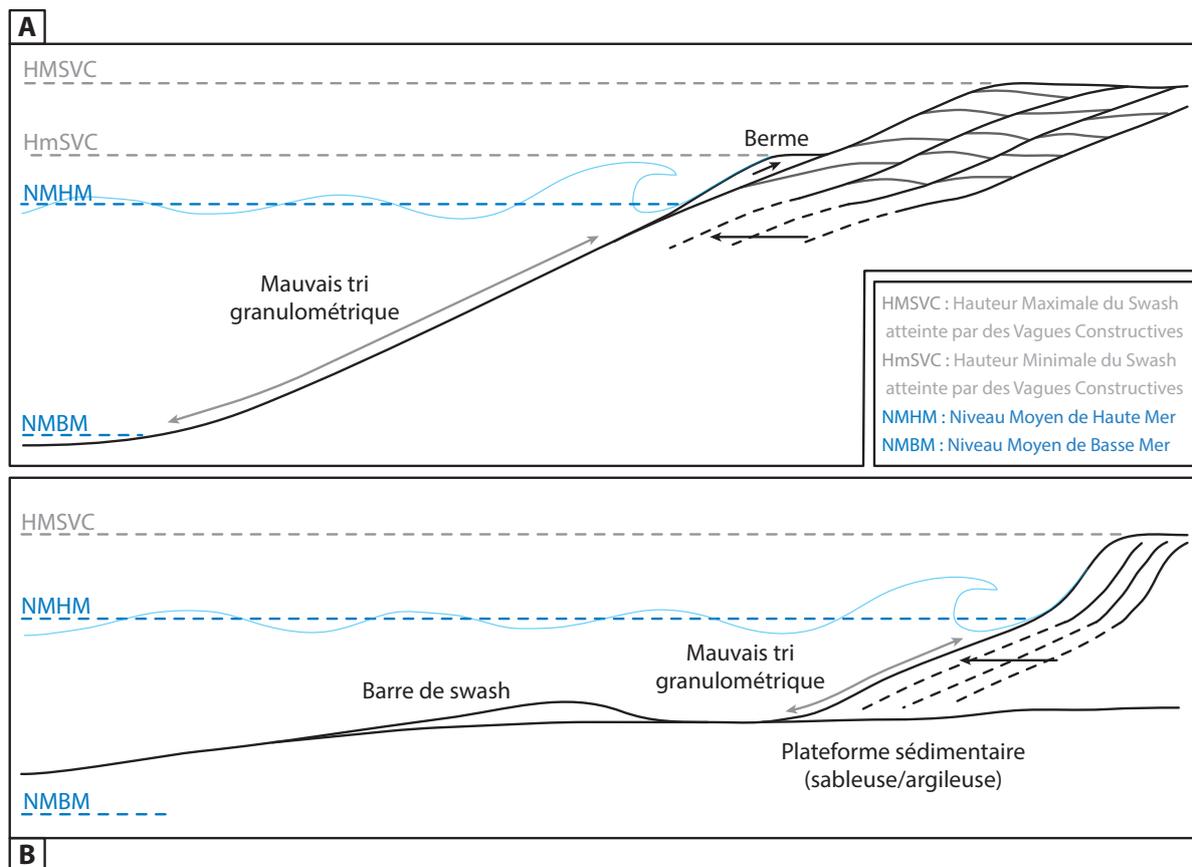


FIGURE V.3 – Schématisation de la morphologie et de l'architecture interne supérieure de deux types de plages à galets caractéristiques : (A) Profil de plage de type 'Beach ridge', (B) Profil de plage de type 'Barrier spit'.

très mauvais tri granulométrique (e.g. [Montes et al., 2018](#); [Guest, 2020](#); [Pancrazzi et al., 2022](#)). En absence de marche, le déferlement n'est plus focalisé sur un point et migre progressivement avec le niveau de marée.

V.4 Morphodynamique d'un profil de plage à galets et enregistrement sédimentaire post-tempête

L'occurrence d'évènements littoraux extrêmes a toujours été associée à la perturbation de l'équilibre atteint en période de beau temps. Dans les environnements hypertidaux, seuls les événements étant en conjonction avec des hauts niveaux de marée vont pouvoir atteindre la partie supérieure de la barrière. Les motifs stratigraphiques pouvant être associés à ce genre d'évènements extrêmes n'ont pu être clairement différenciés dans l'architecture des barrières, à l'exception des plus extrêmes. L'archivage de ces motifs se fait de manière différente selon le type de barrière.

Dans le cas des barrières dominées par une houle incidente parallèle, de type beach ridge, l'enregistrement d'évènements de tempête est principalement associé à de grandes surfaces érosives recoupant l'ensemble du beach face. Ces grandes surfaces correspondent généralement aux limites d'unités de barrière et sont le vestige de grandes phases de remaniement du système; les limites stratigraphiques d'unités se corrént également à des marqueurs morphologiques en surface. Les lobes de débordement ne semblent pas être bien préservés dans ce type de barrière de par le manque d'espace disponible de dépôt en arrière des cordons actifs.

L'enregistrement des tempêtes dans les barrières dominées par une houle incidente oblique, de type barrier spit, se caractérise par deux grands éléments architecturaux (lobes de débordement et structures de cut-and-fill), ainsi que par une morphologie caractéristique (crochon sédimentaire).

1. Les lobes de débordement sont des géométries courantes dans les cordons de faible largeur (section avale de barrier spits ou simples cordons) (e.g. [Neal et al., 2003](#);

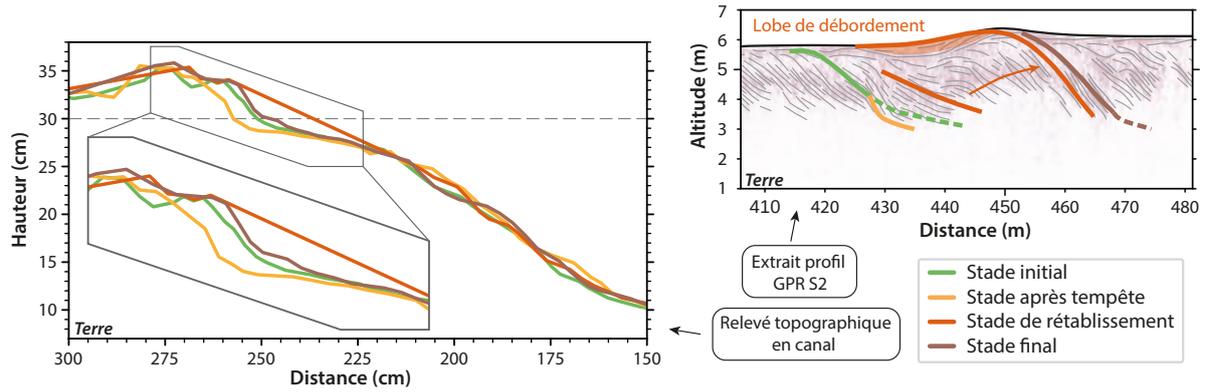


FIGURE V.4 – Formation et préservation des structures de cut-and-fill en canal à houle et dans l'archivage sédimentaire de barrières graveleuses. (A) Relevés topographiques en canal à houle d'un profil de plage avant et après un événement très énergétique (données présentées dans la Figure II.19), (B) Extrait du profil GPR S2 correspondant à un profil transversale d'une unité de barrière de type barrier spit localisée dans l'estuaire du Santa Cruz (données présentées dans la Figure IV.5).

Bennett *et al.*, 2009; Montes *et al.*, 2018). L'inclinaison des surfaces composant ces corps sédimentaires dépend fortement de la morphologie arrière de la barrière. Comme l'épaisseur des barrières en environnement hypertidal est plus importante, il est plus probable de retrouver des géométries de débordement avec des surfaces fortement inclinées. Bien que courantes, le volume de ces géométries en environnement hypertidal est faible par rapport aux géométries aggradantes et progradantes (e.g. Pancrazzi *et al.*, 2022) ; dans les environnements microtidaux, le volume correspondant aux géométries de débordement semble être plus important (e.g. Neal *et al.*, 2003; Bennett *et al.*, 2009). Néanmoins, que ce soit dans la flèche de La Mollière ou à l'embouchure du Santa Cruz, quelques grandes géométries de débordement peuvent toutefois être identifiées.

2. Les structures de cut-and-fill sont des éléments pouvant être observés dans les barrier spits, surtout dans les sections les plus larges. Elles se caractérisent pas une première surface d'érosion fortement inclinée suivi d'une série de surfaces faiblement inclinées. Les expériences en canal ont pu montrer que la première réaction du profil de plage suite à un événement de forte houle est un recul de la partie supérieure du profil, ainsi qu'une augmentation de l'inclinaison du beach face (Fig. V.4-A). Le recul ne peut être identifié dans l'architecture interne, mails il est pos-

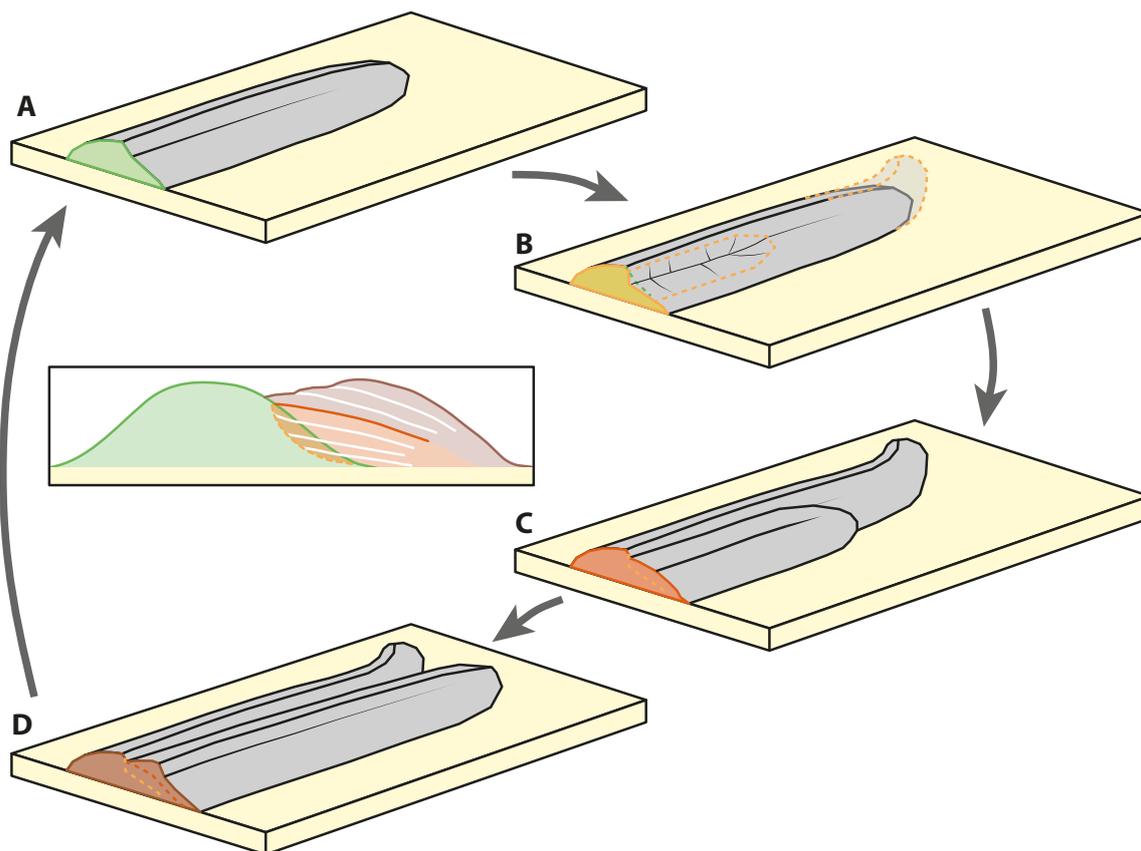


FIGURE V.5 – Schéma conceptuel de l'évolution morphologique et architecturale d'une extrémité de flèche graveleuse sur une plateforme sableuse lors d'un événement extrême. (A) Stade initial, (B) Erosion du beach face et formation d'un crochon lors d'un événement extrême, (C) Progradation de la barrière lors de la phase de rétablissement par l'arrivée d'un nouveau cordon, (D) Création d'un nouveau cordon et retour à un profil de plage à l'équilibre, (E) Vue en coupe de l'architecture interne de la barrière lors du stade final.

sible d'identifier des surfaces plus fortement inclinées (Fig. V.4-B). La phase de rétablissement après un tel événement s'est avérée être, en canal, une phase de forte remobilisation sédimentaire avec une évolution rapide du trait de côte. Dans l'architecture, cette phase de rétablissement apparaît comme une séquence progradante dont l'inclinaison augmente progressivement jusqu'à atteindre la valeur d'inclinaison initiale. Il a été noté en canal que c'est lors de la phase de rétablissement qu'il était possible de mettre en place les conditions nécessaires, avec un runup suffisamment important, au développement de lobes de débordement. Le stade final correspond au retour à un profil de plage classique et, si les apports sédimentaires ont été suffisants, à la progradation de la barrière (Fig. V.4-B). Ce motif

architectural se répète de manière régulière et avec différents degrés d'amplitude le long des sections transversales des barrier spits du Santa Cruz.

3. Les crochons sédimentaires, d'après leur architecture, se sont avérés être des morphologies associées aux événements très énergétiques. La fragilité de l'extrémité des flèches favorise leur recul et leur incurvation en période de tempête. Ces morphologies peuvent être considérées comme des marqueurs de la conjonction d'un événement de forte houle et d'un haut niveau de marée, et leur formation peut être combinée à la formation de structures de cut-and-fill (Fig. V.5-[A-B]). Le sédiment érodé en amont a de grandes probabilités d'être transporté par la dérive littorale et de participer à l'élongation de la barrière. Les structures de cut-and-fill vont favoriser la progradation de la barrière et, indirectement, favoriser la préservation des crochons sédimentaires en arrière de la barrière (Fig. V.5-[C-D]).

Conclusion générale

Les barrières littorales à granulométrie grossière sont des corps sédimentaires qui présentent généralement un caractère fortement hétérométrique, avec des compositions sédimentaires pouvant s'étendre des sables aux blocs. Les proportions des différentes fractions granulométriques, ainsi que la morphométrie des particules grossières et leur agencement constituent des paramètres qui complexifient les processus hydro-sédimentaires sur ces systèmes côtiers, et, par conséquent, leur morphodynamique (Mason et Coates, 2001; Buscombe et Masselink, 2006; Anthony, 2008). La grande majorité des travaux existants portent sur la dynamique court à moyen terme de ces systèmes ou sur les enregistrements stratigraphiques. Les travaux faisant le lien entre les deux sont moins nombreux.

L'objectif de cette thèse était de mieux comprendre les modalités de construction, d'évolution et de résilience face aux événements extrêmes de ce type de barrière en portant une attention particulière aux environnements hypertidaux. Pour aborder cette problématique qui supposait de s'intéresser à plusieurs échelles de temps et d'espace, nous avons couplé une approche en canal à houle et une approche sur le terrain :

- avec l'approche en canal à houle, nous souhaitons comprendre la réponse d'un profil de plage grossier à différents forçages de houle et de variation du niveau d'eau, ainsi que le rôle de la fraction fine dans les systèmes à granulométrie mixte.
- avec les données de terrain récoltées sur deux sites, il a été possible (1) d'étudier une flèche de galets récente afin de comprendre le lien entre la dynamique moyen terme et la structure interne préservée, et (2) de caractériser la variabilité

architecturale de différents types de barrières se développant dans un même environnement, et essayer de dégager des caractéristiques propres aux environnements hypertidaux.

Les résultats de la thèse peuvent être divisés en deux catégories : des résultats propres à chaque site, et des résultats de portée plus générale, ces derniers étant eux-mêmes subdivisés selon trois grandes échelles temporelles.

Synthèse par site

- Flèche de galets de La Mollière (Baie de Somme)

La flèche de galets de La Mollière constitue une excroissance prenant racine au niveau du fulcrum de la flèche principale de la Baie de Somme. Le développement de cette flèche secondaire a pu être retracé depuis le début de sa formation, dans les années 1940, grâce à des données géoradar et aux images aériennes. Les principaux résultats sont les suivants :

- Les données géoradar ont permis de caractériser l'architecture interne de ce type de barrière. Les connaissances sur ce sujet étaient jusqu'à présent très éparses. La flèche peut être subdivisée sur sa longueur en trois domaines morpho-sédimentaires : (1) la racine de la flèche où les cordons sont très amalgamés et où les géométries progradantes et aggradantes sont prédominantes, (2) un domaine intermédiaire où plusieurs cordons peuvent être distingués et où se combinent des géométries aggradantes, progradantes et transgressives, et (3) un domaine terminal correspondant à la pointe de la flèche où les géométries aggradantes et progradantes sont prédominantes.
- Les données d'imagerie aérienne ont permis d'apporter une chronologie à l'évolution morpho-stratigraphique de la flèche. En revanche, il est difficile d'estimer la contribution relative des différents facteurs de contrôle (aménagement côtiers, fréquence des événements de surcote, durée du temps de submersion) dans la dy-

namique de construction de la barrière. Néanmoins, une relation assez claire entre l'occurrence des événements de tempête et la présence d'unités transgressives, ainsi qu'une relation probable entre les rechargements de plage en amont et les pulses d'élongation des cordons, ont pu être établies.

- Système de barrières de l'estuaire du Santa Cruz

Deux vastes systèmes de barrières littorales graveleuses, situés de part et d'autre de l'embouchure du fleuve Santa Cruz (Patagonie argentine) ont été étudiés par prospection GPR. La rive nord, de plus grande étendue, permet le développement d'un grand nombre de barrières de morphologies diverses (simples cordons, flèches à crochons et diverses flèches composées). Les barrières situées sur la rive sud sont accolées à des falaises et correspondent principalement à des flèches composées et en moindre mesure à des beach ridges. L'architecture de ces différentes morphologies de barrières a pu être décrite. Les données géoradar, bien qu'en plus faible quantité que celles acquises en Baie de Somme, sont néanmoins complémentaires, et permettent d'élargir nos connaissances des architectures préservées dans les barrières graveleuses en environnement hypertidal. La diversité des directions des barrières du Santa Cruz permet notamment d'entrevoir un potentiel rôle des courants tidaux dans leur développement.

Synthèse générale

- À court terme (secondes – mois)

La modélisation d'un profil de plage à galets en canal à houle et l'étude de sa dynamique ont permis de vérifier plusieurs points constatés par d'autres auteurs :

- La focalisation de l'énergie des vagues au niveau de la marche de bas de plage. Cette morphologie se translate le long du profil au cours des cycles de marée mobilisant une grande quantité de sédiment et joue un rôle important dans la morphodynamique du profil de plage (Kirk, 1980; Bauer et Allen, 1995; Masselink *et al.*, 2010).

- Le lien entre les pentes de plage importantes et les coefficients de réflexion élevés (Wright et Short, 1984; Masselink et Short, 1993).
- La diminution des pentes du profil de plage lorsque la proportion de fines dans le massif de plage poreux augmente (McLean et Kirk, 1969; Kirk, 1980).

En ce qui concerne le caractère hypertidal de ces plages, sur les deux sites d'étude, il n'y a pas de marche de bas de plage. Si la plateforme sédimentaire sur laquelle se développe la barrière est proche ou en dessous du niveau de basses mers alors la section du profil de plage, qui correspond à la zone intertidale, sera rectiligne, et le sédiment probablement mal trié. Au contraire, si la plateforme est très élevée, le profil de plage comprendra trois segments dont l'inclinaison augmente vers le haut du profil. Le fort marnage semble également être impliqué dans la capacité d'infiltration du sédiment fin sableux dans la porosité du sédiment grossier. Les variations fréquentes du niveau d'eau pourraient favoriser la remontée du sable vers le haut du profil, ce qui a pour conséquence une diminution de l'inclinaison du profil de plage.

Une attention particulière a été portée sur l'enregistrement des événements extrêmes par les flèches littorales. L'impact principal de ces événements se produit dans les parties terminales des flèches, plus fragiles, et se matérialise par la formation de crochons sédimentaires. L'architecture interne de ces morphologies, composées de géométries transgressives, semble être associée à la conjonction d'une forte houle et d'un haut niveau de marée.

- À moyen terme (années – décennies)

Sur des échelles temporelles plus longues, le développement des barrières est principalement soumis aux forçages hydrodynamiques et aux apports sédimentaires. En ce qui concerne l'évolution des flèches à galets, deux aspects ont pu être mis en valeur :

- Le rôle modulateur de la plateforme sédimentaire sur le développement de la flèche : comme il a été constaté par de nombreux auteurs sur des systèmes sableux (Meistrell, 1966; King et Cullagh, 1971; Allard *et al.*, 2008), la progradation

et l'élongation des flèches sont indissociables du développement de la plateforme sous-jacente. Dans le cas de la flèche de La Mollière, l'accolement des barres de swash semble favoriser l'élongation des cordons.

- Une potentielle influence du cycle nodal à 18,6 ans sur le développement de la barrière : certains événements majeurs, telles de grandes phases d'érosion et d'aggradation de la barrière, semblent coïncider avec des périodes où les hauts niveaux de marée sont plus récurrents. Néanmoins, il n'est pas possible, avec les données présentées, d'estimer l'impact relatif de ce facteur par rapport aux événements extrêmes.

- À long terme (siècles – milliers d'années)

Les enregistrements sédimentaires, donnant accès aux échelles de temps longues, ont permis d'identifier les éléments se préservant le mieux dans les barrières à granulométrie grossière :

- Les données géoradar ne permettent pas d'accéder à l'architecture des barrières sur toute leur épaisseur, mais sont suffisantes pour caractériser les dépôts de *beach face*. La description de l'architecture transversale et longitudinale des différentes morphologies de barrières met en évidence un lien entre l'inclinaison du beach face et la direction dominante du transport sédimentaire. Ainsi, le beach face des flèches littorales, où le transport longitudinal est dominant, est plus incliné que celui des beach ridges, où le transport transversal est dominant.
- Les géométries liées aux événements extrêmes, comme les lobes de débordement, ne sont pas très courantes dans l'architecture des barrières. Cela peut être mis en lien avec (1) le contexte hypertidal, pouvant filtrer les événements ne se produisant pas lors de hauts niveaux de marée, et (2) la porosité élevée de la barrière, jouant un rôle fondamental dans l'infiltration rapide des écoulements d'overwash, favorisant plutôt l'overtopping aggradant.
- Les indicateurs hypertidaux se sont avérés être difficilement identifiables dans la

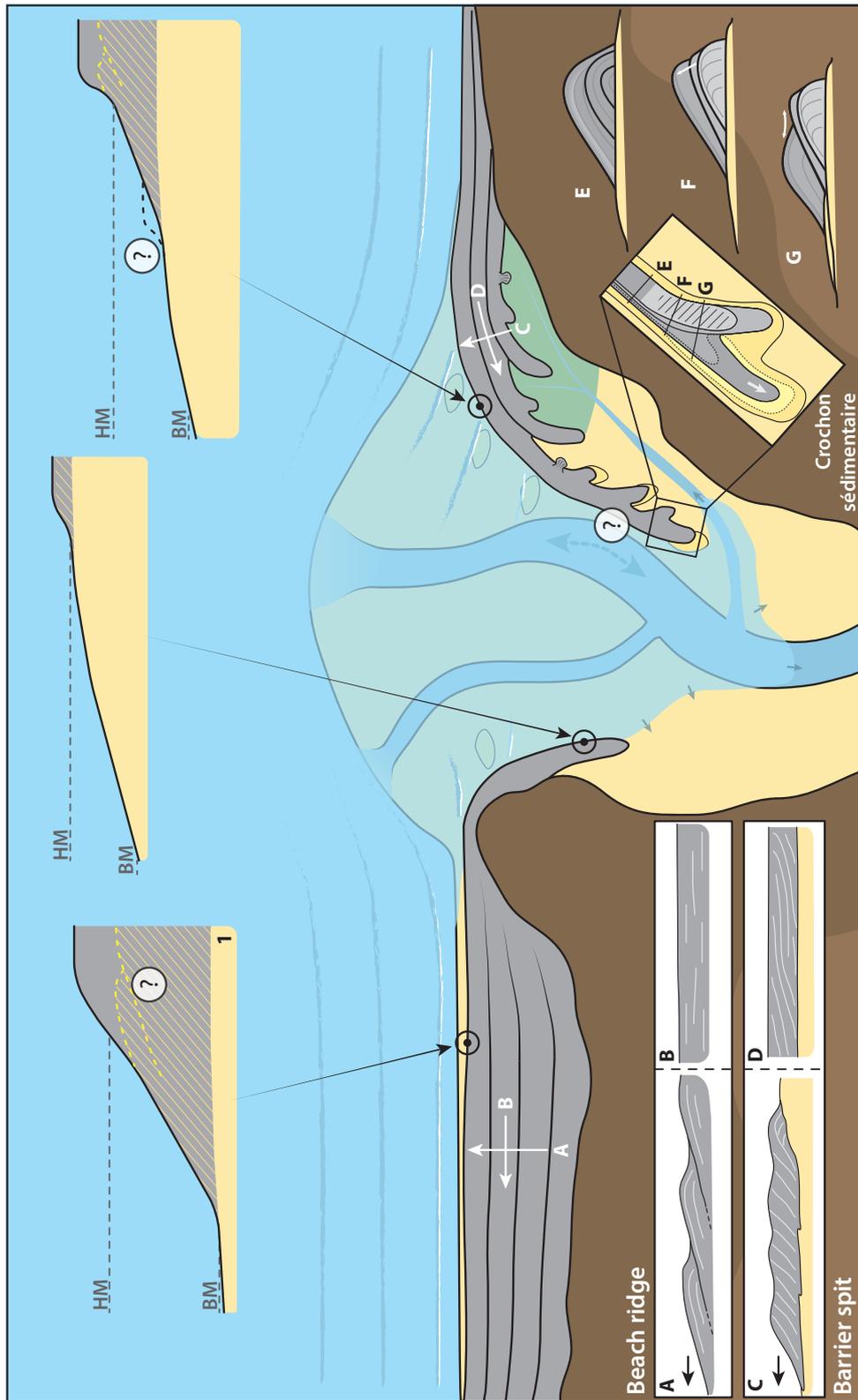


FIGURE V.6 – Schéma de synthèse regroupant des résultats majeurs de la thèse : discrimination du type de barrière à travers leur architecture, description de la formation des crochons sédimentaires, description de différents profils de plage pouvant être observés dans les environnements hypertidaux.

structure interne des barrières. Le seul nouvel indicateur potentiel est la présence de bermes à des altitudes variables dans le cas des beach ridges. D'autres indicateurs ne pouvant pas être toujours observés au géoradar sont l'absence de marches de bas de plage et la préservation de séquences graveleuses épaisses. Ce dernier indicateur est à prendre avec précaution car si l'altitude de la plateforme est élevée, alors la barrière sera moins épaisse que l'amplitude du marnage.

Perspectives de recherche

Ces travaux de thèse laissent entrevoir des perspectives intéressantes sur les trois échelles étudiées (court, moyen et long terme) :

- Les expériences en canal à houle avec du sédiment plastique de basse densité ont montré des résultats satisfaisants et méritent d'être poursuivies. À partir du protocole établi lors de cette thèse, il serait judicieux de prolonger les mêmes expériences sur des temps plus longs afin d'atteindre des stades d'équilibre (stades qui ne semblent pas avoir été atteints à l'issue des expériences réalisées). Il serait par ailleurs pertinent de tester d'avantage de conditions de vagues et de comparer les évolutions morphologiques aux sorties de modèle numérique XBeach-G. De nouvelles expériences avec différentes proportions de sédiment fin et grossier seraient utiles pour mieux comprendre l'impact du remplissage des interstices des massifs poreux par du sédiment fin sur la morphodynamique des plages. Il serait également intéressant d'utiliser un sédiment moins sphérique et/ou plus hétérométrique afin d'avoir une meilleure cohésion mécanique entre les particules. Les mesures de réflexion ont apporté des informations intéressantes dans le contexte des plages réfléchives et devraient être poursuivies dans la continuité de ces travaux de thèse afin de mieux décrire l'agitation induite par ces plages.
- L'amélioration de l'analyse morpho-stratigraphique appliquée à la flèche de galets de La Mollière passe par une étude plus approfondie des potentiels facteurs de contrôle. Une comparaison avec un modèle de vagues, ainsi qu'avec différents in-

dices climatiques (e.g. NAO, EA-WR, [Poirier et al., 2017](#)), permettrait d'obtenir un degré de détail supplémentaire dans l'analyse des enregistrements sédimentaires. Ce type d'approche s'applique bien aux flèches littorales avec un développement rapide (plusieurs décennies), et particulièrement aux systèmes à granulométrie grossière, permettant une bonne préservation des structures sédimentaires.

- L'usage du GPR sur des systèmes de barrières permet d'obtenir des informations stratigraphiques intéressantes. Cependant, la chronologie de ces informations ne peut être établie correctement sans datation absolue. Une description détaillée de la dynamique des systèmes, comme celui de l'embouchure du Santa Cruz, nécessiterait la mise en place de ce type de mesures. Dans cette catégorie de mesures à réaliser en parallèle de la prospection géoradar, il serait pertinent de réaliser des analyses granulométriques à large échelle. La variabilité sédimentaire de ces corps sédimentaires mérite d'être étudiée plus en détail puisqu'elle intervient directement dans la morphodynamique du système. À ce jour, aucune méthode indirecte et non-destructive ne permet de réaliser des mesures granulométriques en profondeur. Néanmoins, il serait actuellement possible, grâce à des méthodes par analyse d'images (e.g. [Soloy et al., 2020](#)), de réaliser des mesures granulométriques, au moins de surface, dans les zones non végétalisées. Des expériences en laboratoire pourraient également être envisagées dans le but de réaliser une analyse très fine du signal géoradar (à très haute fréquence, 900 MHz ou plus) qui permettrait potentiellement de remonter à la granulométrie.
- L'analyse de l'architecture interne des systèmes de barrières sablo-graveleuses en contexte macrotidal ne bénéficie pas encore de points de comparaison suffisants avec des systèmes micro- à mésotidaux. Il est, par conséquent, difficile de bien estimer le rôle de la marée dans leur développement. La poursuite de ce genre d'étude, s'intéressant à l'architecture de l'ensemble des barrières et non pas seulement à quelques sections, permettra sans doute de lever des incertitudes sur la morphodynamique de ces systèmes.

Bibliographie

- Allan, J. C., Hart, R., Tranquili, J. V.** (2006) The use of passive integrated transponder (PIT) tags to trace cobble transport in a mixed sand-and-gravel beach on the high-energy oregon coast, USA. *Marine Geology*, 232 (1-2), 63–86.
- Allard, J., Bertin, X., Chaumillon, E., Pouget, F.** (2008) Sand spit rhythmic development : A potential record of wave climate variations? Arçay Spit, western coast of France. *Marine Geology*, 253 (3-4), 107–131.
- Allen, J. R. L.** (1982). Sedimentary structures, their character and physical basis. Vol. 1 of ISSN. Elsevier, Amsterdam.
- Almeida, L. P., Masselink, G., McCall, R., Russell, P.** (2017) Storm overwash of a gravel barrier : Field measurements and XBeach-G modelling. *Coastal Engineering*, 120, 22–35.
- Anthony, E. J.** (2000) Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme estuary and Belgium. *Geological Society, London, Special Publications*, 175 (1), 87–97.
- Anthony, E. J.** (2002) Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*, 187 (3-4), 221–234.
- Anthony, E. J.** (2008). Gravel beaches and barriers. In : **Anthony, E. J.** (Ed.), *Shore Processes and Their Palaeoenvironmental Applications*. Elsevier Ch. 6, pp. 289–324.
- Anthony, E. J.** (2015). Environmental control : Geology and sediments. In : **Masselink, G., Gehrels, R.** (Eds.), *Coastal Environments and Global Change*. John Wiley & Sons, Ltd Ch. 3, pp. 52–78.
- Archer, A. W.** (2013) World's highest tides : Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology*, 284-285, 1–25.
- Ashton, A. D., Giosan, L.** (2011) Wave-angle control of delta evolution. *Geophysical Research Letters*, 38 (13), 6.

- Ashton, A. D., Nienhuis, J., Ells, K.** (2016) On a neck, on a spit : controls on the shape of free spits. *Earth Surface Dynamics*, 4 (1), 193–210.
- Auffret, J., Alduc, D., Larssonneur, C., Smith, A.** (1980) Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanographique*, 56, 21–35.
- Auffret, J. P., Alduc, D.** (1977) Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 14 (4), 71–75.
- Augris, C., Clabaut, P., Costa, S., Gourmelon, F., Latteux, B.** (2004) Evolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France). *Edition Ifremer, Conseil Général de la Seine-Maritime, EDF*, 158.
- Austin, M. J., Buscombe, D.** (2008) Morphological change and sediment dynamics of the beach step on a macrotidal gravel beach. *Marine Geology*, 249 (3), 167–183.
- Austin, M. J., Masselink, G.** (2006) Observations of morphological change and sediment transport on a steep gravel beach. *Marine Geology*, 229 (1-2), 59–77.
- Austin, M. J., Masselink, G.** (2006) Swash–groundwater interaction on a steep gravel beach. *Continental Shelf Research*, 26 (20), 2503–2519.
- Bagnold, R. A.** (1940) Beach formation by waves : some model experiments in a wave tank. *Journal of the Institution of Civil Engineers*, 15 (1), 27–52.
- Baldock, T., Holmes, P.** (1999) Simulation and prediction of swash oscillations on a steep beach. *Coastal Engineering*, 36 (3), 219–242.
- Baldock, T., Holmes, P., Horn, D.** (1997) Low frequency swash motion induced by wave grouping. *Coastal Engineering*, 32 (2), 197–222.
- Bascom, W. N.** (1951) The relationship between sand size and beach-face slope. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 32 (6), 866–874.
- Bastide, J.** (2011) Morphodynamique et enjeux d'aménagement des franges littorales d'un estuaire macrotidal tempéré : La Baie de Somme, Picardie, France. PhD Thesis, University of Littoral Côte d'Opale, 332 p.
- Bastide, J., Anthony, E., Dolique, F.** (2007) Le littoral des Bas-Champs soumis aux risques perpétuels d'inondation. *IAHS-AISH publication*, 211–223.
- Bauer, B. O., Allen, J. R.** (1995) Beach steps : an evolutionary perspective. *Marine Geology*, 123 (3-4), 143–166.

- Bayle, P. M., Blenkinsopp, C. E., Conley, D., Masselink, G., Beuzen, T., Almar, R.** (2020) Performance of a dynamic cobble berm revetment for coastal protection, under increasing water level. *Coastal Engineering*, 159, 103712.
- Baynes, E. R., van de Lageweg, W. I., McLelland, S. J., Parsons, D. R., Aberle, J., Dijkstra, J., Henry, P.-Y., Rice, S. P., Thom, M., Moulin, F.** (2018) Beyond equilibrium : Re-evaluating physical modelling of fluvial systems to represent climate changes. *Earth-Science Reviews*, 181, 82–97.
- Beauchamp, J.** (1997). Maintien du trait de côte et accès aux ports sur le littoral picard. In : Actes du Colloques" Connaissance des milieux littoraux INTERREG". pp. 13–76.
- Belknap, D. F., Kraft, J. C.** (1985) Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. *Marine Geology*, 63 (1), 235 – 262.
- Bennett, M. R., Cassidy, N. J., Pile, J.** (2009) Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR) : Chesil beach, UK. *Geomorphology*, 104 (3-4), 218–229.
- Bergillos, R. J., Ortega-Sánchez, M., Masselink, G., Losada, M. A.** (2016) Morpho-sedimentary dynamics of a micro-tidal mixed sand and gravel beach, Playa Granada, southern Spain. *Marine Geology*, 379, 28–38.
- Bernabeu, A., Medina, R., Vidal, C.** (2003) Wave reflection on natural beaches : an equilibrium beach profile model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57 (4), 577–585.
- Berni, C., Barthélemy, E., Michallet, H.** (2013) Surf zone cross-shore boundary layer velocity asymmetry and skewness : An experimental study on a mobile bed. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118 (4), 2188–2200.
- Bertels, A., et al.** (1970) Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (4), 495–501.
- Beun, N., Robert, P.** (1985). Eléments dynamiques de la formation et de l'évolution de la plaine maritime. In : " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens pp. 28–53.
- Billy, J.** (2014) Morphologie et architecture d'une barrière composite paraglaciale : l'isthme de Miquelon-Langlade (N- O Atlantique). Ph.D. thesis University of Perpignan, 320 p.
- Billy, J., Robin, N., Hein, C. J., Certain, R., FitzGerald, D. M.** (2014) Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges : Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, 357, 53–71.

- Billy, J., Robin, N., Hein, C. J., Certain, R., FitzGerald, D. M.** (2015) Insight into the late Holocene sea-level changes in the NW Atlantic from a paraglacial beach-ridge plain south of Newfoundland. *Geomorphology*, 248, 134–146.
- Billy, J., Robin, N., Hein, C. J., FitzGerald, D. M., Certain, R.** (2018) Dominance of inherited geologic framework on the development of coastal barrier system. *Journal of Coastal Research*, 406–410.
- Bindelli, L., Kazimierski, L. D., Re, M.** (2020). Evaluación del potencial energético de las corrientes de marea en estuarios patagónicos mediante modelación numérica : Modelos numéricos y potencial energético. Tech. Rep. LHA 02-372-18 Instituto Nacional del Agua.
- Bird, E.** (2005). Barrier. In : **Schwartz, M. L.** (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 119–120.
- Bjørnsen, M., Clemmensen, L. B., Murray, A., Pedersen, K.** (2008) New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat : Optically Stimulated Luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark. *Boreas*, 37 (1), 157–168.
- Blewett, J. C., Holmes, P., Horn, D. P.** (2001). Swash Hydrodynamics on Sand and Shingle Beaches. In : *Coastal Engineering 2000*. American Society of Civil Engineers pp. 597–609.
- Bluck, B. J.** (1967) Sedimentation of beach gravels ; examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Research*, 37 (1), 128–156.
- Bluck, B. J.** (1998) Clast assembling, bed-forms and structure in gravel beaches. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*, 89 (04), 291–323.
- Bluck, B. J.** (2011) Structure of gravel beaches and their relationship to tidal range. *Sedimentology*, 58 (4), 994–1006.
- Bramato, S., Ortega-Sánchez, M., Mans, C., Losada, M. A.** (2012) Natural Recovery of a Mixed Sand and Gravel Beach after a Sequence of a Short Duration Storm and Moderate Sea States. *Journal of Coastal Research*, 28 (1), 89–101.
- Bristow, C., Jol, H.** (Eds.) (2003). *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society of London.
- Bristow, C. S., Pucillo, K.** (2006) Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL : the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology*, 53 (4), 769–788.

- Broquet, P., Aufret, J., Beun, N. eand Dupuis, C.** (1985) Notice explicative de la feuille Saint-Valery-sur-Somme-Eu à 1/50 000. *BRGM*.
- Broquet, P., Beun, N.** (1981) La sédimentation holocène dans les Bas-Champs de Cayeux (Somme). Evolution des lignes de rivage et du réseau hydrographique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 100 (C), 31–41.
- Brown, S. I., Dickson, M. E., Kench, P. S., Bergillos, R. J.** (2019) Modelling gravel barrier response to storms and sudden relative sea-level change using XBeach-G. *Marine Geology*, 410, 164–175.
- Bujalesky, G. G.** (2007) Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Geologica Acta : An international earth science journal*, 5 (4), 337–362.
- Bujalesky, G. G., Bonorino, G. G.** (2015). El Paramo Transgressive Gravel Spit, Tierra del Fuego, Argentina. In : Sand and Gravel Spits. Springer International Publishing, pp. 37–50.
- Buscombe, D., Masselink, G.** (2006) Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 79 (1-2), 33–52.
- Buynevich, I. V., Jol, H. M., FitzGerald, D. M.** (2009). Coastal environments. In : **Jol, H. M.** (Ed.), Ground Penetrating Radar Theory and Applications. Elsevier, Amsterdam Ch. 10, pp. 299–322.
- Campbell, C. V.** (1967) Lamina, Laminaset, Bed and Bedset. *Sedimentology*, 8 (1), 7–26.
- Cantat, O., Marie-Annick, B., Sandrine, H.** (2015). Profil environnemental de Basse-Normandie. DREAL Normandie. 75 p.
- Carr, A. P.** (1971) Experiments on Longshore Transport and Sorting of Pebbles : Chesil Beach, England. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 41 (4), 1084–1104.
- Carter, R. W. G.** (1986) The morphodynamics of beach-ridge formation : Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73 (3), 191 – 214.
- Carter, R. W. G.** (1988). Sea-Level Changes. In : **Carter, R. W. G.** (Ed.), Coastal Environments. Academic Press, London Ch. 6, pp. 245–279.
- Carter, R. W. G., Orford, J. D.** (1981) Overwash processes along a gravel beach in South-east Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6 (5), 413–426.
- Carter, R. W. G., Orford, J. D.** (1984) Coarse clastic barrier beaches : A discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics. *Marine Geology*, 60 (1-4), 377–389.

- Carter, R. W. G., Orford, J. D.** (1993) The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers : A short- and long-term perspective. *Journal of Coastal Research*, 158–179.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., Tucker, M. E.** (2011) Sequence stratigraphy : Methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44 (3), 173–245.
- Cavelier, C., Médioni, R.** (1980) Notice de la carte géologique à 1/250000, feuille Rouen n°4. *BRGM*, 45.
- Clemmensen, L. B., Nielsen, L.** (2010) Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223 (3), 281–290.
- Costa, S., Freire-Diaz, S., Di-Nocerra, L.** (2001) Le littoral haut-normand et picard : une gestion concertée. *Annales de Géographie*, 110 (618), 117–135.
- Costa, S., Lageat, Y., Hénaff, A.** (2006) The gravel beaches of north-west france and their contribution to the dynamic of the coastal cliff-shore platform system. *Annales de Géomorphologie/Annals of Geomorphology/Zeitschrift für Geomorphologie*, 144, 199–214.
- Costas, S., FitzGerald, D.** (2011) Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts) : The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. *Marine Geology*, 284 (1), 203–216.
- Craig, R. G., Loadman, C., Clement, B., Rusello, P. J., Siegel, E.** (2011). Characterization and testing of a new bistatic profiling acoustic Doppler velocimeter : The Vectrino-II. In : 2011 IEEE/OES 10th Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM). IEEE pp. 246–252.
- Curtiss, G. M., Osborne, P. D., Horner-Devine, A. R.** (2009) Seasonal patterns of coarse sediment transport on a mixed sand and gravel beach due to vessel wakes, wind waves, and tidal currents. *Marine Geology*, 259 (1), 73–85.
- da Fontoura Klein, A. H., de Menezes, J. T.** (2001) Beach Morphodynamics and Profile Sequence for a Headland Bay Coast. *Journal of Coastal Research*, 17 (4), 812–835.
- Dallery, F.** (1955). Les rivages de la Somme, autrefois, aujourd’hui et demain. Mémoires de la société d’émulation historique et littéraire d’Abbeville. Paris, Picard.
- Daly, J., McGeary, S., Krantz, D. E.** (2002) Ground-Penetrating Radar Investigation of a Late Holocene Spit Complex : Cape Henlopen, Delaware. *Journal of Coastal Research*, 18 (2), 274–286.

- Dashtgard, S. E., Gingras, M. K.** (2007) Tidal Controls on the Morphology and Sedimentology of Gravel-Dominated Deltas and Beaches : Examples from the Megatidal Bay of Fundy, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 77 (12), 1063–1077.
- Davidson, M. A., Bird, P. A., Bullock, G. N., Huntley, D. A.** (1994). Wave reflection : field measurements, analysis and theoretical developments. In : Coastal Dynamics94. ASCE pp. 642–655.
- Davies, J. L.** (1957) The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. *Australian Journal of Science*, 20, 105–111.
- Davies, J. L.** (1964) A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für geomorphologie*, 127–142.
- Davies, J. L.** (1980). Geographical variation in coastal development. 2nd Edition. Longman, New York.
- Davis, R. A., FitzGerald, D. M.** (2004). Beaches and Coasts 1st Edition. Blackwell Science Ltd.
- Davis, R. A., FitzGerald, D. M.** (2019). Beaches and Coasts. Wiley.
- Davis, W. M.** (1895) The outline of cape cod. *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, 31, 303.
- de San Román-Blanco, B. L., Coates, T. T., Holmes, P., Chadwick, A. J., Bradbury, A., Baldock, T. E., Pedrozo-Acuña, A., Lawrence, J., Grüne, J.** (2006) Large scale experiments on gravel and mixed beaches : Experimental procedure, data documentation and initial results. *Coastal Engineering*, 53 (4), 349–362.
- Dean, R. G., Dalrymple, R. A.** (2004). Coastal processes with engineering applications. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Dolique, F.** (1998) Dynamique morpho-sédimentaire et aménagements induits au sud de la baie de somme. Ph.D. thesis Université du Littoral, Dunkerque, 417 p.
- Dolique, F.** (1999) Le littoral des Bas-Champs de Cayeux (Somme) : conflits et controverses pour une stratégie de défense contre la mer. *Revue de géographie de Lyon*, 74 (1), 59–64.
- Dolique, F., Anthony, E. J.** (1999) Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets : la flèche de Cayeux (Picardie, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 5 (1), 23–38.

- Dougherty, A. J.** (2018) Prograded coastal barriers provide paleoenvironmental records of storms and sea level during late quaternary highstands. *Journal of Quaternary Science*, 33 (5), 501–517.
- Dubar, M., Anthony, E. J.** (1995) Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, 43 (3), 329–343.
- Dupont, J.-P.** (1981) Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux : le modèle de la Baie de Somme. Ph.D. thesis University of Rouen Normandie, 310 p.
- Engels, S., Roberts, M. C.** (2005) The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last holocene highstand : Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (6), 1052–1064.
- Etienne, S., Terry, J. P.** (2012) Coral boulders, gravel tongues and sand sheets : Features of coastal accretion and sediment nourishment by Cyclone Tomas on Taveuni Island, Fiji. *Geomorphology*, 175-176, 54–65.
- Evans, O. F.** (1942) The origin of spits, bars, and related structures. *The Journal of Geology*, 50 (7), 846–865.
- Faraci, C., Foti, E.** (2002) Geometry, migration and evolution of small-scale bedforms generated by regular and irregular waves. *Coastal Engineering*, 47 (1), 35–52.
- Forbes, D.** (2011). Glaciated Coasts. In : **Wolanski, E., McLusky, D.** (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Vol. 3. Academic Press, Waltham Ch. 9, pp. 223–243.
- Forbes, D. L.** (2005). Paraglacial Coasts. In : **Schwartz, M. L.** (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 760–762.
- Forbes, D. L., Orford, J. D., Carter, R. W. G., Shaw, J., Jennings, S. C.** (1995) Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126 (1-4), 63–85.
- Forbes, D. L., Taylor, R. B.** (1987). Coarse-Grained Beach Sedimentation under Paraglacial Conditions, Canadian Atlantic Coast. In : **Fitzgerald, D. M., Rosen, P. R.** (Eds.), *Glaciated Coasts*. Academic Press, London Ch. 3, pp. 51–86.
- Forbes, D. L., Taylor, R. B., Orford, J. D., Carter, R. W. G., Shaw, J.** (1991) Gravel-barrier migration and overstepping. *Marine Geology*, 97 (3), 305–313.
- Fraser, C., Hill, P. R., Allard, M.** (2004) Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada. *Sedimentology*, 52 (1), 141–160.

- Fruergaard, M., Møller, I., Johannessen, P. N., Nielsen, L. H., Andersen, T. J., Nielsen, L., Sander, L., Pejrup, M.** (2015) Stratigraphy, evolution, and controls of a holocene transgressive–regressive barrier island under changing sea level : Danish north sea coast. *Journal of Sedimentary Research*, 85 (7), 820–844.
- Fruergaard, M., Tessier, B., Poirier, C., Mouazé, D., Weill, P., Noël, S.** (2019) Depositional controls on a hypertidal barrier-spit system architecture and evolution, Pointe du Banc spit, north-western France. *Sedimentology*, 67 (1), 502–533.
- Galloway, W. E., Hobday, D. K.** (1983). Approaches to genetic stratigraphic analysis. In : Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer US, pp. 5–23.
- Galvin, C. J.** (1968) Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 73 (12), 3651–3659.
- Gontz, A. M., Moss, P. T., Wagenknecht, E. K.** (2013) Stratigraphic Architecture of a Regressive Strand Plain, Flinders Beach, North Stradbroke Island, Queensland, Australia. *Journal of Coastal Research*, 30 (3), 575–585.
- Goslin, J., Clemmensen, L. B.** (2017) Proxy records of holocene storm events in coastal barrier systems : Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews*, 174, 80–119.
- Grasso, F.** (2009) Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Ph.D. thesis Université Joseph-Fourier-Grenoble I, 165 p.
- Guest, T.** (2020) Morpho-sedimentary dynamics of a megatidal, mixed sand-gravel beach. Ph.D. thesis Dalhousie University, 166 p.
- Guest, T. B., Hay, A. E.** (2021) Small-scale morpho-sedimentary dynamics in the swash zone of a megatidal mixed sand–gravel beach. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9 (4), 413.
- Hansom, J.** (2010). Other Atlantic Ocean Islands. In : **Bird, E. C. F.** (Ed.), *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 333–344.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J., Gienapp, A., Hasselmann, D., Kruseman, P., et al.** (1973) Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (jonswap). *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A*, 95.
- Hay, A. E., Zedel, L., Stark, N.** (2014) Sediment dynamics on a steep, megatidal, mixed sand–gravel–cobble beach. *Earth Surface Dynamics*, 2 (2), 443–453.

- Hayes, M. O.** (1975). Morphology of sand accumulation in estuaries : an introduction to the symposium. In : *Geology and Engineering*. Academic Press, pp. 3–22.
- Hayes, M. O.** (1980) General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, 26 (1-3), 139–156.
- Hayes, M. O.** (2005). Barrier. In : **Schwartz, M. L.** (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 117–119.
- Hein, C. J., Ashton, A. D.** (2020). Long-term shoreline morphodynamics : processes and preservation of environmental signals. In : **Jackson, D. W., Short, A. D.** (Eds.), *Sandy Beach Morphodynamics*. Elsevier Ch. 21, pp. 487–531.
- Henry, P.-Y., Aberle, J.** (2018) Protocols for scaling morphodynamics in time. *Hydralab + Deliverable D8.3*.
- Hill, P. R.** (1990) Coastal geology of the king point area, yukon territory, canada. *Marine Geology*, 91 (1), 93–111.
- Hine, A. C.** (1979) Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26 (3), 333–351.
- Holland, K. T., Elmore, P. A.** (2008) A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, 89 (3), 116–134.
- Homewood, P., Mauriaud, P., Lafont, F.** (2000). Best practices in sequence stratigraphy : for explorationists and reservoir engineers. Vol. 25. Editions Technip.
- Horn, D., Li, L.** (2006) Measurement and Modelling of Gravel Beach Groundwater Response to Wave Run-up : Effects on Beach Profile Changes. *Journal of Coastal Research*, 22 (5), 1241–1249.
- Huntley, D. A., Bowen, A. J.** (1975) Field observations of edge waves and their effect on beach material. *Journal of the Geological Society*, 131 (1), 69–81.
- IPCC** (2022). *Climate change 2022 : impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, In Press.
- Isla, F. I., Bujalesky, G. G.** (1993) Saltation on gravel beaches, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology*, 115 (3), 263–270.
- Isla, F. I., Bujalesky, G. G.** (2000) Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology*, 170 (1-2), 105–122.

- Isla, F. I., Bujalesky, G. G.** (2008). Coastal Geology and Morphology of Patagonia and the Fuegian Archipelago. In : The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Elsevier, pp. 227–239.
- Isla, F. I., Bujalesky, G. G., Bértola, G. R., Iantanos, N., Estrada, E.** (2006) Typology of Argentine Beaches : Composition, Tidal Range and Wave Energy. *Journal of Coastal Research*, 375–378.
- Ivamy, M. C., Kench, P. S.** (2006) Hydrodynamics and morphological adjustment of a mixed sand and gravel beach, Torere, Bay of Plenty, New Zealand. *Marine Geology*, 228 (1-4), 137–152.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R.** (2012) Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging : Architecture of a holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology*, 281, 59–74.
- Jamal, M., Simmonds, D., Magar, V.** (2014) Modelling gravel beach dynamics with XBeach. *Coastal Engineering*, 89, 20–29.
- Jennings, R., Shulmeister, J.** (2002) A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186 (3-4), 211–228.
- Jennings, S., Orford, J. D., Canti, M., Devoy, R. J. N., Straker, V.** (1998) The role of relative sea-level rise and changing sediment supply on holocene gravel barrier development : the example of Porlock, Somerset, UK. *The Holocene*, 8 (2), 165–181.
- Johnson, D. W.** (1919). Shore processes and shoreline development. Vol. 42. John Wiley & Sons, Incorporated, New York.
- Jol, H. M.** (Ed.) (2009). Ground Penetrating Radar : Theory and Applications. Elsevier, Amsterdam.
- Jol, H. M., Bristow, C. S.** (2003) GPR in sediments : advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. *Geological Society, London, Special Publications*, 211 (1), 9–27.
- Jol, H. M., Smith, D. G., Meyers, R. A.** (1996) Digital Ground Penetrating Radar (GPR) : A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, 12 (4), 960–968.
- Kamphuis, J. W.** (2002). Alongshore Transport Rate of Sand. In : Coastal Engineering 2002. World Scientific Publishing Company pp. 700–710.

- Kelley, J. T., Belknap, D. F., Walsh, J. A.** (2015). Tidal Flat-Barrier Spit Interactions in a Fetch-Limited, Macro-tidal Embayment, Lubec, Maine, USA. In : Sand and Gravel Spits. Springer International Publishing, pp. 195–216.
- Kim, D., Jo, J., Nam, S.-I., Choi, K.** (2022) Morphodynamic evolution of paraglacial spit complexes on a tide-influenced Arctic fjord delta (Dicksonfjorden, Svalbard). *Marine Geology*, 447, 106800.
- King, C. A. M., Cullagh, M. J. M.** (1971) A simulation model of a complex recurved spit. *The Journal of Geology*, 79 (1), 22–37.
- Kirk, R.** (1980) Mixed sand and gravel beaches : morphology, processes and sediments. *Progress in physical geography*, 4 (2), 189–210.
- Kokot, R. R.** (1999) Cambio climático y evolución costera en Argentina. Ph.D. thesis Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 254 p.
- Kokot, R. R.** (2010) Spit as indicators of waves provenance in the cost of Argentina. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 67 (1), 19–26.
- Kokot, R. R., Monti, A. A. J., Codignotto, J. O.** (2005) Morphology and Short-Term Changes of the Caleta Valdés Barrier Spit, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 21 (5), 1021–1030.
- Komar, P. D.** (1983). Beach processes and erosion - An introduction. In : **Komar, P. D., Moore, J. R.** (Eds.), CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. CRC Press, Incorporated, pp. 1–20.
- Komar, P. D.** (2011). Coastal Erosion Processes and Impacts : The Consequences of Earth's Changing Climate and Human Modifications of the Environment. In : **Wolanski, E., McLusky, D.** (Eds.), Treatise on Estuarine and Coastal Science. Vol. 3. Academic Press, Waltham Ch. 11, pp. 285–308.
- Kuhnle, R. A.** (1993) Incipient motion of sand-gravel sediment mixtures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119 (12), 1400–1415.
- Kulkarni, C. D., Levoy, F., Monfort, O., Miles, J.** (2004) Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK). *Continental Shelf Research*, 24 (11), 1203–1218.
- Lajoie, K. R.** (1986). Coastal tectonics. In : **Press, N. A.** (Ed.), Active Tectonic. National Academic Press, Washington DC, pp. 95–124.
- Lambeck, K., Chappell, J.** (2001) Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292 (5517), 679–686.

- Leatherman, S. P.** (1979) Beach and dune interactions during storm conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 12 (4), 281–290.
- Levoy, F., Anthony, E., Barousseau, J.-P., Howa, H., Tessier, B.** (1998) Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327 (12), 811–818.
- Levoy, F., Anthony, E., Monfort, O., Larsonneur, C.** (2000) The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171 (1), 39–59.
- Levoy, F., Monfort, O., Larsonneur, C.** (2001) Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France. *Continental Shelf Research*, 21 (6), 563–586.
- Lima, L., Dillenburg, S., Medeanic, S., Barboza, E., Rosa, M., Tomazelli, L., Dehnhardt, B., Caron, F.** (2013) Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 27–38.
- Lindhorst, S., Betzler, C., Hass, H. C.** (2008) The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight) : Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology*, 206 (1-4), 1–16.
- Lindhorst, S., Fürstenau, J., Hass, H. C., Betzler, C.** (2010) Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern North Sea). *Sedimentology*, 57 (4), 935–955.
- Lindhorst, S., Schutter, I.** (2014) Polar gravel beach-ridge systems : Sedimentary architecture, genesis, and implications for climate reconstructions (South Shetland Islands/Western Antarctic Peninsula). *Geomorphology*, 221, 187–203.
- López-Ruiz, A., Ortega-Sánchez, M., Baquerizo, A., Losada, M. Á.** (2014) A note on alongshore sediment transport on weakly curvilinear coasts and its implications. *Coastal Engineering*, 88, 143–153.
- López-Ruiz, A., Ortega-Sánchez, M., Losada, M. Á.** (2020). Mixed sand and gravel beaches. In : **Jackson, D. W. T., Short, A. D.** (Eds.), *Sand Beach Morphodynamics*. Elsevier Ch. 14, pp. 317–341.
- Lyard, F. H., Allain, D. J., Cancet, M., Carrère, L., Picot, N.** (2021) FES2014 global ocean tide atlas : design and performance. *Ocean Science*, 17 (3), 615–649.
- Lyell, C.** (1830). *Principles of Geology, Being An Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface, by Reference to Causes Now in Operation*. Vol. 1. John Murray, London.

- Mansard, E. P. D., Funke, E. R.** (1980) The measurement of incident and reflected spectra using a least squares method. *Coastal Engineering Proceedings*, 1 (17), 8.
- Martins, K., Blenkinsopp, C. E., Almar, R., Zang, J.** (2017) The influence of swash-based reflection on surf zone hydrodynamics : a wave-by-wave approach. *Coastal Engineering*, 122, 27–43.
- Mason, T. E.** (1997) Hydrodynamics and sediment transport on a macro-tidal, mixed (sand and shingle) beach. Ph.D. thesis University of Southampton, 255 p.
- Mason, T. E., Coates, T. T.** (2001) Sediment Transport Processes on Mixed Beaches : A Review for Shoreline Management. *Journal of Coastal Research*, 17 (3), 645–657.
- Mason, T. E., Voulgaris, G., Simmonds, D. J., Collins, M. B.** (1998) Hydrodynamics and Sediment Transport on Composite (Mixed Sand/Shingle) and Sand Beaches : A Comparison. *Coastal dynamics*, 48–57.
- Massari, F., Parea, G. C.** (1988) Progradational gravel beach sequences in a moderate-to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology*, 35 (6), 881–913.
- Masselink, G., Hughes, M.** (2003). An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Arnold, London.
- Masselink, G., Li, L.** (2001) The role of swash infiltration in determining the beachface gradient : a numerical study. *Marine Geology*, 176 (1), 139–156.
- Masselink, G., Russell, P., Blenkinsopp, C., Turner, I.** (2010) Swash zone sediment transport, step dynamics and morphological response on a gravel beach. *Marine Geology*, 274 (1), 50–68.
- Masselink, G., Short, A. D.** (1993) The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology : A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9 (3), 785–800.
- Masselink, G., Turner, I. L.** (2012) Large-scale laboratory investigation into the effect of varying back-barrier lagoon water levels on gravel beach morphology and swash zone sediment transport. *Coastal Engineering*, 63, 23–38 BARDEX : a large-scale laboratory study of gravel barrier dynamics.
- Matias, A., Blenkinsopp, C. E., Masselink, G.** (2014) Detailed investigation of overwash on a gravel barrier. *Marine Geology*, 350, 27–38.
- Matias, A., Williams, J. J., Masselink, G., Ferreira, Ó.** (2012) Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48–61.

- Matthews, E. R.** (1983) Measurements of beach pebble attrition in Palliser Bay, southern North Island, New Zealand. *Sedimentology*, 30 (6), 787–799.
- McCall, R., Masselink, G., Poate, T., Roelvink, J., Almeida, L., Davidson, M., Russell, P.** (2014) Modelling storm hydrodynamics on gravel beaches with XBeach-G. *Coastal Engineering*, 91, 231–250.
- McKay, P. J., Terich, T. A.** (1992) Gravel Barrier Morphology : Olympic National Park, Washington State, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 8 (4), 813–829.
- McLean, R. F., Kirk, R. M.** (1969) Relationships between grain size, size-sorting, and foreshore slope on mixed sand - shingle beaches. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 12 (1), 138–155.
- Meistrell, F.** (1966) The spit-platform concept : laboratory observation of spit development. *Spits and bars*, 225–284.
- Merletti, G. D., Steel, R. J., Olariu, C., Melick, J. J., Armitage, P. J., Shabro, V.** (2018) The last big marine transgression of the Western Interior Seaway : Almond Formation development from barrier spits across south Wyoming. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 763–782.
- Michel, C.** (2016) Morphodynamique et transferts sédimentaires au sein d'une baie mégatidale en comblement (Baie de Somme, Manche Est). Stratégie multi-échelles spatio-temporelles. PhD Thesis, Normandie University, 325 p.
- Migniot, C., Bellesort, B.** (1974). Bas-Champs de la Somme, protection contre la mer, étude sédimentologique complémentaire, étude sur plan des solutions de stabilisation. Tech. rep. Rapport LCHF pour la Direction Départementale de l'Environnement de la Somme, Abbeville, France. 55 p.
- Miller, I. M., Warrick, J. A., Morgan, C.** (2011) Observations of coarse sediment movements on the mixed beach of the Elwha Delta, Washington. *Marine Geology*, 282 (3), 201–214.
- Miller, M. C., McCave, I. N., Komar, P. D.** (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24 (4), 507–527.
- Miller, R. L.** (1976). Role of Vortices in Surf Zone Prediction : Sedimentation and Wave Forces. In : Beach and Nearshore Sedimentation. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 92–114.
- Milliman, J. D., Farnsworth, K. L.** (2013). River discharge to the coastal ocean : a global synthesis. Cambridge University Press.

- Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sangree, J. B. S.** (1977). Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In : **Payton, C.** (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 117–133.
- Montes, A., Bujalesky, G. G., Paredes, J. M.** (2018) Geomorphology and internal architecture of Holocene sandy-gravel beach ridge plain and barrier spits at Río Chico area, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 172–183.
- Morel, V.** (1999) évolutions morphosédimentaires de quelques cordons de galets du bassin de la Manche au cours du XXe siècle. *Revue de géographie de Lyon*, 74 (1), 45–57.
- Neal, A.** (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66 (3-4), 261–330.
- Neal, A., Pontee, N. I., Pye, K., Richards, J.** (2002) Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 49 (4), 789–804.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K.** (2003) Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology*, 162 (3-4), 167–198.
- Neal, A., Roberts, C. L.** (2000) Applications of ground-penetrating radar (gpr) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. *Geological Society, London, Special Publications*, 175 (1), 139–171.
- Nielsen, L., Bendixen, M., Kroon, A., Hede, M. U., Clemmensen, L. B., Weβling, R., Elberling, B.** (2017) Sea-level proxies in holocene raised beach ridge deposits (Greenland) revealed by ground-penetrating radar. *Scientific Reports*, 7 (1).
- Nielsen, L. H., Johannessen, P. N., Surlyk, F.** (1988) A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denmark. *Sedimentology*, 35 (6), 915–937.
- Oliver, T. S., Thom, B. G., Woodroffe, C. D.** (2016) Formation of beach-ridge plains : an appreciation of the contribution by Jack L. Davies. *Geographical Research*, 55 (3), 305–320.
- Orford, J.** (2005). Gravel barriers. In : **Schwartz, M.** (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Sciences*. Springer, pp. 491–492.
- Orford, J., Jennings, S., Pethick, J.** (2003). Extreme storm effect on gravel-dominated barriers. In : *Coastal Sediments' 03*. pp. 1–12.

- Orford, J. D.** (1975) Discrimination of particle zonation on a pebble beach. *Sedimentology*, 22 (3), 441–463.
- Orford, J. D., Anthony, E. J.** (2013). Coastal Gravel Systems. In : **Shroder, J. F.** (Ed.), *Treatise in Geomorphology*. Vol. 10. Academic Press, San Diego Ch. 9, pp. 245–266.
- Orford, J. D., Carter, R. W. G.** (1982) Crestal Overtop and Washover Sedimentation on a Fringing Sandy Gravel Barrier Coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 52.
- Orford, J. D., Carter, R. W. G.** (1985) Storm-generated dune armouring on a sand-gravel barrier system, Southeastern Ireland. *Sedimentary Geology*, 42 (1), 65–82.
- Orford, J. D., Carter, R. W. G.** (1995) Examination of mesoscale forcing of a swash-aligned, gravel barrier from Nova Scotia. *Marine Geology*, 126 (1-4), 201–211.
- Orford, J. D., Carter, R. W. G., Jennings, S. C.** (1991) Coarse clastic barrier environments : Evolution and implications for quaternary sea level interpretation. *Quaternary International*, 9, 87–104.
- Orford, J. D., Forbes, D. L., Jennings, S. C.** (2002) Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48 (1-3), 51–85.
- Orford, J. D., Jennings, S. C., Forbes, D. L.** (2001). Origin, development, reworking and breakdown of gravel-dominated coastal barriers in Atlantic Canada : future scenarios for the British coast. In : **Packham, J. R., Randall, R. E., Barnes, R. S. K., Neal, A.** (Eds.), *The Ecology and Geomorphology of Coastal Shingle*. Westbury Academic and Scientific, Publishers, Otley, pp. 23–55.
- Orford, J. D., Murdy, J. M., Wintle, A. G.** (2003) Prograded holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland : mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. *Marine Geology*, 194 (1-2), 47–64.
- Otvos, E. G.** (1964) Observation of beach cusp and beach ridge formation on the Long Island Sound. *Journal of Sedimentary Research*, 34 (3), 554–560.
- Otvos, E. G.** (2012) Coastal barriers — nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, 139-140, 39–52.
- Owens, P. N.** (2020) Soil erosion and sediment dynamics in the anthropocene : a review of human impacts during a period of rapid global environmental change. *Journal of Soils and Sediments*, 20 (12), 4115–4143.

- Pagán, J., López, M., López, I., Tenza-Abril, A., Aragonés, L.** (2018) Study of the evolution of gravel beaches nourished with sand. *Science of The Total Environment*, 626, 87–95.
- Pancrazzi, L., Weill, P., Tessier, B., Bot, S. L., Benoit, L.** (2022) Morphostratigraphy of an active mixed sand–gravel barrier spit (Baie de Somme, northern France). *Sedimentology*. In Press.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L.** (2009) The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews*, 97 (1-4), 1–43.
- Paphitis, D.** (2001) Sediment movement under unidirectional flows : an assessment of empirical threshold curves. *Coastal Engineering*, 43 (3-4), 227–245.
- Paphitis, D., Collins, M. B.** (2005) Sand grain threshold, in relation to bed 'stress history' : an experimental study. *Sedimentology*, 52 (4), 827–838.
- Pasquini, A. I., Depetris, P. J.** (2011) Southern Patagonia’s Perito Moreno Glacier, Lake Argentino, and Santa Cruz River hydrological system : An overview. *Journal of Hydrology*, 405 (1-2), 48–56.
- Peakall, J., Ashworth, P., Best, J.** (1996) Physical modelling in fluvial geomorphology : principles, applications and unresolved issues. *The scientific nature of geomorphology*, 221–253.
- Pellerin Le Bas, X.** (2018) Morphodynamique des deltas de jusant et des flèches sableuses en domaine macrotidal : les embouchures de l’Orne et de la Dive. Ph.D. thesis Université de Caen, 383 p.
- Penland, S., Boyd, R., Sut, J. R.** (1988) Transgressive depositional systems of the mississippi delta plain : A model for barrier shoreline and shelf sand development. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 58.
- Petersen, D., Deigaard, R., Fredsøe, J.** (2008) Modelling the morphology of sandy spits. *Coastal Engineering*, 55 (7), 671–684 human Interaction with Large Scale Coastal Morphological Evolution.
- Petrov, V. A.** (1989) The differentiation of material on gravel beaches. *Oceanology*, 29 (2), 208–212.
- Petruzzelli, V., Garcia, V. G., i Cobos, F. X. G., Petrillo, A. F.** (2013) On the use of light-weight materials in small-scale mobile bed physical models. *Journal of Coastal Research*, 165, 1575–1580.

- Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E.** (1999). The Argentina Estuaries : A Review. In : Estuaries of South America. Springer Berlin Heidelberg, pp. 101–132.
- Pilkey, O. H., Neal, W. J., Kelley, J. T., Cooper, J. A. G.** (2011). The World's Beaches : A Global Guide to the Science of the Shoreline 1st Edition. University of California Press.
- Pirazzoli, P. A.** (1991). World atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier Oceanography Series, 58. Elsevier.
- Pitman, S. J., Jol, H. M., Shulmeister, J., Hart, D. E.** (2019) Storm response of a mixed sand gravel beach ridge plain under falling relative sea levels : A stratigraphic investigation using ground penetrating radar. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (8), 1610–1617.
- Plater, A., Stupples, P., Roberts, H.** (2009) Evidence of episodic coastal change during the Late Holocene : The Dungeness barrier complex, SE England. *Geomorphology*, 104 (1-2), 47–58.
- Plattner, A. M.** (2020) GPRPy : Open-source ground-penetrating radar processing and visualization software. *The Leading Edge*, 39 (5), 332–337.
- Poirier, C., Tessier, B., Chaumillon, É., Bertin, X., Fruergaard, M., Mouazé, D., Noël, S., Weill, P., Wöppelmann, G.** (2017) Decadal changes in north atlantic atmospheric circulation patterns recorded by sand spits since 1800 CE. *Geomorphology*, 281, 1–12.
- Pollard, J. A., Christie, E. K., Spencer, T., Brooks, S. M.** (2022) Gravel barrier resilience to future sea level rise and storms. *Marine Geology*, 444, 106709.
- Pontee, N.** (1995) The Morphodynamics and Sedimentary Architecture of Mixed Sand and Gravel Beaches, Suffolk, UK. Ph.D. thesis Department of Sedimentology, University of Reading, 509 p.
- Pontee, N. I., Pye, K., Blott, S. J.** (2004) Morphodynamic Behaviour and Sedimentary Variation of Mixed Sand and Gravel Beaches, Suffolk, UK. *Journal of Coastal Research*, 20 (1), 256–276.
- Postma, G., Nemec, W.** (1990) Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete. *Sedimentology*, 37 (5), 907–920.
- Powell, K.** (1990). Predicting short term profile response for shingle beaches. Tech. Rep. SR 219 Hydraulics Research Wallingford.
- Powell, K. A.** (1988) The dynamic response of shingle beaches to random waves. *Coastal Engineering Proceedings*, 1 (21), 130.

- Quick, M. C., Dyksterhuis, P.** (1994). Cross-shore transport for beaches of mixed sand and gravel. In : International Symposium : Waves—Physical and Numerical Modeling. Canadian Society of Civil Engineers pp. 1443–1452.
- Redman, J. B.** (1852) On the alluvial formations, and the local changes, of the south coast of England. *Minutes of the Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 11 (1852), 162–204.
- Regnauld, H., Costa, S., Musereau, J.** (2015). Spits on the french atlantic and channel coasts : Morphological behaviour and present management policies. In : Sand and Gravel Spits. Springer International Publishing, pp. 247–258.
- Regrain, R.** (1981) Un essai géographique sur la genèse des marais littoraux de picardie. *Hommes et Terres du Nord*, 2 (1), 34–42.
- Rieux, A.** (2018) Transport sédimentaire et architecture de barrières littorales silico-bioclastiques : une approche par modélisation physique. Ph.D. thesis Université de Caen Normandie, 193 p.
- Riggs, S. R., Cleary, W. J., Snyder, S. W.** (1995) Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, 126 (1-4), 213–234.
- Robin, N.** (2007) Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : étude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D. thesis Université de Caen, 539 p.
- Robin, N., Levoy, F., Anthony, E. J., Monfort, O.** (2020) Sand spit dynamics in a large tidal-range environment : Insight from multiple LiDAR, UAV and hydrodynamic measurements on multiple spit hook development, breaching, reconstruction, and shoreline changes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45 (11), 2706–2726.
- Robin, N., Levoy, F., Monfort, O.** (2009) Short term morphodynamics of an intertidal bar on megatidal ebb delta. *Marine Geology*, 260 (1), 102 – 120.
- Rocha, M. V. L. M. d.** (2016) Observation et modélisation des ondes infra-gravitaires et des non-linéarités des vagues en milieu littoral. Ph.D. thesis Université Grenoble Alpes (France) & Universidade de Aveiro (Portugal), 182 p.
- Roy, P. S., Cowell, P. J., Ferland, M. A., Thom, B. G.** (1994). Wave dominated coast. In : **Carter, R. W. G., Woodroffe, C. D.** (Eds.), Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 121–186.
- Sacomani, L. E., Panza, J. L. A., Pezzuchi, H. D., Parisi, C., Pichersky, G., Franchi, M.** (2012). Hojas Geológicas 5169-i Puerto Coig y 5169-ii Puerto Santa Cruz.

- Sánchez-Badorrey, E., Losada, M. A., Rodero, J.** (2008) Sediment transport patterns in front of reflective structures under wind wave-dominated conditions. *Coastal Engineering*, 55 (7), 685–700.
- Sanders, D.** (2000) Rocky shore-gravelly beach transition, and storm/post-storm changes of a Holocene gravelly beach (Kos Island, Aegean Sea) : stratigraphic significance. *Facies*, 42 (1), 227–243.
- Schindler, R. J., Robert, A.** (2005) Flow and turbulence structure across the ripple-dune transition : an experiment under mobile bed conditions. *Sedimentology*, 52 (3), 627–649.
- Scoffin, T. P.** (1993) The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs*, 12 (3-4), 203–221.
- Seminack, C. T., Buynevich, I. V.** (2013) Sedimentological and geophysical signatures of a relict tidal inlet complex along a wave-dominated barrier : Assateague island, maryland, u.s.a. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (2), 132–144.
- Serman & Asociados** (2018). Estudio del Impacto Ambiental Aprovechamientos Hidroeléctricos del río Santa Cruz (Presidente Dr. Néstor C. Kirchner y Gdor. Jorge Cepernic), Provincia de Santa Cruz. actualización. Tech. rep. Represas Patagonia. ELING CGGC HCSA UTE.
- Shah-Hosseini, M., Ghanavati, E., Morhange, C., Beni, A. N., Lahijani, H. A., Hamzeh, M. A.** (2018) The evolution of Chabahar beach ridge system in SE Iran in response to Holocene relative sea level changes. *Geomorphology*, 318, 139–147.
- Shan, X., Yu, X., Clift, P. D., Tan, C., Jin, L., Li, M., Li, W.** (2015) The ground penetrating radar facies and architecture of a paleo-spit from huangqihai lake, north china : Implications for genesis and evolution. *Sedimentary Geology*, 323, 1 – 14.
- Shawler, J. L., Ciarletta, D. J., Connell, J. E., Boggs, B. Q., Lorenzo-Trueba, J., Hein, C. J.** (2021) Relative influence of antecedent topography and sea-level rise on barrier-island migration. *Sedimentology*, 68 (2), 639–669.
- Shawler, J. L., Seminack, C., DeMarco, K. R., Hein, C. J., Petruny, L. M.** (2017). Records of Coastal Change within a Progradational, Wave-Dominated Barrier Island : Morphostratigraphic Framework of the Southern Recurved Spit of Assateague Island, VA. In : AGU Fall Meeting Abstracts. Vol. 2017. pp. EP23A–1917.
- Shepard, F. P.** (1952) Revised nomenclature for depositional coastal features. *AAPG Bulletin*, 36.

- Sherman, D. J., Orford, J. D., Carter, R. W. G.** (1993) Development of cusp-related, gravel size and shape facies at Malin Head, Ireland. *Sedimentology*, 40 (6), 1139–1152.
- Shields, A.** (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. translated from "Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik un der Turbulenz-forschung auf die Geschiebebewegung" by w.p. Ott and j.c. van Uchelen. Tech. Rep. 167 California Institute of Technology.
- SHOM** (2017) References altimétriques maritimes ports de france métropolitaine et d'outre-mer. *Cotes du Zéro Hydrographique et Niveaux Caractéristiques de la Marée*, 120.
- Short, A. D.** (1991) Macro-Meso Tidal Beach Morphodynamics : An Overview. *Journal of Coastal Research*, 7 (2), 417–436.
- Shulmeister, J., Kirk, R.** (1993) Evolution of a mixed sand and gravel barrier system in North Canterbury, New Zealand, during Holocene sea-level rise and still-stand. *Sedimentary Geology*, 87 (3), 215–235.
- Shulmeister, J., Kirk, R. M.** (1997) Holocene fluvial-coastal interactions on a mixed sand and sand and gravel beach system, North Canterbury, New Zealand. *Catena*, 30 (4), 337–355.
- Silvester, R.** (1969) Beach profiles and littoral drift assessment. *La Houille Blanche*, 55 (6), 615–622.
- Simm, J. D., Brampton, A. H., Beech, N. W., Brooke, J. S.** (1996). Beach Management Manual. CIRIA, London.
- Simms, A. R., Anderson, J. B., Blum, M.** (2006) Barrier-island aggradation via inlet migration : Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 187 (1), 105–125.
- Simpson, D. P.** (2005). Gravel beaches. In : **Schwartz, M. L.** (Ed.), Encyclopedia of Coastal Science. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 492–494.
- Smith, D. G., Simpson, C. J., Jol, H. M., Meyers, R. A., Currey, D. R.** (2003) GPR stratigraphy used to infer transgressive deposition of spits and a barrier, Lake Bonneville, Stockton, Utah, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 211 (1), 79–86.
- Sneed, E. D., Folk, R. L.** (1958) Pebbles in the Lower Colorado River, Texas a Study in Particle Morphogenesis. *The Journal of Geology*, 66 (2), 114–150.

- SOGREAH** (1995). Littoral des Bas-Champs : présentation générale, solution de protection. Tech. rep. Direction Départementale de l'Équipement de la Somme, Abbeville, France. 41 p.
- Soloy, A., Turki, I., Fournier, M., Costa, S., Peuziat, B., Lecoq, N.** (2020) A Deep Learning-Based Method for Quantifying and Mapping the Grain Size on Pebble Beaches. *Remote Sensing*, 12 (21), 3659.
- Soulsby, R.** (1997). Dynamics of marine sands. Thomas Telford Publishing.
- Stark, N., Hay, A. E.** (2016) Pebble and cobble transport on a steep, mega-tidal, mixed sand and gravel beach. *Marine Geology*, 382, 210–223.
- Stépanian, A., Levoy, F.** (2003) Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta*, 26 (2), 167–177.
- Stéphan, P., Suanez, S. S., Fichaut, B.** (2012) Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier (Brittany, France). *Shore and beach*, 80 (1), 19–36.
- Suanez, S., Stéphan, P., Autret, R., Houron, J., Floc'h, F., David, L., Ammann, J., Accensi, M., André, G., Guyader, D. L., Cancouët, R.** (2022) Catastrophic overwash and rapid retreat of a gravel barrier spit during storm events (Sillon de Talbert, North Brittany, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 47 (8), 2024–2043.
- Suanez, S., Stéphan, P., Floc'h, F., Autret, R., Fichaut, B., Blaise, E., Houron, J., Ammann, J., Grandjean, P., Accensi, M., André, G., Ardhuin, F.** (2018) Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological changes leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 24 (4), 403–428.
- Tamura, T.** (2012) Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114 (3), 279–297.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., Saito, Y.** (2008) Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248 (1), 11–27.
- Tanaka, A. P. B., Giannini, P. C. F., Fornari, M., Nascimento Jr, D., Sawakuchi, A. O., Rodrigues, S. I., Menezes, P. M. L., De Blasis, P., Porsani, J. L.** (2009) A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC) : evolução sedimentar inferida a partir de georradar (gpr), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, 39 (4), 750–766.

- Tillmann, T., Wunderlich, J.** (2013) Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation : Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. *Journal of Coastal Research*, 65, 600–605.
- Tran-Thanh, T.** (2011) Morphodynamics of seasonally closed coastal inlets at the central coast of vietnam. Ph.D. thesis University of Thuyloi, 192 p.
- Turner, I. L., Masselink, G.** (2012) Coastal gravel barrier hydrology — Observations from a prototype-scale laboratory experiment (BARDEX). *Coastal Engineering*, 63, 13–22.
- Turner, I. L., Rau, G. C., Austin, M. J., Andersen, M. S.** (2016) Groundwater fluxes and flow paths within coastal barriers : Observations from a large-scale laboratory experiment (BARDEX II). *Coastal Engineering*, 113, 104–116.
- van Heteren, S.** (2015). Barrier systems. In : **Masselink, G., Gehrels, R.** (Eds.), *Coastal Environments and Global Change*. John Wiley & Sons, Ltd Ch. 9, pp. 194–226.
- van Rijn, L. C.** (1998). *Principles of Coastal Morphology*. Aqua Publications.
- van Rijn, L. C.** (2014) A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle. *Coastal Engineering*, 90, 23–39.
- van Wellen, E., Chadwick, A. J., Mason, T. E.** (2000) A review and assessment of long-shore sediment transport equations for coarse-grained beaches. *Coastal Engineering*, 40 (3), 243–275.
- Warrick, J. A., George, D. A., Gelfenbaum, G., Ruggiero, P., Kaminsky, G. M., Beirne, M.** (2009) Beach morphology and change along the mixed grain-size delta of the dammed Elwha River, Washington. *Geomorphology*, 111 (3), 136–148.
- Weill, P.** (2010) Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ. Ph.D. thesis Université de Caen, 232 p.
- Weill, P., Dominique, M., Tessier, B.** (2013) Internal architecture and evolution of bioclastic beach ridges in a megatidal chenier plain : Field data and wave flume experiment. *Sedimentology*, 60 (5), 1213–1230.
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., Norgeot, C.** (2012) Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) — Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology*, 279, 173–186.
- Wilcock, P. R., Kenworthy, S. T., Crowe, J. C.** (2001) Experimental study of the transport of mixed sand and gravel. *Water Resources Research*, 37 (12), 3349–3358.

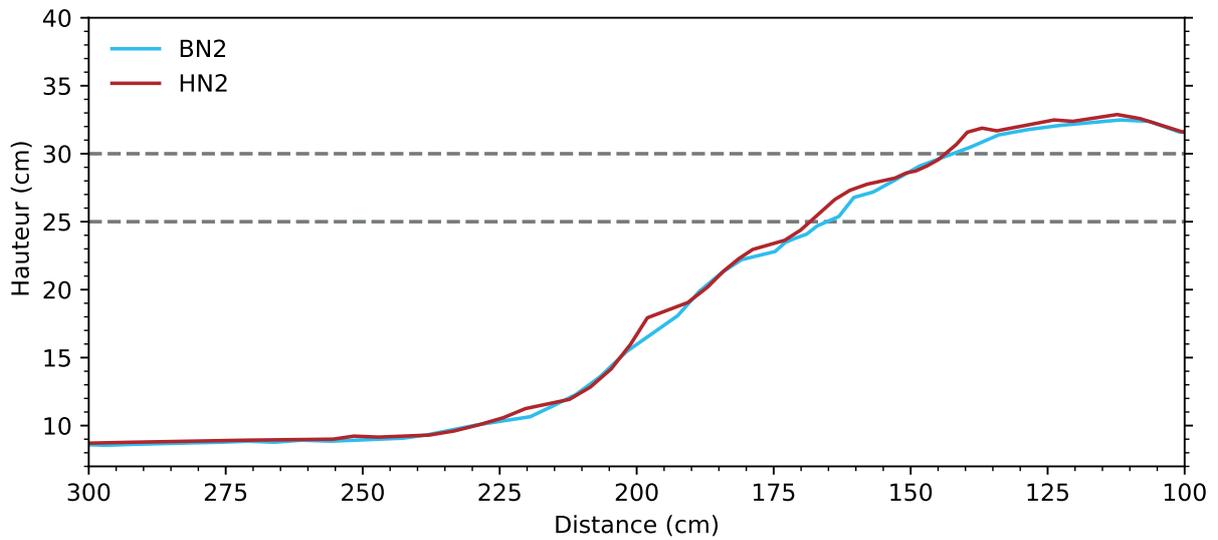
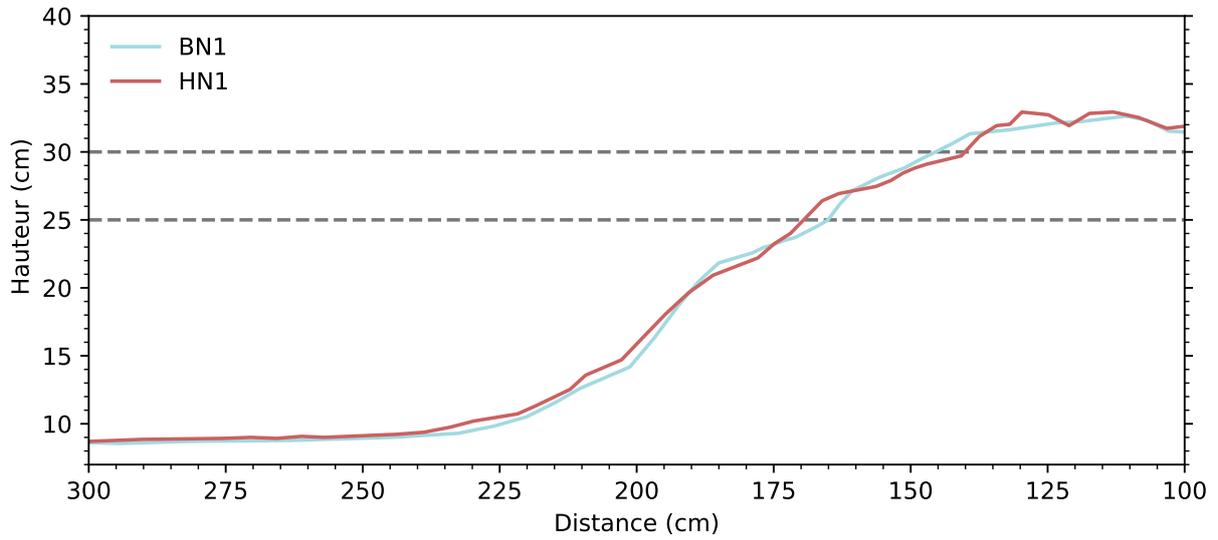
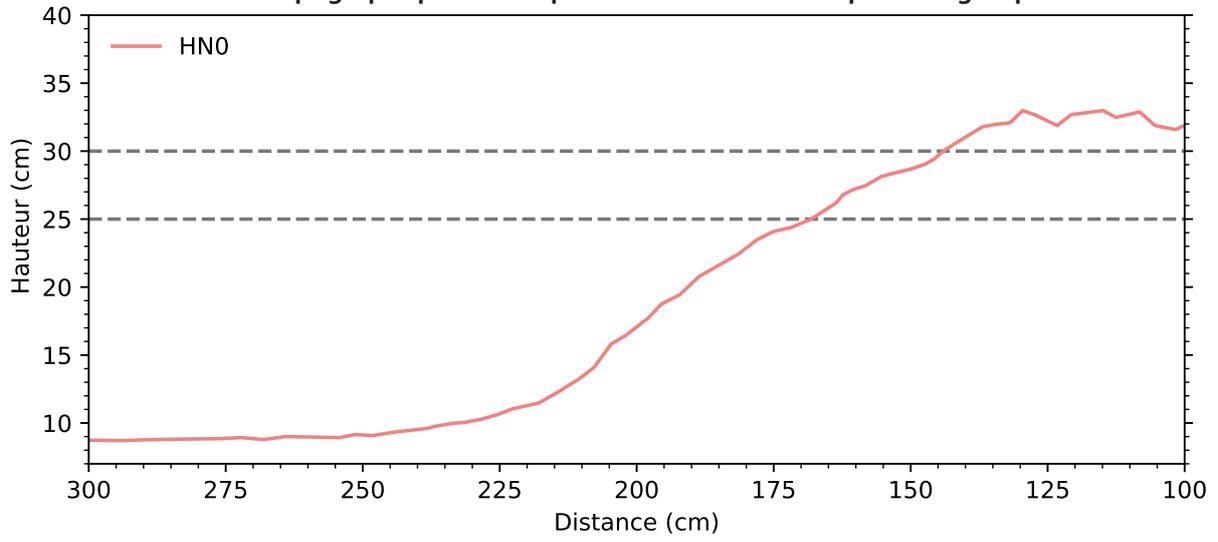
- Williams, J., Buscombe, D., Masselink, G., Turner, I., Swinkels, C.** (2012) Barrier dynamics experiment (BARDEX) : Aims, design and procedures. *Coastal Engineering*, 63, 3–12.
- Williams, J., Masselink, G., Buscombe, D., Turner, I., Matias, A., Ferreira, Ó., Bradbury, A., Metje, N., Coates, L., Chapman, D., Thompson, C., Albers, T., Pan, S.** (2009) Bardex (Barrier Dynamics Experiment) : Taking the Beach into the Laboratory. *Journal of Coastal Research*, 158–162.
- Williams, J. J., de Alegría-Arzaburu, A. R., McCall, R. T., Dongeren, A. V.** (2012) Modelling gravel barrier profile response to combined waves and tides using XBeach : Laboratory and field results. *Coastal Engineering*, 63, 62–80.
- Woodruff, J. D., Venti, N. L., Mabee, S. B., DiTroia, A. L., Beach, D.** (2021) Grain size and beach face slope on paraglacial beaches of New England, USA. *Marine Geology*, 438, 106527.
- Wright, E., Kruse, S., Forman, S., Harris, M.** (2018) Millennial scale development of a southeastern united states spit. *Journal of Coastal Research*, 342, 255–271.
- Wright, L., Short, A.** (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis. *Marine Geology*, 56 (1-4), 93–118.
- Wright, L. D., Thom, B. G.** (1977) Coastal depositional landforms : a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, 1 (3), 412–459.
- Zenkovitch, V. P.** (1967). Processes of coastal development. Oliver and Boyd, Edinburgh, UK.

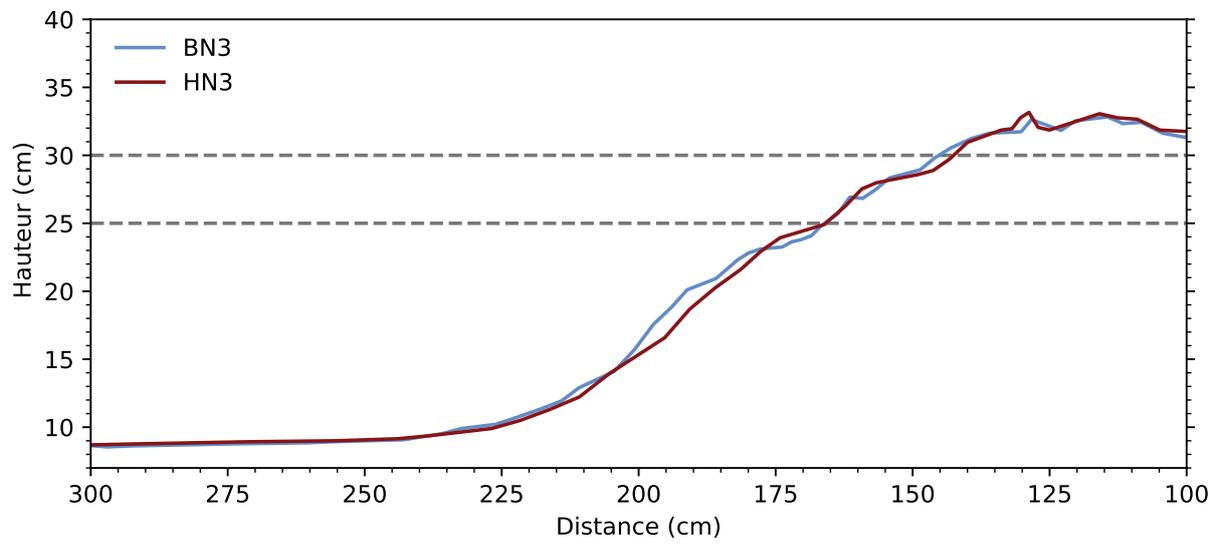
Annexe A

Relevés topographiques réalisés en canal à houle

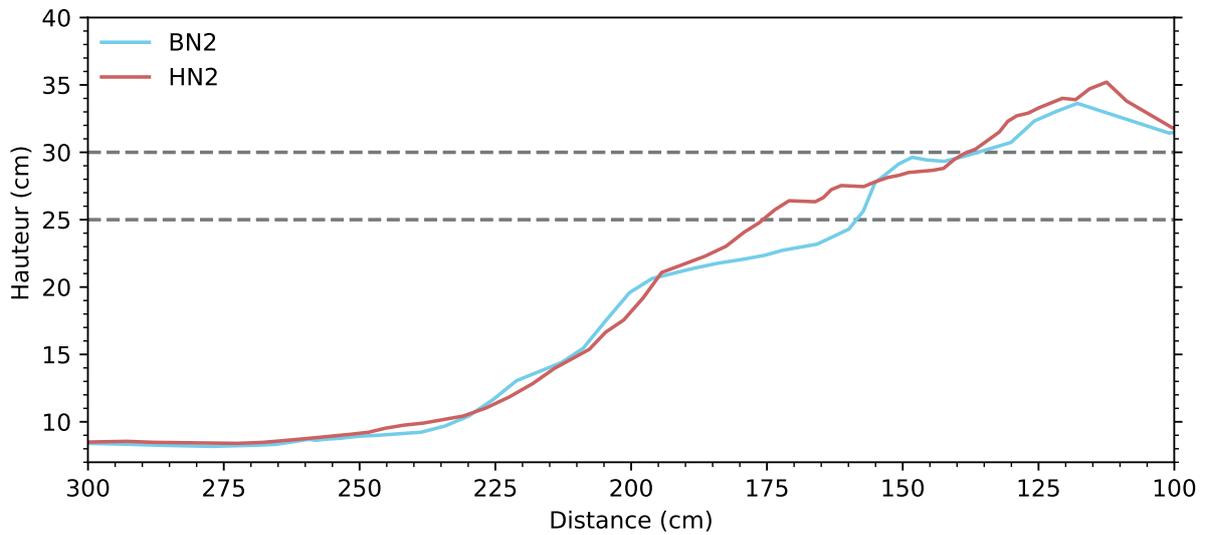
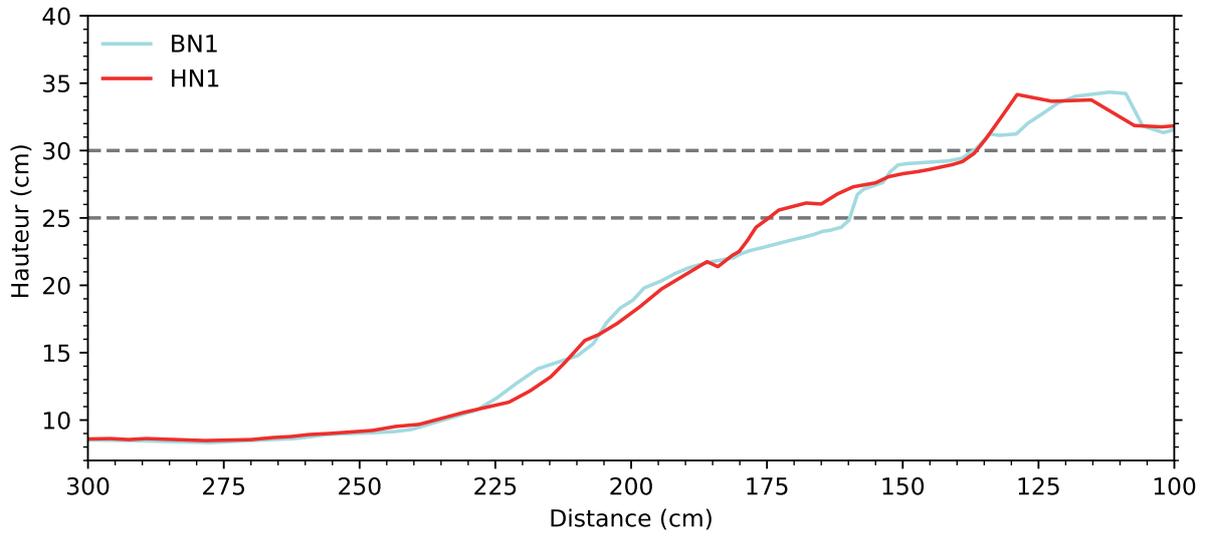
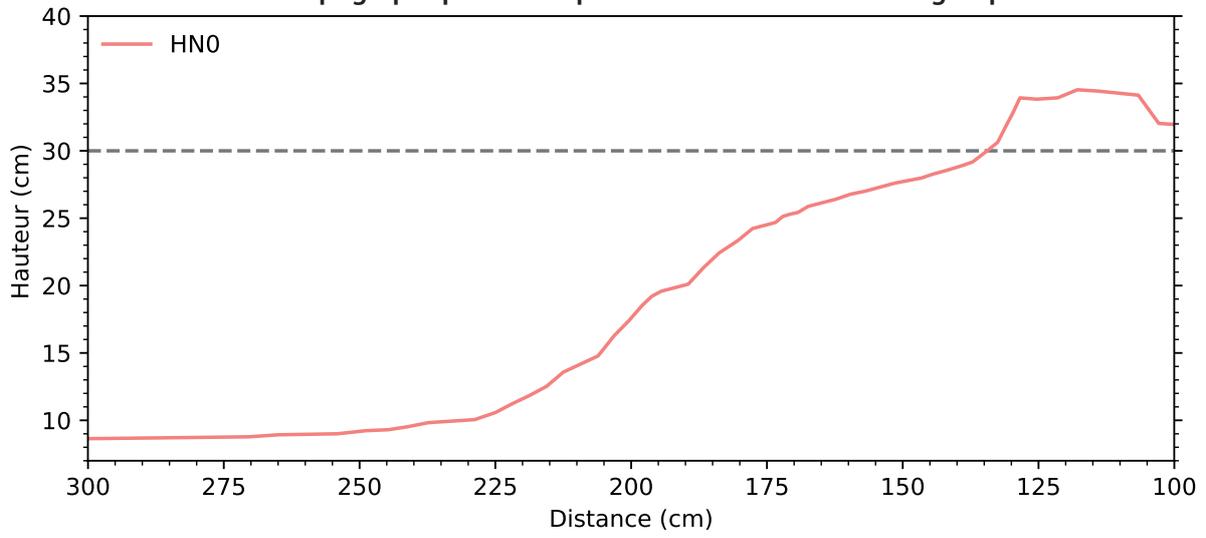
Relevés topographiques du profil de plage constitué uniquement de granules PET lors des expériences menées en conditions de houle peu énergétiques (Fig. II.13, Fig. II.14) et en conditions de houle énergétiques (Fig. II.15, Fig. II.16). À partir du stade initial HNO, les relevés topographiques sont présentés par groupes de deux : Bas Niveau d'eau (BNx) et Haut Niveau d'eau (HNx). L'écart de temps entre chaque relevé est de 25 minutes.

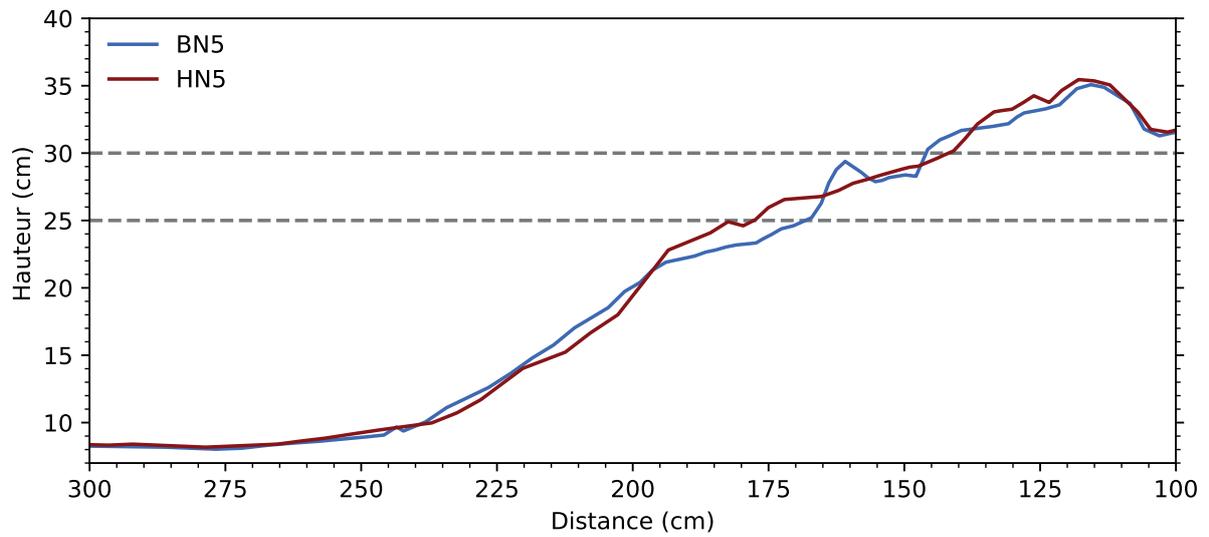
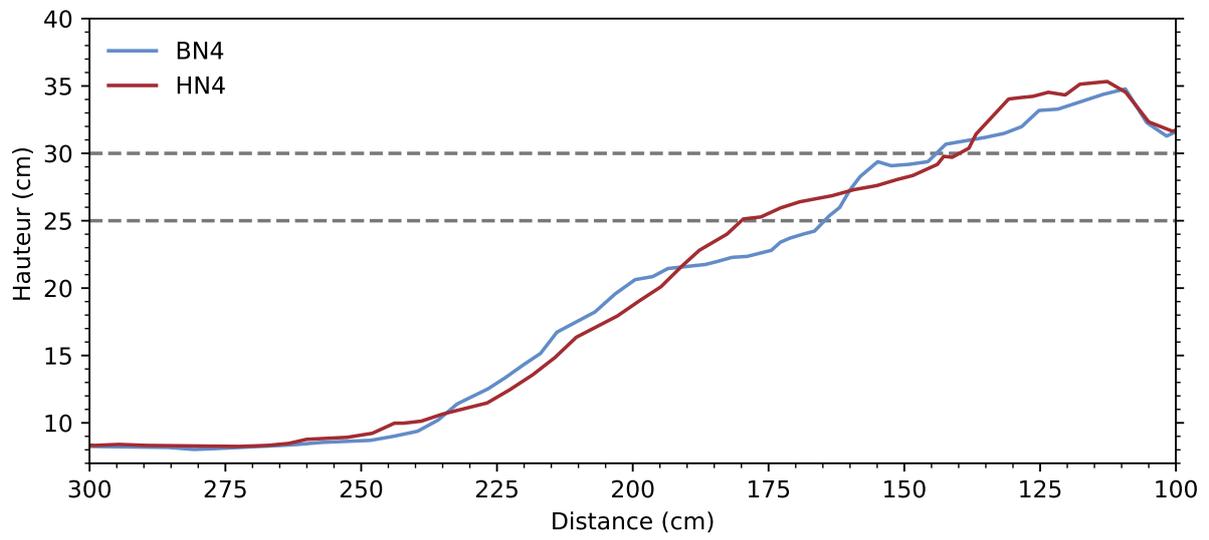
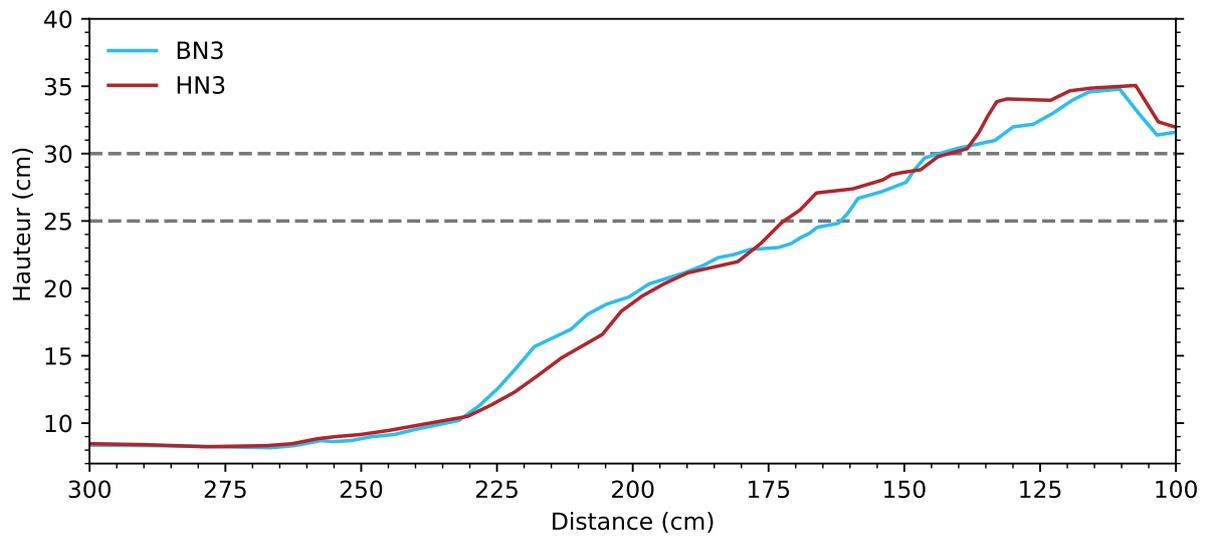
Relevés topographiques des expériences en conditions peu énergétiques





Relevés topographiques des expériences en conditions énergétiques



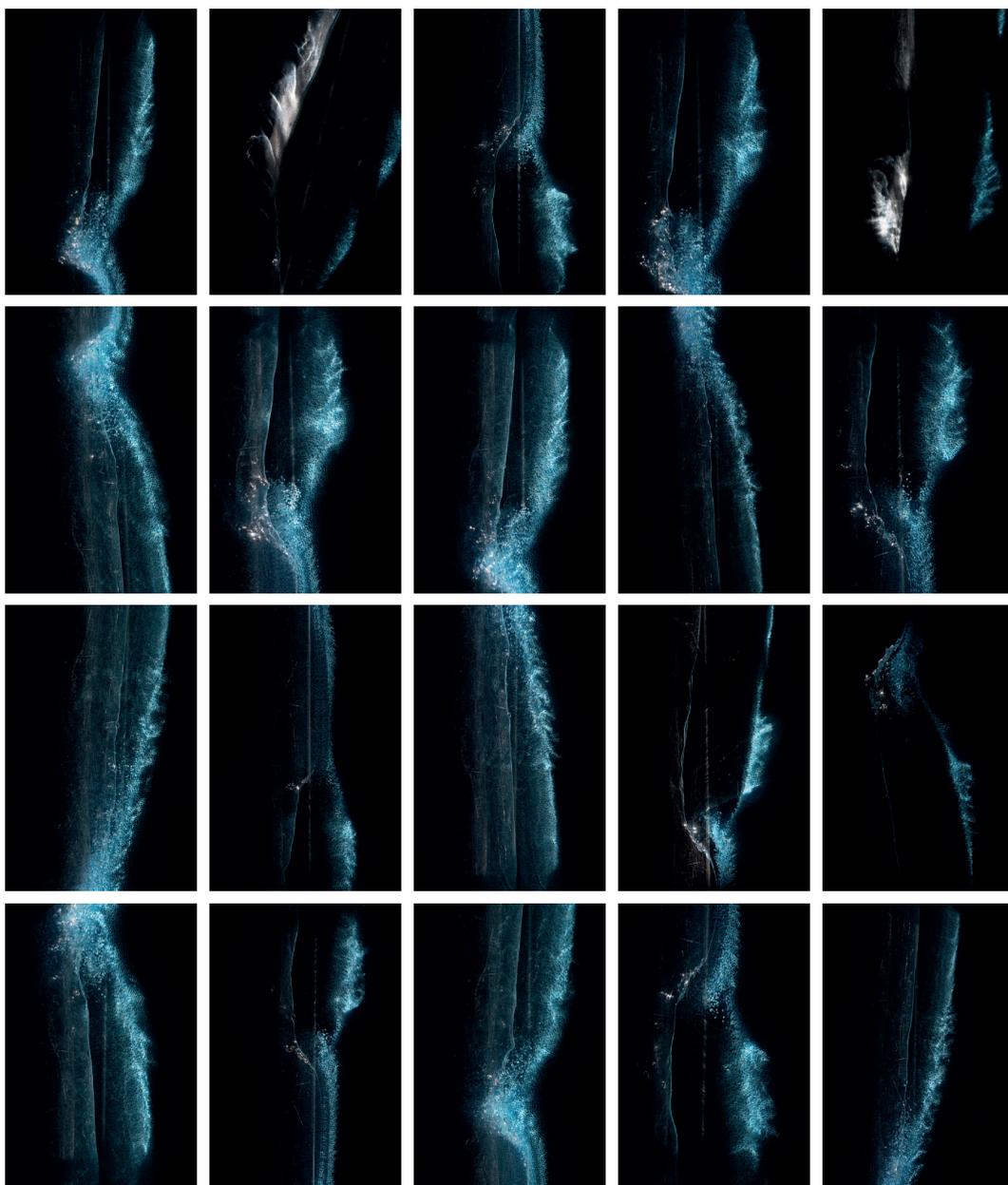


Annexe B

Montage photographique des expériences en canal à houle

Ce montage photographique est une création artistique réalisée par Sarah Ritter lors des expériences en canal à houle menées dans le laboratoire M2C. Les différentes photographies mettent en valeur la mobilité des granules PET au niveau de la plage.

© Sarah Ritter
Montage
photographique
des expériences en
canal à houle
avec les granules PET



Dynamique et structure interne de barrières littorales sablo-graveleuses en environnement hypertidal. Approches expérimentale et in-situ

L'objectif de la thèse est d'approfondir les connaissances existantes sur le comportement morphodynamique et l'enregistrement sédimentaire des barrières littorales sablo-graveleuses en environnement hypertidal. Ces systèmes complexes présentent une forte variabilité granulométrique, des sources sédimentaires généralement restreintes, et une dynamique de houle variable et intermittente, liée à la translation rapide du niveau d'eau sur le profil de plage sous l'action de la marée. Les approches expérimentale et in-situ mises en œuvre permettent d'aborder la dynamique de ces barrières à différentes échelles spatio-temporelles, depuis les processus instantanés opérant sur le profil de plage, jusqu'à l'évolution pluri-décennale à centennale de systèmes de barrières complexes. La modélisation d'une plage de galets par des sédiments plastiques de faible densité a permis de montrer la réponse du profil de plage à divers scénarios de houle et de niveau d'eau, ainsi qu'au caractère bimodal du sédiment. Les données géoradar acquises sur différents types de barrière littorales dans les embouchures hypertidales de la Baie de Somme (France) et de l'estuaire du Santa Cruz (Argentine), ont permis de caractériser en détail leur architecture. La signature tidale est difficilement identifiable dans l'architecture des barrières mais certains indicateurs, comme la présence de bermes à des altitudes variables dans les beach ridges, ont pu être révélés. Une attention particulière a été portée sur les flèches littorales avec la réalisation d'un modèle de dépôt incluant la formation des crochons sédimentaires. L'analyse combinée de la stratigraphie et de l'évolution morphologique d'une flèche littorale s'est avérée utile pour en étudier les facteurs de contrôle, d'origine naturelle ou anthropique.

Mots clés : barrière littorale, galets, hypertidal, morphodynamique, architecture sédimentaire, géoradar, canal à houle

Dynamics and internal structure of sand-and-gravel coastal barriers in hypertidal environments. Experimental and in-situ approaches

The objective of the thesis is to extend the existing knowledge on the morphodynamic behaviour and sediment record of sand-and-gravel coastal barriers in hypertidal environments. These complex systems present a high grain size variability, usually restricted sedimentary sources, and variable and intermittent wave dynamics, linked to the rapid translation of the water level on the beach profile induced by the tide. The experimental and in-situ approaches implemented allow to study the dynamics of these sedimentary bodies at different spatio-temporal scales, from the instantaneous processes operating on the beach profile, to the multi-decadal to centennial evolution of complex barrier systems. The physical modelling of a gravel beach with low-density plastic sediment showed the response of the beach profile to various swell and water level scenarios, as well as to the bimodal character of the sediment. Ground-penetrating radar (GPR) data acquired on different types of coastal barriers in the hypertidal inlets of the Baie de Somme (France) and the Santa Cruz estuary (Argentina), allowed to characterize in detail their architecture. The tidal signature is difficult to identify in the architecture of the barriers, but some indicators, such as the presence of berms at varying elevations in beach ridges, could be revealed. A particular attention was paid to the barrier spits with the realization of a depositional model including the formation of sedimentary hooks. The combined analysis of the stratigraphy and of the morphological evolution of a barrier spit has proved to be useful to study their controlling factors, of natural or anthropogenic origin.

Keywords : coastal barrier, gravel, hypertidal, morphodynamics, sedimentary architecture, ground-penetrating radar, wave flume