



**Effets du retrait d'ouvrages rigides de protection côtière sur
la dynamique géomorphologique d'une plage de gravier,
Cap-des-Rosiers, Québec**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences (M.Sc.)

PAR

© **François Savoie-Ferron**

Mai 2025

Composition du jury :

Guillaume Marie, président du jury, Université du Québec à Rimouski

**Pascal Bernatchez, directeur de recherche, Université du Québec à
Rimouski**

**André Robichaud, examinateur externe, Université de Moncton, Campus de
Shippagan**

Dépôt final le 5 mai 2025

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

[... still gonna send it ! – Larry Enticer]

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur, Pascal Bernatchez, de m'avoir permis de réaliser un projet de maîtrise dans cette incroyable décor qu'est la plage de Cap-des-Rosiers. Les souvenirs des temps passés sur la plage, les baignades d'été et d'hiver et les « Sundays » aux confitures de framboises maison de la Molière resteront dans ma tête autant longtemps que j'en aurai une.

Merci à tous les collègues du LDGIZC pour les rires et l'entraide fournis. Merci à ma blonde Maryse d'avoir su adapter notre vie autour de ce retour aux études qu'était ma maîtrise.

Merci également au ministère de la Sécurité Publique du Québec pour le financement accordé à ce projet de recherche dans le « Cadre pour la prévention de sinistres 2013-2020 du gouvernement du Québec » [CPS 17-18-02].

RÉSUMÉ

La géomorphologie côtière d'une plage peut grandement être perturbée par la présence d'infrastructures de protection. Le démantèlement et le retrait de ces infrastructures sont des solutions envisageables pour accroître le caractère dynamique des plages et ainsi augmenter la résilience du système côtier face aux tempêtes. Bien que plusieurs chercheurs proposent le retrait de telles infrastructures de protection, les exemples réalisés et étudiés sont peu nombreux. Cette recherche visait à effectuer un suivi du système côtier à la suite du démantèlement d'un enrochement de 1,7 km en bordure d'une plage de Cap-des-Rosiers dans l'est du Canada. Pour ce faire, trois catégories d'analyses ont été réalisées. D'abord, une caractérisation granulométrique, hydrodynamique et des perturbations anthropiques de la région d'étude a été effectuée. Ensuite, une analyse de la réponse géomorphologique suivant le démantèlement a été accomplie. Enfin, des indicateurs de dynamique géomorphologique naturelle tels que la largeur de plage et le bilan sédimentaire ont été comparés entre le site d'étude et le site témoin pour quantifier l'effet des conditions hydrodynamiques entre une plage naturelle et une plage anthropisée. Les résultats montrent que la renaturalisation de la plage de Cap-des-Rosiers a permis à celle-ci de retrouver une dynamique géomorphologique naturelle. La largeur moyenne de la plage ainsi que le bilan sédimentaire moyen ont respectivement augmenté de 35,9 mètres et de 88 m³ par mètre linéaire, atteignant ainsi des niveaux similaires à ceux observés sur une plage naturelle voisine. Ces hausses correspondent à des augmentations de 235 % et 300 % par rapport aux valeurs enregistrées avant le démantèlement. Ce processus de renaturalisation a également favorisé la formation et la migration de bermes caractéristiques des plages de gravier, contribuant ainsi à la réduction de l'énergie des vagues. Dans un contexte où les exemples de renaturalisation des plages par le démantèlement des infrastructures de protection demeurent rares, cette étude permet d'enrichir les connaissances des effets d'une telle pratique sur les plages.

Mots clés : Renaturalisation de plage, démantèlement d'infrastructure de protection, géomorphologie, science côtière, gestion intégrée, protection côtière

ABSTRACT

Coastal geomorphology of a beach can be significantly disrupted by the presence of protective infrastructure. The dismantling and removal of such infrastructure are viable solutions to enhance the dynamic nature of beaches, thus increasing the resilience of the coastal system against storms. Although several researchers propose the removal of protective infrastructure, there are few real-world examples that have been carried out and studied. This research aims to monitor the coastal system following the dismantling of a 1.7 km long rock revetment along a beach in Cap-des-Rosiers, in eastern Canada. To achieve this, three categories of analyses were conducted. First, a granulometric, hydrodynamic, and anthropogenic disturbance characterization of the study area was performed. Next, an analysis of the geomorphological response following the dismantling was carried out. Finally, indicators of natural geomorphological dynamics, such as beach width and sediment budget, were compared between the study site and a reference site to quantify the effects of hydrodynamic conditions between a natural beach and an anthropized beach. The results show that the restoration of the Cap-des-Rosiers beach allowed it to regain a natural geomorphological dynamic. The mean beach width and average sediment budget increased by 35.9 meters and 88 m³ per linear meter, respectively, reaching values comparable to those of the nearby natural beach. These changes correspond to increases of 235% and 300% relative to pre-dismantling conditions. This restoration process also promoted the formation and migration of berms typical of gravel beaches, thereby helping to reduce wave energy. In a context where examples of beach restoration through the dismantling of protective infrastructure remain rare, this study contributes to enriching the knowledge of the effects of such practices on beaches.

Keywords: beach restoration, managed coastal retreat, geomorphology, coastal science, integrated management, coastal protection

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	vii
RÉSUMÉ	ix
ABSTRACT.....	xi
TABLE DES MATIÈRES	xii
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
LISTE DES FIGURES	xvi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 État des connaissances sur les plages de gravier, les infrastructures de protection et le retrait des structures de protection	3
1.1 Les plages de gravier	3
1.1.1 Genèse des plages de gravier	3
1.1.2 Types de plage de gravier	4
1.1.3 Géomorphologie des plages de gravier	8
1.1.4 Dynamique hydro-sédimentaire des plages de gravier	12
1.2 Infrastructure de protection	27
1.2.1 Impact géomorphologique	28
1.2.2 Impact social	32
1.2.3 Impact écologique	33
1.3 Le retrait des structures de protection	36
CHAPITRE 2 Localisation et description des sites d'études.....	38

2.1	Contextes géographiques et géomorphologiques	38
2.1.1	Site du démantèlement	38
2.1.2	Site témoin.....	41
2.2	Contexte météo-océanique.....	43
2.3	Historique du démantèlement	44
CHAPITRE 3 Methodologie		47
3.1	Approche méthodologique générale	47
3.2	Analyse historique de l'évolution de la largeur de plage.....	47
3.3	Caractérisation côtière	51
3.3.1	Suivi granulométrique	51
3.3.2	Suivi des conditions hydrodynamiques	51
3.4	Analyse des conditions hydrodynamiques.....	54
3.4.1	Caractérisation des conditions hydrodynamiques	54
3.4.2	Niveau d'eau totaux.....	54
3.5	Données topomorphologiques	56
3.5.1	Suivi topomorphologiques.....	56
3.5.2	Analyses des données topomorphologiques	62
CHAPITRE 4 Résultats.....		65
4.1	Évolution historique de la largeur de la plage de Cap-des-Rosiers (1963-2019)	65
4.2	Caractérisations côtières	67
4.2.1	Caractérisation granulométrique	67
4.2.2	Conditions hydrodynamiques	69

4.3	Réponse de la plage au démantèlement d'un ouvrage de défense côtière	75
4.3.1	Perturbations anthropiques.....	75
4.3.2	Évolution annuelle	82
4.3.3	Évolution saisonnière.....	89
4.3.4	Comparaison avec le site témoin	97
CHAPITRE 5 Discussion		100
5.1	Évolution de la plage du site d'études à travers les années.....	100
5.2	Réponse de la plage aux tempêtes	104
5.3	Comparaison avec le secteur témoin	105
5.4	Facteurs ayant eu des impacts négatifs à la renaturalisation de la plage	106
5.5	Évaluation des méthodes de renaturalisation d'une plage comme solution d'adaptation aux aléas côtiers.....	108
CHAPITRE 6 Conclusion.....		111
Références bibliographiques		113
Annexes.....		127

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Caractérisation des différentes plages de gravier selon Jennings et Schulmeister (2002).	6
Tableau 2. Historique de l’anthropisation du littoral entre le phare et le quai de Cap-des-Rosiers (WSP, 2015).	45
Tableau 3. Photographies aériennes utilisées dans l’analyse de l’évolution de la largeur de plage.	48
Tableau 4. Informations relatives aux extrants des données photogrammétriques produites.	61

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Classe granulométrique d'après la classification de Udden-Wentworth (1922).....	5
Figure 2. Classification des plages de gravier (adapté de Napier City Council, 2007; adapté de Jennings et Shulmeister, 2002).....	6
Figure 3. Schématisation de la géomorphologie d'une plage de gravier. (adapté de Jennings et Shulmeister, 2002)	9
Figure 4. Description perpendiculaire de l'asymétrie du jet de rive dans trois champs : vitesse de courant (a), durée du jet de rive (b), volume du jet de rive (c). (Austin et Masselink, 2006a)	13
Figure 5. Contrainte de cisaillement au fond sans dimension moyenne en fonction du temps dans la zone de jet de rive. (Conley et Griffin, 2004)	14
Figure 6. Résumé du transport sédimentaire net dans la zone de jet de rive. (Ivamy et Kench, 2006).....	16
Figure 7. Résultats des tests 1, 2 et 3 sur le canal de vague Deltaflume, Delft, Pays-Bas (Deltares/Delft Hydraulics, 1989).....	17
Figure 8. Résultats des tests 1 à 5 dans le canal de vague GWK, Hannover, Allemagne (Lopez de San Román-Blanco et al., 2006)	18
Figure 9. Représentation des quatre types de mouvement de berme. (Poate et al., 2013)	19
Figure 10. Comparaison d'analyses spectrales des vagues sur le <i>beach step</i> et en avant plage lors de différents niveaux de marée durant des conditions de vagues de vent et de vagues de houle. (Ivamy et Kench, 2006)	21
Figure 11. Augmentation du <i>beach step</i> en fonction de l'énergie des vagues. (adapté de Poate et al., 2013).....	22
Figure 12. Évolution topographique d'une plage de gravier en période de tempête (Poate et al., 2013)	23

Figure 13. Suivi du jet de rive en période de tempête (Poate et al., 2013)	24
Figure 14. Représentation moyennée du spectre de densité énergétique d'une plage sableuse et de gravier mesuré par les capteurs de pression dans la zone de déferlement.	25
Figure 15. Schématisation des processus d'érosion passive et d'effet de bout. (adapté de McDougal et al., 1987).	29
Figure 16. Schématisation du processus d'affouillement en pied d'un muret. (adapté de Zhu, Linham et Nichol, 2010)	30
Figure 17. Schématisation du coincement côtier (adapté de Pontee, 2013)	34
Figure 18. Représentation conceptuelle de l'impact écologique des structures de protection (Dugan et al., 2018).	35
Figure 19. Localisation du site d'étude et du site témoin à Cap-des-Rosiers.	39
Figure 20. Photographies de la partie nord (1 et 3) et sud (2 et 4) du site d'étude.	40
Figure 21. Bathymétrie et localisation des stations granulométriques et de la récolte des données hydrodynamiques.	41
Figure 22. Photographies de la partie nord et sud du site témoin.	42
Figure 23. Caractéristiques météo-océaniques du site de Cap-des-Rosiers.	43
Figure 24. Schématisation de différents indicateurs géomorphologiques	49
Figure 25. Schématisation de la méthode du DSAS (Digital Shoreline Analysis System). D'après Thieler et al. (2005)	50
Figure 26. Représentation des trois stations granulométriques (St) par transect à Cap- des-Rosiers	51
Figure 27. Photographies d'un AWAC à gauche et de RBR à droite.	53
Figure 28. Présentation des composantes formant le niveau d'eau total (modifié de Serafin & Ruggiero, 2014).	55
Figure 29. Représentation d'un levé photogrammétrique à l'aide d'un cerf-volant.	60
Figure 30. Exemples des données photogrammétriques produites.	61
Figure 31. Vue oblique du site d'étude de Cap-des-Rosiers en 1927.	65
Figure 32. Analyse historique de la largeur moyenne de plage à Cap-des-Rosiers.	66

Figure 33. Évolution de la largeur de plage en 1927, 2011 et 2019.....	66
Figure 34. Analyse de la largeur de plage du secteur d'étude avant et après le démantèlement de l'enrochement et de la route de Cap-des-Rosiers	67
Figure 35. Proportion des tailles granulométriques sur les sites d'étude et témoin à Cap-des-Rosiers le 10 octobre 2018.	68
Figure 36. Proportion de gravier, de sable et de silt dans les différents échantillons granulométriques récoltés à Cap-des-Rosiers.	69
Figure 37. Roses des vagues représentant la hauteur significative (Hs) et la période pic (Tp) des vagues de Cap-des-Rosiers mesurée avec l'AWAC du 21 novembre 2017 au 18 novembre 2019.....	70
Figure 38. Représentation d'ondes de vague le 14 novembre 2018 à partir de la caméra située dans le phare et de la caméra AXIS.	71
Figure 39. Caractérisation du climat de vague au large de Cap-des-Rosier.....	71
Figure 40. Comparaison du flux d'énergie et de la hauteur significative des vagues à la côte entre le site d'étude et le site témoin à Cap-des-Rosiers selon la hauteur de vagues au large.....	72
Figure 41. Niveaux d'eau totaux de 2016 à 2019 à Cap-des-Rosiers	74
Figure 42. Images avant et pendant l'événement de franchissement (14 décembre et 30 décembre 2016).....	75
Figure 43. Description des interventions ayant été effectuées sur la plage.....	76
Figure 44. Exemple de plan de reprofilage de plage produit par la firme de génie WSP Inc	77
Figure 45. Exemple d'interventions sur le site d'étude de Cap-des-Rosiers.....	77
Figure 46. Différentiel d'élévation entre le 8 juillet et le 12 décembre 2016, soit avant et après la phase principale des travaux de démantèlement..	78
Figure 47. Photos obliques prises avant et après le démantèlement	79
Figure 48. Évolution des profils avant et après le démantèlement.....	80
Figure 49. Différentiel d'élévation représentant l'évolution annuelle..	81
Figure 50. Représentation d'une des brèches et de lobes de débordement	82

Figure 51. Représentation des profils topographique et du bilan sédimentaire aux profils n ^{os} 4, 9, 12, 17, 21, 25 et 32 du site d'étude.....	84
Figure 52. Évolution annuelle des profils moyens n ^{os} 9, 17 et 21 localisés sur site d'étude à Cap-des-Rosiers.....	85
Figure 53. Bilans sédimentaires de la plage de Cap-des-Rosiers issus des différentiels de MNT des 12 décembre 2016, 11 juillet 2017, 11 août 2018 et 5 juillet 2019.....	86
Figure 54. Différentiel d'élévation représentant l'évolution annuelle. Créé à partir des MNT du 11 juillet 2017 et 11 août 2018.....	87
Figure 55. Différentiel d'élévation représentant l'évolution annuelle. Créé à partir des MNT du 11 août 2018 et du 5 juillet 2019.....	87
Figure 56. Évolution et variabilité du trait de côte sur le site d'étude à partir des profils moyens	89
Figure 57. Bilans sédimentaires représentant l'évolution saisonnière de 2017 du site d'étude à Cap-des-Rosiers.....	90
Figure 58. Évolution des profils n ^{os} 9, 17 et 21 en 2017 localisés sur site d'étude à Cap-des-Rosiers	91
Figure 59. Suivi de l'évolution de la recharge de plage du 19 septembre 2018 à partir des profils de plage.....	92
Figure 60. Suivi de l'évolution de la recharge de plage du 19 septembre 2018 à partir des différentiels d'élévation.	93
Figure 61. Évolution des profils n ^{os} 9, 17 et 21 en 2018 localisés sur le site d'étude à Cap-des-Rosiers	94
Figure 62. Bilans sédimentaires représentant l'évolution saisonnière de 2018 du site d'étude à Cap-des-Rosiers.....	95
Figure 63. Bilans sédimentaires représentant l'évolution saisonnière de 2019 du site d'étude à Cap-des-Rosiers.....	96
Figure 64. Évolution des profils n ^{os} 9, 17 et 21 en 2019 localisés sur le site d'étude à Cap-des-Rosiers.	97

Figure 65. Évolution du bilan sédimentaire des sites d'étude et témoin de Cap-des-Rosiers créée à partir des profils de plage	98
Figure 66. Évolution des pentes moyennes de plage des sites d'étude et témoin de Cap-des-Rosiers créée à partir des profils de plage.	99
Figure 67. Photo du talus d'érosion prise lors de la campagne de terrain du 8 juin 2017	101
Figure 68. Photos illustrant les modifications du profil n° 9 avant et après le reprofilage mécanique du 19 octobre 2017 et suivant la tempête du 30 octobre 2017	102
Figure 69. Carence en substrat fin ($D_{50} = 2,5 - 6,5$ mm) sur le profil n° 30 à gauche en comparaison avec le profil n° 9 à droite le 28 septembre 2019	103
Figure 70. Représentation d'événements de franchissement sur le cordon lors de la tempête du 25 novembre 2019.....	105
Figure 71. Photos de la plage de site d'étude à gauche et du site témoin à droite prisent le 28 septembre 2019	106

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> (Profileur de courant Doppler acoustique)
AWAC	<i>Acoustic Wave and Current Profiler</i> (Profileur acoustique de vagues et de courant)
D₅₀	Diamètre médian
GCP	<i>Ground control point</i> (point de contrôle au sol)
$\bar{H}_s$	Hauteur significative des vagues
LDGIZC	Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières
NET	Niveau d'eau total
NMM	Niveau moyen des mers
PMSGM	Pleine mer supérieur de grande marée
SWL	<i>Still water level</i> (niveau d'eau calme)
R_{max}	Jet de rive maximal (<i>maximum run-up</i>)
Sfm	<i>Structure from Motion</i>
SMLT	Système mobile de Lidar terrestre
T_p	Période pic de vague
WW3	Modèle numérique WaveWatch 3 [®]

INTRODUCTION

Avec l'accélération de l'urbanisation littorale du dernier siècle, la géomorphologie côtière a grandement été perturbée par les infrastructures de protection. Les impacts de ces structures sont maintenant bien documentés et plusieurs études démontrent leurs effets sur la dynamique côtière (Cooper et Pilkey, 2012). L'imperméabilité, la réflectivité et l'immobilité des structures de protection entraînent de nombreux impacts hydrogéomorphologiques. Notamment une diminution de la largeur de plage et un abaissement du profil de plage en avant de la structure (Bernatchez et Fraser, 2012; Griggs, 2005; Nordstrom, 2014), une modification du comportement des vagues autour de la structure (Miles et al., 2001; Plant et Griggs, 1992) et un phénomène d'effet de bout (Kraus et McDougal, 1996; Manno et al., 2016; Romine et Fletcher, 2012; Samat, 2007). L'ensemble de ces processus perturbe le bilan sédimentaire et vient ainsi réduire la résilience du système côtier face aux tempêtes (Bernatchez et al., 2011; Paskoff, 2004). Bien que leurs impacts négatifs soient très bien documentés, les structures de protection côtières continueront d'être construites, car les espaces qu'ils protègent sont considérés comme plus importants que ceux qu'ils perturbent (Nordstrom, 2014).

En réponse aux coûts d'entretien élevés des ouvrages de protection et à leurs impacts négatifs, le démantèlement et le retrait des ouvrages sont des solutions préconisées pour accroître le caractère dynamique des plages et ainsi augmenter la résilience du système côtier face aux tempêtes (Nordstrom et Jackson, 2013). Bien que plusieurs chercheurs proposent le retrait d'infrastructure de protection (Esteves, 2014; Esteves et Williams, 2015; Nordstrom et al., 2015; Nordstrom et al., 2016), les exemples réalisés sont peu nombreux (Lee et al., 2018). Plusieurs facteurs sont reconnus pour limiter l'avènement des projets de démantèlement d'infrastructures de protection. Notamment, le manque de support public et/ou politique lié à une peur de l'érosion, à un manque de confiance envers les méthodes de

protections alternatives et à l'ignorance des bénéfices d'un démantèlement. Cette ignorance est alimentée par le manque de suivi des travaux de retrait d'infrastructures de protection entraînant une carence de données disponibles sur l'efficacité et le bien-fondé de cette mesure (Goeldner-Gianella, 2007; Nordstrom et al., 2016).

Ainsi, cette étude vise à effectuer un suivi d'un système côtier à la suite du démantèlement d'un enrochement en bordure d'une plage de Cap-des-Rosiers dans l'est du Canada. Un démantèlement d'une telle ampleur est unique au Canada et offre donc une occasion formidable d'étudier la réponse d'un système côtier post-enrochement. L'étude a comme objectifs 1) d'évaluer la réponse géomorphologique de la plage à la suite du démantèlement d'ouvrages de protection et 2) de quantifier les effets des conditions hydrodynamiques sur la variabilité saisonnière et annuelle de la géomorphologie d'une plage de gravier naturelle et d'une plage de gravier anthropisée. L'étude servira également à vérifier si ce démantèlement va augmenter la résilience du système côtier face aux aléas. On définit ici la résilience du système côtier comme la capacité de la plage à se régénérer à la suite d'une tempête. Pour ce faire, un suivi des conditions environnementales, des conditions hydrodynamiques et de la topobathymétrie sera effectué.

CHAPITRE 1

ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES PLAGES DE GRAVIER, LES INFRASTRUCTURES DE PROTECTION ET LE RETRAIT DES STRUCTURES DE PROTECTION

1.1 LES PLAGES DE GRAVIER

Une proportion significative des plages à l'échelle mondiale est constituée de gravier. Pourtant, ces environnements demeurent nettement moins étudiés que les plages sableuses (Masselink et al., 2010). Dotées d'une granulométrie grossière et d'une morphologie souvent plus abrupte, les plages de gravier se distinguent par une dynamique hydrosédimentaire particulière ainsi qu'une capacité élevée à dissiper l'énergie des vagues. Ces caractéristiques géomorphologiques confèrent à ces plages un intérêt croissant en tant que solution naturelle de protection côtière face aux aléas littoraux (Moses et Williams, 2008; Liu et al., 2020; Tadic et al., 2022). Ainsi, l'étude de leur dynamique constitue un enjeu essentiel pour mieux appréhender leur rôle au sein des systèmes côtiers et évaluer leur vulnérabilité face aux pressions climatiques et anthropiques.

1.1.1 Genèse des plages de gravier

La majorité des plages de gravier ont été formées dans un contexte glaciaire et fluvio-glaciaire et sont présentes dans les régions ayant connu un environnement glaciaire ou périglaciaire, ces dernières ayant possédé un apport à long terme de sédiments provenant de l'érosion terrestre et restitués de la plateforme continentale lors de la remontée du niveau marin relatif par eustatisme et glacioisostatisme (Buscombe et Masselink, 2006). En effet, dans ces régions, les mouvements des glaciers et leurs propriétés érosives ont mobilisé énormément de matériel et laissé des dépôts glaciaires contenant une grande proportion de graviers, de galets et de blocs. Ces dépôts sont par la suite mobilisables par des agents non glaciaires comme l'action des vagues et des cours d'eau. Ainsi, avec la remontée du niveau marin, la mer a mobilisé ces dépôts et en a retiré les sédiments les plus fins. Simultanément, les tempêtes redistribuent les dépôts plus grossiers et forment des plages de gravier. Les

plages de gravier sont également fréquentes le long des littoraux adossés aux montagnes et de falaises de roches sédimentaires (ex. calcaire) ainsi que sur les côtes soumises à un régime climatique méditerranéen (Knight et Burningham, 2014). L'évolution à long terme de ces systèmes côtiers est donc régie par quatre grands facteurs : le contexte géologique et physiographique, le changement du niveau marin relatif, la variation de l'apport sédimentaire et la variation des climats, notamment le climat de vague (Forbes et Taylor, 1994).

1.1.2 Types de plage de gravier

Les caractéristiques des sédiments observés au sein des systèmes côtiers dépendent principalement de leur genèse, notamment des processus de météorisation ayant affecté la roche mère en amont. Ces propriétés sont ensuite modulées par les conditions hydrologiques et hydrodynamiques qui participent à leur transport, à leur dépôt et à leur réorganisation au sein de l'environnement côtier. Les sédiments sont généralement caractérisés selon leur taille, mais aussi selon leur distribution granulométrique (McLean et Kirk, 1969). Selon la classification d'Udden-Wentworth (1922), on définit le gravier comme un grain d'un diamètre entre 2 et 64 mm (figure 1). De plus, on distingue les plages de gravier aux plages de galets et de blocs (Buscombe et Masselink, 2006).

Wentworth traduit		Unités mm	ϕ	Classification Wentworth
Rudites	Blocs			Boulders
		256	-8	
	Galets	128	-7	Cobbles <i>large</i>
		64	-6	<i>small</i>
	Gravier	très grossier		<i>very coarse</i>
		32	-5	<i>coarse</i>
		16	-4	Pebble <i>medium</i>
		8	-3	<i>fine</i>
Arénites	Sable	4	-2	
		2	-1	Granule
		très grossier		<i>very coarse</i>
		1	0	<i>coarse</i>
		0.5	1	Sand <i>medium</i>
		0.25	2	<i>fine</i>
	très fin	0.125	3	<i>very fine</i>
Lutites Vase (Mud)	Silt	0.063	4	
		grossier		<i>coarse</i>
		0.031	5	<i>medium</i>
		0.016	6	Silt <i>fine</i>
		0.008	7	<i>very fine</i>
	Argile	0.004	8	
		0.002	9	
		0.001	10	Clay
		0.0005	11	
	Colloïde	0.00025	12	Colloid

Figure 1. Classe granulométrique d'après la classification de Udden-Wentworth (1922).

Les classifications morphodynamiques habituellement utilisées pour caractériser les plages sableuses ne sont pas toujours efficaces pour caractériser les plages de gravier, car, selon ces modèles, elles sont toutes catégorisées comme étant réfléchives (Carter and Orford, 1984; Short, 1999, fig. 9.5). Or, quoique réfléchives, les plages de gravier possèdent une grande variété de morphologies distinctes.

À ce jour, l'étude de Jennings et Shulmeister (2002) est la seule à avoir étudié les différents types de plages de gravier et les avoir comparés selon leurs morphodynamiques en considérant le nombre Iribarren (type de déferlement des vagues à la côte), la largeur de plage, la granulométrie moyenne (D_{50}) et la hauteur de la berme de tempête. Suite à leur

étude, ils proposent trois types de plages de gravier. Les plages de gravier pure, composite et mixte (figure 2 et tableau 1). Bien qu'il puisse y avoir un enchevêtrement entre les différents types, ces trois grands types présentent des granulométries et des morphodynamiques distinctives.

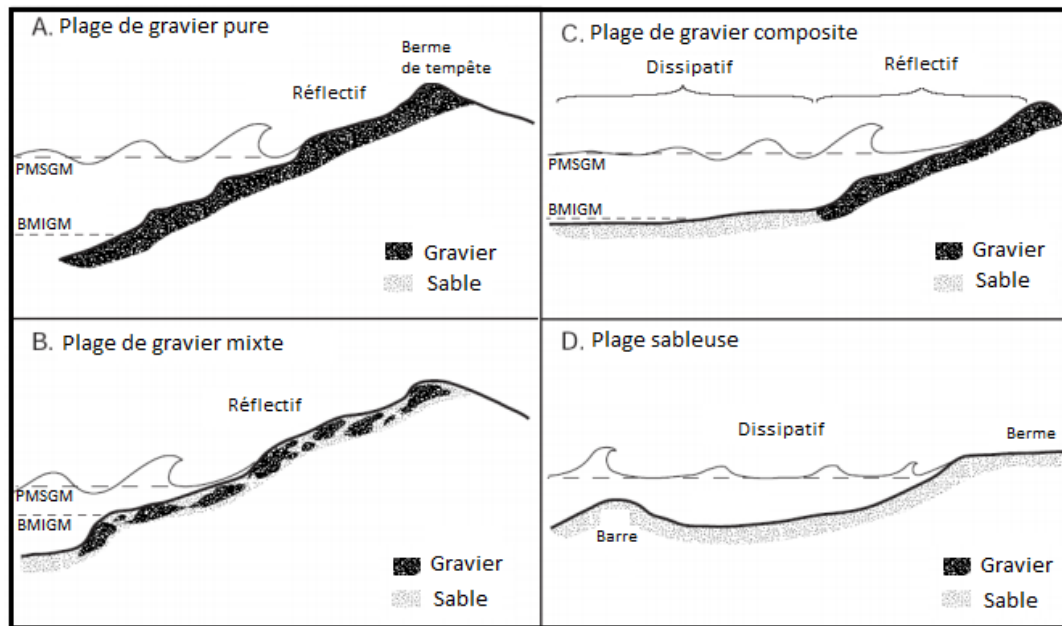


Figure 2. Classification des plages de gravier (adapté de Napier City Council, 2007; adapté de Jennings et Shulmeister, 2002) Il est à noter que des portions de plages sableuses peuvent également être réfléchives.

Tableau 1. Caractérisation des différentes plages de gravier selon Jennings et Schulmeister (2002).

Types de plage de gravier	Interface	Pente ($\tan\beta$)	Pente moyenne ($\tan\beta$)	D ₅₀ (mm)	D ₅₀ moyen (mm)
Pure	Estran	0,08 - 0,25	0,18	5,2 – 70,0	18,5
	Plage active	0,09 - 0,19	0,12	3,5 – 33,8	11,6
Composite	Estran	0,05 - 0,14	0,1	18 – 49,9	31,8
	Plage active	0,03 - 0,11	0,06	0,1 - 13	6,7
Mixte	Estran	0,04 - 0,13	0,08	3,1 – 37,0	15,2
	Plage active	0,05 - 0,14	0,08	0,7 – 10,6	2,7

1.1.2.1 Plage de gravier pure

Les plages de gravier pure (figure 2, A) sont caractérisées par un estran de forte pente ($\tan \beta = 0,1$ à $0,25$) et une granulométrie moyenne de 5 à 70 mm sur l'entièreté de l'estran (tableau 1). Cette forte pente est la conséquence de la grande perméabilité du substrat qui entraîne l'asymétrie du jet de rive et favorise un transport sédimentaire majoritairement vers les terres (Austin et Masselink, 2006a; Austin et Masselink, 2006b). Caractérisées par une absence de forme dans la zone de surf et d'une grande réflectivité, ces plages sont généralement étroites avec une largeur de 18 à 50 mètres. Ce type de plage est dominé par des vagues à déferlement par gonflement (*surging*) ou effondrement (*collapsing*) et leurs nombres Iribarren se situent entre 1,6 et 4 (Jennings et Shulmeister, 2002).

1.1.2.2 Plage de gravier mixte

Ces plages sont caractérisées par un mélange de sable et de gravier sur l'entièreté de l'estran (figure 2, B). Leurs tailles granulométriques moyennes varient entre 3 et 37 mm, leur pente de $\tan \beta = 0,04$ à $0,12$ (tableau 1). Bien que partageant certaines caractéristiques des plages de gravier comme une asymétrie du jet de rive (Ivamy et Kench, 2006), la proportion de sable dans le substrat influence grandement la morphodynamique de ce type de plage en diminuant la perméabilité du substrat. Cette diminution de la perméabilité réduit l'asymétrie du jet de rive et influence le niveau de la nappe phréatique venant ainsi favoriser des pentes plus douces que celle observée dans des plages de gravier pure (Mason, 2001 ;Pontee, 2004). Ce type de plage est dominé par des vagues à déferlement de type plongeant et par effondrement. Leur nombre d'Iribarren est généralement situé entre 0,7 et 1,95. Leur largeur est comprise entre 30 et 80 mètres (Jennings et Shulmeister, 2002).

1.1.2.3 Plage de gravier composite

Ces plages composites (figure 2, C) sont caractérisées par un bas estran sableux et un haut estran graveleux. Le bas estran dissipatif est dominé par un substrat sableux avec une

pente de $\tan \beta = 0,03$ à $0,1$. Des systèmes de barres peuvent être formés en avant plage. Le haut estran réfléchissant est composé de graviers avec une pente de $\tan \beta = 0,1$ à $0,15$ (tableau 1). Il y a ainsi un changement de pente entre les deux sections du profil. Les plages de gravier composites présentent donc une morphodynamique différente à marée haute et à marée basse. Ce type de morphologie s'apparente à ce qui est observé dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent.

1.1.3 Géomorphologie des plages de gravier

Les plages de gravier présentent trois principales formes morphologiques dominantes : la berme, les croissants et le *beach step* (figure 3), toutes générées par le phénomène de jet de rive. À l'exception du *beach step*, ces plages se caractérisent par l'absence de structures morphologiques notables sous la zone intertidale (Austin & Masselink, 2006b).

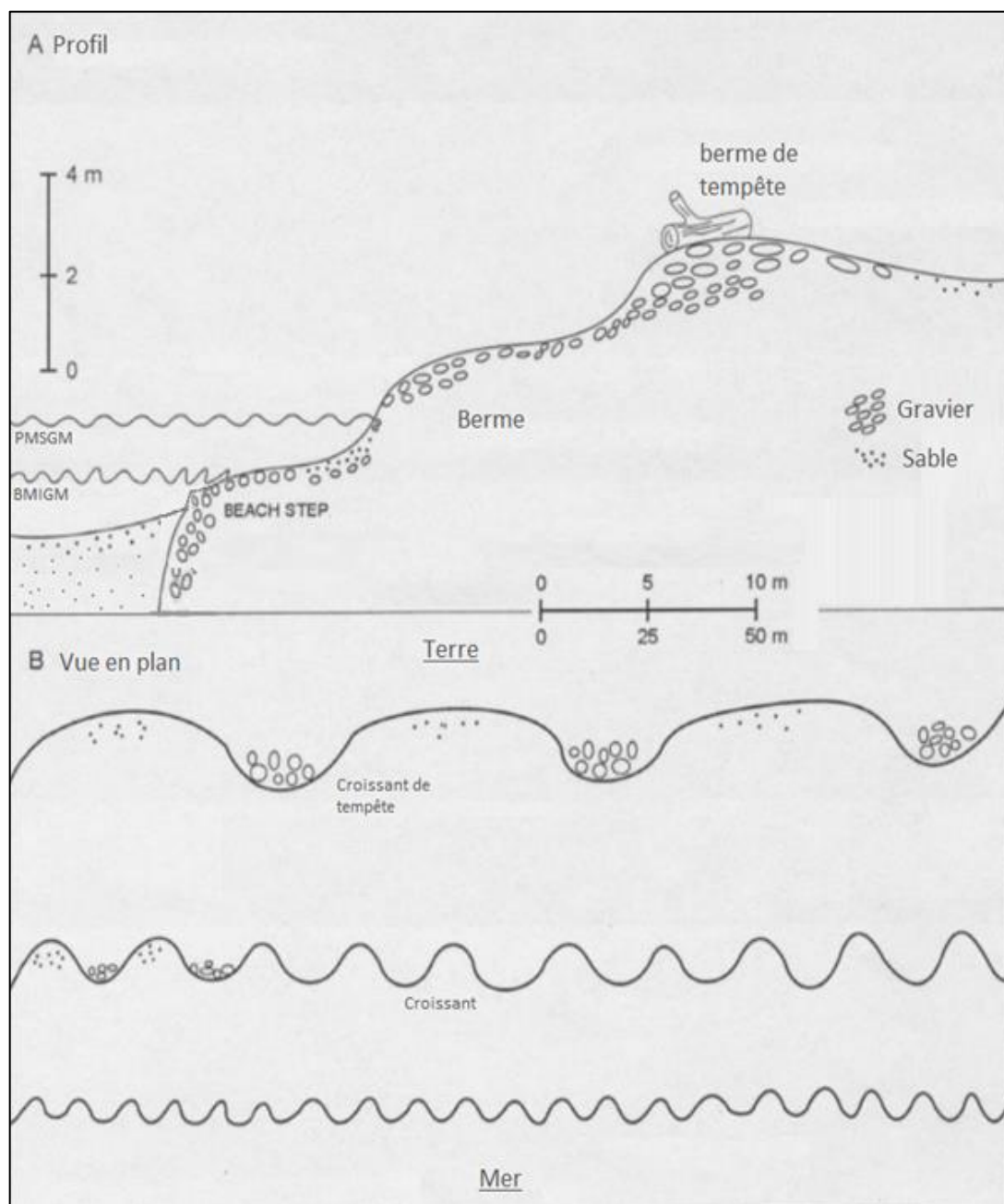


Figure 3. Schématisation de la géomorphologie d'une plage de gravier. (adapté de Jennings et Shulmeister, 2002).

1.1.3.1 Les bermes

Les bermes représentent un monticule de graviers sur la plage et correspondent à l'élévation de la ligne de rivage. Leurs mouvements sont dictés par l'énergie des vagues et leur formation nécessite un transport de sédiments vers la plage par le jet de rive (Buscombe et Masselink, 2006).

Lorsque des événements de basse à moyenne énergie coïncident avec des marées de vives-eaux, la berme subit une accrétion lorsque le niveau du jet de rive dépasse la crête de la berme par franchissement (*overtopping*). Les sédiments sont ainsi érodés dans la zone de déferlement et sont déposés dans le haut de l'estran. Il en résulte d'une accrétion majoritairement verticale de la berme. La hauteur de la berme correspond donc au dernier niveau d'eau extrême. Lorsque des événements de basse à moyenne énergie coïncident avec des marées de morte-eau, il y a formation d'une protoberme située entre la berme principale et la mer. En fonction des conditions hydrodynamiques, cette protoberme migrera vers la berme principale lors des prochaines marées de vives-eaux pour créer une progradation de la berme (Weir et al., 2006). En période de tempête ou lors d'événements de hautes énergies, le jet de rive érode la berme par arrachement (*beach cut*) ou par franchissement (*overtopping*) lorsque le niveau dépasse la crête de la berme. Il y a ainsi un retrait du matériel sédimentaire de la berme qui est déposée vers la mer et qui contribue à alimenter le *beach step* (Poate et al., 2013). Suite à la tempête, il y a un déplacement de ces sédiments du *beach step* vers la berme par les processus mentionnés précédemment (Masselink et al., 2010).

Les bermes sont des formes très dynamiques dont le mouvement peut être caractérisé en quatre phases. Premièrement, lors d'un cycle de marée de vives-eaux à mortes-eaux, il y a une accrétion de la berme par l'extension vers la mer de celle-ci. Du matériel est alors accumulé sur la face de la berme, entraînant une augmentation de la pente de la plage. Deuxièmement, lors d'un cycle de marée de morte-eau à marée de vives-eaux, il y a une transgression de la berme qui suit la croissance de l'élévation de la marée haute. Il y a ainsi une diminution de la pente de la plage. Troisièmement, lors des événements de haute énergie, la berme peut être complètement érodée par les vagues. Le matériel sédimentaire est ainsi

dispersé vers le large et vers les terres à la limite du jet de rive. Finalement, dans la période qui suit un événement de haute énergie, il y a une accumulation de matériel sédimentaire dans le bas estran. Ce matériel est ensuite mobilisé et sert à régénérer la future berme par les processus de jet de rive comme mentionné précédemment (Austin et Masselink, 2006b).

Une plage de gravier peut également présenter une berme de tempête, située à un niveau supérieur à celui des pleines mers de vive-eau. Cette forme se développe lorsqu'un événement énergétique intense coïncide avec une marée de vive-eau. Les sédiments qui la composent sont extraits du système actif normal par l'action des vagues et du jet de rive durant la tempête. En général, ces sédiments sont plus grossiers que ceux de la berme ordinaire (Buscombe & Masselink, 2006).

1.1.3.2 Les croissants

Les croissants sont un réseau de formes éphémères consistant en une série d'amoncèlements de gravier en demi-lune. Le réseau renferme une succession de baie/creux (*bays*) et de corne (*horn*). La présence de croissant signale une morphodynamique réfléctive. La formation des croissants serait également influencée par le jet de rive (Wang et Sherman, 2016).

1.1.3.3 Le beach step

Le *beach step* est une forme dissipative se trouvant en avant-plage à la limite de l'estran. Toujours submergée, cette petite forme morphologique possède un angle entre 20 et 32 degrés et forme une rupture de la pente de plage. De la même façon qu'une barre dans un système de plage sableuse, le *beach step* occasionne le déferlement des vagues venant ainsi atténuer l'énergie des vagues arrivées sur l'estran. Le *beach step* est composé de sédiments plus grossiers que ceux se trouvant directement vers la mer et vers la terre de celui-ci. Il migre en fonction du niveau d'eau total et sa hauteur varie en fonction de l'énergie des vagues (Buscombe et Masselink, 2006; Masselink et al., 2010).

1.1.4 Dynamique hydro-sédimentaire des plages de gravier

1.1.4.1 Dynamique du jet de rive

L'étude de Austin et Masselink (2006a) s'est concentrée sur la dynamique du jet de rive sur une plage de gravier en utilisant plusieurs courantomètres électromagnétiques et capteurs de pression enfouis. L'étude démontre une large asymétrie du comportement du jet de rive. Plus précisément, l'infiltration de la partie supérieure du jet de rive réduit la nappe de retrait (*backwash*) d'environ 50 % en comparaison au jet de rive montant (*uprush*). Cette infiltration est causée par la perméabilité du substrat grossier des plages de gravier.

Par ailleurs, les taux d'infiltration et d'exfiltration de l'eau étant similaires, la nappe phréatique suit les variations du niveau de la marée. Cela maintient la partie supérieure du jet de rive dans un état insaturé, favorisant davantage cette asymétrie. En conséquence, la perméabilité du substrat induit :

- Une vitesse de courant plus élevée lors du jet de rive montant (*uprush*), qui atteint son maximum au début de l'événement de jet de rive (figure 4-a).
- Une durée plus courte de la nappe de retrait (*backwash*) (figure 4-b).
- Un volume d'eau plus important transporté par le jet de rive montant (*uprush*) au début de l'événement de jet de rive (figure 4-c).

Cette asymétrie, liée aux propriétés du substrat, joue donc un rôle clé dans la dynamique du jet de rive sur les plages de gravier.

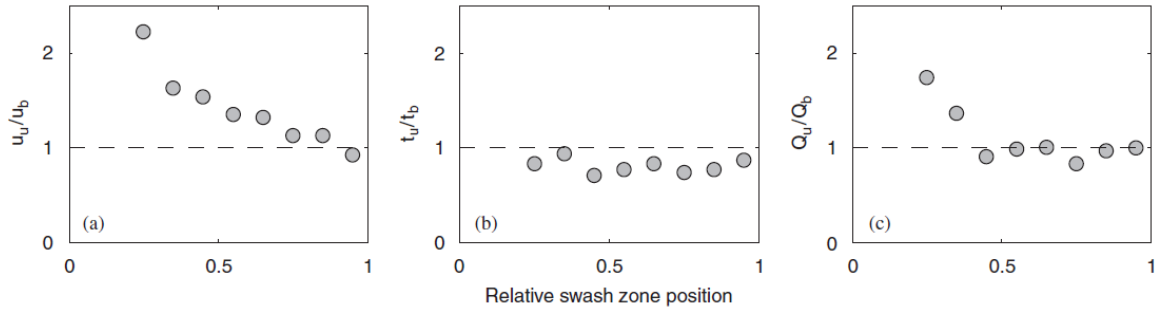


Figure 4. Description perpendiculaire de l'asymétrie du jet de rive dans trois champs : vitesse de courant (a), durée du jet de rive (b), volume du jet de rive (c) (tiré de Austin et Masselink, 2006a).

Cette asymétrie est également représentée par la valeur de contrainte de cisaillement au fond lors d'événement de jet de rive. En laboratoire, à l'aide d'un vélocimètre laser Doppler, Cox et al. (2000) ont déterminé la contrainte de cisaillement au fond à l'aide d'un profil de vitesse logarithmique. L'étude a démontré une contrainte nettement supérieure lors du jet de rive montant (*uprush*) contrairement à la nappe de retrait (*backwash*). Leurs résultats sont semblables aux travaux de Conley et Griffin (2004) effectués sur le terrain (figure 5).

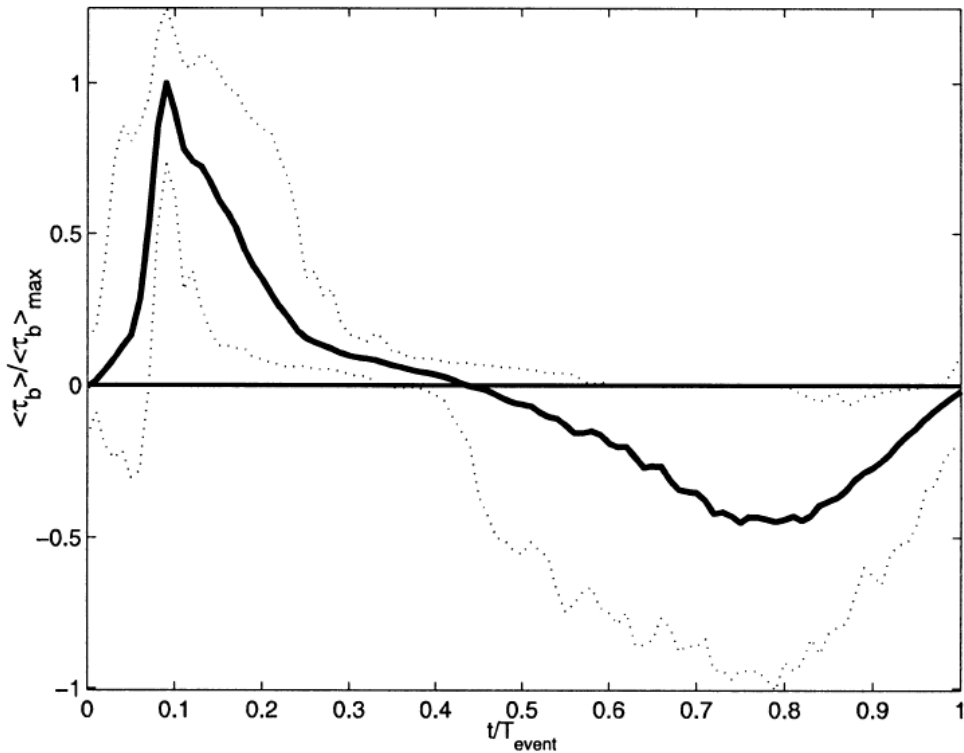


Figure 5. Contrainte de cisaillement au fond sans dimension moyenne en fonction du temps dans la zone de jet de rive (tiré de Conley et Griffin, 2004).

1.1.2.1 Transport sédimentaire

À l'aide de pièges à sédiment et de traceurs, quelques études ont analysé le transport sédimentaire des plages de gravier dans des conditions hydrodynamiques de faible à moyenne énergie. Nicholls et Wright (1991) ont mesurés un taux de transport de dérive littoral parallèle à la plage entre 2 et 101 m³/jour.

Le transport de sédiment de façon transversale (*crossshore*) est principalement influencé par l'énergie des vagues et par l'asymétrie du jet de rive. La zone de jet de rive constitue la partie la plus dynamique des plages de gravier, tant en conditions de faible énergie qu'en conditions de forte énergie des vagues. Sous une faible énergie les vagues possèdent une capacité limitée, voire insuffisante, pour mobiliser les sédiments de l'avant-

plage, contrairement aux vagues à forte énergie (Chadwick, 1989; Austin et Masselink, 2006b). L'asymétrie du jet de rive, identifiée dans la section précédente, joue donc un rôle crucial dans le transport des sédiments.

Les travaux d'Ivamy et Kench (2006) ainsi que d'Austin et Masselink (2006b) ont démontré un transport nettement plus élevé dans les événements de jet de rive montant (*uprush*) comparé à la nappe de retrait (*backwash*) (figure 6), même lors de conditions hydrodynamiques de moyenne énergie. Ces études ont estimé que le volume de sédiments transporté dans la nappe de retrait (*backwash*) est, en moyenne, 60 % inférieur à celui transporté lors du jet de rive montant (*uprush*). Par ailleurs, le volume moyen de sédiments déplacés par un événement de jet de rive a été estimé à 1 kg, une valeur comparable à celle observée sur les plages sableuses.

Ces études ont également démontré que les vagues, en évoluant avec la marée, possèdent la capacité de remanier le sédiment majoritairement au niveau du *beach step* facilitant ainsi sa mobilisation pour le transport sédimentaire.

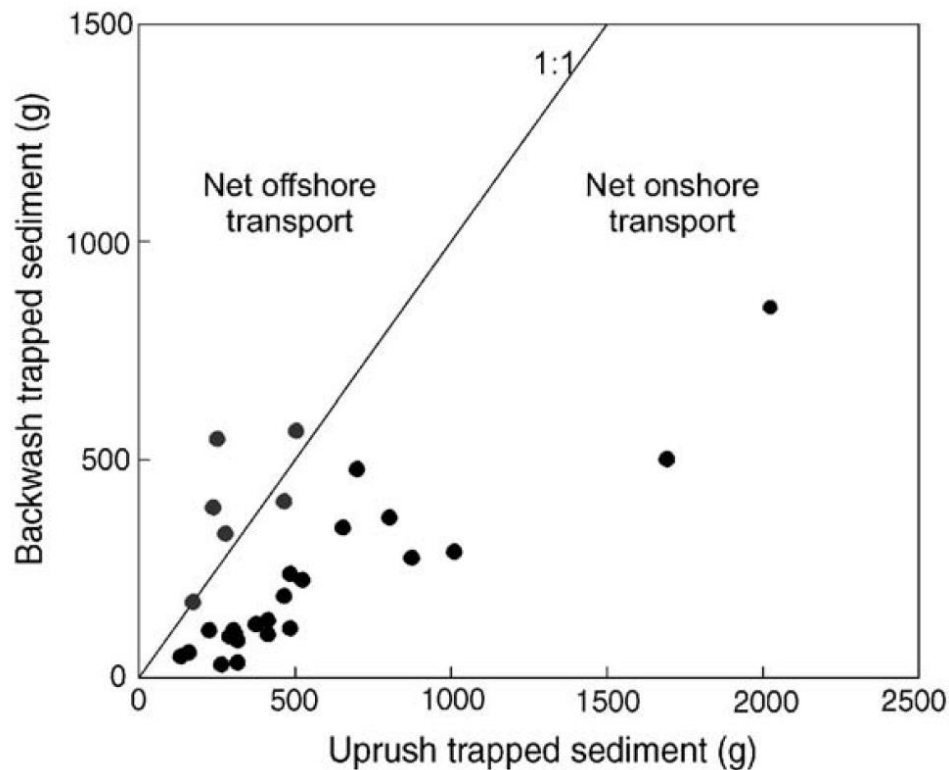


Figure 6. Résumé du transport sédimentaire net dans la zone de jet de rive. Les points représentent la valeur moyenne du transport par le jet de rive montant (*uprush*) et la nappe de retrait (*backwash*) d'entre 3 à 6 jets de rive individuels (tiré de Ivamy et Kench, 2006).

1.1.4.2 Réponse aux vagues de faible à moyenne énergie

Deux études ont analysé la réponse des plages à gravier face aux vagues de faible à moyenne énergie dans des canaux de vague de grande envergure (200 x 6 x 7 m et 309 x 5 x 7 m). Dans le canal Deltaflume, Deltares/Delft Hydraulics (1989) ont soumis un profil plane à 9 conditions de vagues différentes (figure 7). Dans le canal GWK, López de San Román-Blanco et al. (2006) ont soumis un profil de base à l'énergie des vagues pendant 15,86 heures en augmentant l'intensité des vagues à 4 reprises (figure 8). Les 2 études ont démontré que le profil de plage présentait trois zones de variations morphologiques distinctes. Une érosion dans le bas du profil, une formation de berme dans le haut du profil à la limite de la zone de

jet de rive ainsi que la formation d'un *beach step* dans la zone de déferlement des vagues. L'étude démontre également que la formation de la berme ainsi que l'érosion sont proportionnels à la hauteur et à la période des vagues.

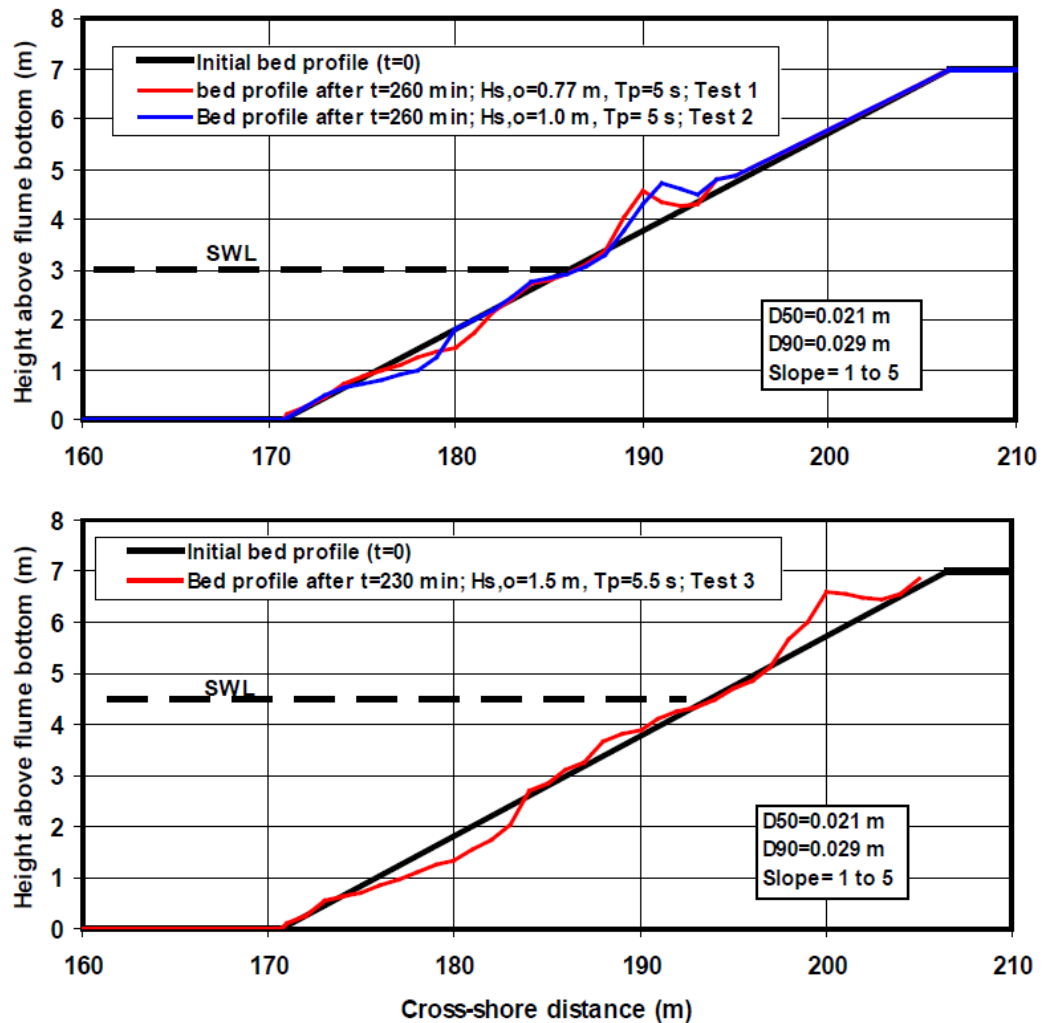


Figure 7. Résultats des tests 1, 2 et 3 sur le canal de vague Deltaflume, Delft, Pays-Bas (tiré de Deltares/Delft Hydraulics, 1989).

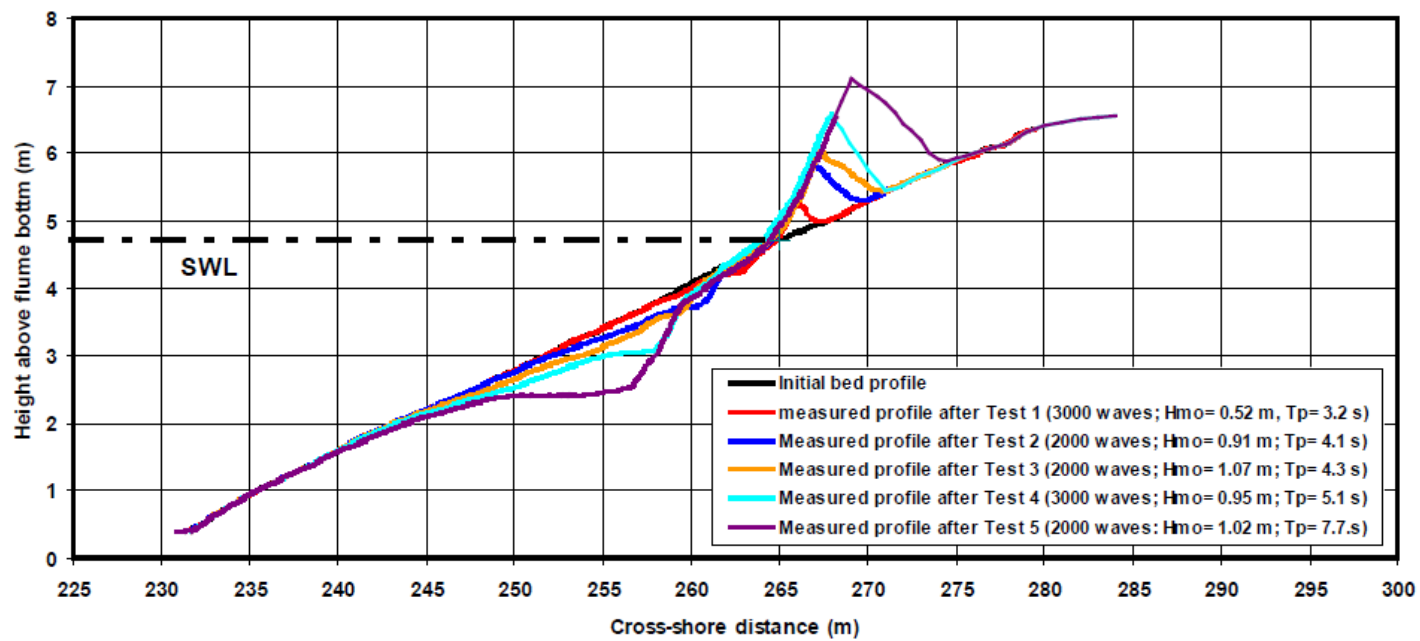


Figure 8. Résultats des tests 1 à 5 dans le canal de vague GWK, Hannover, Allemagne (tiré de Lopez de San Romàn-Blanco et al., 2006).

Deux études effectuées sur des plages naturelles de gravier ont également analysé la réponse d'une plage dans des conditions de faible énergie ($H_s = 0,2 - 1 \text{ m}$, $T_p = 4-10 \text{ s}$). Ces études de Austin et Masselink (2006a) et Ivamy et Kench (2006) se sont concentrées sur les observations morphologiques, la transformation des vagues et le transport de sédiment dans la zone de jet de rive. À l'instar des analyses en laboratoires, ces études ont mesuré une érosion du bas du profil, la présence du *beach step* et la formation d'une berme.

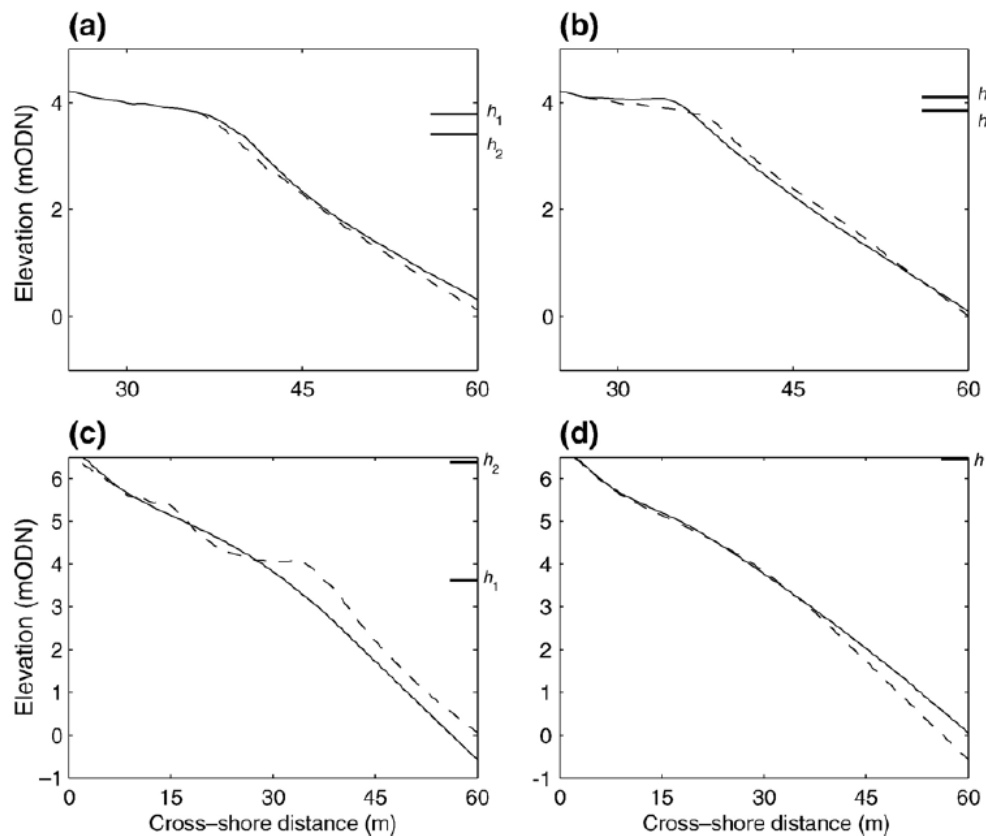


Figure 9. Représentation des quatre types de mouvement de berme. (a) Régression lors de marée de vives à mortes-eaux, (b) transgression lors de marée de mortes à vives-eaux, (c) érosion lors d'événement de tempête, (d) régénération post-tempête. Le trait en pointillé correspond au profil initial, le trait continu correspond au profil final. Les variables h_1 et h_2 correspondent respectivement au niveau de marée haute initiale et finale (tiré de Austin et Masselink., 2006a).

L'étude de Ivamy et Kench (2006) a su démontré le rôle du *beach step* dans l'atténuation des vagues à la plage lors de faible vague. En effet, le *beach step* engendre une diminution de 50% de l'énergie des vagues à marée haute et une diminution de 71% à marée basse lorsque la colonne d'eau au-dessus de celui-ci est moindre. Ce phénomène est représenté dans la figure 10 par l'augmentation progressive de l'énergie des vagues sur le *beach step* lors de l'augmentation du niveau d'eau (figure 10, a à d) et par l'absence des vagues de vent lors des niveaux d'eau inférieurs ($\text{Hz} \approx 0.2-0.25$) (figure 10, a et b).

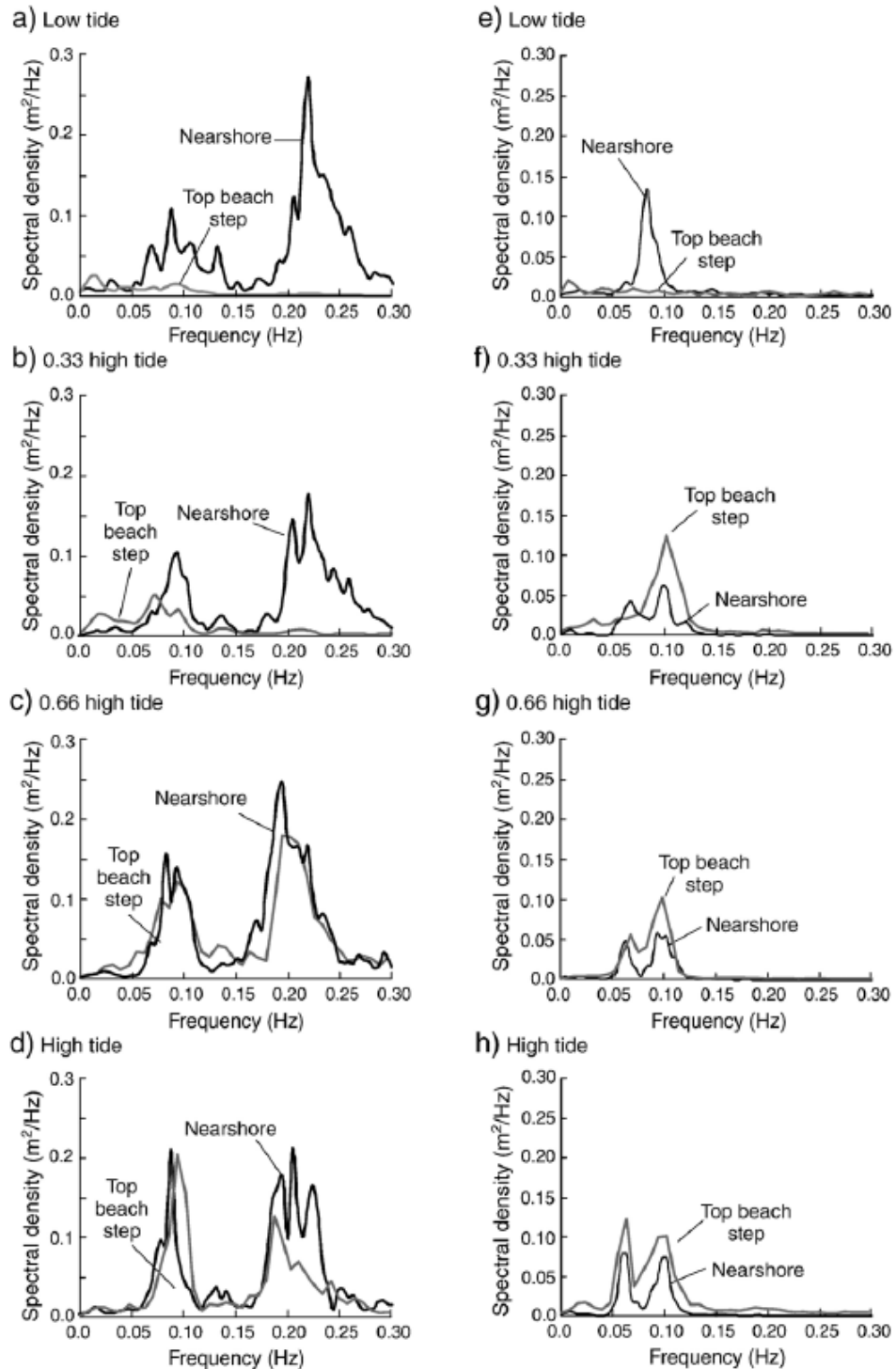


Figure 10. Comparaison d'analyses spectrales des vagues sur le *beach step* (ligne grise) et en avant plage (ligne noire) lors de différents niveaux de marée durant des conditions de vagues de vent (a-d) et de vagues de houle (e-h) (tiré de Ivamy et Kench, 2006).

1.1.4.3 Réponse aux vagues de forte énergie

À ce jour, l'étude de Poate et al. (2013) est la seule à avoir effectué des mesures hydro-sédimentaire *in-situ* lors de conditions de forte énergie. Cette étude a effectué un suivi topographique de la plage à l'aide d'une panoplie de capteurs de niveaux de plages, de relevés LiDAR et DGPS ainsi qu'un suivi de la dynamique du jet de rive par caméras vidéos. Ces analyses ont démontré que l'accrétion du *beach step* est proportionnelle à l'énergie des vagues (figure 11).

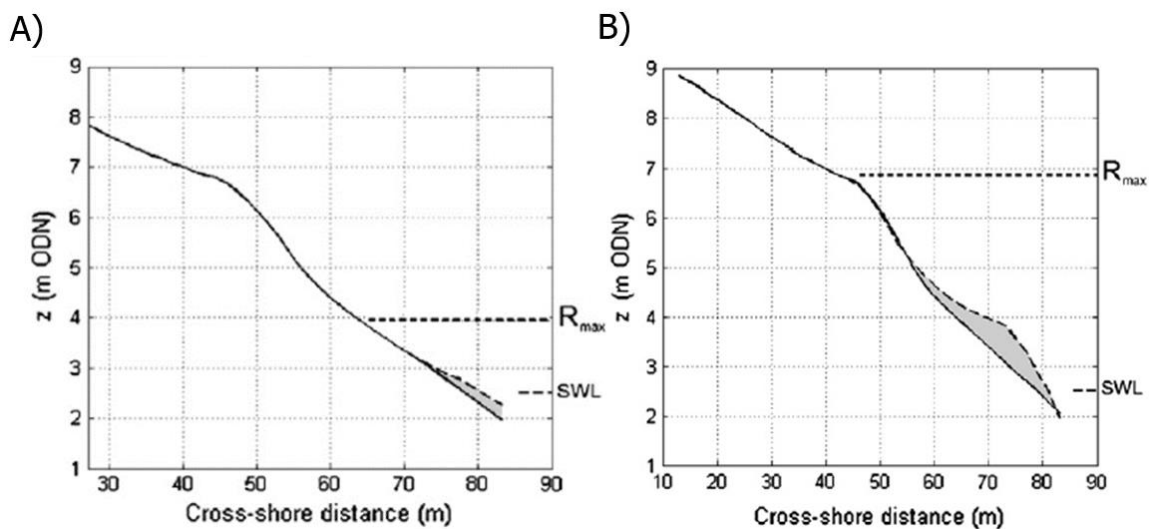


Figure 11. Augmentation du *beach step* en fonction de l'énergie des vagues. Le profil initial est représenté en noir et la variation du profil est représenté en pointillés. R_{max} correspond au jet de rive maximal. SWL correspond au niveau de marée sans l'effet des vagues. (A) $H_s = 0,5 - 0,8$ m, $T_p = 11 - 13$ s, (B) $H_s = 1,6 - 2,4$ m, $T_p = 11 - 13$ s (adapté de Poate et al., 2013).

En accord avec l'étude d'Ivamy et Kench (2006), cette étude démontre le rôle du *beach step* dans la dissipation de l'énergie des vagues. En effet, les résultats démontrent que lors d'un événement de forte énergie, la forte accrétion du *beach step* a comme conséquences de diminuer la hauteur et la distance parcourue par le jet de rive. Ce phénomène est représenté dans la figure 12 par une forte diminution du jet de rive au début de la marée descendante vers 18:30. Ainsi, dans des conditions de forte énergie, une élévation importante du jet de

rive conduit à l'accrétion du beach step, ce qui, à terme, permet de dissiper l'énergie des vagues et réduit l'élévation du jet de rive.

De même, une comparaison de l'amplitude du jet de rive à marée montante et descendante est représenté à la figure 13 où l'on observe un jet de rive nettement moins élevé à marée descendante. La figure 12 illustre également une érosion de la berme simultanément à l'accrétion du *beach step* comme observé dans l'étude de Austin et Masselink (2006b).

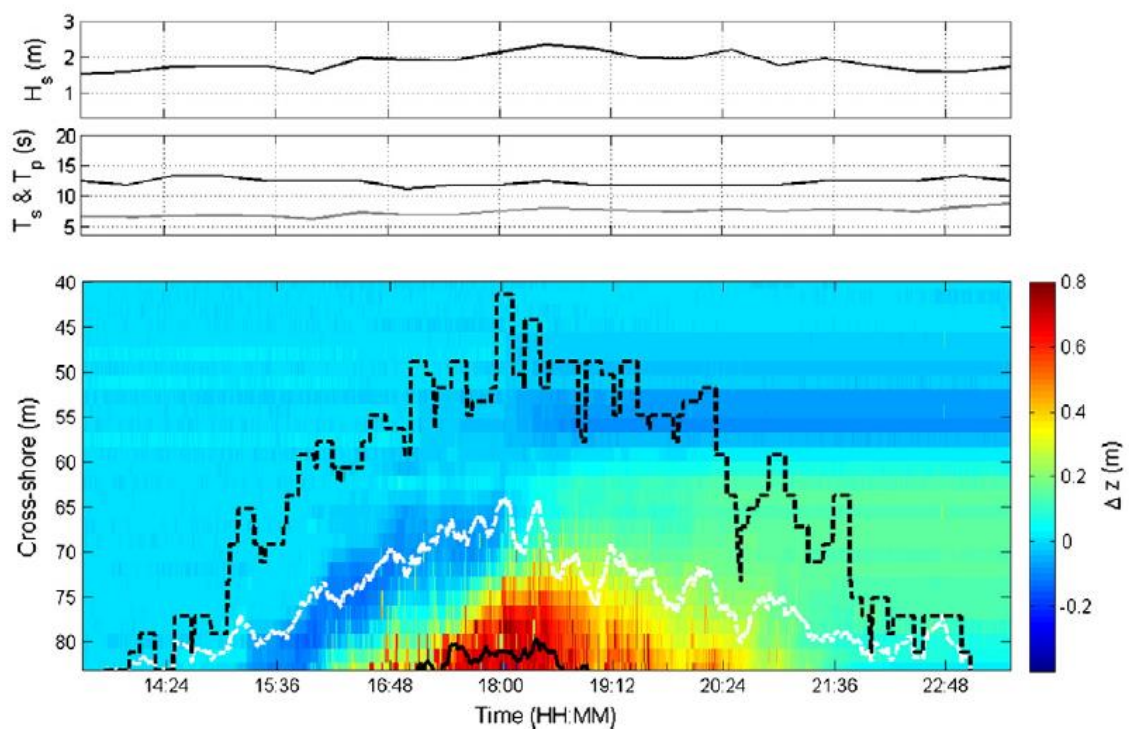


Figure 12. Évolution topographique d'une plage de gravier en période de tempête (tiré de Poate et al., 2013). Les graphiques du haut représentent la hauteur significative et la période des vagues de la tempête étudiée. Le graphique du bas représente l'analyse des variations morphologiques de la plage en fonction du jet de rive. Le dégradé de couleur représente les variations verticales en référence au profil initial. La ligne noire continue représente le niveau d'eau enregistrée, la ligne noire pointillée représente le jet de rive maximal et la ligne blanche représente le jet de rive moyen.

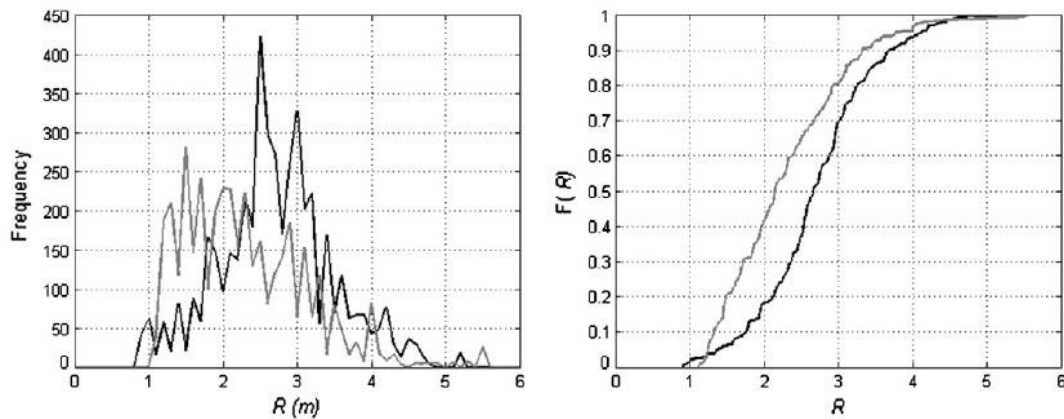


Figure 13. Suivi du jet de rive en période de tempête (tiré de Poate et al., 2013). À gauche, comparaison de la distribution de l'élévation du jet de rive maximal durant l'événement présenté à la figure 12. La ligne grise correspond à la marée montante de 17:35 à 17:55, la ligne noire correspond à la marée descendante de 18:35 à 18:55. À droite, distribution cumulative pour les périodes correspondantes au 50^{ième} percentile de valeurs 2.6 (ligne noir) et 2.1 (ligne grise).

L'étude de Billson et al. (2020) présente une analyse spectrale des vagues de la zone de déferlement en conditions de tempête sur une plage de gravier ($D_{50} = 5 \text{ mm}$) et une plage sableuse ($D_{50} = 0,25 \text{ mm}$). Sur la plage de gravier, les résultats démontrent une diminution rapide vers la côte de l'énergie des vagues gravitaires et une croissance limitée des vagues infragravitaires sur la plage de gravier résultant en une zone de déferlement moins dominée par le spectre de vague infragravitaire en comparaison à la plage sableuse (figure 14). L'étude démontre également que la formation des vagues infragravitaires sur la plage de gravier est principalement causé par l'oscillation du *set-up* et *set-down*.

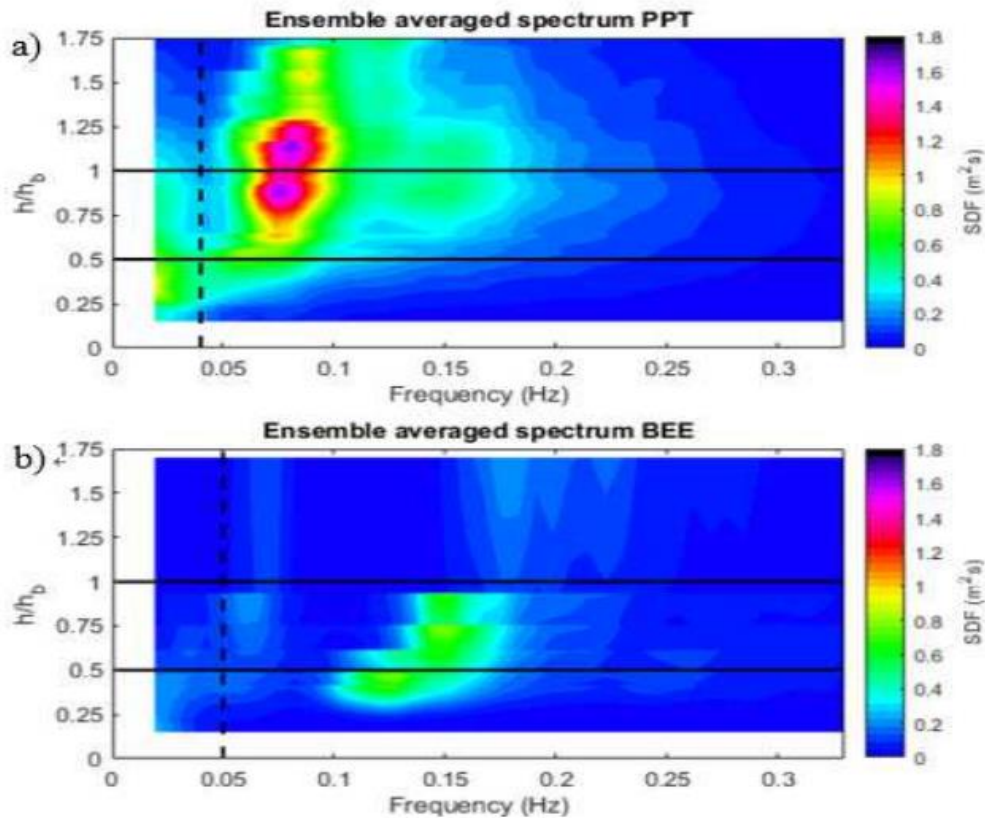


Figure 14. Représentation moyennée du spectre de densité énergétique d'une plage sableuse (a) et de gravier (b) mesuré par les capteurs de pression dans la zone de déferlement (tiré de Billson et al., 2020). La ligne verticale pointillée représente le seuil séparant les bandes gravitaires et infragravitaires. Les lignes horizontales noires représentent la bordure de la zone de déferlement ($h/h_b = 1$) et le centre de la zone de déferlement ($h/h_b = 0,5$).

Bien qu'aucune mesure n'ait été enregistrée, Austin et Masselink (2006b) ont observé un transport sédimentaire vers le large lors de tempêtes. Dans ces conditions, cette étude a identifié deux étapes d'érosion de la berme : d'abord, un débordement des sédiments par-dessus la crête de la berme entraînant un recul vers les terres de celle-ci ; ensuite l'érosion progressive du reste de la structure et le transport des sédiments vers le large. L'étude propose également l'hypothèse que les sédiments érodés de la berme viennent en partie engraisser le *beach step*.

1.1.4.4 Synthèse de la dynamique des plages de gravier

La géomorphologie des plages de gravier est très dynamique et principalement contrôlée par l'action du jet de rive (Austin et Masselink, 2006b). Lors du déferlement d'une vague sur la plage, une partie de ce jet percole dans le gravier perméable, entraînant un déficit du volume d'eau dans la nappe de retrait. Cette asymétrie favorise un transport net vers les terres, encourageant la formation d'une berme et d'une pente de plage abrupte (Austin et Masselink, 2006a ; voir section 1.1.4.1). Ainsi, la perméabilité du substrat constitue une caractéristique clé de la dynamique morphologique des plages de gravier.

En raison de leur granulométrie plus grossière et de leur seuil de mobilisation élevé, les graviers sont peu mobilisés par les marées, contrairement aux plages sableuses. De plus, en l'absence de barres d'avant-plage, l'énergie des vagues se concentre sur l'estran, dépassant fréquemment le seuil de mise en mouvement des sédiments, ce qui accentue le caractère dynamique de ces plages. Les graviers y sont transportés par saltation durant le jet de rive et par charriage pendant la nappe de retrait (van Rijn, 2013). Leur transport peut également être influencé par leur forme (Grottoli et al., 2015).

La pente de la plage est en partie déterminée par la perméabilité du substrat, elle-même liée à la taille et au tri granulométrique des sédiments. Elle est également influencée par le degré d'exposition aux vagues et l'état de la plage. Sur les plages de gravier, l'asymétrie du jet de rive contribue à la formation d'une pente abrupte. À l'inverse, sur les plages de sable, plus imperméables, cette asymétrie est moins marquée, ce qui favorise des pentes plus douces (Komar, 1998). Selon la classification de Wright et Short (1984), les plages de gravier sont caractérisées par un substrat grossier, une forte pente, une zone de déferlement étroite et l'absence de barres d'avant-plage.

En conclusion, la perméabilité du substrat et la vitesse de chute associée à la granulométrie grossière des plages de gravier sont les composantes dominantes qui déterminent leurs modes de transport, leur morphologie et leur comportement hydrodynamique.

1.2 INFRASTRUCTURE DE PROTECTION

Les habitants des littoraux ont toujours été vulnérables aux aléas côtiers. Depuis des siècles, l'humain tente de protéger son territoire en construisant des structures de protection. Les premières structures sont répertoriées dès le VI^e siècle, mais les historiens estiment que les sociétés en construisent depuis bien plus longtemps (Charlier et al., 2005). La stabilisation du littoral par l'implantation de structures de protection rigides sur la plage perturbe grandement le système côtier. Les répercussions de ces structures sont maintenant bien documentées et plusieurs études démontrent leurs effets néfastes sur la dynamique côtière naturelle (Cooper et Pilkey, 2012). Ces effets ont également été étudiés au Québec (Bernatchez et Fraser, 2012; Bernatchez et al., 2008; Leclerc, 2010), notamment dans l'Est du Québec où, en 2017, 324 kilomètres de littoral étaient constitués d'ouvrages de protection, représentant 9,8 % des 3300 km de côte étudiée (Bernatchez et al., 2020). De ces ouvrages de protection, 97,6 % étaient considérés comme des ouvrages rigides (Sauvé et al., 2020).

Les ouvrages de protection côtière peuvent être classés selon différentes catégories. On peut les classer selon les méthodes « douces » et les méthodes « rigides », se référant à leur capacité à modifier le climat hydrodynamique local (Sauvé, 2022). Les méthodes douces tentent généralement d'imiter les processus côtiers naturels. On peut penser à la recharge sédimentaire, ainsi qu'à la restauration dunaire par la création ou la fortification des dunes à l'aide de plantation de végétation côtière et d'implantation de clôtures à sable ou ganivelles. Ces méthodes engendrent généralement des conséquences moindres, en comparaison aux ouvrages de protection rigides. Les méthodes rigides consistent en la construction de structure fixe dans la zone littorale. Ces structures peuvent être perpendiculaires au trait de côte, comme les épis. Ils peuvent aussi être construits en parallèle à la côte, comme les murets

et les enrochements, ou bien dans l'avant-plage, comme les brise-lames. Les ouvrages de protection rigides peuvent ensuite être classés en type de structure passive ou active. Une structure passive offre une protection directe en créant un obstacle physique entre la mer et l'arrière-plage. Une structure active a pour objectif de produire une augmentation locale de sédiments qui servira ainsi à protéger l'arrière-côte en absorbant l'énergie des vagues (Benassai, 2006).

Les structures de protection rigides génèrent généralement des conséquences plus importantes que les méthodes douces en raison de leur imperméabilité qui reflète l'énergie des vagues et qui crée un obstacle au transport des sédiments et de leurs empreintes au sol, empiétant ainsi sur l'espace littoral. Selon Weggel (1988), le positionnement de la structure par rapport à la ligne de rivage influence grandement l'intensité des impacts géomorphologiques de ces structures sur la plage. Dans ce sens, un ouvrage situé plus haut que l'élévation du jet de rive maximal des tempêtes très énergétiques aura moins d'influence qu'un ouvrage situé dans le bas estran. Il faut noter que Weggel (1988) considèrerait seulement le transport hydraulique des sédiments. Ces impacts engendrés peuvent être classés en trois catégories interreliées : géomorphologiques, environnementaux et socio-économiques.

1.2.1 Impact géomorphologique

1.2.1.1 Diminution de la largeur de plage

Une diminution de la largeur de plage est l'une des conséquences de l'implantation d'infrastructures rigides. Ce phénomène peut être expliqué par une perte de plage occasionnée par l'empreinte de la structure elle-même, mais également par l'érosion active et passive (Nordstrom, 2014). L'érosion passive survient lorsqu'une structure fixe est construite sur une plage en érosion (figure 15). Comme il y aurait normalement une migration naturelle du profil de plage vers les terres, il en résulte une diminution de la largeur et un abaissement de la plage devant la structure de protection. Avec le recul de la plage, la ligne des eaux peut éventuellement se retrouver derrière la structure de protection, entraînant la perte complète de la plage en avant de celle-ci. L'érosion passive est accélérée par la hausse

du niveau marin et est l'une des conséquences les plus importantes des structures de protection côtière (Griggs, 2005a).

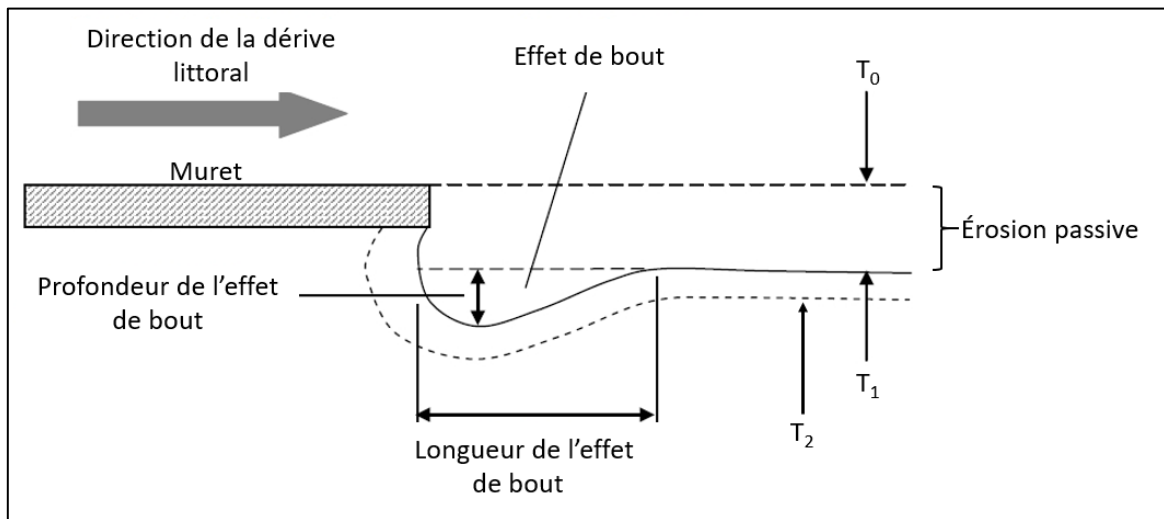


Figure 15. Schématisation des processus d'érosion passive et d'effet de bout. T0 correspond à la plage initiale lors de l'implantation du muret. T1 correspond à la plage affectée par le muret. T2 correspond à l'effet de bout potentiel (adapté de McDougal et al., 1987).

1.2.1.2 L'érosion active

L'érosion active est définie comme l'érosion des plages, occasionnée par un ouvrage de protection rigide qui perturbe la dynamique côtière locale. Ces perturbations sont créées par l'imperméabilité et la réflectivité des structures de protection qui peuvent entraîner une modification du comportement des vagues autour de la structure, un effet de bout, ainsi qu'une diminution de l'apport sédimentaire.

Premièrement, lorsque le niveau d'eau est suffisamment élevé, les vagues percutent l'ouvrage et créent de la turbulence à la base de celle-ci. La structure reflète également le jet de rive. Comme le jet de rive est stoppé et reflété par la structure avant d'arriver à son apogée, il n'a pas la capacité de percoler dans le substrat. La nappe de retrait en avant d'une structure

possède donc une plus grande vitesse et est constitué d'un plus grand volume d'eau comparé à celui d'une plage naturelle. Ces phénomènes réduisent la capacité des sédiments de se déposer et peuvent occasionner de l'érosion au pied de la structure (Plant et Griggs, 1992; Tsai et al., 2009). De plus, le caractère réfléchissant de la structure a comme effet d'accélérer le transport sédimentaire longitudinal en avant de la structure et d'empêcher les sédiments en transit de s'accumuler (Bernatchez et Fraser, 2012; Miles et al., 2001). Ces phénomènes peuvent donc entraîner un abaissement du profil de la plage, un affouillement à la base de la structure (figure 16), ainsi qu'une diminution de la largeur du profil de plage.

Bien que les recherches scientifiques portant sur l'effet des structures de protection en contexte naturel de plages de graviers demeurent limitées, des travaux expérimentaux en canal à houle menés ont mis en évidence l'influence des murets sur les processus d'affouillement et la dynamique morphologique de ces plages (Van der Werf et Van Gent, 2010 ; Xhardé et al., 2015 ; Salauddin et Pearson, 2019).

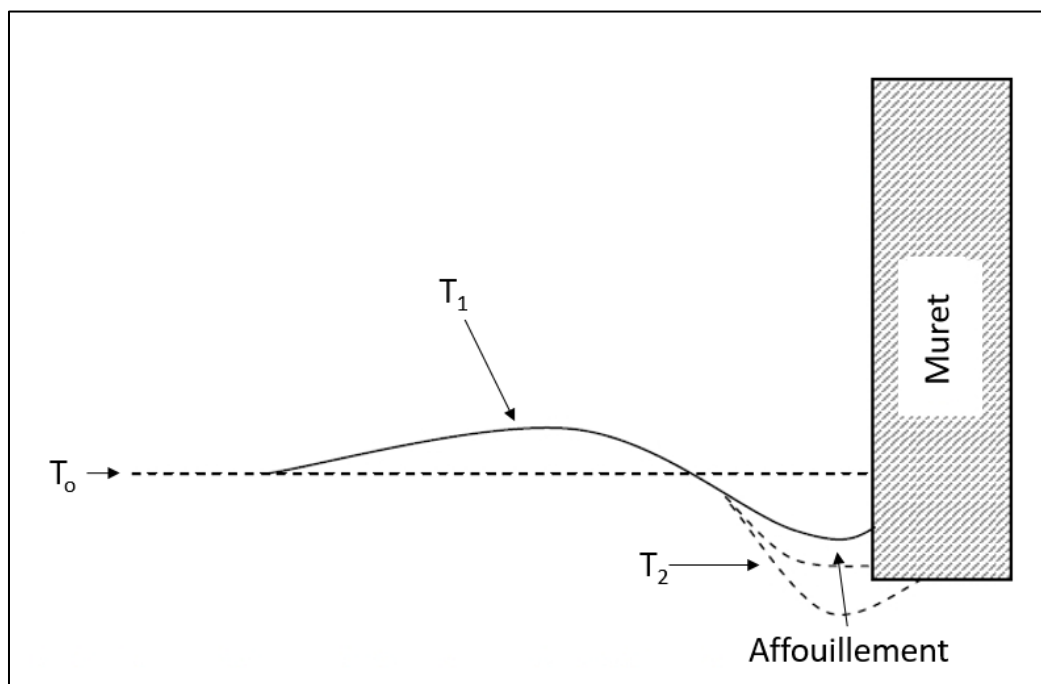


Figure 16. Schématisation du processus d'affouillement en pied d'un muret. T₀ correspond à la plage initiale lors de l'implantation du muret. T₁ correspond à la plage affectée par le muret. T₂ correspond à l'affouillement potentiel (adapté de Zhu, Linham et Nichol, 2010).

Deuxièmement, l'effet de bout est caractérisé par une augmentation des taux d'érosion en aval de l'ouvrage dans le sens de la dérive littorale (Samat, 2007) (figure 15). Contrôlé par l'angle d'incidence, la hauteur et la période des vagues (Griggs, 2005a), l'effet de bout peut agir sur le trait de côte juxtaposant la structure de protection sur des distances de 10 à 100 mètres (Kraus et Mcdougal, 1996). Des études proposent que la magnitude du phénomène est reliée à la longueur de la structure (Kraus, 1988). Bien que le phénomène est local, il peut créer un effet domino en encourageant l'implantation de structures de protection chez les propriétés adjacentes (Manno et al., 2016; Romine et Fletcher, 2012a).

Troisièmement, l'implantation d'un ouvrage de protection peut influencer négativement les plages avoisinantes en créant un obstacle au transport sédimentaire. En ce sens, l'implantation d'épis peut entraîner une accumulation de sédiments en amont de la dérive littorale et un déficit en aval. La protection d'une rive par enrochement ou muret crée un obstacle à l'apport sédimentaire du haut de plage entraînant une diminution du budget sédimentaire. La perte de ces apports sédimentaires entraîne de plus gros taux d'érosion à l'intérieur de la cellule sédimentaire et réduit la capacité des plages à se régénérer après les tempêtes (Fletcher et Mullane, 1997; Hill et al., 2004; Pilkey et Wright, 1988).

1.2.1.3 Diminution de la résilience du système côtier face aux tempêtes

Finalement, la somme de ces processus réduit considérablement la capacité de la plage à absorber l'énergie des vagues et peut même complètement faire disparaître la plage se trouvant à l'avant d'une structure de protection. La perte de la plage, qui agissait comme espace tampon face aux tempêtes, augmente directement la vulnérabilité de la structure de protection, car l'énergie des vagues sera davantage transférée à la structure. La structure de protection sera ainsi plus souvent endommagée, entraînant une diminution de son efficacité. De plus, la perte de la plage augmente directement la sensibilité des espaces protégés par la structure face aux tempêtes (Bernatchez et Fraser, 2012; Paskoff, 2004).

1.2.2 Impact social

D’abord, comme mentionné plus haut, les ouvrages perturbent la dynamique côtière, diminuent la capacité de la plage à absorber l’énergie des vagues et amplifient l’érosion en aval de la dérive littorale. Bien qu’ils aient pour objectif de diminuer la sensibilité aux risques côtiers, les ouvrages peuvent toutefois accentuer la vulnérabilité des communautés côtières environnantes en produisant un faux sentiment de sécurité (Friesinger et Bernatchez, 2010) en raison de l’augmentation du risque de la submersion côtière (Bernatchez et al., 2011; Didier et al., 2015). C’est pourquoi les effets des ouvrages devraient impérativement être pris en considération dans les processus de création de cartes de géorisques et de plans d’aménagement.

Ensuite, chaque ouvrage possède une durée de vie limitée et cédera un jour ou l’autre, particulièrement s’il n’est pas entretenu. Il y a donc une responsabilité économique liée à la construction et au maintien de ces infrastructures. Bien que les montants varient en fonction du matériel utilisé et de l’ampleur de la structure, une étude estime qu’en Californie, les coûts de construction d’un muret se situent entre 6 000 et 25 000 \$US par mètre (Griggs, 2005a). Dans le contexte québécois en 2024, le ministère des Transports évalue le coût d’un enrochement à environ 7 200 \$ CAD par mètre linéaire dans leurs analyses préliminaires de solution de protection côtière (P. Sauvé, ingénieur, communication personnelle).

Enfin, l’implantation des ouvrages de protection transforme l’usage récréatif de la plage. Peu importe leur dimension, les structures de protection perturbent les qualités esthétiques naturelles de la plage (Sadeghi et al., 2018), peuvent représenter un danger pour les utilisateurs (Bhattacharya et al., 2003; Zyserman et Johnson, 2002) en plus de constituer un obstacle physique et de restreindre l’accès à la plage (Griggs, 2005a, Griggs, 2009).

1.2.3 Impact écologique

L'implantation des structures de protection vient également perturber la faune et la flore des populations côtières. Les études identifient plusieurs impacts écologiques des ouvrages de protection (Bullerie et Chapman, 2010; Dethier et al., 2016; Dugan et al., 2018; Torre, 2014). Pour commencer, il y a perte et modification de l'habitat en raison de l'empreinte au sol occupée par la structure. Ensuite, les ouvrages ont la capacité de modifier la largeur, la granulométrie, la pente et l'élévation de l'espace intertidal, ainsi que la capacité à réduire les échanges entre le milieu terrestre et marin. De plus les fragments d'une structure endommagée peuvent être incorporés au substrat d'une plage. Ce phénomène est fréquent dans les milieux nordiques où la glace possède la capacité de transporter des blocs anthropiques d'une structure vers l'estran. Au final, ces atteintes au milieu entraînent la modification de l'hydrodynamisme de plage, ainsi que l'implantation d'un nouvel habitat créé par la structure elle-même (Vaselli et al., 2008). Ces facteurs peuvent perturber les populations utilisant ce milieu en modifiant l'abondance, la biodiversité et la structure des communautés présentes (Torre et Targett, 2016; Walker et al., 2008; Zarini et al., 2019). Ces changements peuvent à leur tour modifier la structure trophique par une modification de l'abondance et du régime alimentaire des proies et des prédateurs comme démontré par Heerhartz et Toft (2015) dans une étude révélant la modification du comportement trophique des saumons juvéniles près des ouvrages de protections rigides. De plus, la structure de protection peut constituer un obstacle physique et réduire la capacité des populations à se déplacer du milieu terrestre vers le milieu marin. Finalement, dans un contexte de hausse du niveau marin, les ouvrages de protection peuvent entraîner une perte d'habitat par le phénomène de coincement côtier (figure 17). Ce phénomène correspond à la perte de la superficie d'un écosystème par une contrainte physique qui empêche l'écosystème de migrer vers les terres (Pontee, 2013).

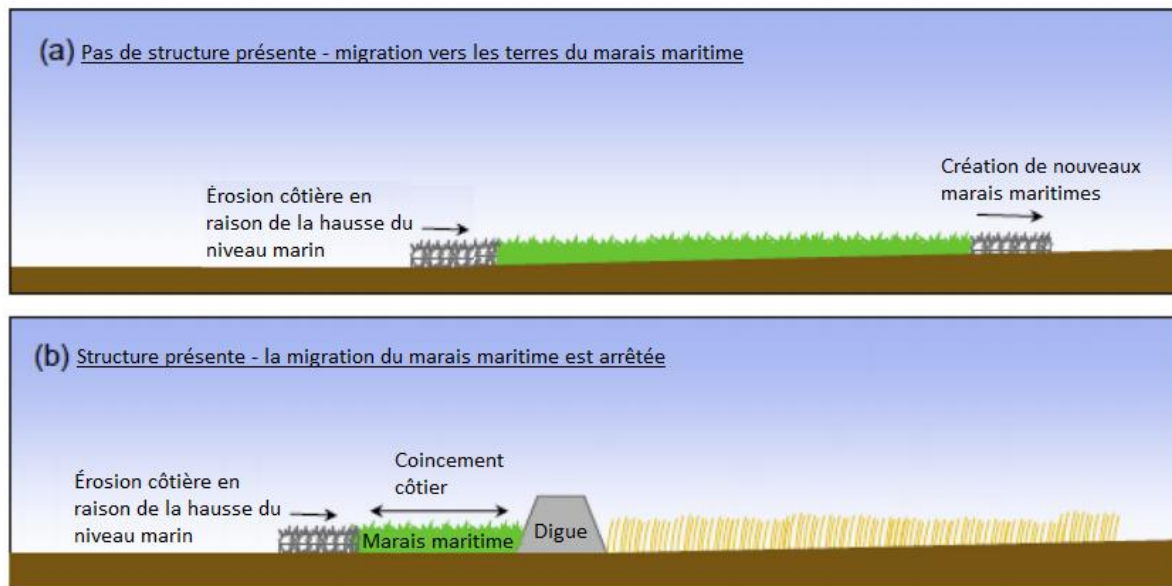


Figure 17. Schématisation du coincement côtier (adapté de Pontee, 2013)

L'impact écologique de ces infrastructures de protection varie en fonction du type de milieu et du type de structure installée. Comme le modèle conceptuel développé par Dugan et al. (2018) et présenté à la figure 18, le degré d'exposition à l'énergie des vagues, ainsi que l'influence des structures sur les vagues et les courants, affectent directement l'intensité des impacts qu'elles peuvent avoir sur les plages. Dans ce sens, un muret de protection situé dans le bas estran d'une plage océanique exposée aux vagues aura plus d'impact qu'un récif d'huîtres dans un estuaire.

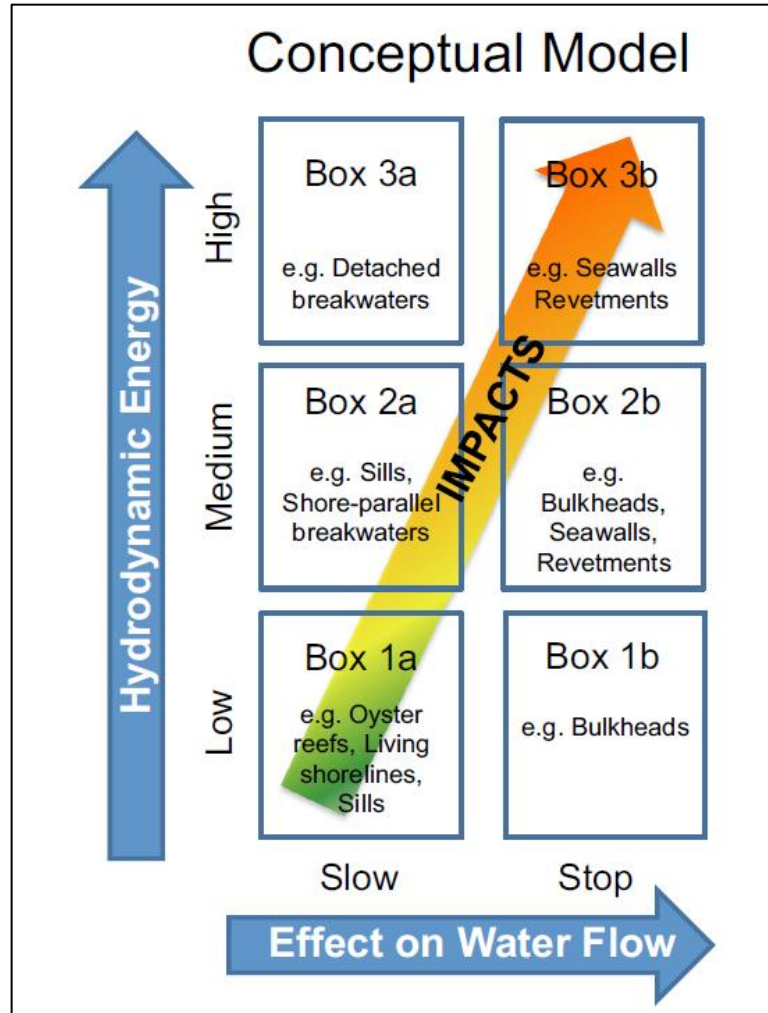


Figure 18. Représentation conceptuelle de l'impact écologique des structures de protection (tiré de Dugan et al., 2018).

Malgré la reconnaissance croissante de leurs impacts écologiques, les structures de protection côtière continuent d'être mises en place. En effet, bien que leurs effets néfastes sur les écosystèmes soient bien documentés dans la littérature scientifique (voir section 1.2.1 à 1.2.3), leur implantation se justifie souvent par la priorité accordée à la protection des infrastructures humaines, perçues comme plus précieuses que les milieux naturels qu'elles altèrent (Nordstrom, 2014).

1.3 LE RETRAIT DES STRUCTURES DE PROTECTION

En réponse aux impacts négatifs et aux coûts d'entretien élevés des ouvrages de protection, plusieurs options sont envisageables. Parmi les techniques utilisées, on retrouve la modification des ouvrages par leur repositionnement vers les terres, la création de brèches pour favoriser les échanges entre le milieu terrestre et marin ou une réduction de la taille des structures. Le démantèlement et le retrait des ouvrages sont également une solution préconisée pour augmenter le caractère dynamique du système côtier et créer de nouveaux habitats (Esteves et Williams, 2015). Bien que plusieurs chercheurs proposent le retrait d'infrastructure de protection, les exemples réalisés sont peu nombreux. En Amérique du Nord, trois exemples ont été relevés dans la littérature et dans les médias : le projet de restauration écologique du Puget Sound dans l'état de Washington (Shipman et al., 2010), le projet de naturalisation stratégique d'une plage à Surfer's Point en Californie (California Coastal Commission, 2006) et le démantèlement de la route de Cap-des-Rosiers au Québec. Des cas de démantèlement d'aboteaux ont également été documentés dans les provinces maritimes du Canada. Bien que ces structures aient été initialement conçues pour la mise en valeur des terres littorales, elles peuvent également jouer un rôle dans la protection contre la submersion côtière. En Europe, 18 démantèlements ont été répertoriés avant 2014 et la majorité ont été effectués dans des milieux de faibles énergies avec l'objectif de créer des marais salés (French, 2001; Esteves, 2014; Nordstrom, 2014).

Plusieurs facteurs limitent l'avènement des projets de démantèlement d'infrastructures de protection : les coûts trop élevés d'un démantèlement occasionnés par les travaux eux-mêmes ou par l'achat et la concession des terrains potentiellement affectés; la présence d'aménagements importants comme des routes, des bâtiments ou des lieux historiques; une législation environnementale contraignante empêchant la modification du statu quo; le manque de support public et/ou politique lié à une peur de l'érosion et à l'ignorance des bénéfices d'un démantèlement; et le manque de données en raison d'un manque de suivi des travaux de retrait d'infrastructures de protection (Goeldner-Gianella, 2007; Nordstrom et al., 2016).

Bien que la réponse géomorphologique suivant un démantèlement ait peu été étudiée, quelques recherches identifient les bénéfices écologiques reliés au retrait d'ouvrage de protection côtière. Dans le Puget Sound, les avantages écologiques répertoriés consistent en l'augmentation de la superficie des marais salés et des laisses de mers d'algues et ligneuses (Heerhartz, 2013), créant ainsi de nouveaux habitats qui favorisent l'augmentation de la richesse et de l'abondance des macroinvertébrés (Lee et al., 2018; Toft et al., 2014).

CHAPITRE 2

LOCALISATION ET DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDES

2.1 CONTEXTES GÉOGRAPHIQUES ET GÉOMORPHOLOGIQUES

2.1.1 Site du démantèlement

Le site d'étude est localisé dans la municipalité de Gaspé, au nord-est de la péninsule gaspésienne. La plage de Cap-des-Rosiers est localisée entre le phare de Cap-des-Rosiers et le quai de la pointe Whalen (figure 19). D'une longueur d'environ 1,9 km, la plage est orientée ESE (112,5 °N) et est définie comme une plage à gravier mixte (voir figure 36, avec $D_{50} = 9,5$ mm). La partie nord du site d'étude est constituée d'un cordon littoral bordant des milieux humides, d'une terrasse de plage en friche avec un bas estran composé principalement de sédiment meubles. La partie sud du site d'étude est bordée par une terrasse de plage composée de friches et de forêts. La plage de la partie sud est caractérisée par la présence d'affleurements rocheux et de nombreux blocs de taille décimétrique (figure 20). Son bas estran est composé de gravier, de blocs et d'une plateforme rocheuse. L'avant côte du site d'étude est formé d'un plateau de 20-30 m de profondeur jusqu'à environ 3 km de la côte et par la suite s'abaisse graduellement jusqu'à une profondeur de 70 m (figure 21).

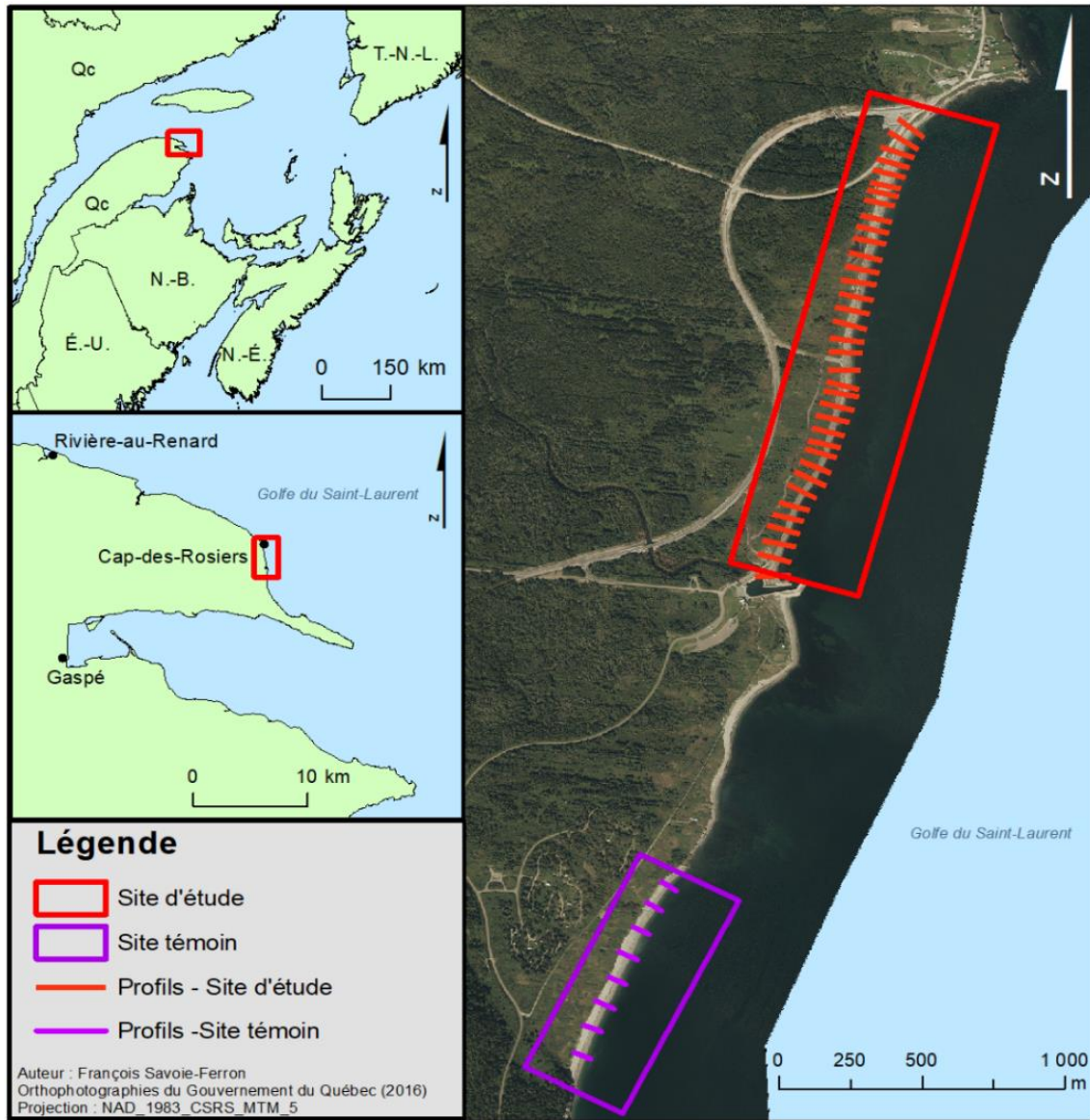


Figure 19. Localisation du site d'étude et du site témoin à Cap-des-Rosiers.

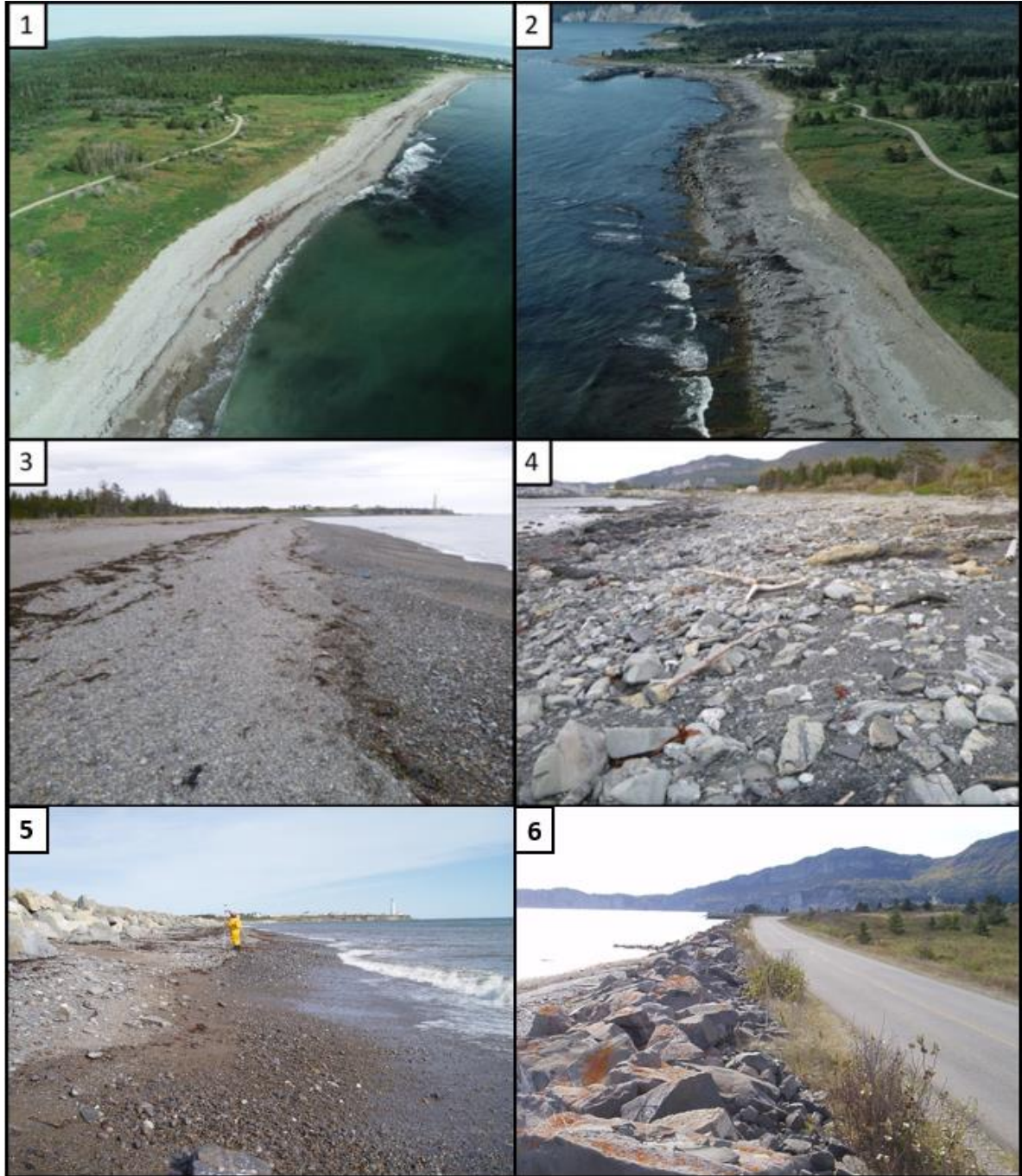


Figure 20. Photographies de la partie nord (1, 3 et 5) et sud (2, 4 et 6) du site d'étude. Les photos 5 et 6 ont été prises en 2011, soit précédant le démantèlement. (Source photos : LDGIZC)

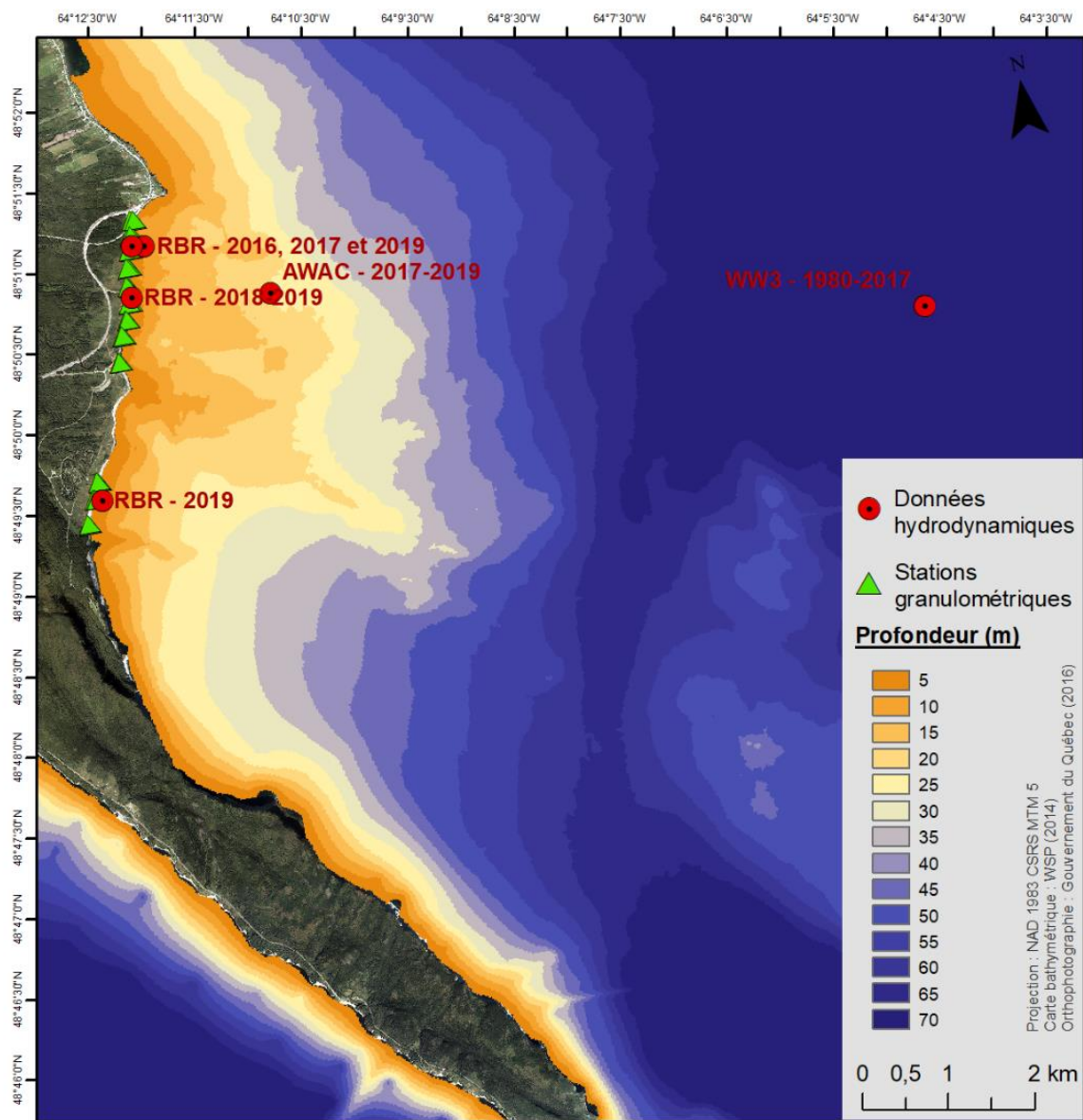


Figure 21. Bathymétrie et localisation des stations granulométriques et de la récolte des données hydrodynamiques.

2.1.2 Site témoin

La plage du site témoin est située à environ 1,5 km au sud du site d'étude et n'a subi aucune intervention anthropique. Définie comme une plage de gravier mixte (voir figure 36,

avec $D_{50} = 16,6$ mm), la granulométrie y est plus grossière que sur le site d'étude. Longue d'environ 900 m, elle est bordée d'une falaise taillée dans des dépôts meubles d'une hauteur de 2 m au centre du site à une hauteur de 5 m aux extrémités nord et sud de la plage (figure 22). Son bas estran est principalement composé de gravier. La plage possède la même orientation et exposition aux vagues que le site d'étude (figure 19). En comparaison au site d'étude où l'avant plage est constitué d'un plateau, l'avant côte du site témoin s'abaisse de façon plus abrupte en direction du sud-est jusqu'à une profondeur d'environ 65 m (figure 21).



Figure 22. Photographies de la partie nord (1 et 3) et sud (2 et 4) du site témoin. (Source photos : LDGIZC)

2.2 CONTEXTE MÉTÉO-OCÉANIQUE

La plage de Cap-des-Rosiers est exposée à des vagues d'est à sud et de nord-nord-ouest (figure 23). Ces deux orientations correspondent respectivement aux vagues générées dans le golfe du Saint-Laurent avec un fetch de 250 à 400 km et dans le détroit d'Honguedo au débouché du golfe du Saint-Laurent avec un fetch de 70 à 150 km.

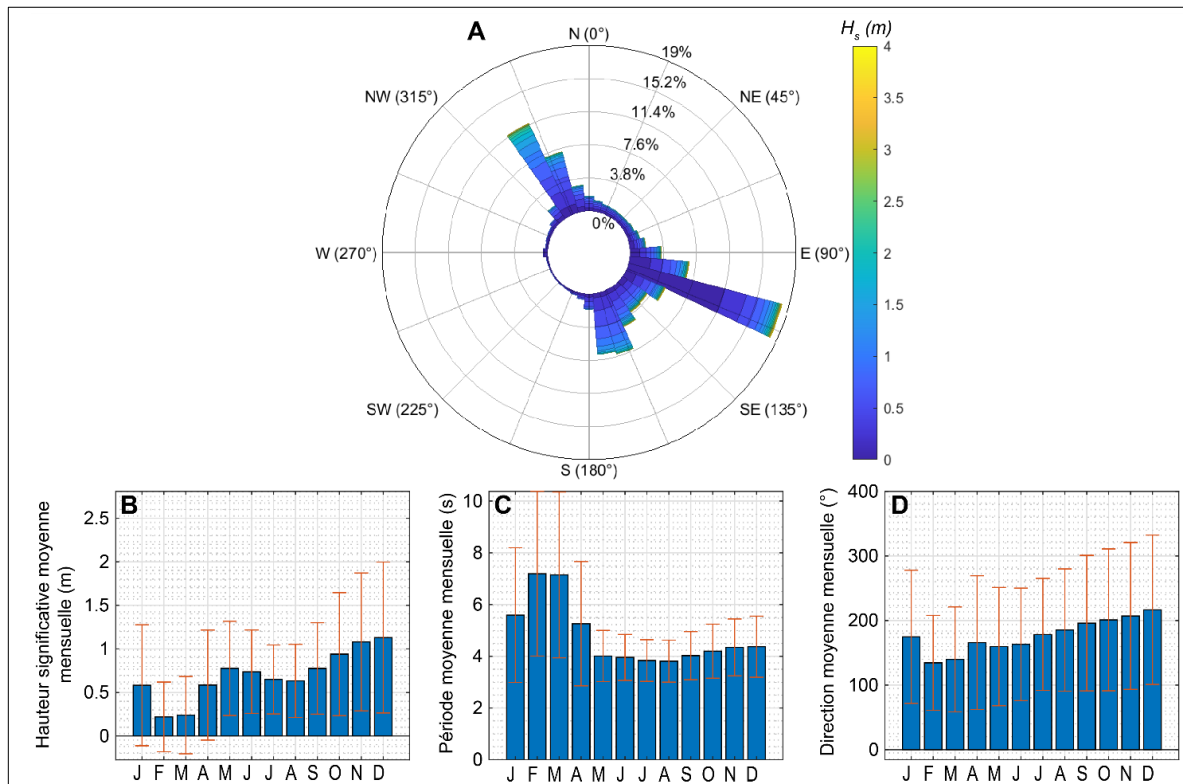


Figure 23. Caractéristiques météo-océaniques du site de Cap-des-Rosiers. Rose des houles (A) et diagrammes des valeurs mensuelles moyennes de la hauteur significative (B), la période (C) et la direction des vagues (D) calculées à partir de données modélisées de Wavewatch III

La hauteur significative (H_s) moyenne des vagues varie entre 0,2 m et 1,15 m au cours de l'année. Elle est caractérisée par une nette modulation saisonnière avec des H_s moyens plus faibles en hiver, notamment au cours des mois de février et mars, lorsque la couverture de glace est la plus importante et, dans une moindre mesure, en été du fait d'une baisse de l'activité cyclonique durant cette période. Les valeurs les plus fortes sont observées pendant

les mois d'octobre, novembre et décembre quand l'activité cyclonique s'intensifie. Les forts écarts-types des H_s moyens montrent que les conditions peuvent être extrêmement contrastées d'une année à l'autre. Ce contraste est particulièrement fort au printemps ($1 \leq \sigma \leq 1,2$ m) et en automne ($1,5 \leq \sigma \leq 1,75$ m). La période moyenne des vagues varie entre 3,9 et 7,3 s. Elle est plus grande pendant les mois d'hiver, mais reste modérée du fait de la longueur limitée des fetchs et est également caractérisée par des écarts-types importants qui témoignent d'une grande variabilité interannuelle ($1,8 \leq \sigma \leq 6,3$ s).

La marée à Cap-des-Rosiers est de type mixte semi-diurne d'amplitude microtidale à mésotidale. Le marnage moyen y est de 1,3 m tandis que les marnages des plus grandes marées de vive-eau et des plus petites marées de morte-eau y sont respectivement de 2,2 m et 0,4 m (station de référence n° 2330 de Rivière-au-Renard située à 20 km au nord-ouest du site d'étude) (annexe 1).

Le site du démantèlement et le site témoin présentent la même exposition aux agents de forçages météo-marins.

2.3 HISTORIQUE DU DÉMANTÈLEMENT

À Cap-des-Rosiers, la route publique du banc avait été construite sur le cordon littoral et la terrasse de plage à la fin des années 1920 pour rejoindre le quai au centre du village. Dans les années 1960, l'élargissement de la route a été accompagné par la construction d'ouvrages de protection côtière, qui ont été étendus à la totalité de la route vers 1980 (Parcs Canada, 2013). Ces perturbations ont entraîné une perte de la capacité de la plage à atténuer les vagues, ce qui a favorisé le franchissement de la route lors de tempêtes. La route et ses ouvrages sont fréquemment endommagés, allant ponctuellement jusqu'à l'arrachement par la mer, ce qui entraîne des coûts d'entretien s'élevant à environ 50 000 \$ par année (Parc national du Canada Forillon, 2010). Dans ce contexte, en 2010, Parcs Canada a décidé de fermer la route du Banc et de relocaliser un segment de la route 132 sur un nouveau trajet

construit vers l'intérieur des terres. Le Parc national Forillon décida en 2011 de démanteler la route et l'enrochement sur un tronçon de 150 m au nord du secteur d'étude dans un but de restauration écologique. Dans une seconde phase opérée à partir de l'automne 2016, la route et ses ouvrages de protection ont été démantelés en entier, créant l'opportunité d'évaluer la réponse d'un système côtier auparavant fortement anthropisé au démantèlement d'un ouvrage de protection côtière (tableau 2).

Il convient de noter que le site du démantèlement présentait également une valeur historique et archéologique en raison de la présence d'un monument commémoratif dédié aux naufragés du Carricks, un navire irlandais. L'inventaire archéologique préventif réalisé par Parcs Canada avant les travaux de restauration a permis de mettre au jour des restes humains appartenant aux naufragés (Perron, 2019). Le monument a ainsi été déplacé lors de la première phase du démantèlement en 2016 et les restes ont été inhumés près du nouvel emplacement lors de la cérémonie de commémoration en 2019.

Tableau 2. Historique de l'anthropisation du littoral entre le phare et le quai de Cap-des-Rosiers (WSP, 2015).

Date	Interventions
Pré-1900	Mise en place d'un chemin sur le haut de plage
Vers 1927	Construction d'une route publique protégée par des caissons de bois remplis de pierres
1960	Construction d'un mur de bois entre le havre et le phare
Vers 1965	Construction d'un talus d'enrochement au nord de la route
1980	Enrochement définitif d'une longueur de 1,9 km
1993	Construction d'un mur de béton
2010-2011	Reconfiguration du tracé de la portion nord de la route et retrait de 150 m d'enrochement
2016	Début des travaux de démantèlement de la route et de ses ouvrages de protection
2018	Recharges sédimentaires de 6840 m ³ de sédiment fins

CHAPITRE 3

METHODOLOGIE

3.1 APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE GÉNÉRALE

Le suivi environnemental de la renaturalisation d'une plage vise à interpréter la réponse des environnements côtiers face aux interventions réalisées. Dans un premier temps, une analyse rétrospective de l'évolution de la largeur de plage à partir de photographies aériennes historiques et une caractérisation côtière ont été réalisés. L'objectif de ces analyses est de comparer le site d'étude ayant subi des interventions anthropiques au site témoin naturel. Dans un second temps, un protocole de suivi des morphodynamiques actuelles a été mis en place. Il repose sur l'acquisition quasi continue de paramètres environnementaux *in situ* (états de mers au large et à la côte, conditions atmosphériques) et la collecte de données sédimentologiques et topomorphologiques ponctuelles (granulométrie, profils de plages, modèles numériques de terrains). Les objectifs de ces analyses sont d'identifier et de quantifier les dynamiques côtières du site d'étude avant et après le démantèlement de la route et de son enrochement. Cette partie du mémoire présente les matériels et méthodes que nous avons utilisés dans le cadre de ce travail.

3.2 ANALYSE HISTORIQUE DE L'ÉVOLUTION DE LA LARGEUR DE PLAGE

L'analyse historique de la dynamique du trait de côte a été réalisée à partir de photographies aériennes verticales prises entre 1963 et 2019 (tableau 2). Les photographies les plus anciennes (1963 à 2004), produites par le gouvernement du Québec et Parcs Canada dans le cadre de diverses campagnes d'acquisition, ont été numérisées à une résolution de 600 dpi.). Elles y ont été géoréférencées à partir des mosaïques orthorectifiées de 2009, en utilisant le plus de points d'ancrage communs aux deux couvertures aériennes que possible (environ une dizaine par géoréférencement). Les points choisis se situent à moins de 100 mètres de la côte et généralement dans les parties centrales des photos aériennes, afin d'éviter la distorsion radiale. Les photographies les plus récentes ont été exploitées dans leur format

numérique d'origine (2009 à 2019). Les séries d'images ont été géométriquement corrigées et géoréférencées sur ArcGIS par une méthode de transformation polynomiale de deuxième ordre, basée sur un ajustement par la méthode des moindres carrés à partir de 6 à 9 points de contrôle (algorithme LSF). L'erreur du géoréférencement est estimée à $\pm 0,90$ m.

Tableau 3. Photographies aériennes utilisées dans l'analyse de l'évolution de la largeur de plage.

Année	Date	Résolution spatiale	Type	Source
1963	1963-09-03	63 cm	Noir et blanc	MRNF
1981	1981-08-18	13 cm	Couleur	Parcs Canada
1986	1986-07-28	63 cm	Infrarouge	MRNF
1993	1993-07-26	63 cm	Infrarouge	MRNF
2004	2004-07-26	63 cm	Noir et blanc	MRNF
2009	2009-09-17	20 cm	Couleur	MRNF
2016	2016-09-16	30 cm	Couleur	MPO
2019	2019-09-28	5 cm	Couleur	MPO

L'analyse de l'évolution de la largeur de plage a été réalisée avec le module DSAS (Digital Shoreline Analysis System) (Himmelstoss et al., 2018), incorporé sous le logiciel ArcGIS 10.7 d'ESRI. La ligne de rivage et la limite inférieure du *beach step* ont été numérisés à partir des photos aériennes (figure 24). La ligne de rivage est définie comme la limite de la végétation dense, la base d'une falaise ou la base d'infrastructure de protection. Une ligne de référence correspondant à l'orientation moyenne de la ligne de rivage pour l'ensemble des années a été générée à l'aide de l'outil DSAS. Des transects perpendiculaires à la ligne de référence ont ensuite été générés à intervalles de 50 m. Sur chacun de ces transects et pour chaque période, la largeur de la plage, soit la distance entre la ligne de rivage et la base du *beach step* a été calculée (figure 25).

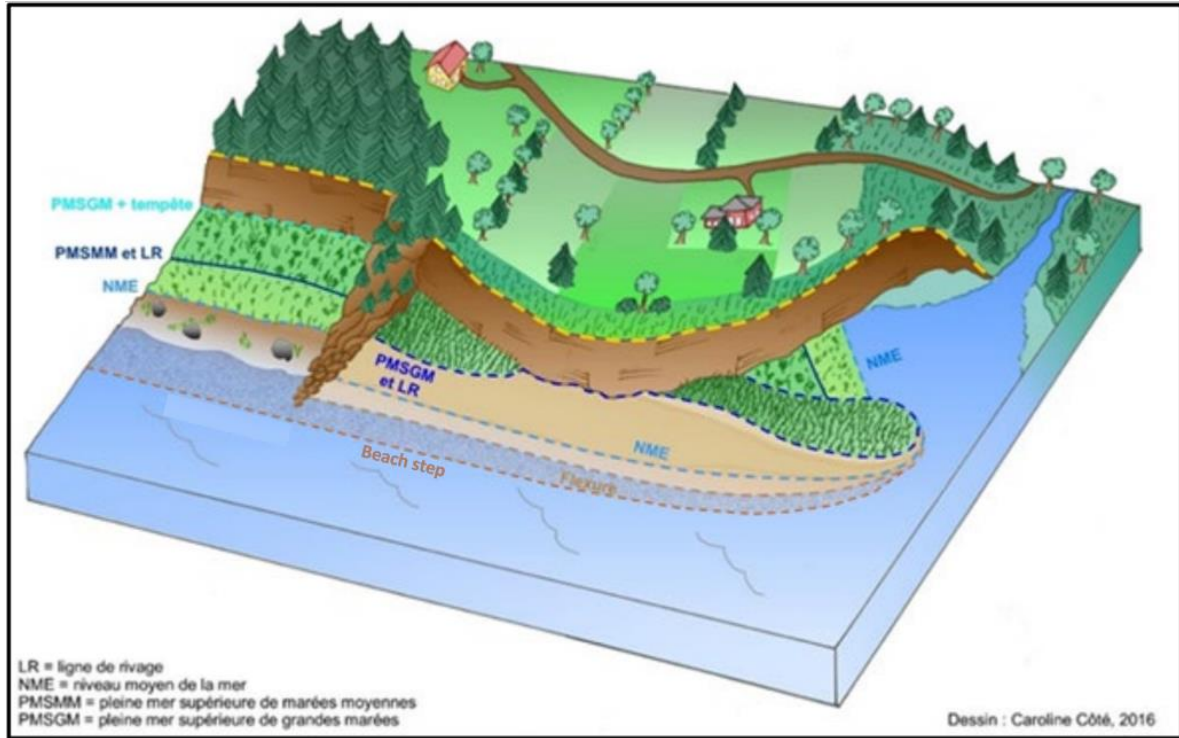


Figure 24. Schématisation de différents indicateurs géomorphologiques. Pour l'évolution historique de la largeur de plage. La ligne de rivage (LR) et la base du *beach step* ont été utilisés.

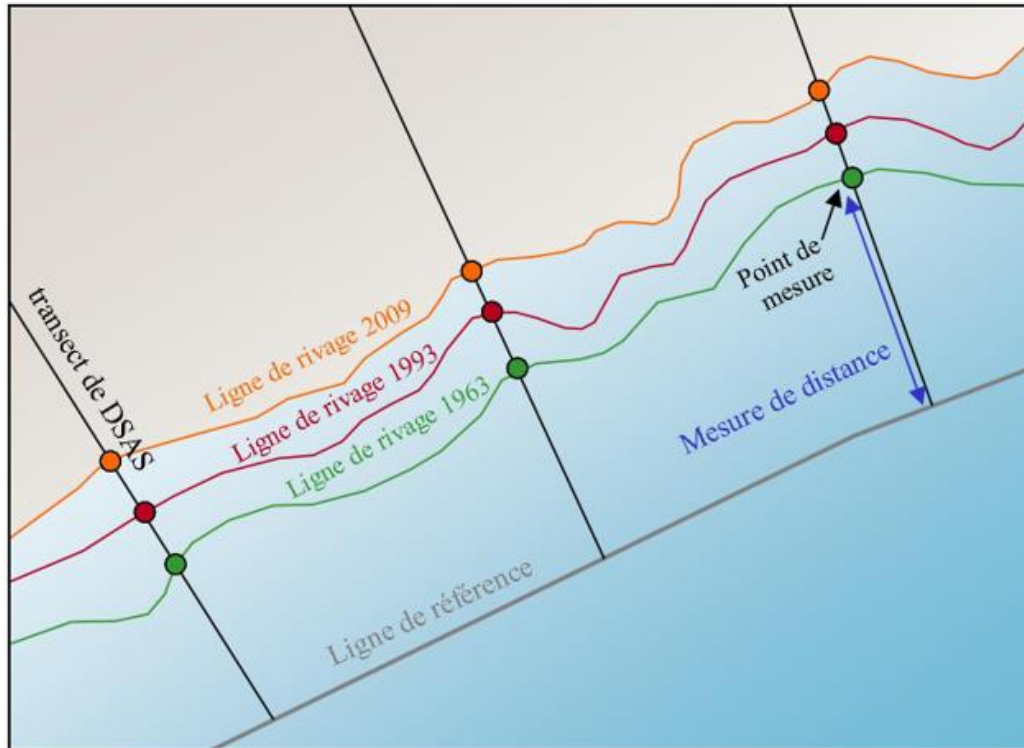


Figure 25. Schématisation de la méthode du DSAS (Digital Shoreline Analysis System). D'après Thieler et al. (2005).

Plusieurs indicateurs peuvent être définis comme l'interface physique entre le domaine terrestre et le domaine marin (Dolan et al., 1980 ; Boak & Turner, 2005). Toutefois, leur position change temporellement vu la nature dynamique des niveaux d'eau à la côte et des autres processus liés à l'évolution côtière. Une synthèse de ces indicateurs est disponible dans Boak & Turner (2005). Pour cette étude, la ligne de rivage a été définie comme la limite de la végétation dense, la base de falaise ou la base d'infrastructure de protection. La base du *beach step* a été définie par photo aérienne en repérant un changement granulométrique visible à partir des photos aériennes.

3.3 CARACTÉRISATION CÔTIÈRE

3.3.1 Suivi granulométrique

À Cap-des-Rosiers, une campagne granulométrique a été réalisée le 10 octobre 2018. Le plan d'échantillonnage est composé de transects séparés d'une distance d'environ 200 m linéaires de plage. Le nom des transects correspond au profil de plage sur lequel les échantillons ont été récoltés. Sur chaque transect, trois stations ont été échantillonnées : l'une sur le haut de plage, une autre sur le haut de l'estran et la dernière sur le bas de l'estran (figure 26). La localisation des stations sont identifiées dans la figure 21. Au total, 24 échantillons ont été analysés sur le site d'étude et 9 échantillons sur le site témoin.

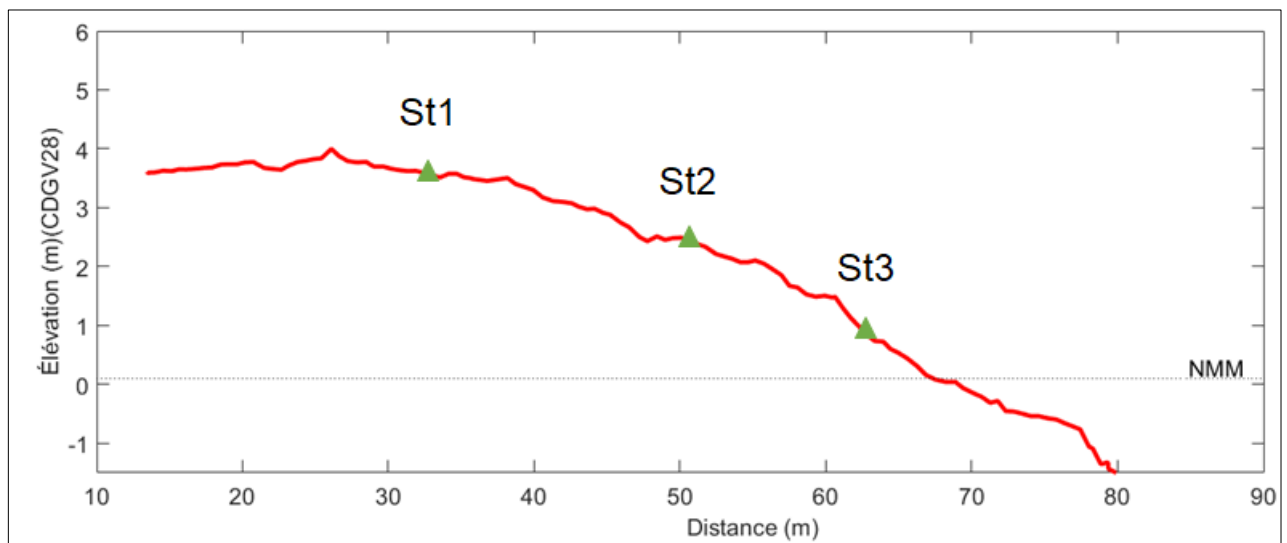


Figure 26. Représentation des trois stations granulométriques (St) par transect à Cap-des-Rosiers.

3.3.2 Suivi des conditions hydrodynamiques

3.3.2.1 Suivi des conditions hydrodynamiques à moyen terme (1980-2017)

Le suivi des états de mers à moyen terme repose sur les données de vagues produites dans le cadre du programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtières dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent

(MODESCO phases I, II et III) (Bandet et al., 2020; Bernatchez et al., 2017, 2019; Lambert et al., 2015). Trente-sept ans de simulations de vagues (1980-2017) pour le Saint-Laurent ont été effectuées à une résolution de 1 km à partir du modèle de vague Wavewatch III (WW3) sur la grappe de calcul haute performance « Mingan » de l'UQAR. La série de données pour la période 1980-2017 a été extraite sur un nœud localisé au large de Cap-des-Rosiers, à une profondeur de 84 m. Le point d'extraction est localisé sur la figure 21.

3.3.2.2 Suivi des conditions hydrodynamiques à court terme (2016-2019)

Le suivi des états de mers à court terme est basé sur les données mesurées à partir de capteurs de pression de type RBR et d'un profileur de courants à effet doppler acoustique (ADCP) de type AWAC (figure 27). L'AWAC a été installé au large du site d'étude à une profondeur de 21 m. Des RBR ont été installés sur la plateforme rocheuse dans le bas estran du site d'étude et dans l'espace infralittoral du site d'étude et témoin à une profondeur de 5 m (figure 21).

L'AWAC est un profileur de courant muni d'un capteur de houle directionnel. Cet appareil permet de mesurer les différents types de houles ainsi que la vitesse et la direction du courant sur l'ensemble de la colonne d'eau, de 1 m à partir du fond jusqu'à la surface. Les AWAC utilisés dans cette étude sont des modèles à 1 MHz de la marque Nortek. Ils peuvent fonctionner en autonomie complète. Ce modèle d'AWAC est muni de la fonction AST (*Acoustic Surface Tracking*). L'AST mesure la surface grâce à l'écho du faisceau central de l'appareil. Cette fonction permet à l'appareil d'effectuer une mesure précise de tous les types de houle. Lors des déploiements hivernaux, ces appareils sont capables de détecter l'interface entre la glace et l'eau et de mesurer les différentes épaisseurs de glace. Les appareils sont généralement déployés en mode autonome et sont alimentés à l'aide de quatre batteries alcalines de 13,5 V d'une capacité de 540 Wh chacune. Ces quatre batteries confèrent une autonomie d'environ 6 mois à l'appareil, cependant cette période peut varier selon la programmation attribuée lors du déploiement. Cet instrument peut mesurer les courants à une

profondeur maximale de 30 m avec des cellules de mesure qui peuvent aller de 0,25 m à 4 m. Les mesures de vagues peuvent être réalisées à partir du fond jusqu'à un maximum de 35 m de profondeur avec un taux d'échantillonnage de 2 Hz. En ce qui concerne la mesure des vagues, l'AWAC possède une précision de l'ordre de 1 cm.

Les capteurs de pression utilisés dans cette étude sont les modèles Dfast6 et Dwave de la compagnie RBR. Ils peuvent fonctionner selon trois types de régimes d'échantillonnage : en mode continu, en mode moyenne ou en mode rafale. L'enregistrement des mesures peut se faire de manière périodique ou continue selon la fréquence choisie (généralement entre 1 Hz et 6 Hz). Dans le cadre de cette étude, nous avons effectué les mesures à une fréquence de 4 Hz pour optimiser l'autonomie des batteries tout en permettant l'échantillonnage des vagues dont la période est supérieure ou égale à une seconde. Sur les estrans rocheux, les capteurs sont installés sur une plaque en acier inoxydable 316 fixée sur des tiges filetées et ancrées dans le substrat à l'aide d'ancrage mécanique (figure 27). Sur les estrans meubles, les capteurs sont fixés sur des supports à pas de vis en acier inoxydable 316 vissés dans le substrat. Ils peuvent également être installés sur un support lesté dans la zone infralittorale.

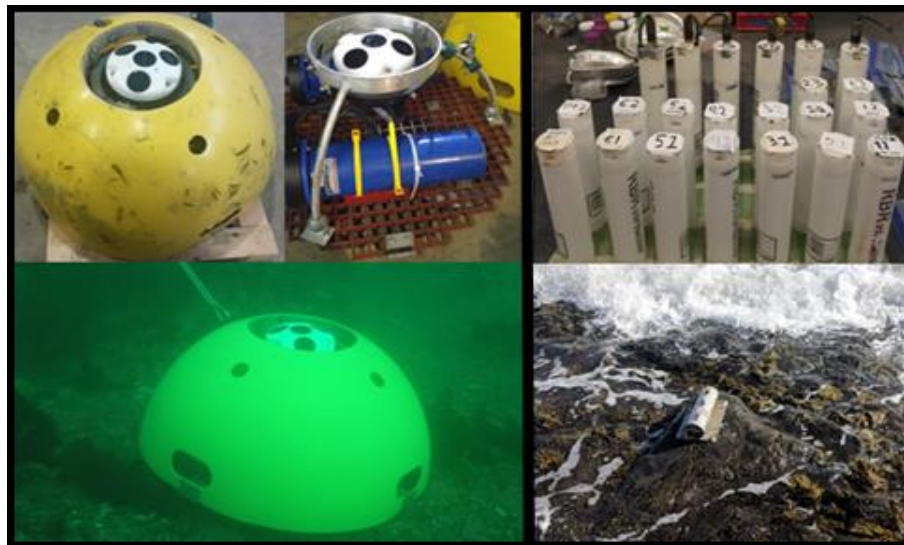


Figure 27. Photographies d'un profileur de courant AWAC à gauche et de capteurs de pression RBR à droite. (Source photos : LDGIZC)

3.4 ANALYSE DES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES

3.4.1 Caractérisation des conditions hydrodynamiques

La caractérisation du climat de vague au large durant la période entre 1980 et 2017 a été réalisée à partir des données de vagues modélisées (WW3). Les données d'AWAC mesurées de fin 2017 à fin 2019 ont quant à elles été utilisées pour représenter les états de mer pendant la période du suivi à haute résolution (profils de plage et topographie de surface à haute résolution). L'analyse du flux d'énergie au large a été effectuée pour étudier le régime énergétique du site à l'étude. Il permet de quantifier la décharge énergétique induite par le déferlement des vagues à la côte à partir de la hauteur et de la période des vagues mesurées au large. Le flux d'énergie a été estimé conformément à la méthode décrite par Tucker et Pitt (2001)

$$F = \frac{\rho g^2}{64\pi} H_s^2 T \quad (\text{Équation 1})$$

où F est exprimé en $kW/(m^3 \cdot s)$, $\rho = 1.025 \text{ kg}/m^3$ et représente la densité de l'eau de mer, g représente l'accélération gravitationnelle ($9,81 \text{ m/s}^2$), H_s correspond à la hauteur significative de vague et T représente la période de vague.

La comparaison des conditions de vagues a été effectuée entre le site d'étude et le site témoin à partir de deux RBR. Les instruments étaient situés à 5 m de profondeur dans la zone infralittorale de chaque site (figure 21). La hauteur significative des vagues a été comparée du 22 juin au 18 novembre 2019.

3.4.2 Niveau d'eau totaux

Les niveaux d'eau totaux (NET) ont été calculés entre avril 2016 et décembre 2019. Le NET correspond au niveau maximum atteint par la mer à la côte. Il constitue la somme de la marée astronomique, des composantes non astronomiques de la marée, du *set-up* et du jet de

rive (figure 28). Les composantes non astronomiques de marée comprennent, entre autres, les variations verticales induites par les effets du baromètre inverse.

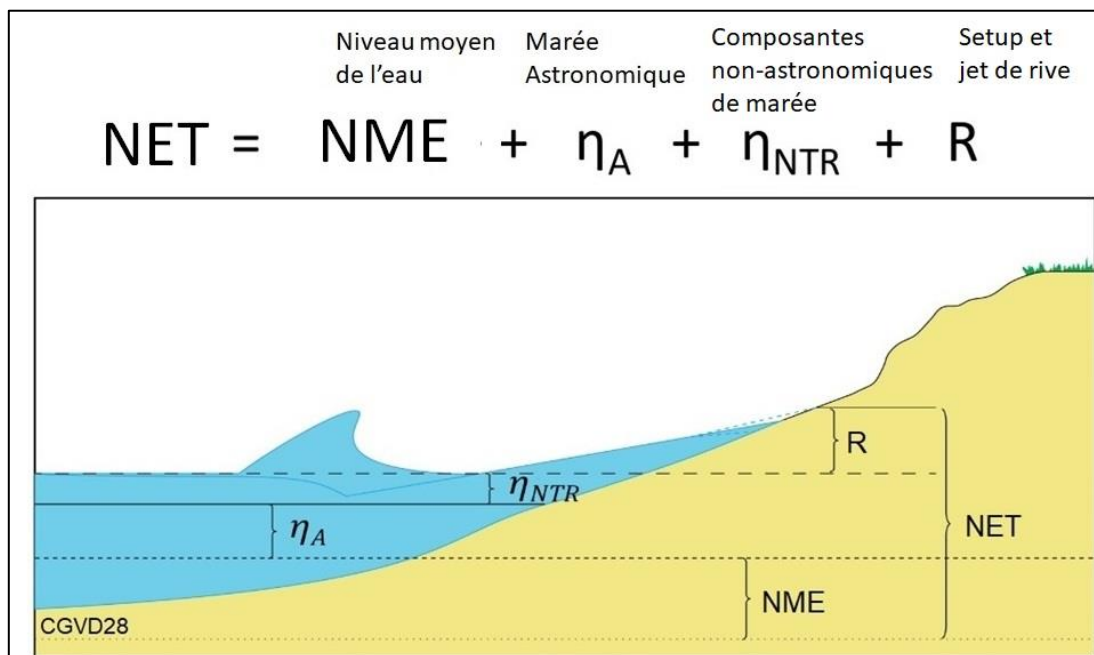


Figure 28. Présentation des composantes formant le niveau d'eau total (modifié de Serafin & Ruggiero, 2014).

Le niveau marin moyen, la marée astronomique et les composantes non astronomiques des changements d'élévation du plan d'eau ont été calculés à partir des capteurs RBR à Cap-des-Rosiers et des données de la station marégraphique de Rivière-au-Renard, située à 21 km au NO du site d'étude. Le jet de rive et le *set-up* sont calculés à partir des équations 2 et 3. Ces formules empiriques ont été spécifiquement développées pour les environnements côtiers du Québec maritime (Didier *et al.*, 2020). La paramétrisation de ces équations a été effectuée à partir des données de jet de rive obtenues entre autres à l'aide de la caméra AXIS installée sur le site de Cap-des-Rosiers (Didier *et al.*, 2017).

L'élévation du *set-up* ($\langle \eta \rangle$) a été calculée tel que :

$$< \eta > = 0.0055 \frac{(H_0 L_0)^{0.5}}{\beta} \quad \text{(Équation 2)}$$

où l'élévation du *set-up* ($<\eta>$) est exprimée en mètre par rapport au datum CGVD28. H_0 correspond à la hauteur significative des vagues au large, L_0 correspond à la période significative des vagues au large et β représente la pente de l'estran.

Le jet de rive ($R_2\%$) comprend le *set-up* et représente l'élévation maximale atteinte par 2 % des jets de rive sur une période d'échantillonnage donnée. Il a été calculé tel que

$$R_{2\%} = 1.06 \left(0.0055 \frac{(H_0 L_0)^{0.5}}{\beta} + \frac{0.32 (H_0 L_0 \beta)^{0.5}}{2} \right) \quad \text{(Équation 3)}$$

où l'élévation du jet de rive ($R_2\%$) est exprimée en mètre par rapport au datum CGVD28. H_0 correspond à la hauteur significative des vagues au large, L_0 correspond à la période significative des vagues au large et β représente la pente de l'estran.

3.5 DONNÉES TOPOMORPHOLOGIQUES

3.5.1 Suivi topomorphologiques

3.5.1.1 Profils de plage

Les relevés de profils de plage ont été effectués avec des GPS-différentiels (DGPS) Trimble © R8 Model 3 et R10 Model 1 et 2. Si nécessaire, des antennes radio Trimble © HPB 430-450 MHz ont été utilisées pour effectuer des mesures jusqu'à 12 km des points de base (bornes du réseau géodésique du Québec ou points géoréférencés par le LDGIZC). Les DGPS ont été utilisés en modes RTK (Real Time Kinematic) permettant de mesurer des points avec une précision de 3 cm en latitude, longitude et élévation en temps réel. Les points ont été mesurés en mode topocontinu à intervalles de 50 cm le long de profils d'orientation radiale à la ligne de rivage. Ces profils recoupent perpendiculairement la ligne de rivage et se prolongent de part et d'autre dans les zones supratidales, intertidales et infratidales. En plus des coordonnées géographiques (latitude, longitude et élévation), le type de surface (sédiments, végétation, roc, ...) et les paramètres morphologiques (position du pied de la

terrasse de plage, de la falaise ou de l'ouvrage de défense, position de la ligne de rivage) ont été renseignés pour chaque point mesuré. Ce protocole a été répété à chaque date d'inventaire sur les mêmes profils.

Au total, 28 levés ont été réalisés entre le 19 avril 2011 et le 27 octobre 2019. Les informations relatives aux relevés des profils de plages sont détaillées dans l'annexe 2.

3.5.1.2 Topographie par lidar

Des données topographiques des plages ont été acquises avec le système mobile de lidar (SMLT) du LDGIZC. Cet appareil, composé d'un balayeur laser, d'un système de navigation inertiel GPS-INS (composé d'un IMU et d'un récepteur GPS) et d'une caméra, est installé sur un véhicule tout terrain de type côte à côte. Il permet l'acquisition rapide et précise de nuages de points topographiques à très haute définition.

Le balayeur laser est un Riegl VQ-250 à miroir rotatif. La fréquence de balayage utilisée est de 100 Hz pour permettre l'acquisition de 300 000 points par seconde à une vitesse du véhicule variant entre 10 et 40 km/h. Le capteur est positionné avec un angle de tangage de $17,58^\circ$, un angle de lacet de $157,28^\circ$ et un angle de roulis quasi nul de $-0,31^\circ$ afin de maximiser la plage de balayage qui est de 360° . La hauteur d'acquisition correspond à la hauteur approximative du balayeur par rapport au sol, soit environ 2 m. Une caméra est utilisée en complément du capteur laser afin de colorer le nuage de points et d'aider à l'interprétation. La caméra couleur vidéographique PointGrey Grasshopper GRAS-50S5C-C à capteur CCD a une résolution de 2448 par 2048. Elle est installée à un angle de $90,8^\circ$ en lacet et de $-2,8^\circ$ en roulis du côté arrière droit du véhicule. Sa vitesse est programmée pour acquérir une trame à tous les 3 m. Pour enregistrer les mouvements et la position du véhicule, le système de navigation inertiel GPS-INS installé sur le véhicule est le POS-LV 220 du manufacturier Applanix. Ce système est composé du récepteur GPS, de deux antennes GPS Trimble Zephyr model 2, d'une centrale inertielle (IMU) et d'un instrument de mesure de distance (DMI). Les données GPS brutes sont enregistrées par l'appareil et sont corrigées par

post-traitement à partir de données enregistrées par un récepteur de base statique positionné sur un point géodésique connu.

En plus de ce dispositif de positionnement à haute précision, des points de contrôle ont été installés lors des levés Lidar pour assurer la qualité des données produites. Les points de contrôle ont été utilisés lors de la phase de validation pour le calcul du biais et de la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne. Préalablement à cette étape de validation, les données brutes ont été post-traitées à partir du logiciel LP360. Plusieurs algorithmes de classification semi-automatisée ont été utilisés pour filtrer le bruit induit par la végétation, les infrastructures anthropiques et les mauvaises conditions atmosphériques. Les infrastructures de protection comme les enrochements ont été conservées. La qualité de ces tâches a été évaluée par un opérateur qui s'est également chargé de finaliser le post-traitement en supprimant manuellement le bruit résiduel. Suite à cette étape, les modèles numériques de terrain (MNT) d'une définition de pixel de 5 cm ont été exportés.

Au total, 7 levés topographiques ont été réalisés du 8 juillet 2016 au 8 octobre 2018. Les informations relatives aux dates, heures et hauteurs d'eau durant les relevés topographiques réalisés avec le SMLT sont détaillées dans l'annexe 3.

3.5.1.3 Topographie par photogrammétrie SfM

La topographie par photogrammétrie SfM repose sur l'utilisation d'images aériennes de basse altitude pour la reconstruction de nuages de points topographiques à très haute résolution. Le terme SfM vient de *Structure from Motion*, qui est une technique dérivée de la photogrammétrie classique visant à simplifier et à standardiser la reconstitution de surfaces 3D à partir d'images 2D. Elle propose une plus grande automatisation dans les phases de calcul des paramètres externes de la caméra et de détection des points homologues sur chaque photographie (algorithmes SIFT). Elle permet également de reconnaître des caractéristiques conjuguées dans une même image et/ou dans plusieurs images aux échelles et aux points de vue sensiblement différents.

Les images aériennes de basse altitude traitées par SfM ont indifféremment été collectées à l'aide de cerfs-volants, de ballons d'hélium (caméra Ricoh GR2) ou de drones (caméras des drones DJI Mavic 2 Pro et Phantom 4 RTK). Quel que soit l'outil utilisé, le protocole d'acquisition des images a reposé sur les deux étapes suivantes.

- La mise en place d'un réseau de points de contrôle (figure 29-3). Appelés GCPs (*Ground Control Points*), ils ont été disposés au sol de manière homogène sur l'ensemble de la superficie des sites d'étude. Selon le levé, l'utilisation de 15 à 25 GCPs a été nécessaire. Les positions X, Y et Z des GCPs ont été mesurées avec des GPS-différentiels (DGPS). Une fois leurs positions mesurées, les GCPs ont été laissés en place durant toute la durée des survols.
- La collecte des images lors des survols des sites (figure 29-2). Les images ont été collectées de manière à obtenir un fort recouvrement latéral (> 70 %) et frontal (> 80 %) entre elles. Lorsqu'un drone est utilisé, ce résultat a été obtenu automatiquement grâce à la paramétrisation des survols dans l'application DJI GO. Pour chaque survol, les appareils de prise de vue ont été réglés en mode priorité à la vitesse d'obturation avec la sélection d'une valeur adaptée aux conditions météorologiques. Ce mode permet d'éviter le flou induit par les mouvements de la caméra tout en laissant à l'appareil une gestion autonome des autres paramètres.

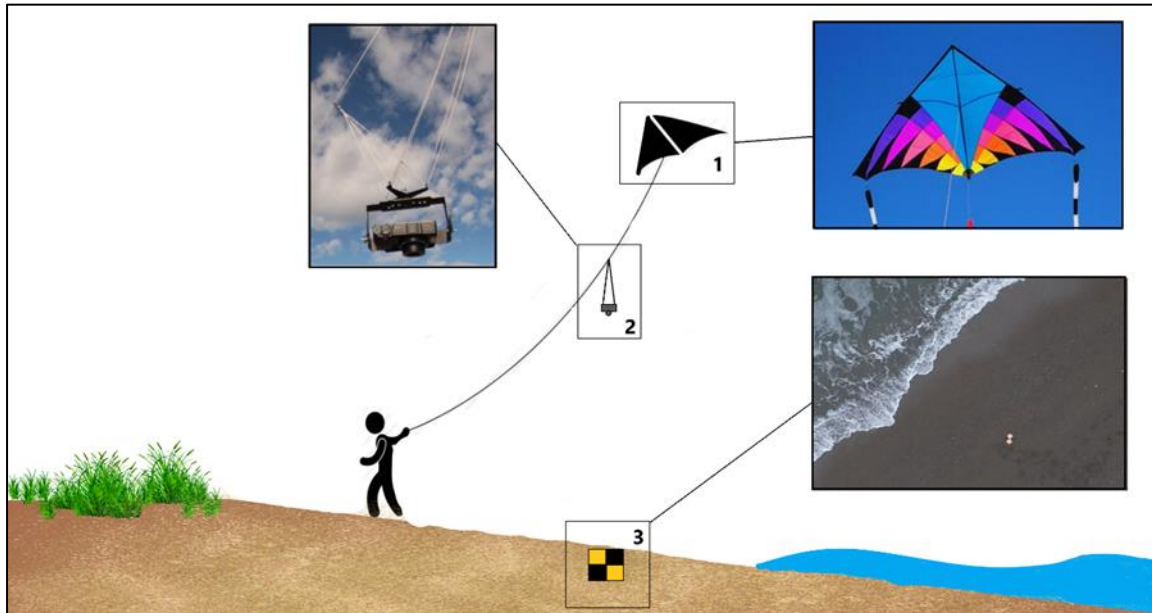


Figure 29. Représentation d'un levé photogrammétrique à l'aide d'un cerf-volant (1). Lors d'un relevé effectué à l'aide du drone, la caméra (2) est intégrée à l'engin aéroporté qui n'est conséquemment pas attaché.

Le traitement des images par photogrammétrie SfM (figure 30) a été réalisé en laboratoire à l'aide d'un supercalculateur (double processeur Intel® Xeon® Gold 6128 6 CPU, 3,7 GHz, totalisant 24 fils d'exécution (*threads*), 128 Go de mémoire vive, 3 cartes graphiques Quadro P5000 à 16 Go de mémoire vive dédiée aux tâches de calcul) et du logiciel Agisoft Metashape Pro. L'algorithme de netteté de Metashape a été utilisé pour estimer la qualité des images. Toutes les images dont l'indice de netteté était inférieur à 0,7 ont été supprimées pour ne pas nuire à la qualité des reconstructions. Les images retenues ont été alignées avec les paramètres de qualité les plus élevés. L'alignement des images a d'abord été optimisé par l'ajustement progressif des paramètres externes de la caméra, en seuillant le nombre minimum d'images par point d'appairage à 3 et en utilisant un filtre de réduction graduelle de l'erreur de reprojection. Les GCPs ont ensuite été positionnés sur les images. Cette action permet de géoréférencer les nuages de points clairsemés tout en améliorant l'alignement des caméras et la géométrie des nuages de points clairsemés. Ces derniers ont ensuite été densifiés pour obtenir une définition de $\pm 1\,000$ points/m². Un modèle

numérique d'élévation est ensuite créé à partir du nuage de points. Finalement, une mosaïque d'images aériennes géoréférencées est créée. L'information des différents extrants est disponible aux tableau 4 et à l'annexe 4.

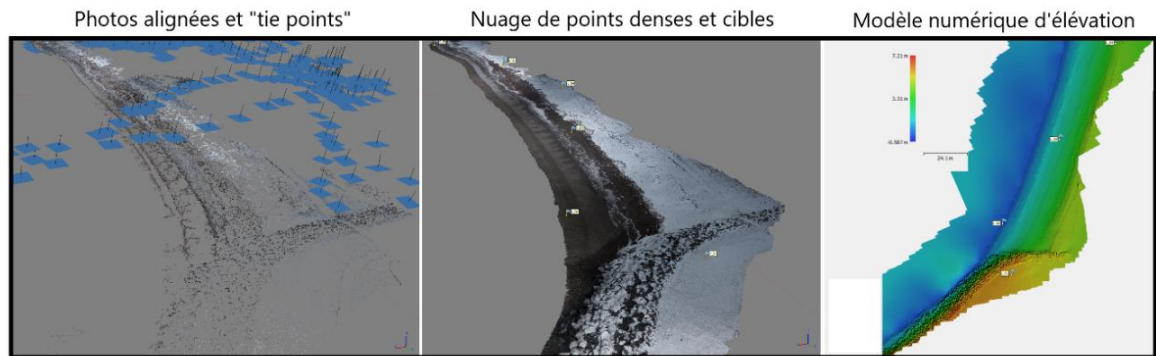


Figure 30. Exemples des données photogrammétriques produites.

Tableau 4. Informations relatives aux extrants des données photogrammétriques produites.

Date	Erreur de géoréférencement (cm)	Résolution de l'image (cm)	Erreur de positionnement de la ligne de côte (cm)
11 août 2018	0,75	10	15
26 nov. 2018	1,5	5	10
3 mai 2019	4,1	10	15
7 juin 2019	1,5	10	15
5 juillet 2019	1,4	10	15
28 nov. 2019	4,2	10	15

3.5.2 Analyses des données topomorphologiques

L'analyse des données topomorphologiques comprend l'analyse des données vectorielles de profil de plage (28 levés) et des données surfaciques (13 levés) provenant de la photogrammétrie et du Lidar. À Cap-des-Rosiers, ces données ont été utilisées en effectuant des analyses pluriannuelles (2011-2019) à l'aide des profils de plage en plus d'analyse saisonnière (2016-2019) à l'aide de l'ensemble des données topomorphologiques.

3.5.2.1 Variabilité pluriannuelle des profils

À Cap-des-Rosiers, l'analyse de la variation du profil de plage a été effectuée à partir des profils n^{os} 4, 9, 12, 17, 21, 25 et 32. La position des profils est illustrée dans les différentes figures, dont la figure 19 et figure 43. Les profils n^{os} 9, 17 et 21 ont été détaillés annuellement, car ils ont été mesurés depuis 2011 et représentent trois environnements différents présents sur le site d'étude. Le profil n° 9 est situé sur le cordon protégeant le marais, le profil n° 17 est adossé contre une terrasse de plage et le profil n° 21 possède une plateforme rocheuse sur le bas-estran et en avant-plage comme représenté à la figure 20-2.

3.5.2.2 Bilans sédimentaires et pentes de plage

Les profils de plage ont été utilisés pour calculer des bilans sédimentaires et des pentes moyennes de plage. Pour le site d'étude, les profils n^{os} 26, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 35 et 36 n'ont pas été utilisés. Ces profils présentent trop d'incertitudes liées à la présence d'affleurements rocheux et de blocs. Lors de l'acquisition de données à l'aide du DGPS, ces obstacles rendent difficiles l'enregistrement de points et entraîne une trop grande variabilité entre les différents relevés. L'ensemble des huit profils du site témoin ont été utilisés.

Pour générer les bilans sédimentaires, les volumes des profils ont été calculés entre la ligne de rivage et l'élévation de -0,6 m qui correspond au niveau de basse mer inférieure de marée moyenne (BMIMM). Ce seuil a été retenu en raison de sa présence sur la majorité des profils mesurés. Le volume de chaque profil a ensuite été extrapolé entre les différents profils pour calculer le volume de sédiment de plage. Par la suite, pour pouvoir comparer les bilans

sédimentaires des sites d'étude et témoin, ces volumes ont été divisés par la longueur des plages respectives. Les volumes sont exprimés en m³/m linéaire de plage.

La moyenne des pentes a été effectuée en utilisant la pente du haut estran, soit entre la BMIMM de -0,6 et 3,2 m (CGVD28) ou la base d'infrastructure de protection. Ces élévations permettent de calculer la pente sur l'ensemble des profils à Cap-des-Rosiers.

3.5.2.3 Analyse de la variabilité du trait de côte

Pour Cap-des-Rosiers, l'analyse de la variabilité du trait de côte est effectuée à partir des profils moyens du site d'étude. Pour cette analyse, le trait de côte correspond à l'élévation de 1,45 m (CGVD28) représentant le 90e percentile des NET de 2016 à 2019. Cette élévation est située 0,15 cm au-dessus de la PMSGM. La distance entre le trait de côte et un point de référence situé en arrière-plage a été calculée pour chaque profil. La variabilité du trait de côte a ensuite été calculée pour la période avant et après le démantèlement ainsi que pour l'ensemble de la période d'étude.

3.5.2.4 Analyse des données surfaciques

L'analyse des données surfaciques a été réalisée en créant des différentiels de MNT à l'aide du logiciel ArcGIS. Ces différentiels ont ensuite été utilisés pour calculer le volume de sédiments érodés (érosion), de sédiments déposés (accrétion), de sédiments mobilisés (érosion + accrétion) et le bilan sédimentaire (érosion - accrétion). Les différentiels de MNT permettent également d'acquérir une représentation spatiale à haute résolution des variations d'élévations. L'ensemble des représentations cartographiques des différentiels est présenté aux annexes 5 à 7.

CHAPITRE 4

RÉSULTATS

4.1 ÉVOLUTION HISTORIQUE DE LA LARGEUR DE LA PLAGE DE CAP-DES-ROSIERS (1963-2019)

Avant la construction de la route et des ouvrages de protection, la plage de Cap-des-Rosiers était relativement large. Sur une photo aérienne oblique historique de 1927, nous avons évalué la largeur de plage entre 30 et 50 m (figure 31).



Figure 31. Vue oblique du site d'étude de Cap-des-Rosiers en 1927. (Source photo : La Compagnie aérienne franco-canadienne)

L'analyse historique des photos aériennes montre que la largeur moyenne du site d'étude connaît une diminution constante passant de 33,6 m en 1963 à 14,5 m en 2009. Lors de cette période, la largeur moyenne du site témoin est restée stable avec une moyenne de 49,1 m. Après le démantèlement, la largeur moyenne du site d'étude est passée de 15,3 m en 2016 à 51,2 m en 2019, soit une valeur légèrement supérieure à la moyenne du site témoin (figure 32). L'écart-type du site d'étude est toujours plus élevé en raison de la présence de plateforme rocheuse au sud qui influence l'accumulation des sédiments. Les variations de la largeur de plage sont représentées dans les photographies de la figure 33, qui illustre le site

d'étude sans infrastructures de protections, avec des infrastructures et après leur démantèlement.

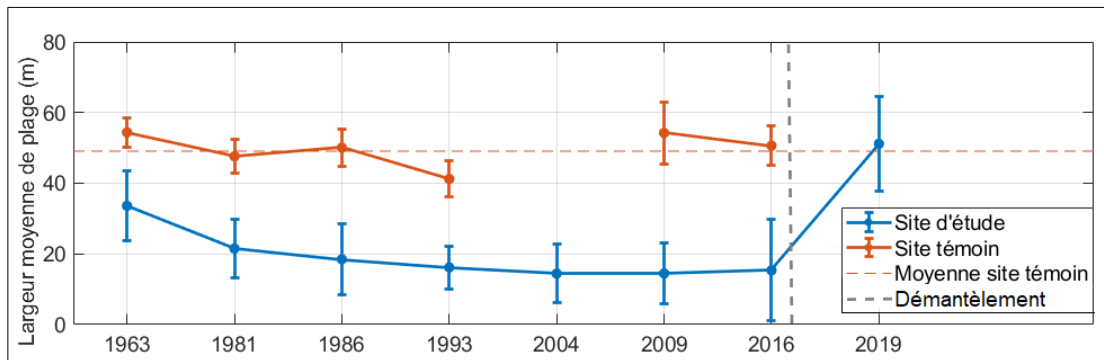


Figure 32. Analyse historique de la largeur moyenne de plage à Cap-des-Rosiers.



Figure 33. Évolution de la largeur de plage en 1927, 2011 et 2019 soit, respectivement, avant la construction de la route, suivant la mise en place d'infrastructures de protection et après le démantèlement de la route et de ses infrastructures. (Source photo 1 : J.-Gérard Lacombe , Source photo 2 et 3 : LDGIZC)

En comparant la largeur de la plage sur le site d'étude avant et après le démantèlement, on observe une augmentation de la largeur sur la majorité des transects, pouvant atteindre 49 m (figure 34). La variabilité de la largeur de plage de certains transects est demeurée faible. Les transects n^{os} 7 à 9 correspondent à une section d'enrochement ayant été préalablement démantelée en 2011 et le transect n° 35 correspond à la construction d'un enrochement près de l'épi du quai. Il est à noter que le premier démantèlement a entraîné une augmentation de 40 m de la largeur de plage sur les transects n^{os} 7 à 9 en 2011.

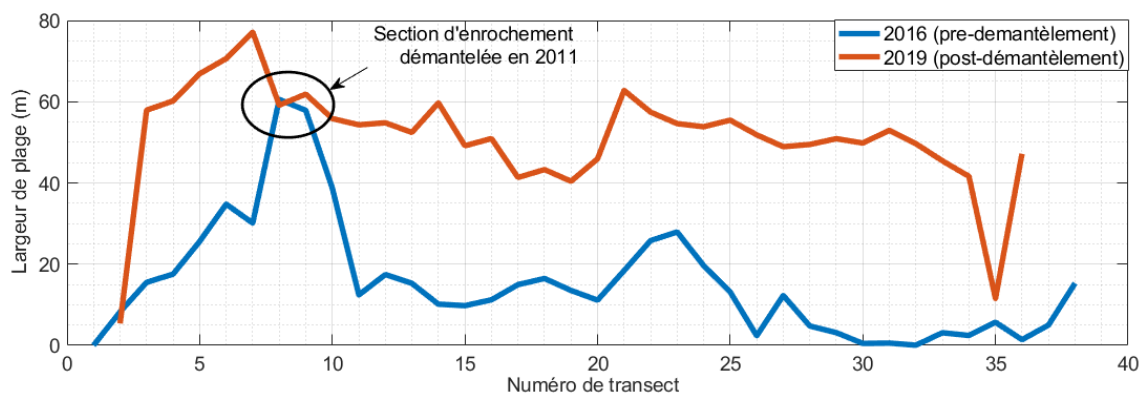


Figure 34. Analyse de la largeur de plage du secteur d'étude avant et après le démantèlement de l'enrochement et de la route de Cap-des-Rosiers. Le transect n° 0 représente le phare et le transect n° 40 représente le quai de Cap-des-Rosiers.

4.2 CARACTÉRISATIONS CÔTIÈRES

4.2.1 Caractérisation granulométrique

Les résultats de la campagne granulométrique démontrent que le site d'étude possède une granulométrie plus fine que le site témoin avec un D_{50} de 9,5 mm et 15,6 mm respectivement. Le site d'étude possède une proportion plus faible de matériel grossier ($> 30\,000\ \mu\text{m}$) en plus d'une plus grande proportion de matériel compris entre 500 et 7000 μm que sur le site témoin (figure 35).

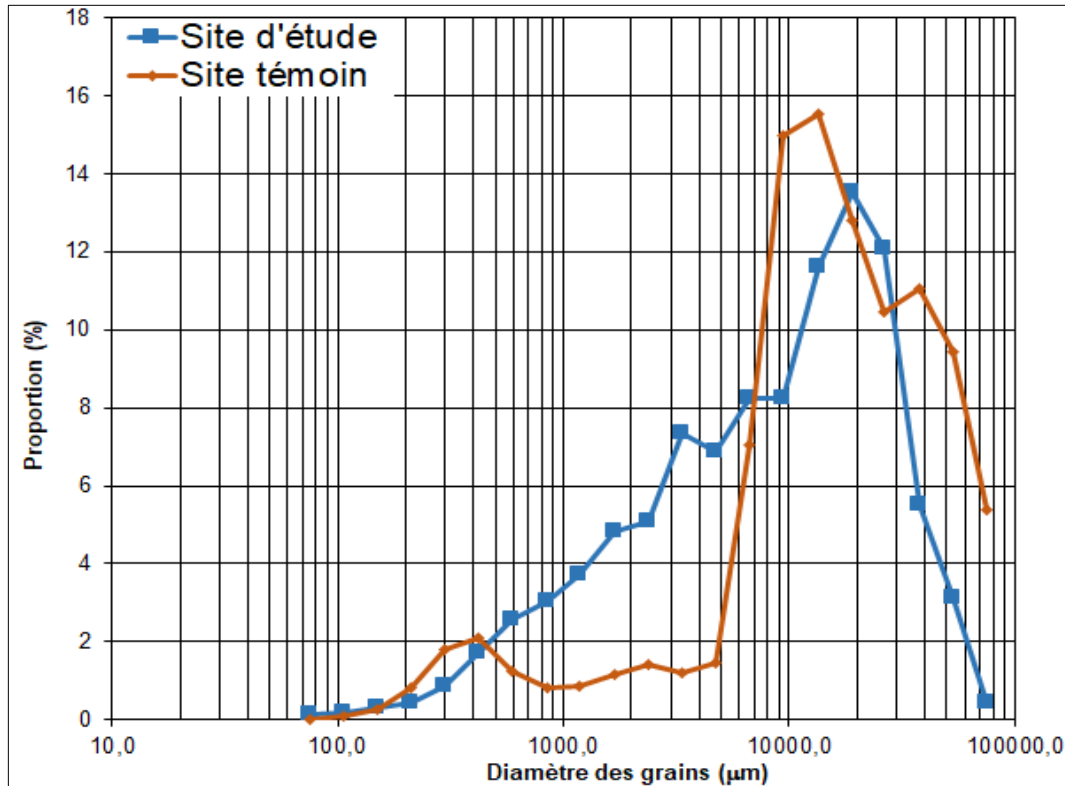


Figure 35. Proportion des tailles granulométriques de l'ensemble des échantillons récoltés sur les sites d'étude et témoin à Cap-des-Rosiers le 10 octobre 2018.

Lors de la campagne granulométrique, on remarque la présence de sable sur l'ensemble de la plage du site d'étude, mais seulement en bas de plage (St3) sur le site témoin. On remarque également la présence de silt uniquement sur le site d'étude et majoritairement en haut de plage sur les transects pr22 et pr26 (figure 36). Une grande proportion de silt dans les échantillons est expliquée par une recharge effectuée dans cette zone le 19 septembre 2018. Le sédiment de la recharge provient des travaux de dragage effectués dans le quai de Cap-des-Rosiers, lequel contenait entre 3,1 et 5 % de silt (Parcs Canada, communication personnelle).

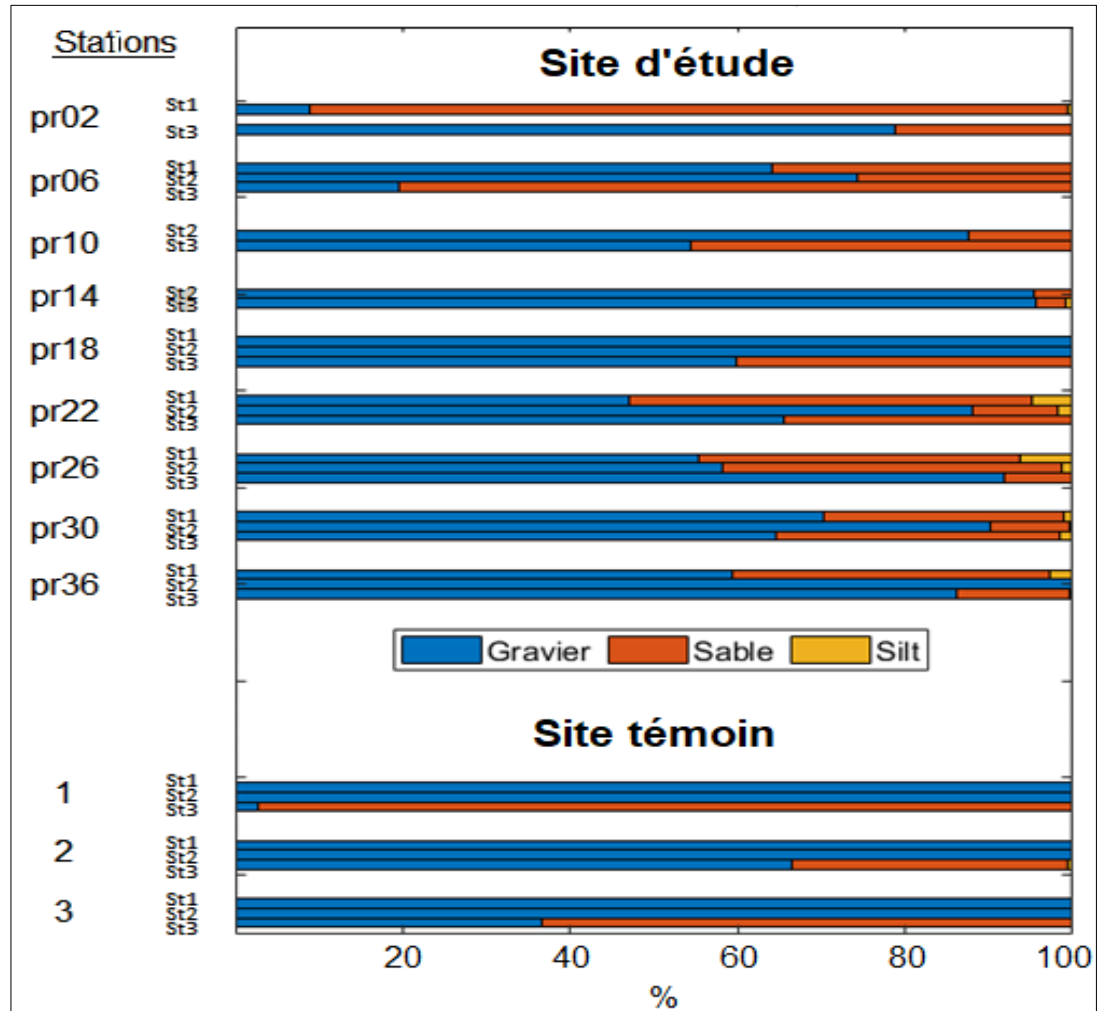


Figure 36. Proportion de gravier, de sable et de silt dans les différents échantillons granulométriques récoltés à Cap-des-Rosiers. Les stations (St1) correspondent au haut de plage, les stations (St3) correspondent au bas de plage.

4.2.2 Conditions hydrodynamiques

Selon l'analyse des conditions hydrodynamiques enregistrées à partir de l'AWAC qui représente le climat de vague entre novembre 2017 et 2019 au large de Cap-des-Rosiers, les vagues les plus énergétiques proviennent de l'ESE-SE (112,5 °N à 145 °N). Ces vagues sont également les plus fréquentes et représentent 34 % des vagues enregistrées. Ces vagues provenant du golfe du Saint-Laurent ont atteint plus de 3 m avec des périodes de plus de 10 s. Les vagues du NNE-NE (22,5 °N à 45 °N) sont la deuxième constituante la plus importante

représentant 21 % des vagues enregistrées et ont atteint jusqu'à une hauteur significative de 2 m (figure 37).

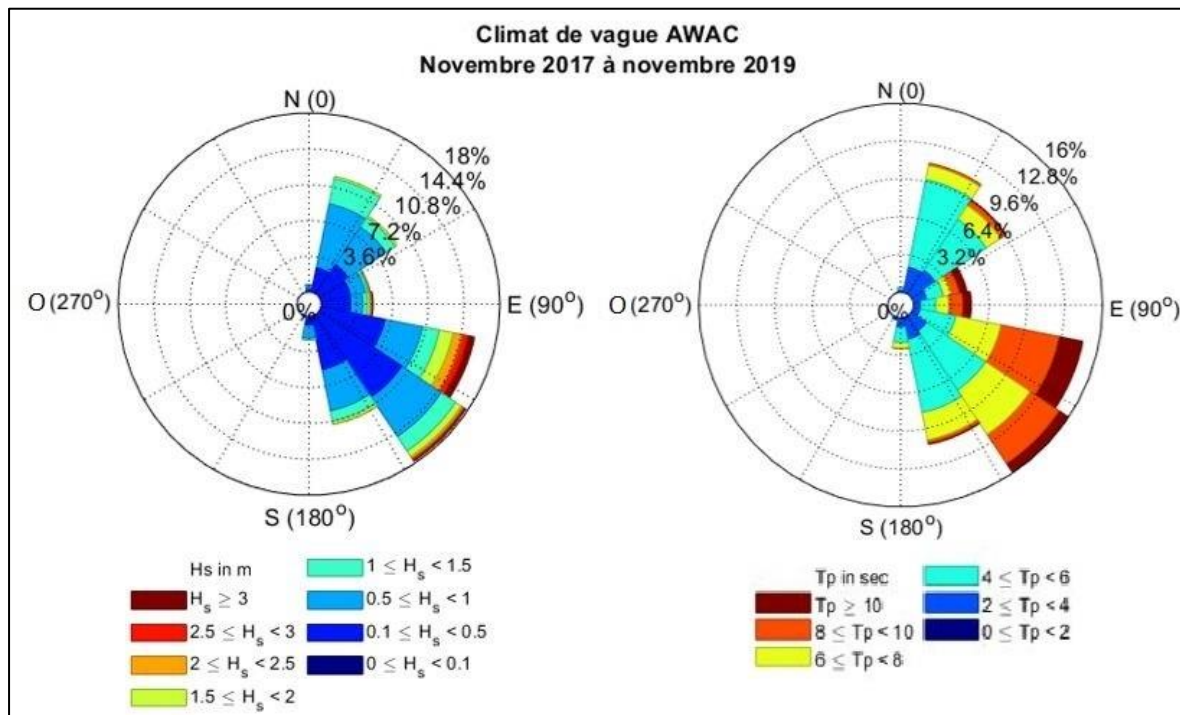


Figure 37. Roses des vagues représentant la hauteur significative (H_s) et la période pic (T_p) des vagues de Cap-des-Rosiers mesurée avec l'AWAC du 21 novembre 2017 au 18 novembre 2019.

En comparant les données de l'AWAC à celles du point modélisé WW3, on observe une différence concernant la deuxième constituante de vague la plus importante qui est du NNE-NE (22,5 °N à 45 °N) à l'AWAC et du NNO (325 °N à 335 °N) au point WW3 (figure 23). Nous suggérons que cette différence est liée à la position de l'AWAC qui se trouve plus près des côtes (figure 21). Les vagues provenant du NNO au large sont ainsi diffractées vers le site d'étude et enregistrées comme NNE-NE par l'AWAC. Dans ce cas, les données directionnelles de vague à l'AWAC représentent davantage les conditions sur le site d'étude et celles de WW3 les conditions au large. Cette hypothèse est soutenue par la direction des vagues à la côte illustrée dans les images de la caméra AXIS et de celle du phare de Cap-des-Rosiers, le 14 novembre 2018, où l'AWAC mesurait des vagues du NE (36 °N) et WW3 modélisait des vagues du NNO (332 °N) (figure 38). Il est ainsi indispensable d'utiliser des

appareils de mesure hydrodynamique *in situ* pour bien interpréter les dynamiques hydrosédimentaires d'un site d'étude.



Figure 38. Représentation d'ondes de vague le 14 novembre 2018 à partir de la caméra située dans le phare (à gauche) et de la caméra AXIS (à droite). Il est à noter la direction des vagues à la côte sont orientées NE. (Source photos : LDGIZC)

Le régime énergétique des vagues sur le site de Cap-des-Rosiers est exprimé par le cumulatif du flux d'énergie produit par un front d'onde de vague par année (figure 39). Avec un cumulatif moyen de $7,42 \times 10^7$ kW/(m³•s) pour la période de 1980 à 2019, la période d'étude de 2011 à 2019 présente un climat de vague plus énergétique avec une moyenne de 8,91 kW/(m³•s). Seuls les cumulatifs du flux d'énergie de l'année 2015 et 2019 sont inférieurs à la moyenne. Il est à noter que les résultats des années 2018 et 2019 proviennent de l'AWAC situé à 21 mètres de profondeur, en comparaison avec les données précédentes provenant du point WW3, situé à 84 mètres de profondeur.

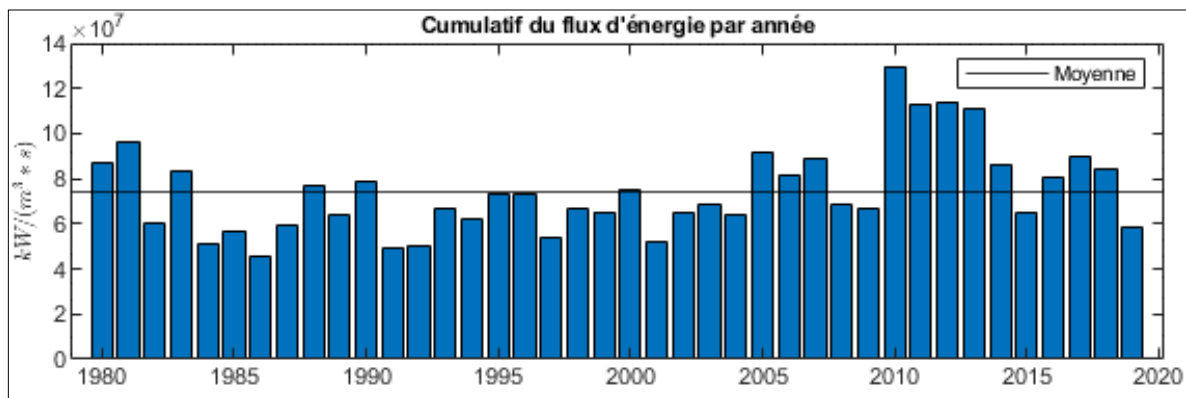


Figure 39. Caractérisation du climat de vague au large de Cap-des-Rosiers à partir de WW3 (1980-2017) et de l'AWAC (2018-2019).

On observe un régime de vagues plus énergétique sur le site témoin que sur le site d'étude (figure 40). L'énergie des vagues est plus élevée sur le site témoin lorsque les vagues sont supérieures à 3 m). La hauteur significative (H_s) des vagues est plus importante sur le site témoin lorsque H_s est plus élevé que 2 m. Ces phénomènes sont expliqués par la bathymétrie de secteur (figure 21). En effet, la plage sous-marine du site d'étude forme un plateau de 20-30 m de profondeur jusqu'à environ 3 km de la côte. En revanche, la plage sous-marine du site témoin s'abaisse plus brusquement vers le sud-est. Or, c'est de cette direction que proviennent les vagues les plus énergétiques. La dissipation de l'énergie des vagues par la friction sur le fond est donc moins importante sur le site témoin, ce qui se traduit par des vagues plus hautes.

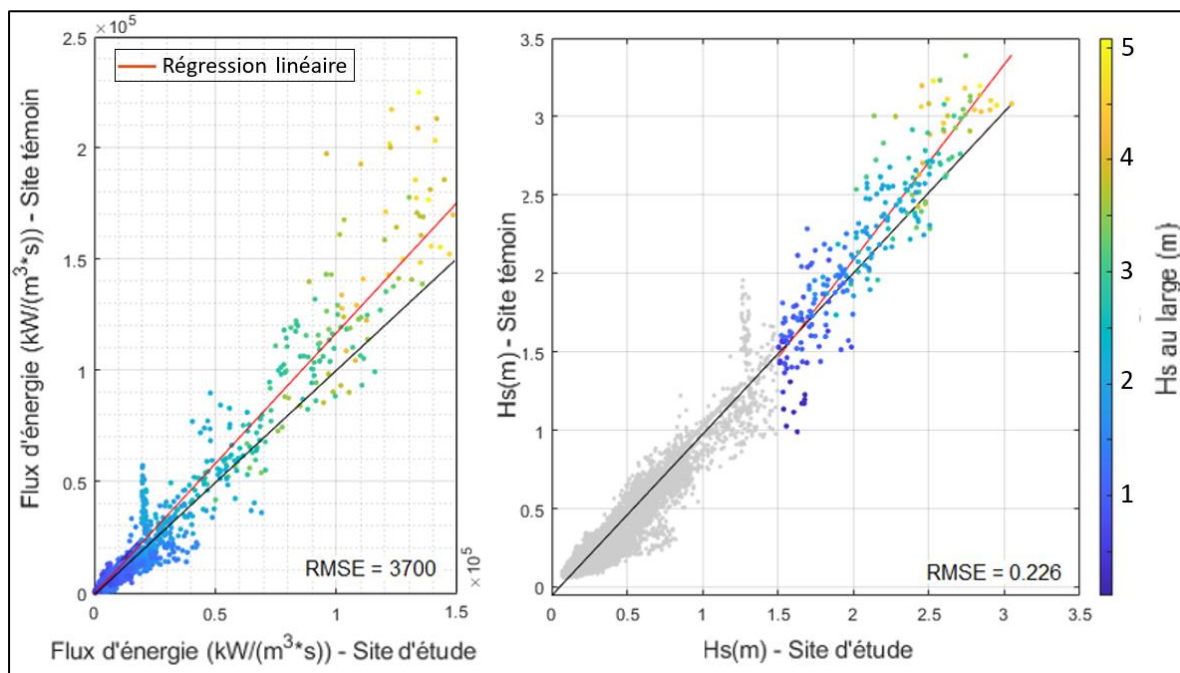


Figure 40. Comparaison du flux d'énergie (à gauche) et de la hauteur significative des vagues (à droite) à 5 m de profondeur, à partir de RBR, entre le site d'étude et le site témoin à Cap-des-Rosiers et selon la hauteur des vagues au large mesurée par l'AWAC (points colorés).

À Cap-des-Rosiers, la majorité des événements de franchissement ont lieu l'automne et au début de l'hiver lorsque les tempêtes sont les plus énergétiques (figure 41) et que la banquise n'est pas encore formée. La saison 2016 compte trois événements de

franchissement. Les événements du 30 décembre 2016 ($\text{NET} = 6,5 \text{ m}$) et du 4 janvier 2017 ($\text{NET} = 5,7 \text{ m}$) sont les deux plus importants durant la période d'étude suivant le démantèlement (figure 42).

Les saisons 2017 et 2018 comptent chacune quatre événements de franchissement. Pour l'année 2019, les données de vague sont disponibles jusqu'au 18 novembre. Bien qu'aucun événement majeur n'ait été enregistré lors de cette période, un événement hautement morphogène a eu lieu le 25 novembre 2019. Le NET de cette tempête a pu être estimé à partir des équations 2 et 3 (section 3.4.2), des niveaux d'eau mesurés à la station marégraphique de Rivière-au-Renard et des données d'archives de prévision de vague du modèle ICON (*Icosahedral Nonhydrostatic*). La tempête, avec une hauteur de vague significative de 2,4 m et une période de 8 s, atteint donc un NET de 3,9 m.

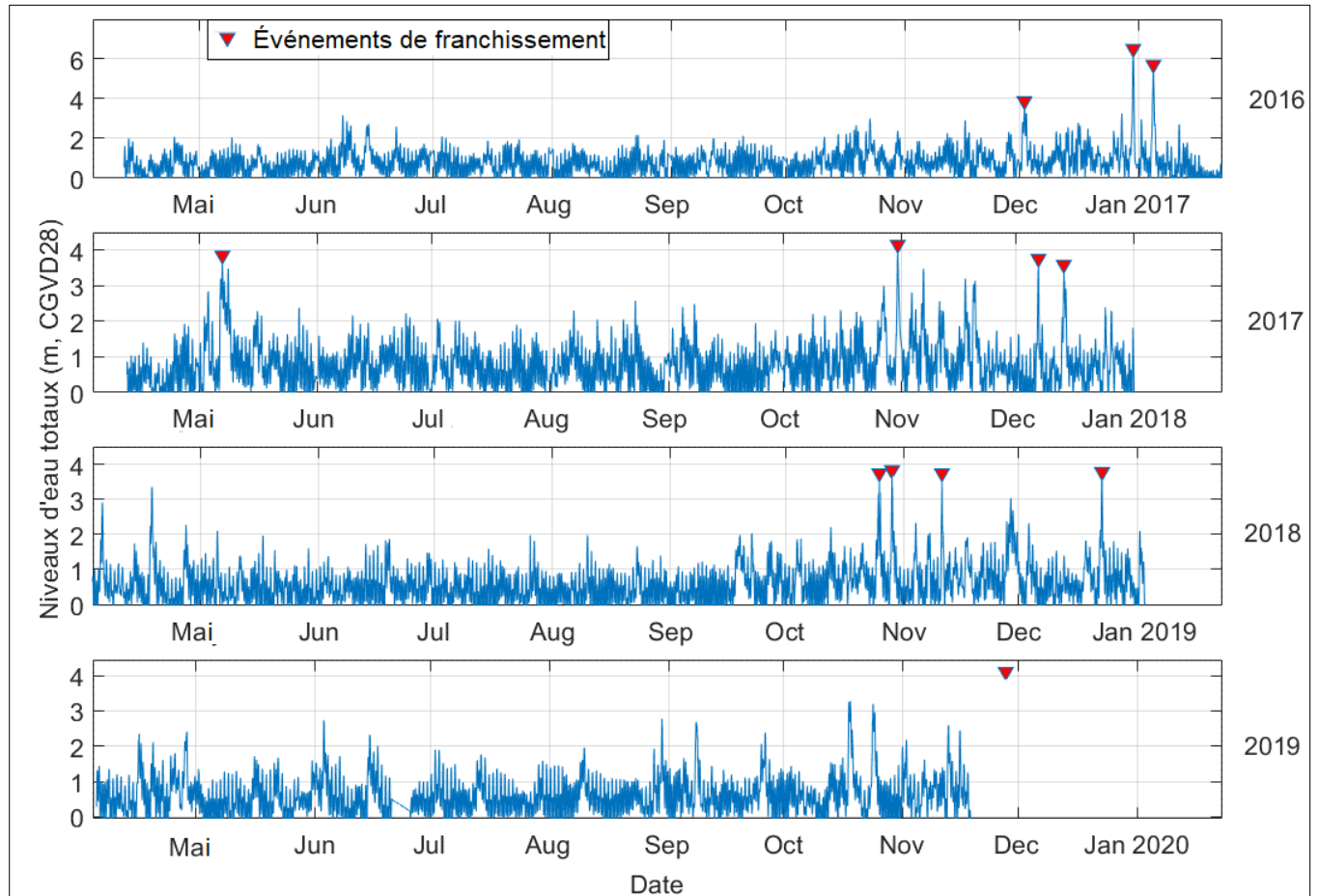


Figure 41. Niveaux d'eau totaux de 2016 à 2019 à Cap-des-Rosiers. Les triangles rouges représentent les événements de franchissement où le niveau d'eau total a dépassé 3,5 m. Ce seuil a été déterminé à l'aide des différents levés morphologiques et confirmé à l'aide des images de la caméra vidéo AXIS. Il est à noter que l'axe des Y de la figure de l'année 2016 est différent des autres.



Figure 42. Images avant et pendant l'événement de franchissement (14 décembre et 30 décembre 2016). N.B. La photo de droite a été enregistrée trois heures précédant l'atteinte maximale du niveau d'eau total. (Source photos : LDGIZC)

4.3 RÉPONSE DE LA PLAGE AU DÉMANTÈLEMENT D'UN OUVRAGE DE DÉFENSE CÔTIÈRE

4.3.1 Perturbations anthropiques

Un premier segment de la route et de l'enrochement a été démantelé en 2011. Par la suite, les travaux de renaturation de la plage de Cap-des-Rosiers se sont échelonnés de 2016 à 2018 (figure 43).

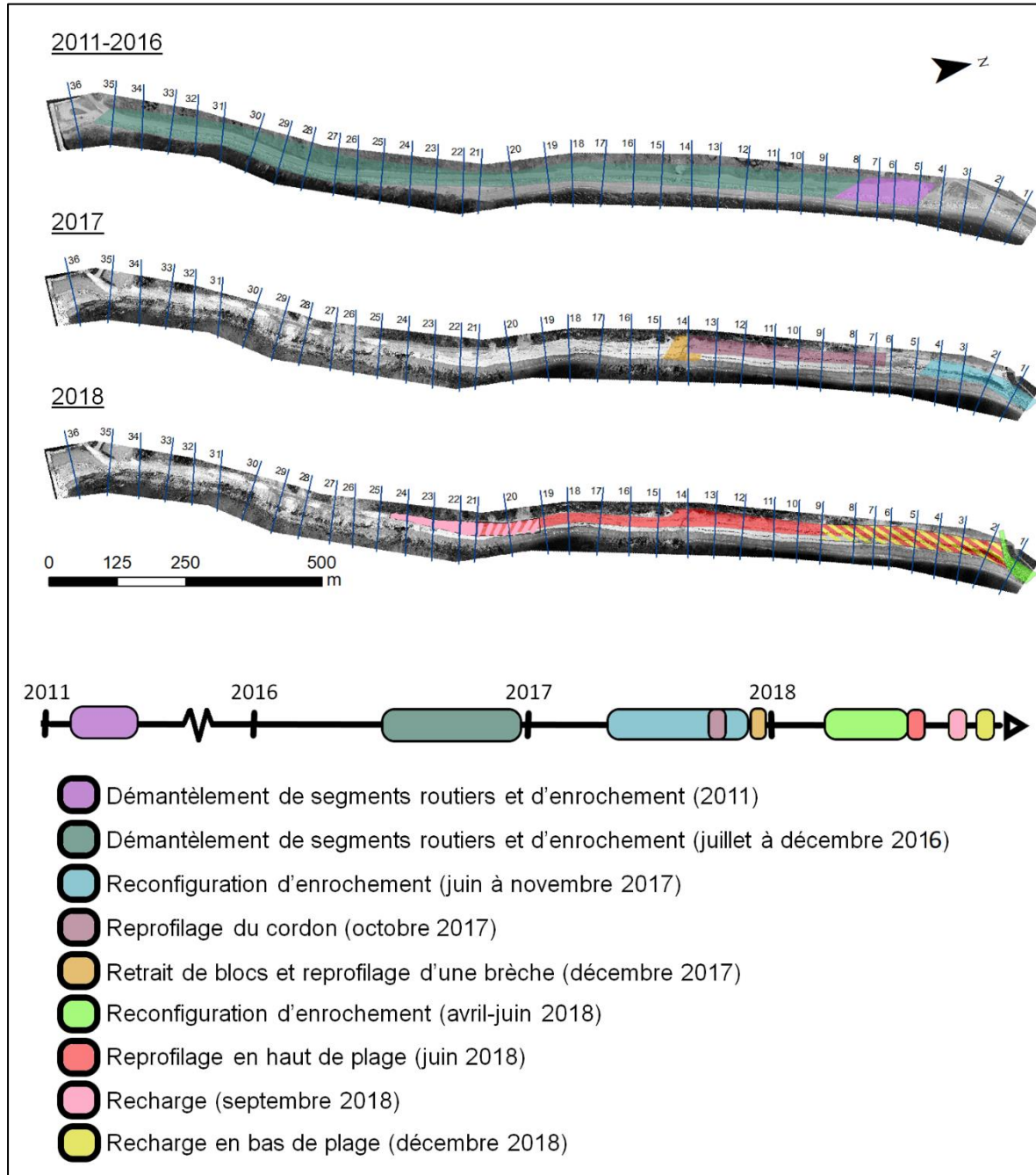


Figure 43. Description des interventions ayant été effectuées sur la plage.

Premièrement, à l'automne 2016 et en 2017, des travaux de démantèlement ont été effectués sur l'ensemble du site d'étude. Deuxièmement, à l'automne 2017 et au printemps 2018, des travaux de reprofilage et de « nettoyage » de plage ont été réalisés. Le reprofilage

anthropique de la plage a été effectué selon les plans de la firme de génie WSP Inc., qui suggère une pente de $6,3^\circ$ (9:1) sur l'ensemble de l'estran au nord du profil n° 19 et une pente d'estran de $6,3^\circ$ (9:1) suivi d'une pente de $18,4^\circ$ (3:1) en haut de plage au sud du profil n° 20 (figure 44). Le nettoyage de plage a consisté au retrait des blocs d'enrochement de plus de 30 cm présents sur la plage. Finalement, à l'automne 2018, deux recharges ont été effectuées, pour valoriser le matériel récupéré lors du dragage du quai de Cap-des-Rosiers. Le volume total de ces recharges est de 6 840 m³ (Parcs Canada, communication personnelle). La figure 45 illustre les différentes interventions ayant été effectuées sur le site d'étude.

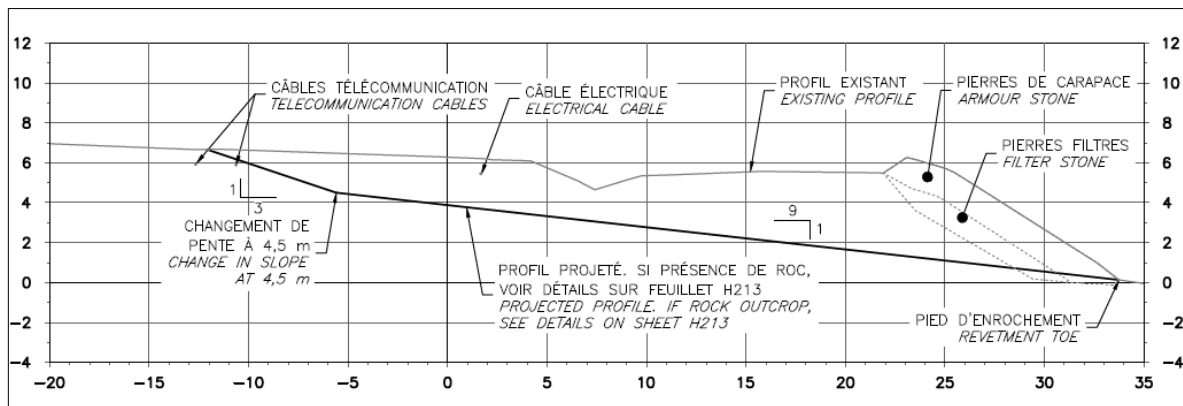


Figure 44. Exemple de plan de reprofilage de plage produit par la firme de génie WSP Inc.



Figure 45. Exemple d'interventions sur le site d'étude de Cap-des-Rosiers. La première photo représente des travaux de démantèlement le 28 octobre 2016. La deuxième photo représente un reprofilage du cordon le 13 octobre 2017. La troisième photo présente une recharge de plage le 12 décembre 2018. (Source photos : LDGIZC)

4.3.1.1 Avant/après démantèlement

Le démantèlement de l'enrochement et de la route a grandement modifié l'environnement côtier. Suite aux travaux principaux de démantèlement qui c'est fait des profils n^{os} 7 à 35 (figure 43), 55 000 m³ de matériel ont été mobilisés, soit le retrait d'environ 50 000 m³ et l'ajout d'environ 5000 m³ (figure 46). Il convient de souligner que l'accumulation de 1950 m³ et 379 m³ en haut de plage résulte d'un reprofilage effectué après le retrait de la route et de l'enrochement. Les photos présentées dans les figure 33 et figure 47 témoignent de la modification esthétique de la plage, qui ressemble davantage à une plage « naturelle » suite au démantèlement.

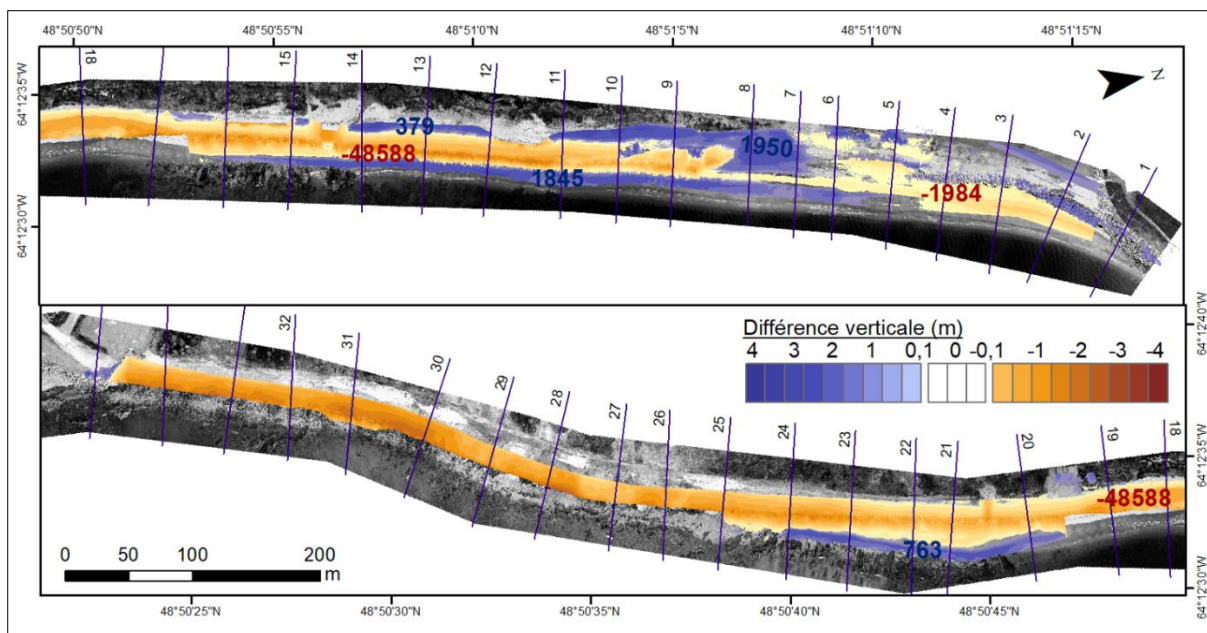


Figure 46. Différentiel d'élévation entre le 8 juillet et le 12 décembre 2016, soit avant et après la phase principale des travaux de démantèlement. Les variations de volume sont représentées en mètre cube.



Figure 47. Photos obliques prises avant et après le démantèlement (14 septembre 2010 en haut et 26 septembre 2017 en bas). (Source photos : LDGIZC)

Entre mai 2013 et décembre 2016, la variation verticale la plus marquée se trouve au niveau de l'enrochement où l'élévation a diminué de 4 m à 2,5 m (figure 46 et figure 48, flèche bleue). Le retrait de l'enrochement a également permis un élargissement majeur de la plage d'entre 20 m au profil n° 21 et 40 m au profil n° 9. La figure 48 montre un abaissement de 0,75 m au profil n° 17 entre mai 2013 et décembre 2016. Par contre, en se basant sur l'évolution annuelle du profil n° 17 illustré à la section suivante (figure 52), on observe que cet abaissement de la plage a eu lieu entre 2013 et 2014 et que le profil de plage sous le niveau des PMSGM est demeuré stable. Nous pouvons ainsi affirmer que la plage sous le niveau des PMSGM est restée stable suite au démantèlement.

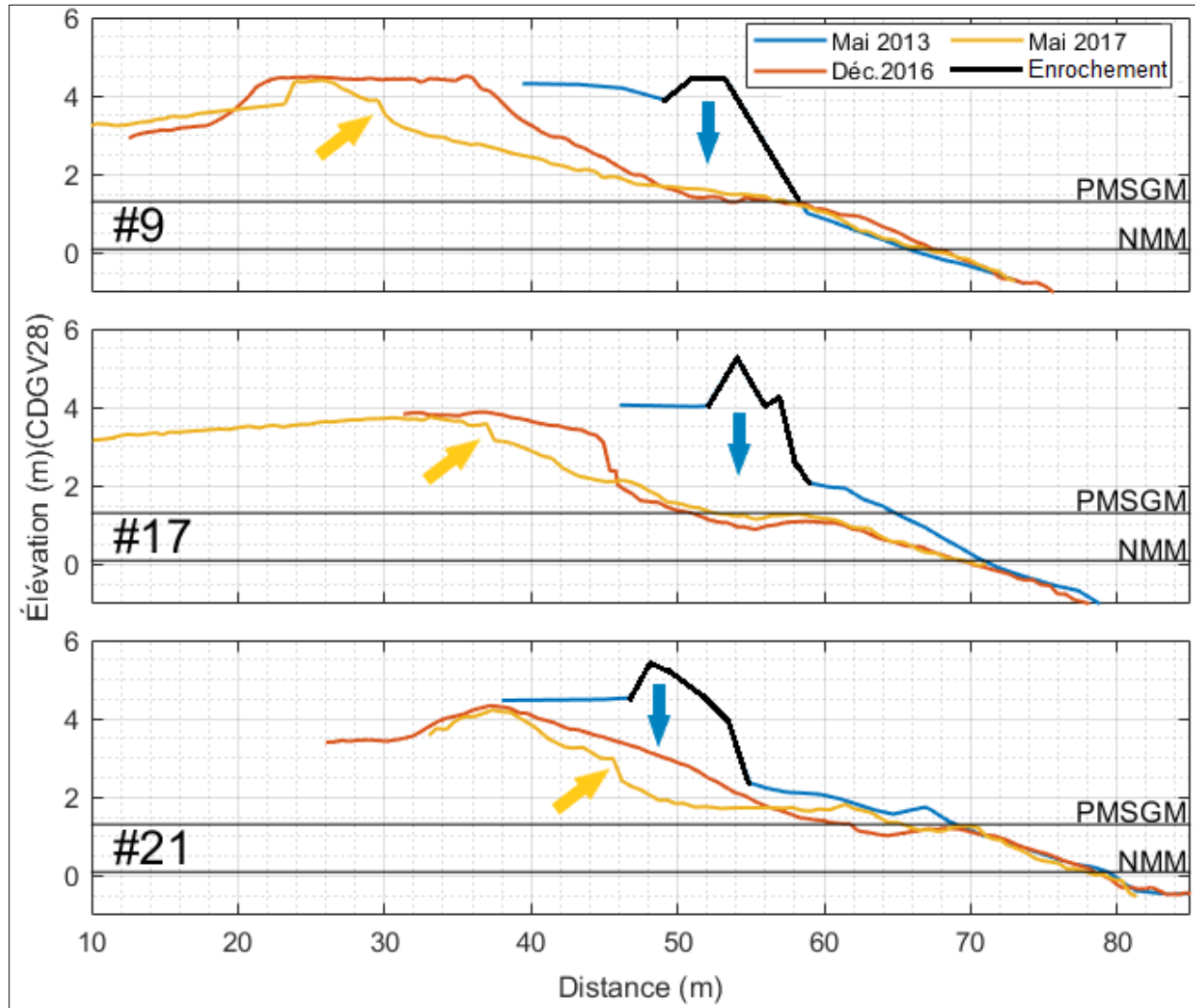


Figure 48. Évolution des profils avant et après le démantèlement. La flèche bleue représente l'abaissement de l'élévation suite au retrait de l'enrochement. La flèche jaune illustre la zone érodée entre décembre 2016 et mai 2017.

À la suite de la fin des travaux en décembre 2016, deux événements majeurs (figure 41) ont modifié le profil de plage créé lors du démantèlement. Ces événements ont induit une érosion majeure de la plage (Figure 48, flèche jaune). Une partie du sédiment érodé est redistribué entre les profils n^{os} 1 à 5 et 14 et 23 (Figure 49). À la suite de ces deux tempêtes, deux brèches se sont également élargies et de nombreux lobes de débordement se sont formés. Un exemple de lobes de débordement et une des brèches sont représentés sur la figure 50.

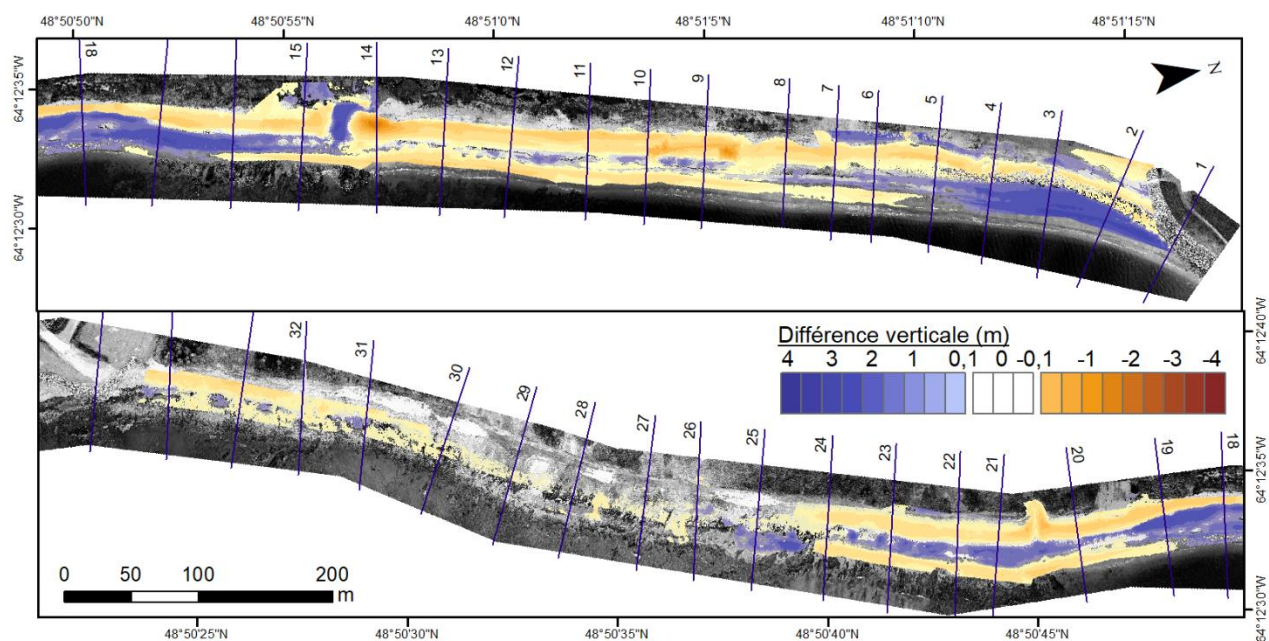


Figure 49. Différentiel d'élévation représentant l'évolution annuelle. Créé à partir des MNT du 12 décembre 2016 et du 11 juillet 2017.

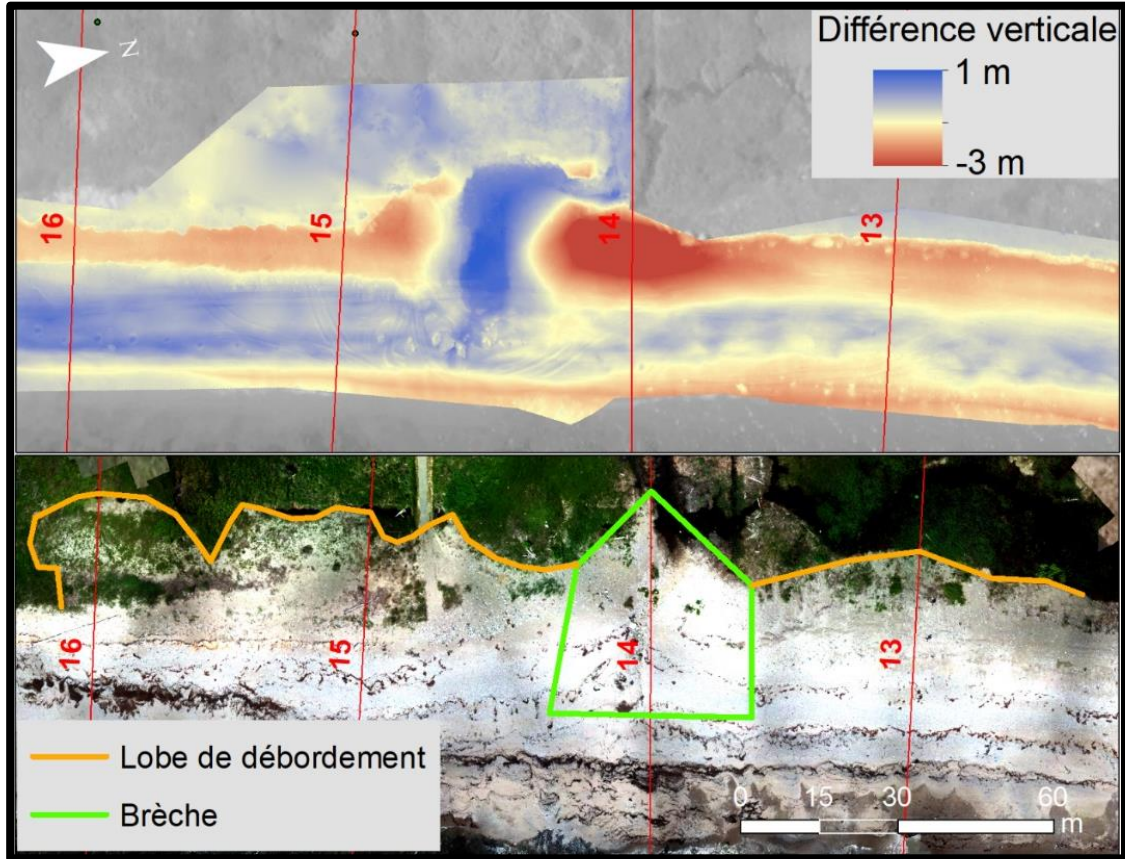


Figure 50. Représentation d'une des brèches et de lobes de débordement. L'image du haut est un différentiel d'élévation du 12 décembre 2016 au 8 juin 2017. L'image du bas est une orthophotographie créée à partir du levé photogrammétrique du 11 août 2018.

4.3.2 Évolution annuelle

4.3.2.1 Profils de plage et bilans sédimentaires

La variabilité du profil de plage suivant le démantèlement est plus importante sur les profils n^{os} 9, 12, 17, 21 (figure 51, colonne de gauche). L'enveloppe verticale sous le niveau des PMSGM atteint jusqu'à 1,84 m au profil n^o 12. L'enveloppe au-dessus des PMSGM atteint jusqu'à 2,12 m au profil n^o 12. Les profils n^{os} 32 et 25 situés au sud du site d'étude sont les moins dynamiques. Cette relative stabilité est expliquée par la présence de la plateforme rocheuse en avant plage, par la présence d'affleurement rocheux et de blocs. En

comparant le profil de plage moyen avant démantèlement et le profil moyen de 2019, on observe un abaissement sur les profils n^{os} 12, 17 et 21.

Les bilans sédimentaires avant le démantèlement sont stables et peu élevés, avec un maximum de 51 m³ au profil n° 21 (figure 51, colonne de droite). Les bilans augmentent après le démantèlement sur l'ensemble des profils, jusqu'à atteindre un volume de 227 m³ au profil n° 4. On observe une diminution du volume de sédiment des profils n^{os} 4 et 25 du démantèlement jusqu'à la fin de la période d'étude. Le bilan des autres profils demeure stable.

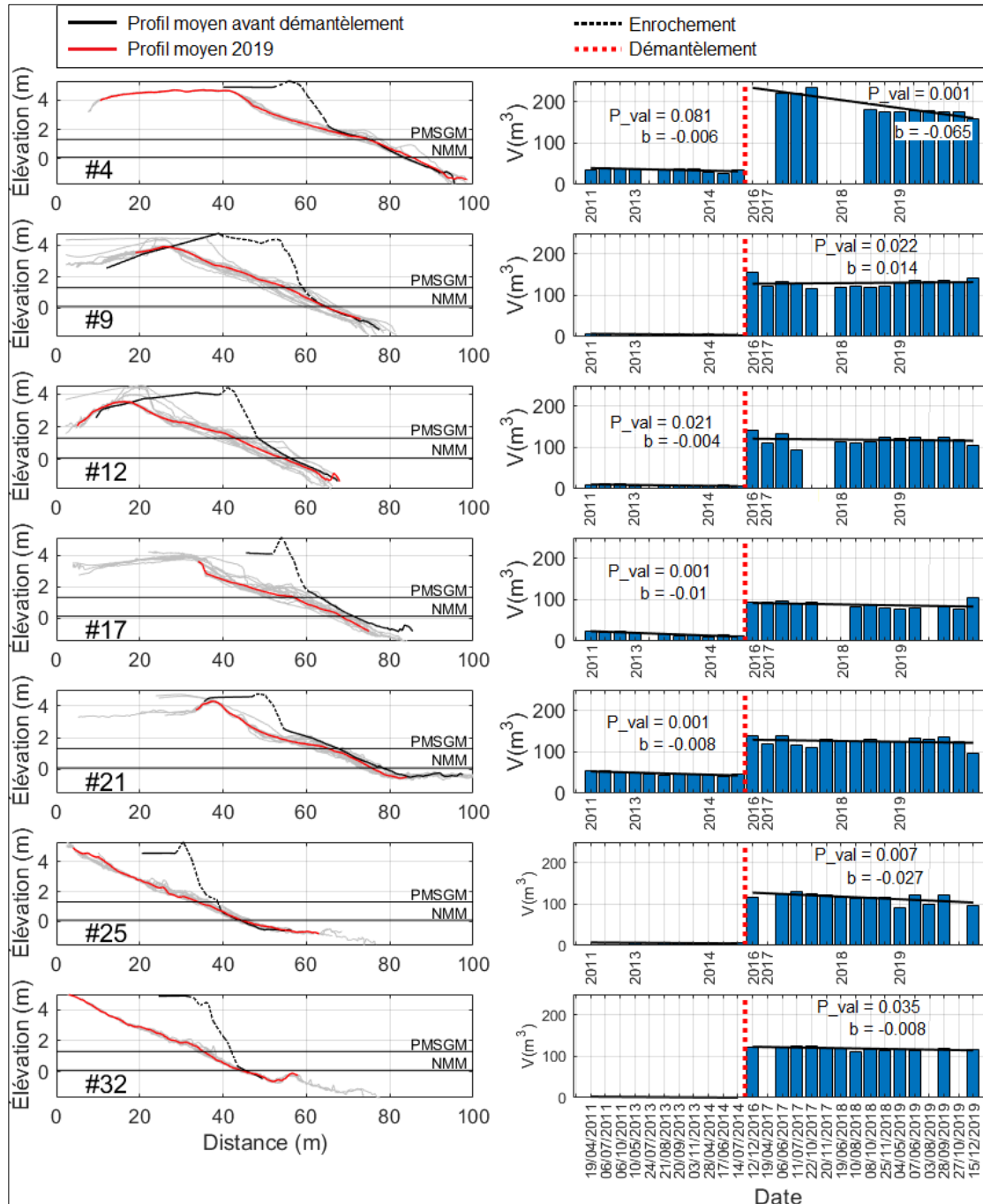


Figure 51. Colonne de gauche : Représentation des profils n^{os} 4, 9, 12, 17, 21, 25 et 32 du site d'étude. Les traits en gris correspondent aux profils mesurés suivant le démantèlement, le trait en noir correspond au profil moyen de 2011 à 2016, le trait en rouge représente le profil moyen de 2019. Colonne de droite : Représentation du bilan sédimentaire des profils n^{os} 4, 9, 12, 17, 21, 25 et 32 du site d'étude. Le trait rouge pointillé correspond au début des travaux de démantèlement. Seules les valeurs d'un coefficient de corrélation de Pearson inférieur à 0,01 sont affichées, ce coefficient mesurant la relation entre les variations de volume et le temps.

Durant la période précédant le démantèlement, de 2011 à 2014, on observe un abaissement progressif de la plage entre 0,25 m au profil n° 9 et 0,75 m au profil n° 17 (figure 52). Après le démantèlement, entre 2016 et 2017 l'ensemble des profils subit une érosion majeure du haut de plage. Entre 2017 et 2018, le profil n° 21 est stable et les profils n°s 9 et 17 sont sujets à une érosion en haut de plage et en bas de plage, en plus d'une légère accumulation au-dessus de la PMSGM. Entre 2018 et 2019, on observe une accumulation en bas de plage au profil n° 9, la formation d'un talus d'érosion en haut de plage au profil n° 17 et une accumulation sous le niveau des PMSGM au profil n° 21. Finalement, la plage connaît un élargissement progressif de 2016 à 2019.

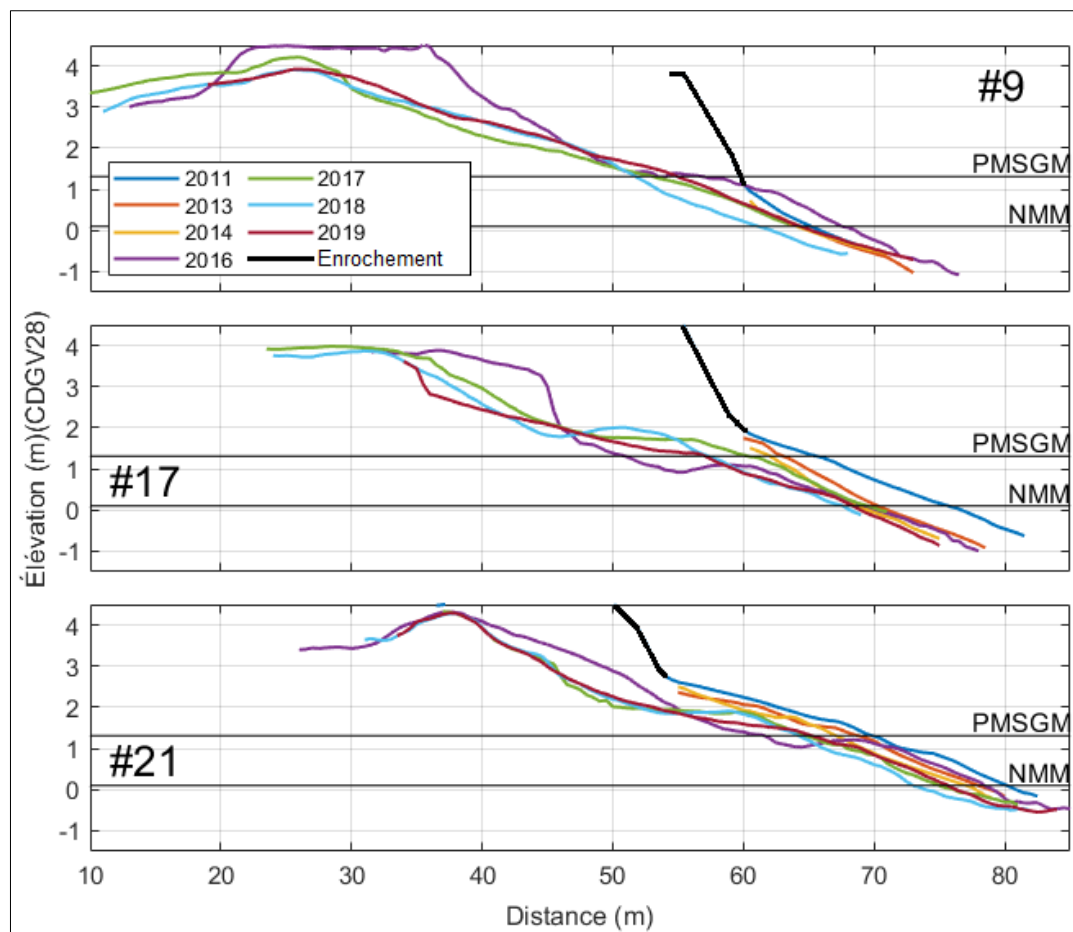


Figure 52. Évolution annuelle des profils moyens n°s 9, 17 et 21 localisés sur le site d'étude à Cap-des-Rosiers.

L'évolution du bilan sédimentaire, calculé suite au démantèlement et chaque été suivant, témoigne d'un bilan sédimentaire négatif de -12 000 m³ de 2016 à 2017 (figure 53). Cette forte érosion est expliquée par les tempêtes du 30 décembre 2016, du 4 janvier et 7 mai 2017 (figure 41). Entre 2017 et 2018, on observe un bilan sédimentaire négatif de -11 000 m³. Cette érosion est en partie due aux événements majeurs de l'automne 2017. Nous l'expliquons également par les diverses interventions anthropiques réalisées sur la plage, car lors de cette période, un enrochement a été démantelé au nord du site d'étude entre le profil n° 1 et 5 (figure 54). Entre 2018 et 2019, on observe un bilan sédimentaire légèrement positif d'environ 2000 m³. Cette accrétion est expliquée en partie par les recharges totalisant environ 7000 m³. De l'année 2016 à 2019, on observe une diminution progressive du total du volume déplacé passant d'environ 25 000 m³ à environ 13 000 m³.

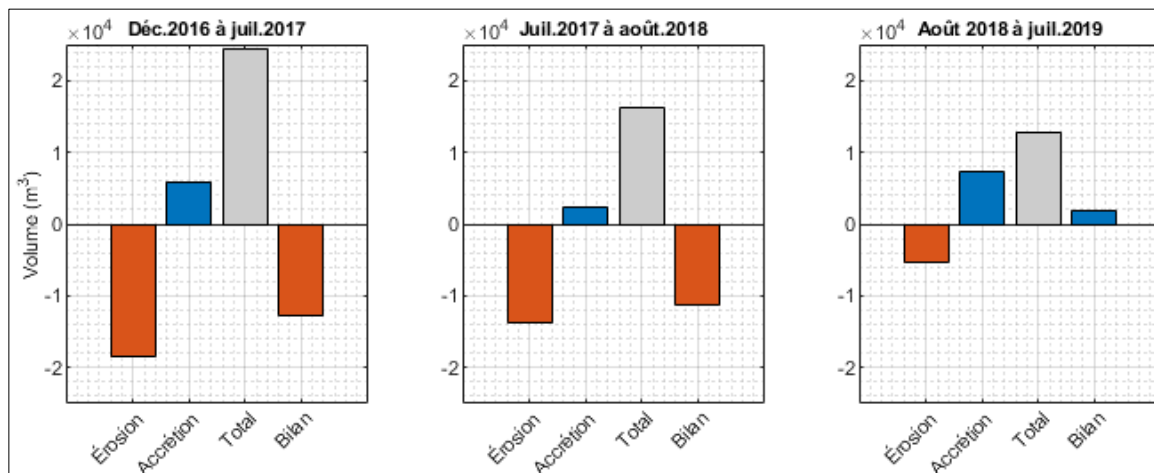


Figure 53. Bilans sédimentaires de la plage de Cap-des-Rosiers issus des différentiels de MNT des 12 décembre 2016, 11 juillet 2017, 11 août 2018 et 5 juillet 2019. Pour chaque graphique, de droite à gauche, la première barre correspond au volume de sédiments érodés, la deuxième barre correspond au volume de sédiments déposés, la troisième barre montre la somme des sédiments mobilisés (érosion + accrétion) et la quatrième barre correspond au bilan sédimentaire (érosion - accrétion). Le détail des différentiels est représenté dans les figure 49, 54 et 55.

On observe un transport sédimentaire de moins grande ampleur au sud du profil n° 24 (figure 54 et figure 55). Nous expliquons ces faibles morphodynamiques par la présence d'une plateforme rocheuse dans l'espace infralittoral, ainsi que par les blocs et affleurements rocheux présents sur cette partie du site d'étude.

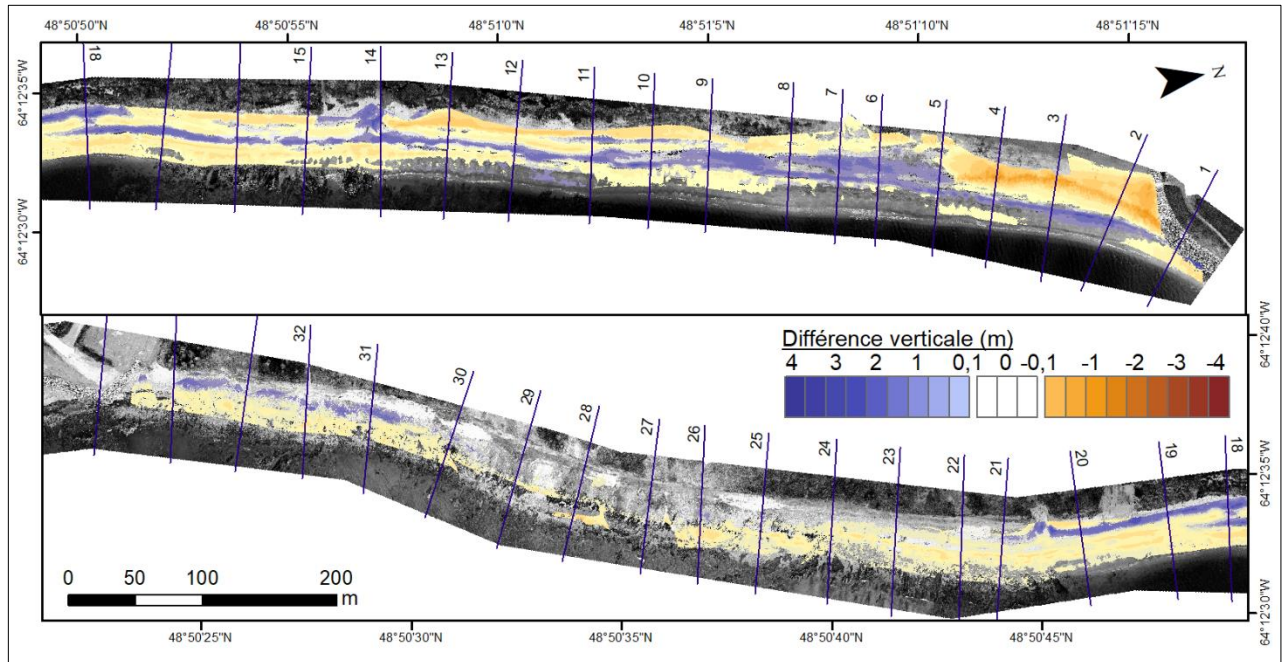


Figure 54. Différentiel d'élévation représentant l'évolution annuelle. Créé à partir des MNT du 11 juillet 2017 et 11 août 2018.

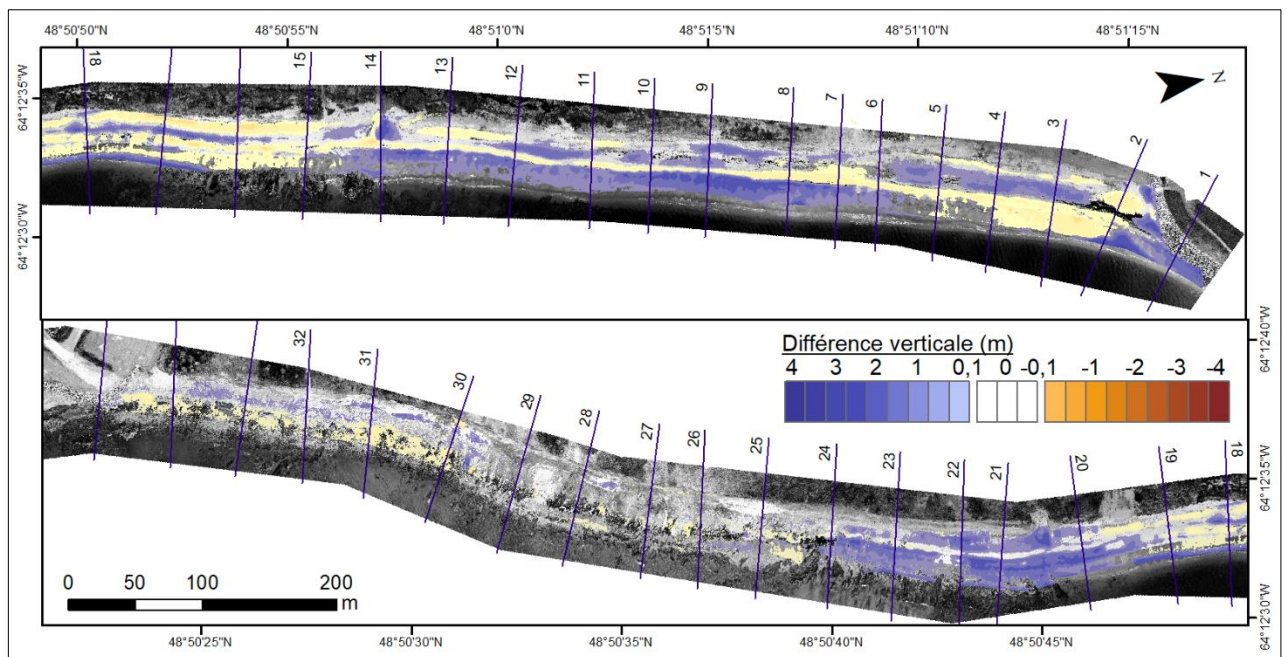


Figure 55. Différentiel d'élévation représentant l'évolution annuelle. Créé à partir des MNT du 11 août 2018 et du 5 juillet 2019.

4.3.2.2 Variabilité du trait de côte

Le trait de côte a reculé sur la majorité des profils avec une moyenne de 6,2 m entre 2014 et 2016 (figure 56, encadrée du haut), soit suite au démantèlement du segment de route et d'enrochement (figure 43). Seuls les profils n^{os} 5, 7 et 8 ont subi une légère avancée de 0,6 m, 0,1 m et 0,8 m respectivement. Le trait de côte a avancé en moyenne de 1 m entre 2018 et 2019, soit suivant les interventions effectuées sur la plage. Durant cette période l'avancée maximale de 8,5 m a été enregistrée au profil n° 14 et le recul maximal de -3,5 m a été enregistré au profil n° 9.

La variabilité de trait de côte est plus grande lors de la période suivant le démantèlement, avec une moyenne de 5,4 m, par comparaison à la période avant le démantèlement, avec une moyenne de 2,8 m. La plus grande variation, 33,01 m au profil n° 14, est la conséquence d'une brèche de plage (figure 50). Les profils n^{os} 23 à 34, qui se retrouvent sur la partie sud du site d'étude, sont moins dynamiques suite au démantèlement, avec une variation moyenne de 4,1 m en comparaison aux profils n^{os} 2 à 22 situés au nord avec une moyenne de 6,1 m.

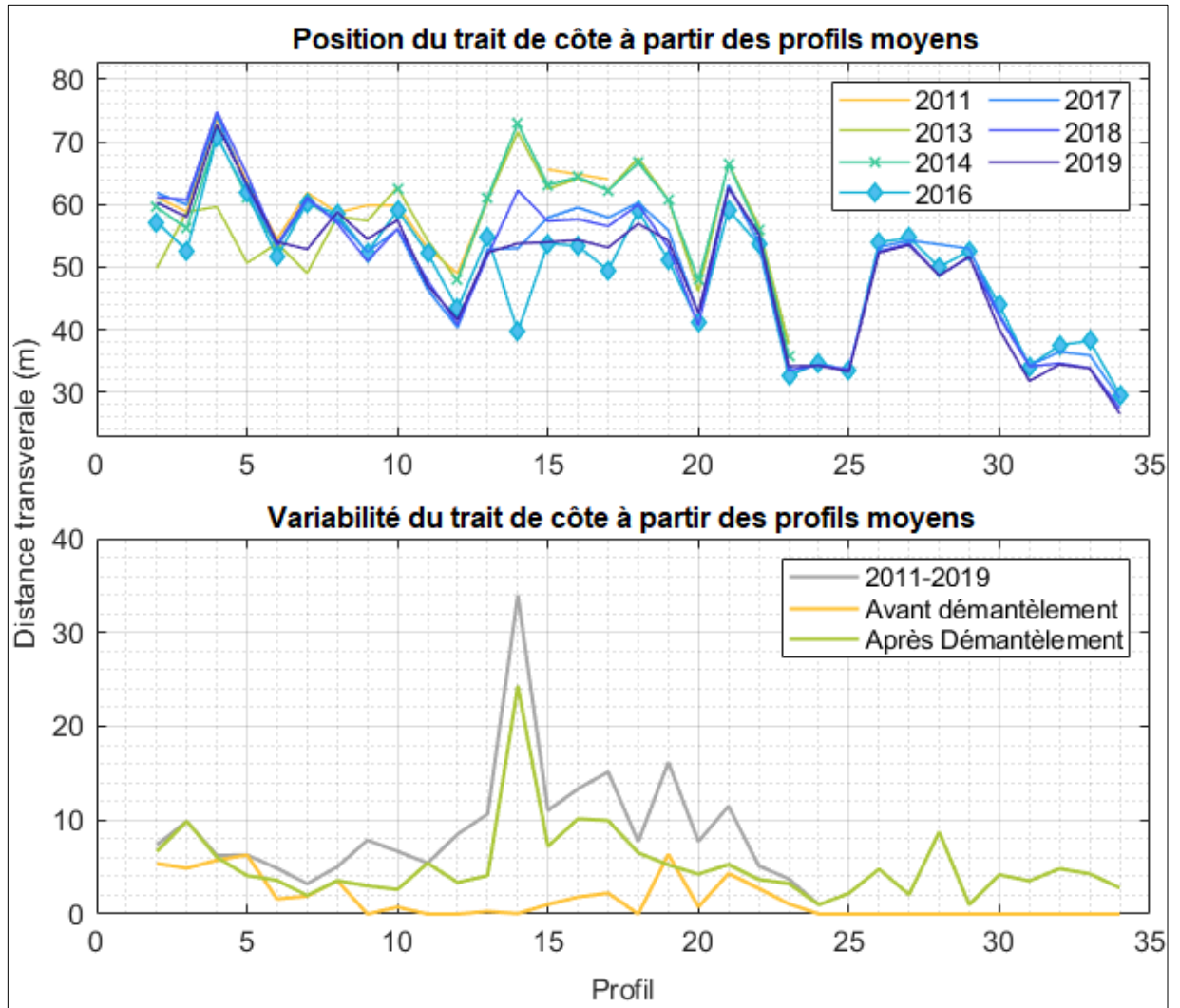


Figure 56. Évolution et variabilité du trait de côte sur le site d'étude à partir des profils moyens. Dans le graphique du haut, le trait de 2014 correspond à la période précédant le démantèlement. Le trait de 2016 correspond à la période suivant le démantèlement des segments de route et d'enrochement.

4.3.3 Évolution saisonnière

4.3.3.1 Suivi de 2017

L'année 2017 est marquée par la fin des travaux de démantèlement et par le reprofilage mécanique du cordon littoral du site d'étude.

Le bilan sédimentaire nul entre juin et juillet 2017 devient progressivement négatif jusqu'à atteindre environ -7000 m^3 entre octobre et novembre 2017 (figure 57). On observe également une augmentation de la mobilisation totale de sédiments, qui peut être expliquée par la conjoncture de l'augmentation des événements morphogènes en automne (figure 41), ainsi que par le reprofilage mécanique de la plage le 19 octobre 2017 qui a fragilisé le matériel de remblai consolidé en haut de plage (figure 45-2).

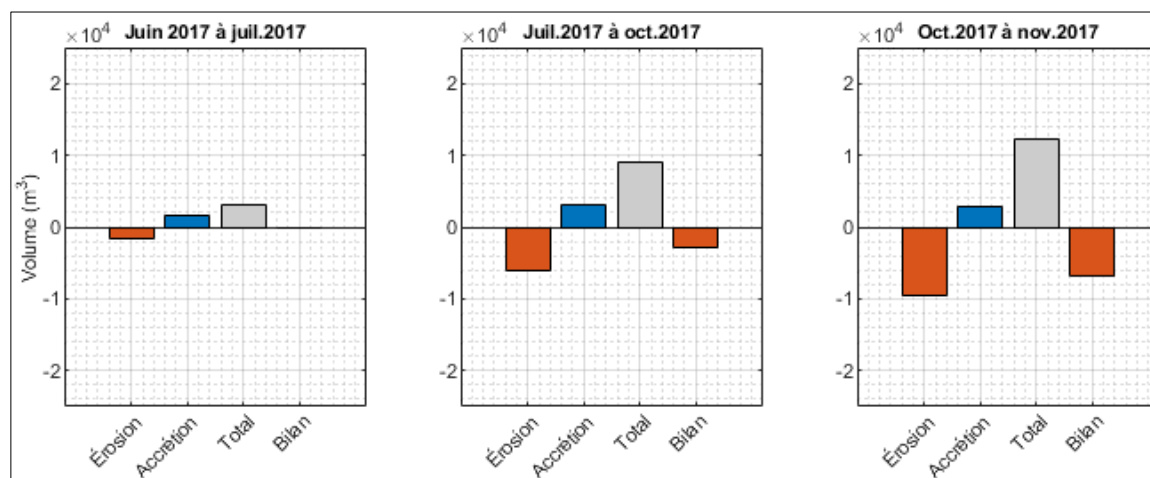


Figure 57. Bilans sédimentaires représentant l'évolution saisonnière de 2017 du site d'étude à Cap-des-Rosiers. Les bilans ont été créés à partir des différentiels de MNT du 8 juin, du 11 juillet, du 22 octobre et du 20 novembre 2017. Les différentiels sont disponibles en annexe.

L'évolution des profils de plage de mai à juin 2017 témoigne d'une érosion sous le niveau de la PMSGM au profil n° 9 et 21, ainsi qu'une accrétion de près de 1 m associée à la formation d'une berme importante au-dessus du niveau de PMSGM au profil n° 17 (figure 58). Cette berme demeure dynamique jusqu'en novembre, où elle atteint une élévation de 2,8 m (flèche brune). Les profils d'octobre ont été mesurés suite au reprofilage mécanique du cordon du 19 octobre. On observe ainsi sur le profil n° 9 une diminution de la hauteur du cordon d'environ 0,6 m, ainsi qu'une accumulation de sédiment en avant du cordon (flèche rouge). La période suivant le reprofilage mécanique entre octobre et novembre a été particulièrement morphogène pour la plage en raison de la tempête du 30 octobre (figure 41). Au profil n° 9, entre octobre et novembre, il y a une accrétion de 1,0 m sous le niveau de la

PMSGM et une érosion au-dessus de celle-ci. La berme du profil n° 17 subit un déplacement vers les terres de 10 m. Au profil n° 21, les bermes présentes de chaque côté du niveau de la PMSGM (flèche verte) se font éroder entre octobre et novembre. Il en résulte ainsi d'une linéarisation du profil de plage.

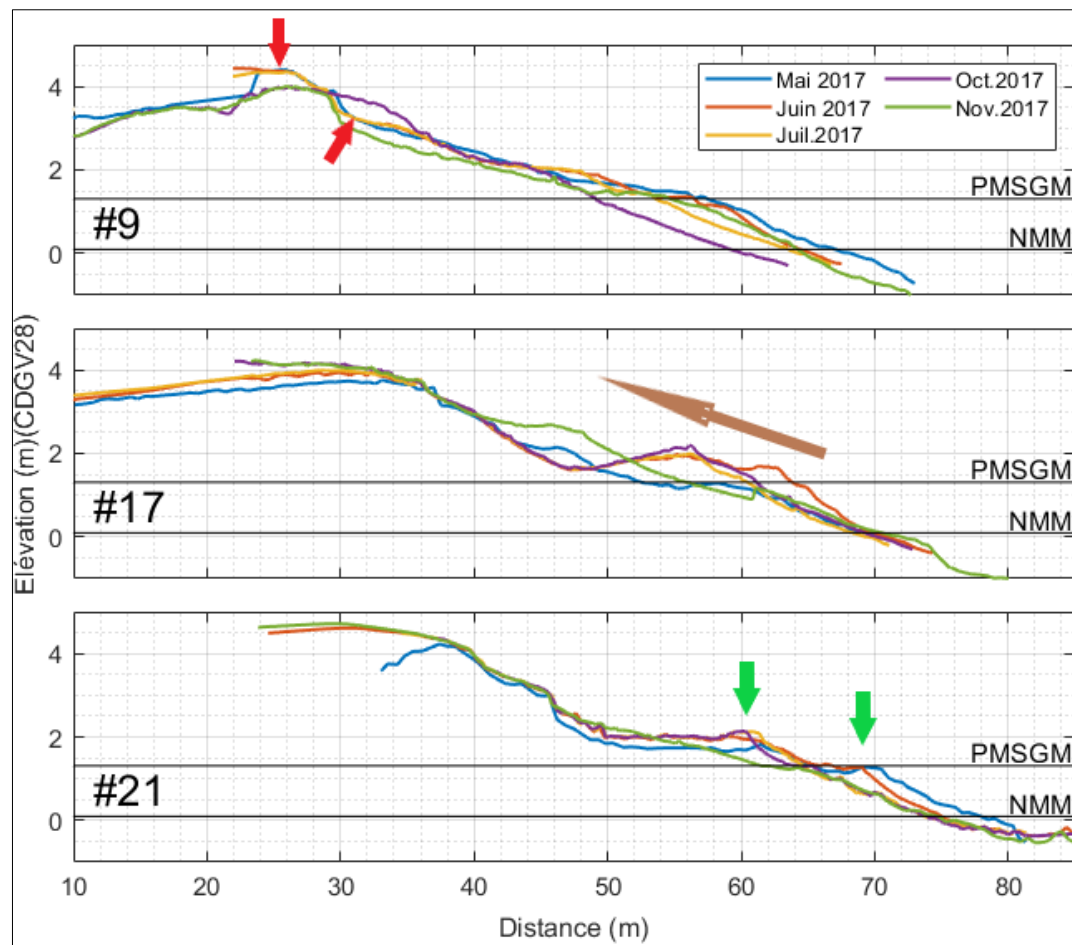


Figure 58. Évolution des profils n°s 9, 17 et 21 en 2017 localisés sur site d'étude à Cap-des-Rosiers. Les flèches rouges illustrent le reprofilage mécanique du cordon. La flèche brune illustre la migration de la berme. Les flèches vertes localisent les bermes.

4.3.3.2 Suivi de 2018

Deux recharges de plage ont été effectuées en 2018. Une recharge de 1090 m³ a été réalisée le 19 septembre et une recharge totalisant 5900 m³ a été réalisée du 11 au 13 décembre. Seule la recharge de septembre a été suivie à l'aide de relevés topomorphologiques

de 2018. L'évolution de la recharge de septembre, identifiée par les flèches noires, atteste d'un rehaussement de la plage d'entre 0,40 m et 0,75 m selon le profil (figure 59). Entre octobre et novembre 2018, à la suite des tempêtes du 28 octobre et du 10 novembre, on observe l'érosion d'une grande partie de la recharge sur les trois profils et sur le différentiel d'élévation (figure 60).

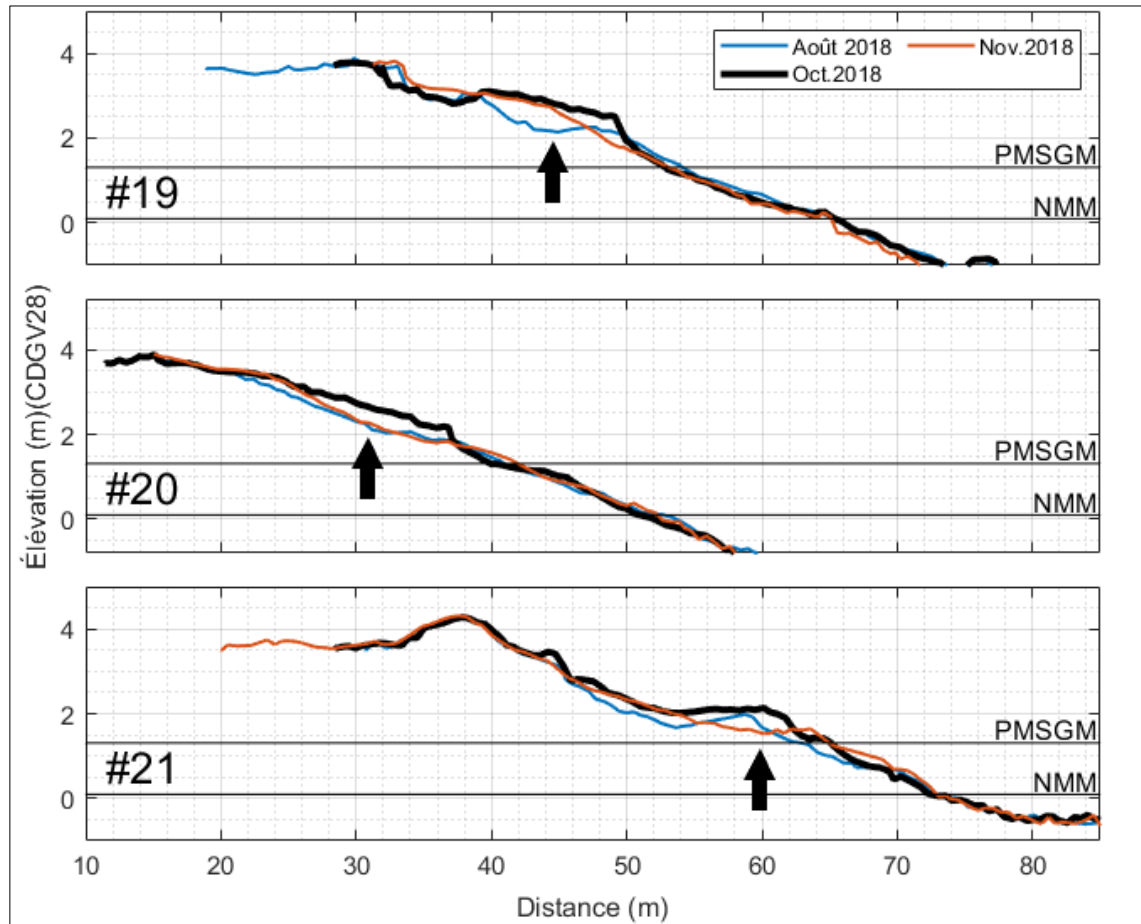


Figure 59. Suivi de l'évolution de la recharge de plage du 19 septembre 2018 à partir des profils de plage. Les flèches noires illustrent la recharge de plage.

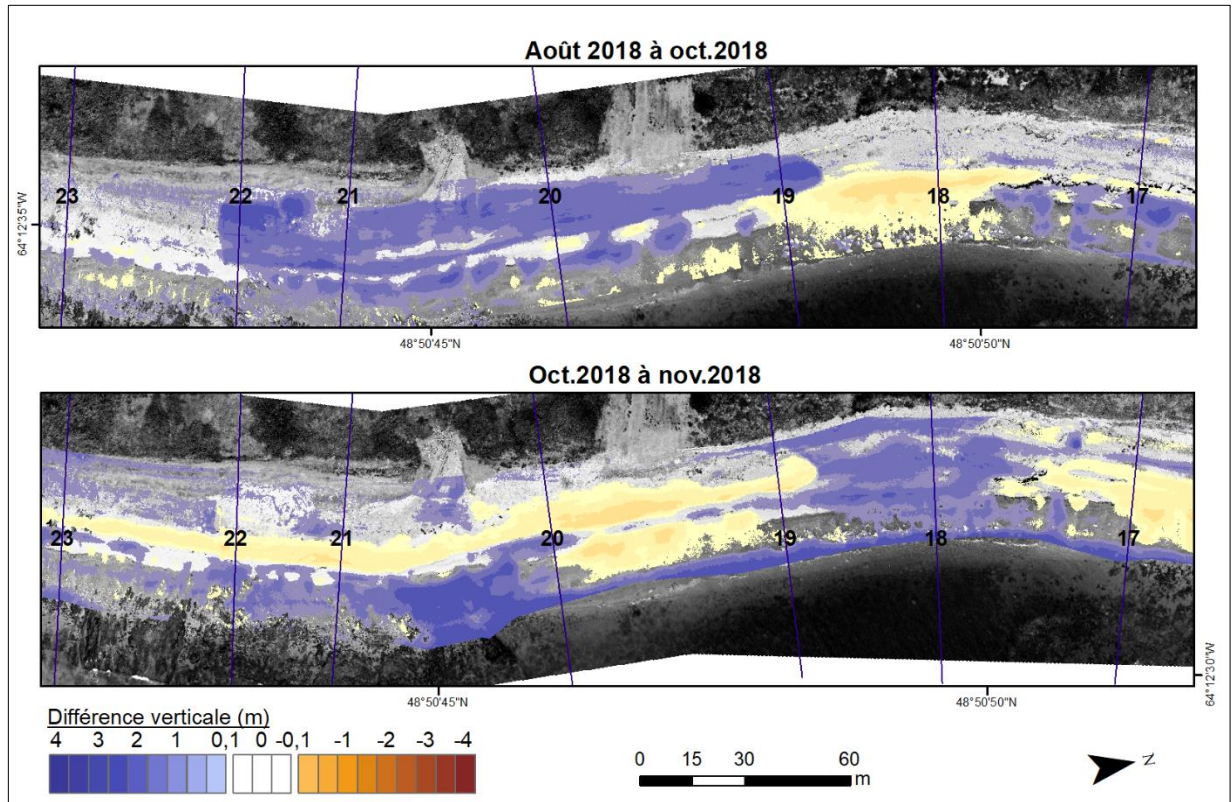


Figure 60. Suivi de l'évolution de la recharge de plage du 19 septembre 2018 à partir des différentiels d'élévation. La recharge correspond à la zone bleue située du profils n° 19 au profil n° 22 dans le différentiel du haut (août 2018 à oct. 2018).

L'ensemble des profils montrent une migration de la berme vers les terres de juin à octobre (figure 61, flèches brunes). En novembre, le profil est régularisé avec l'étalement des microformes de la saison estivale ainsi qu'une accumulation en haut de plage sur le profil n° 9.

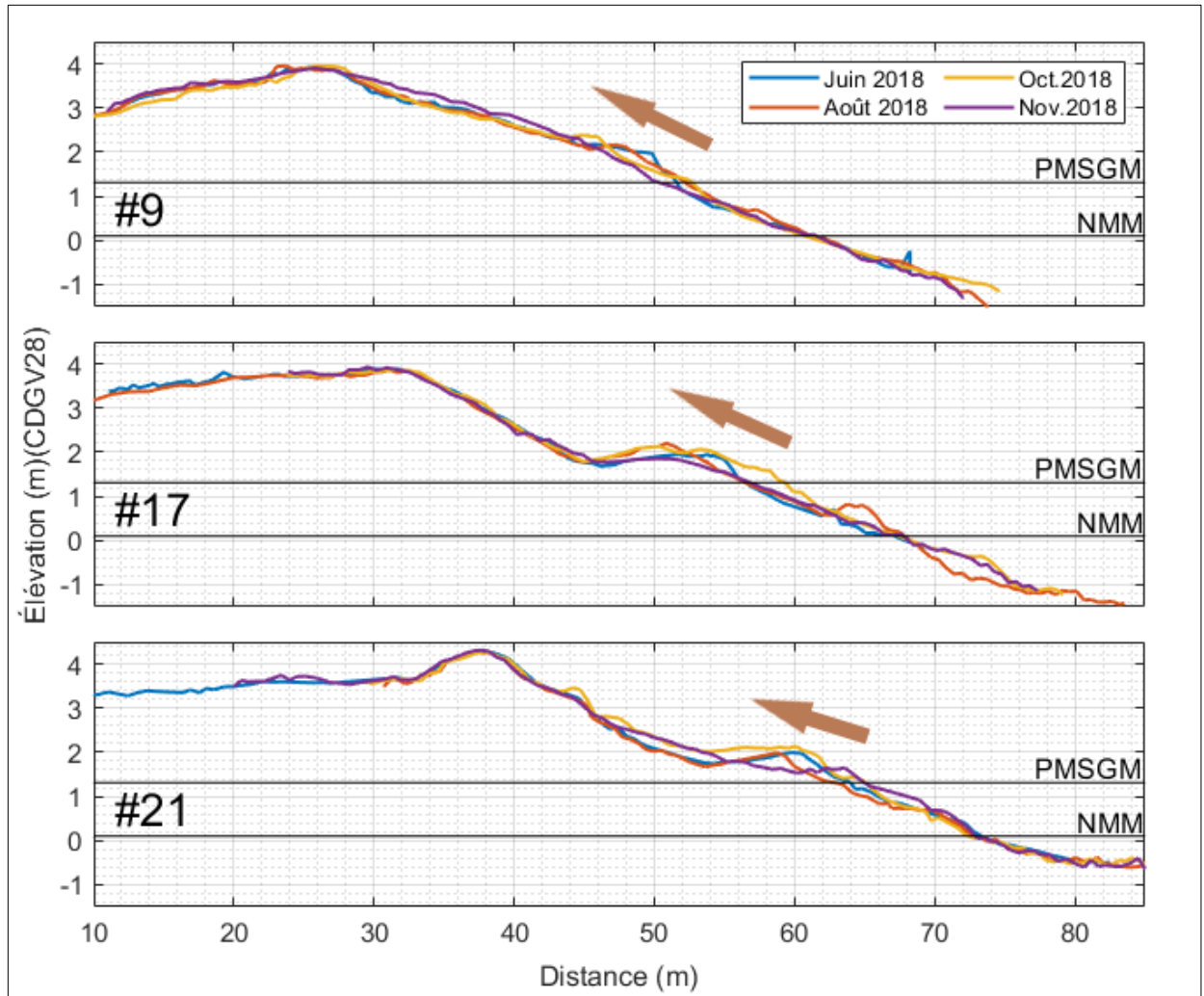


Figure 61. Évolution des profils n°s 9, 17 et 21 en 2018 localisés sur le site d'étude à Cap-des-Rosiers. Les flèches brunes illustrent la migration de la berme.

L'année 2018 témoigne d'un bilan sédimentaire positif entre août et novembre (figure 62). Le bilan positif d'août à octobre 2018 est expliqué par une recharge ayant été effectuée le 19 septembre 2018. D'après le MNT du 8 octobre, le volume de cette recharge située du profil n° 19 au profil n° 22 est de 1090 m^3 (figure 60). On observe ensuite d'octobre à novembre un bilan positif d'environ 4000 m^3 comprenant une accrétion de 9500 m^3 . Une petite partie de cette accrétion peut être expliquée par la redistribution de 550 m^3 de la

recharge qui s'est fait partiellement éroder lors des tempêtes du 28 octobre et du 10 novembre.

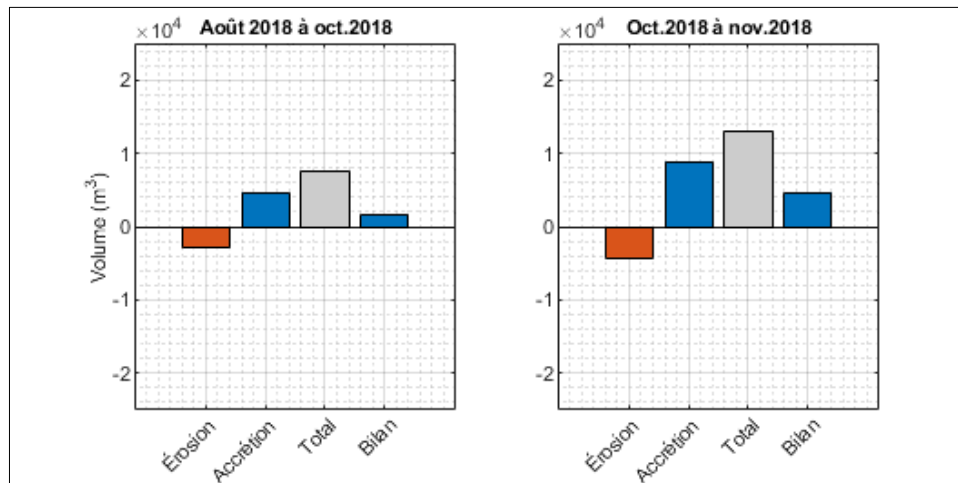


Figure 62. Bilans sédimentaires représentant l'évolution saisonnière de 2018 du site d'étude à Cap-des-Rosiers. Les bilans ont été créés à partir des différentiels de MNT du 11 août, du 8 octobre et du 26 novembre 2018. Les différentiels sont disponibles en annexe.

4.3.3.3 Suivi de 2019

L'année 2019 marque la première année sans intervention anthropique à Cap-des-Rosiers depuis 2016. L'année est également marquée par un climat de vague moins énergétique et une diminution des tempêtes hautement morphogènes (figure 39 et 41).

On observe un bilan sédimentaire négatif entre mai et juin 2019, un bilan légèrement positif entre juin et juillet et un bilan presque nul entre juillet et septembre 2019 (figure 63). Bien que le bilan soit nul, le total de la variabilité des sédiments est de $10\,000\,m^3$. Ce sédiment a été mobilisé en grande partie par le passage de l'ouragan Dorian entre le 7 et le 8 septembre. L'événement s'est avéré morphogène même s'il n'a pas engendré de franchissement ($NET=2,70\,m$) (figure 41).

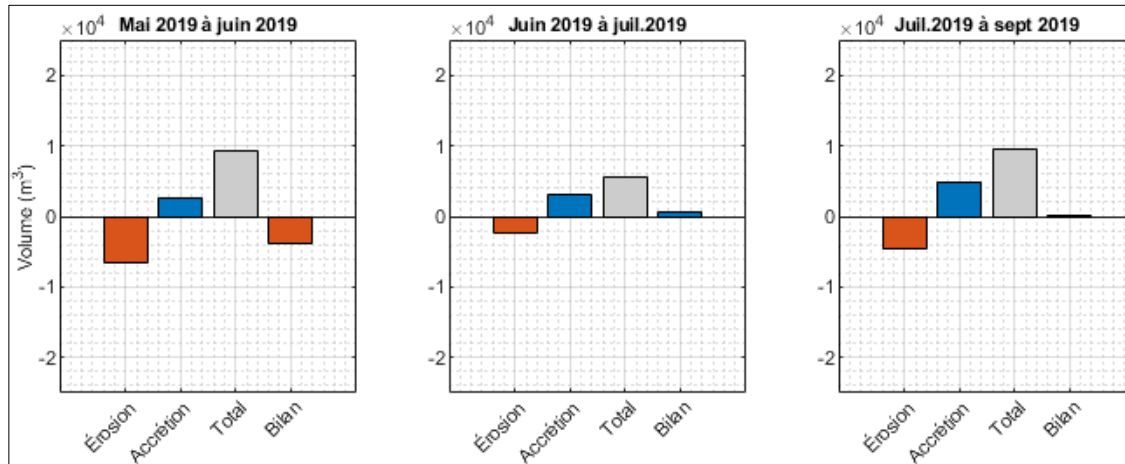


Figure 63. Bilans sédimentaires représentant l'évolution saisonnière de 2019 du site d'étude à Cap-des-Rosiers. Les bilans ont été créés à partir des différentiels de MNT du 3 mai, du 7 juin, du 5 juillet et du 28 septembre 2019. Les différentiels sont disponibles en annexe.

L'évolution du profil de plage en 2019 soutient une évolution nette de la limite inférieure de la plage au profil n° 9, qui s'avance graduellement vers la mer entre mai et octobre (flèche rouge) avant de reculer vers les terres en décembre (figure 64). Entre mai et juin et sur l'ensemble des profils, on observe la formation d'une berme au-dessus du niveau de la PMSGM. Cette berme va ensuite migrer vers les terres jusqu'en août. Entre août et septembre, l'ouragan Dorian vient éroder la berme sur l'ensemble des profils. La berme du profil n° 9 sera reformée au niveau de la PMSGM. Le profil n° 21 illustre bien la séquence de dynamique saisonnière de berme, soit la migration vers les terres jusqu'en août (flèche brune) suivie par une érosion en septembre, la reformation de la berme en octobre et la migration vers la mer en décembre. Entre octobre et décembre 2019, un événement fortement morphogène (NET = 3,9 m) (figure 41) entraîne une érosion du bas de plage au profil n° 9 et une accumulation au profil n° 17 (flèches bleues).

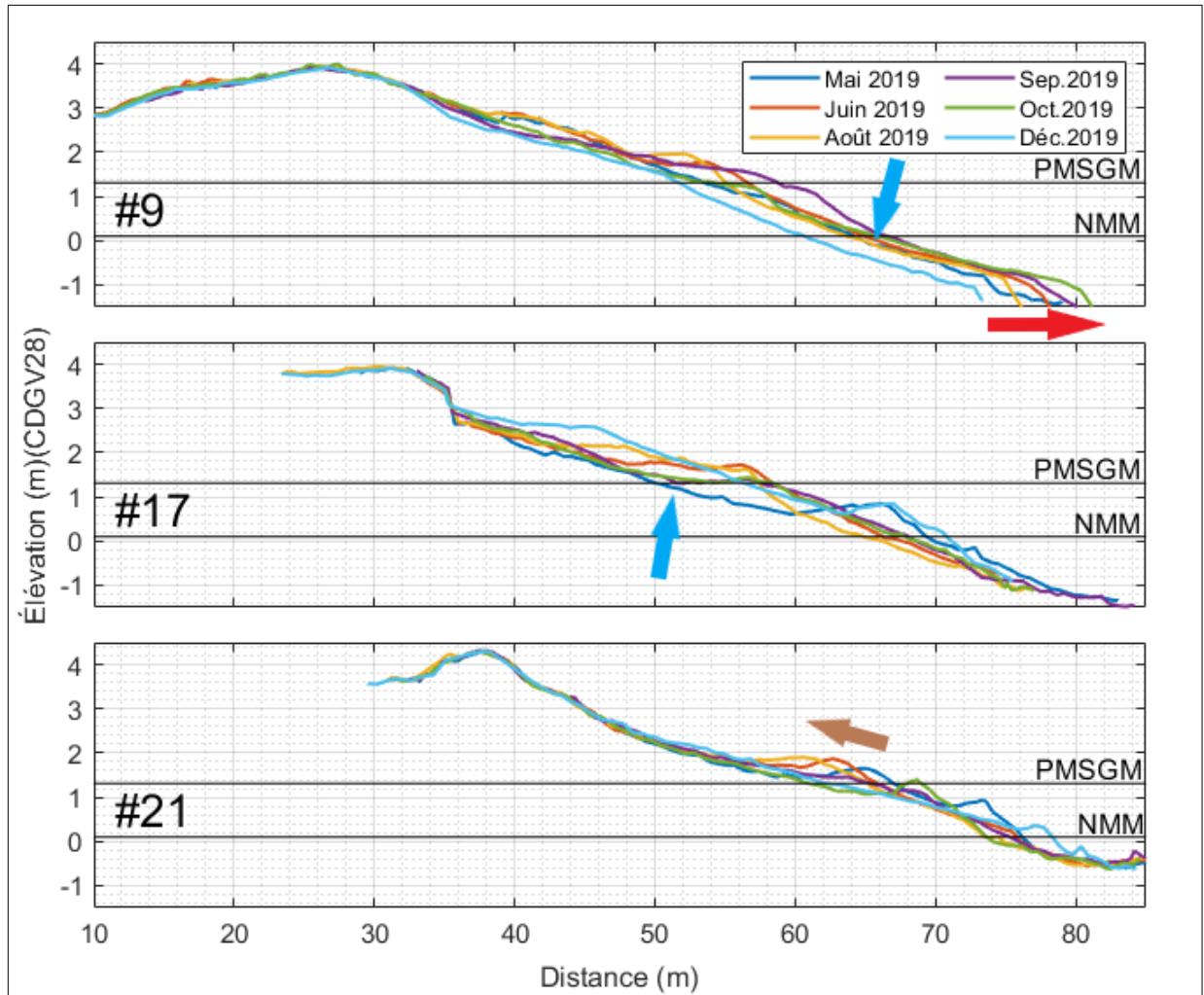


Figure 64. Évolution des profils n°s 9, 17 et 21 en 2019 localisés sur le site d'étude à Cap-des-Rosiers. La flèche rouge illustre l'avancé du bas de plage. La flèche bleue illustre une accumulation. La flèche brune illustre la migration de la berme.

4.3.4 Comparaison avec le site témoin

Le bilan sédimentaire sur le site d'étude pour la période précédant le démantèlement, de 2011 à 2014, se situe entre 19 et 39 m³/m linéaire (figure 65). Suivant le démantèlement, le bilan du site d'étude subit une très forte croissance, passant de 36 à 128 m³/m linéaires. En 2017, le bilan du site d'étude varie entre 106 et 120 m³/m linéaires. En 2018 et 2019, le bilan est plus stable et varie entre 110 et 120 m³/m linéaires. Sur le site témoin, les valeurs du bilan se situent entre 75 et 111 m³/m linéaires pour l'ensemble de la période de suivi. Pour le site

d'étude, la moyenne pré et post-démantèlement est de 29 et 117 m³/m linéaires, respectivement. Pour le site témoin, les moyennes sont de 97 et 93 m³/m linéaires, respectivement. Finalement, on observe sur le graphique du bas (figure 65) que les écarts entre les valeurs des sites d'étude et témoin sont plus petits après le démantèlement. On calcul que la moyenne des écarts est de 70 m³/m linéaires avant le démantèlement et de 26 m³/m linéaires après le démantèlement.

Sur le site d'étude, l'augmentation soudaine du bilan suivant le démantèlement est expliquée par l'augmentation considérable de la largeur de plage moyenne (figure 32).

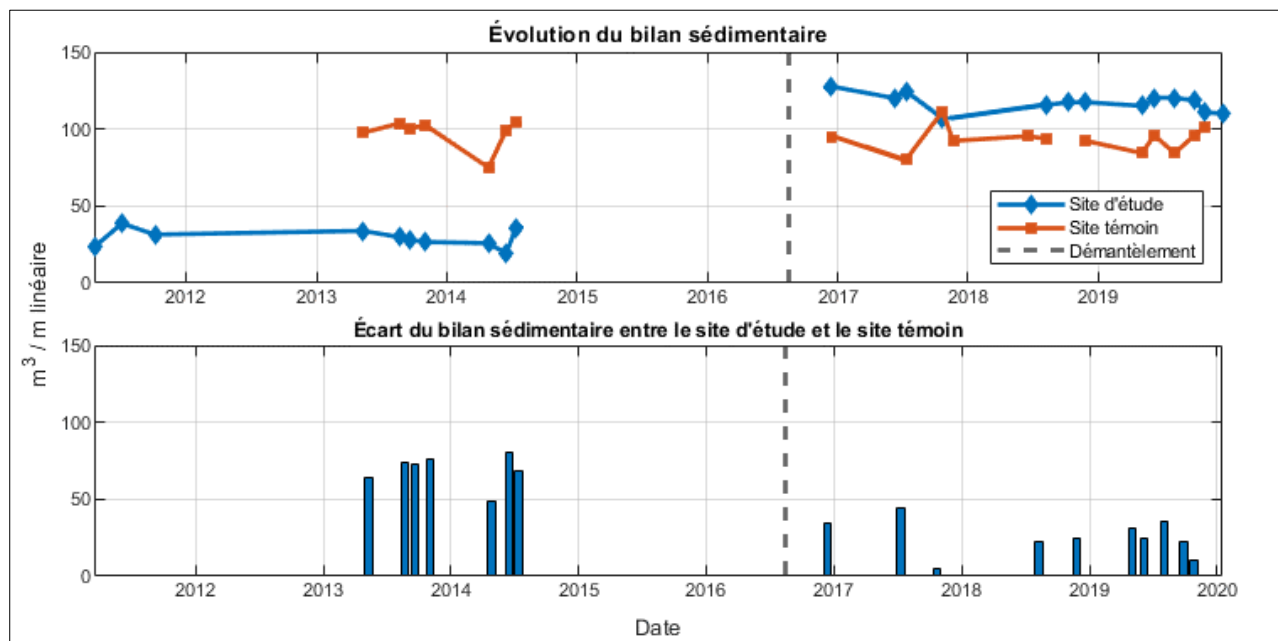
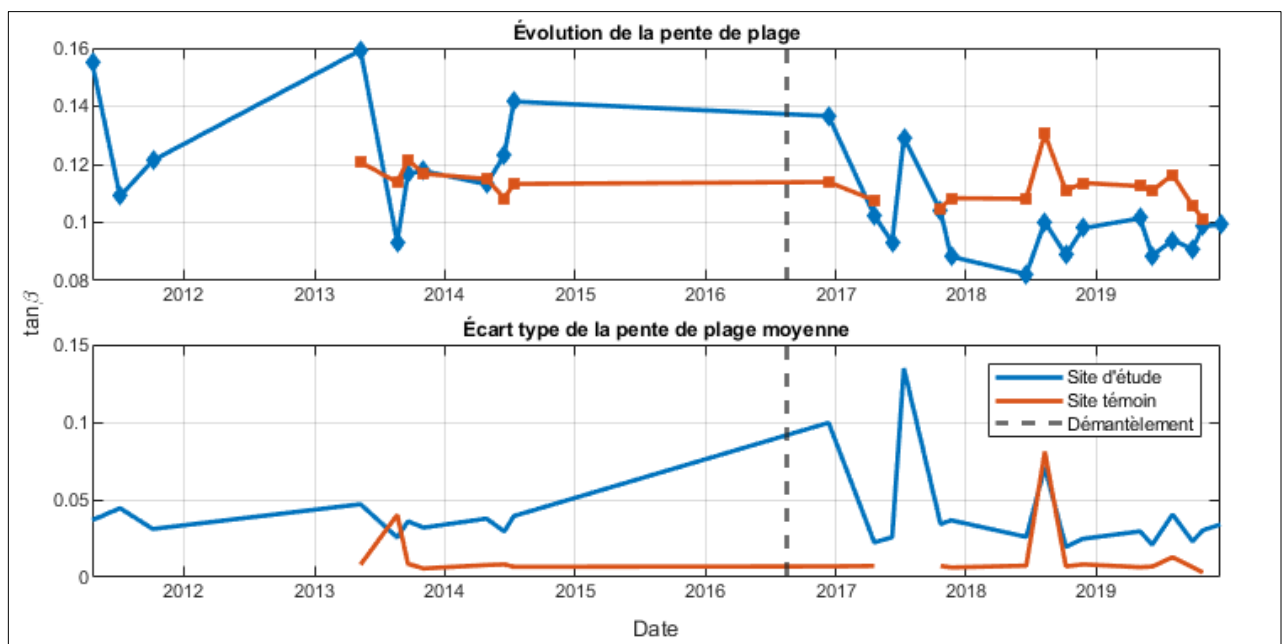


Figure 65. Évolution du bilan sédimentaire des sites d'étude et témoin de Cap-des-Rosiers mesurées à partir des profils de plage. Le trait pointillé vertical gris représente le début des travaux de démantèlement.

L'évolution de la pente de plage sur les sites d'étude et témoin illustre une diminution de la pente moyenne suite au démantèlement sur le site d'étude, contrairement au site témoin qui demeure plus stable (figure 66). En effet, pour le site d'étude, les moyennes des pentes pré et post-démantèlement sont respectivement de 0,13 et 0,10 (tan β), alors que celles du site témoin sont toutes deux de 0,11 (tan β). Suite au démantèlement, les pentes du secteur d'étude sont constamment inférieures à celles du site témoin. Le graphique du bas (figure 66)

indique que la variabilité de la pente entre les différents profils est majoritairement plus grande sur le site d'étude. Cette plus grande variabilité est expliquée par la présence d'affleurements rocheux et de roc situé en bas de plage au sud du secteur d'étude, entraînant une plus grande variabilité entre les profils.

On observe également une grande variabilité de la pente du site d'étude en 2016 et 2017. Cette variabilité est expliquée par les tempêtes du 31 décembre 2016 et du 4 janvier 2017 et par le reprofilage mécanique du cordon en haut de plage le 19 octobre 2017. Les tempêtes ont considérablement abaissé le profil de plage (figure 48), résultant en des pentes plus faibles. Le reprofilage mécanique a, quant à lui, recréé une pente plus raide. En 2018 et 2019, la pente semble se stabiliser près de 0,1 ($\tan \beta$).



CHAPITRE 5

DISCUSSION

5.1 ÉVOLUTION TEMPORELLE DE LA PLAGE DU SITE D'ÉTUDE

Depuis 1963 et jusqu'au démantèlement, on observe une diminution de la largeur de plage (figure 32). Cette diminution résulte de la présence d'ouvrages de protection implantés pour lutter contre l'érosion en 1963 (Bernatchez & Fraser, 2012 ; Griggs, 2005). Avant le démantèlement, la plage avait une largeur moyenne de 26,1 m, sauf sur une zone où une section de route et d'enrochement avait été démantelée en 2011 (figure 34). De 2011 à 2014, le bilan sédimentaire, qui est proportionnel à la largeur de plage, est faible avec une moyenne de 29 m³/m linéaires (figure 65).

En 2016 débutent les travaux majeurs de démantèlement qui prendront fin à la mi-décembre. Environ 1300 m de route et d'enrochements sont démantelés. Au nord du site d'étude, 200 m d'enrochement restent toujours à être démantelés (figure 43). Par la suite, deux tempêtes fortement morphogènes frappent la côte avant l'arrivée des glaces et engendrent une érosion majeure de la plage. Un talus d'érosion exposant le matériel de remblai de l'ancienne route est visible sur l'ensemble du haut de plage (figure 48 et 67).



Figure 67. Photo du talus d'érosion prise lors de la campagne de terrain du 8 juin 2017.

L'année 2017 est marquée par le démantèlement des derniers 200 m d'enrochement, par la reconfiguration d'un enrochement situé au nord de la plage située à l'extérieur du site d'étude et par le reprofilage mécanique de la plage le 19 octobre. Le bilan sédimentaire neutre durant la période estivale devient négatif à l'automne (figure 57 et 65). Le cordon littoral est profilé à l'aide d'une pelle mécanique pour recréer une pente homogène et pour déconsolider le matériel en haut de plage, qui avait été compacté pour établir la route. Le matériel est donc déposé en avant du talus d'érosion entraînant une diminution de l'élévation du cordon (figure 58 et 68).

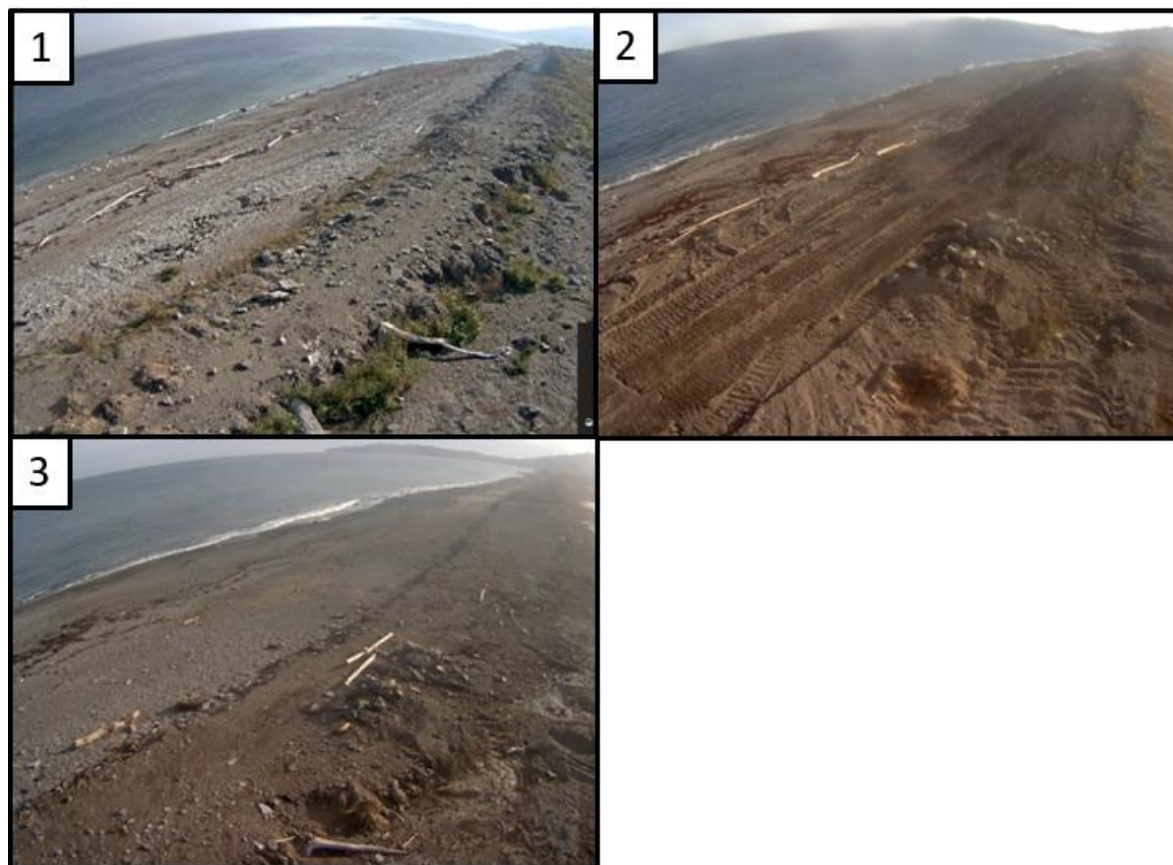


Figure 68. Photos illustrant les modifications du profil n° 9 avant (1) et après (2) le reprofilage mécanique du 19 octobre et suivant la tempête du 30 octobre (3), enregistrées respectivement les 11 octobre, 28 octobre et 1^{er} novembre 2017.

En 2018, des recharges de plages et des reprofilages sont effectués sur la plage, ce qui marque la fin des travaux de renaturalisation à Cap-des-Rosiers (figure 43). Le volume pour les deux recharges totalise environ 6800 m³. La première recharge, évaluée à 1090 m³, a été effectuée le 19 septembre et a été en grande partie érodée lors de la tempête du 30 octobre (figure 59 et 60). La deuxième recharge d'environ 5900 m³ a été effectuée du 11 au 13 décembre. En 2018, le bilan sédimentaire est positif pour la période entre août et novembre 2018 (figure 62 et 65). Bien que la recharge ait contribué à l'accrétion, elle n'explique qu'environ la moitié de la totalité du bilan positif de 2000 m³ entre la période d'août à octobre.

L'année 2019 représente la première année sans travaux sur la plage du site d'étude depuis 2016. De plus, le régime de vagues est moins énergétique (figure 39). Le bilan sédimentaire est stable de mai à décembre tout en connaissant une légère baisse en octobre (figure 65). Il est à noter que pour la période de mai à juin, les bilans calculés à l'aide de la photogrammétrie sont négatifs (figure 63) alors que les bilans calculés à l'aide des profils sont positifs (figure 65). Cette divergence s'explique par le fait que les profils au DGPS sont mesurés jusque dans l'espace infralittoral, où il y a des échanges sédimentaires, alors que la photogrammétrie telle que nous l'avons mise en œuvre ne permet pas d'effectuer de mesures topographiques sous l'eau. Les profils prennent ainsi en compte l'accumulation entre mai et juin dans la zone infralittorale comme démontré par le profil n° 9 à la figure 64.

Durant toute la période d'étude, la partie sud du site d'étude est moins dynamique que la partie nord. Les variations des bilans sédimentaires de cette partie sont relativement neutres, tel que démontré dans la variabilité du trait de côte entre les profils n°s 25 à 36 (figure 56) et par les différents différentiels d'élévation (figure 54 et figure 55). Nous attribuons cela à la présence d'une plateforme rocheuse peu profonde dans l'espace infralittoral et sur l'estran, qui contribue à dissiper l'énergie des vagues et entraîne des morphodynamiques de plus faible amplitude. De plus, la présence de la plateforme rocheuse et du quai perturbe le transit sédimentaire et crée un déficit de sédiments plus fins ($D_{50} = 2,5 - 6,5 \text{ mm}$) dans la partie sud (figure 69).



Figure 69. Carence en substrat fin ($D_{50} = 2,5 - 6,5 \text{ mm}$) sur le profil n° 30 à gauche en comparaison avec le profil n° 9 à droite le 28 septembre 2019.

5.2 RÉPONSE DE LA PLAGE AUX TEMPÊTES

Plusieurs tempêtes morphogènes ($NET > 3,5$ m) sont survenues dans la période après démantèlement, soit trois événements lors de la saison 2016, quatre en 2017, quatre en 2018 et un seul en 2019.

Les tempêtes du 30 décembre 2016 ($NET = 6,5$ m) et du 4 janvier 2017 ($NET = 5,7$ m) ont été les plus importantes durant la période d'étude post-démantèlement. Elles ont occasionné une érosion majeure en haut de plage avec un abaissement de plus de 1,75 m par endroits (figure 48 et 49) et créé un talus d'érosion dans le haut de plage constitué de matériel de remblai consolidé (figure 67). Le talus d'érosion est formé sur l'ensemble du cordon et est visible sur la deuxième photo de la figure 47. Une partie de ces matériaux érodés ont contribué à la formation de lobes de débordement et l'élargissement de deux brèches (figure 50).

La tempête du 30 octobre 2017 ($NET = 4,2$ m) survient 11 jours après le reprofilage mécanique du cordon. La tempête érode complètement le matériel redistribué en avant du talus d'érosion et sur le dessus du cordon par la pelle mécanique. La fondation de la route est de nouveau exposée (figure 68). Une partie du matériel érodé est redistribué sur les profils situés au sud, comme en témoigne l'accumulation de novembre sur les profils n^{os} 17 et 21 (figure 58).

Les tempêtes du 28 octobre ($NET = 3,8$ m) et du 10 novembre 2018 ($NET = 3,7$ m) érodent partiellement la recharge effectuée le 19 septembre. La recharge est visible sur le différentiel du haut de la figure 60 du profil n^o 19 au n^o 22 et l'érosion de cette recharge par les tempêtes est visible sur le différentiel du bas. Par contre, le bilan sédimentaire créé à partir des MNT indique un bilan positif (figure 62) et le bilan créé à partir des profils est neutre (figure 65). Comme les MNT ne couvrent pas l'espace infralittoral et de déferlement des vagues, on peut en conclure que l'une des deux tempêtes a redistribué les sédiments accumulés en bas de plage pour le redistribuer sur l'ensemble du profil et ainsi créer un bilan neutre. Ce phénomène est observable sur le profil n^o 9 d'octobre à novembre de la figure 61.

En 2019, un événement majeur ayant causé du franchissement (figure 70) est survenu le 25 novembre (NET = 3,9 m). Cet événement a causé une érosion sur certains profils et une accumulation sur d'autres (figure 64) résultant en un bilan sédimentaire neutre (figure 65).

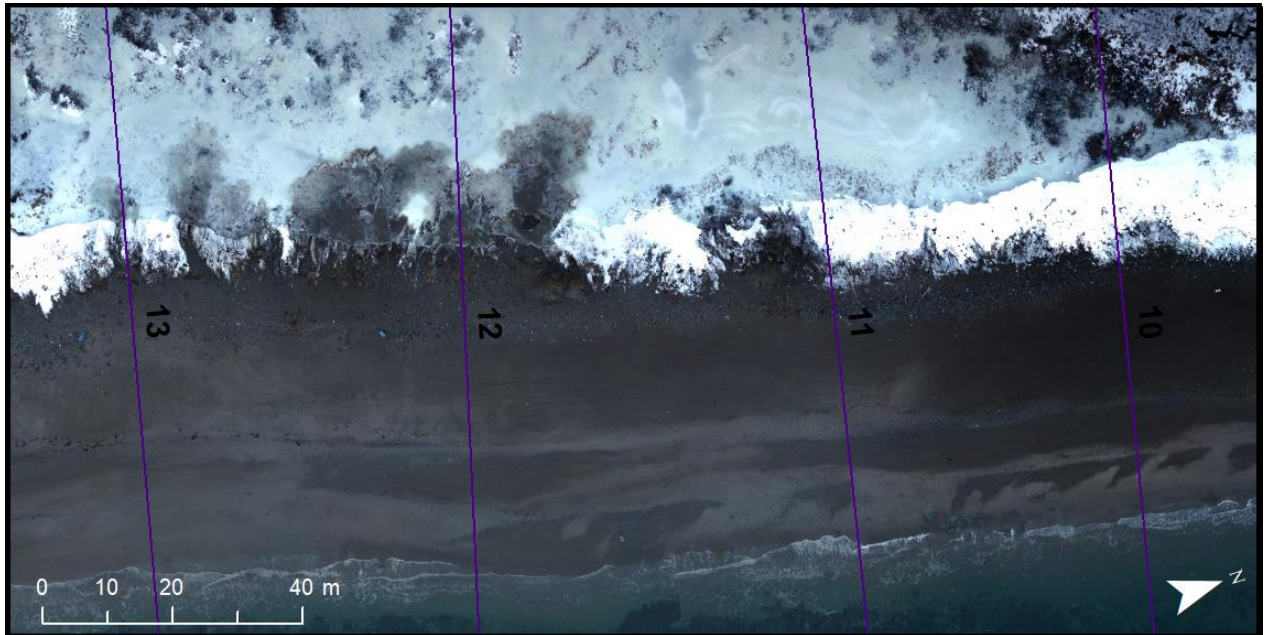


Figure 70. Représentation d'événements de franchissement sur le cordon lors de la tempête du 25 novembre 2019. Réalisé à partir de l'orthophotographie créée lors du levé de drone du 26 novembre 2019.

5.3 COMPARAISON AVEC LE SECTEUR TÉMOIN

Bien que le site d'étude et le site témoin soient près un de l'autre, qu'ils représentent tous deux des plages de gravier mixte et possèdent la même orientation, certaines différences existent entre les deux sites. Premièrement, le substrat est légèrement plus fin sur le site d'étude ($D_{50} = 9,5$ mm) en comparaison avec le site témoin ($D_{50} = 15,6$ mm) (figure 35). Cette différence peut être en partie expliquée par une énergie de vague à la côte plus faible sur le site d'étude lorsque la hauteur significative des vagues devient importante (figure 40). Cette différence d'énergie observée à la côte s'explique par la bathymétrie de l'avant-côte (profondeurs < 30 m), qui induit une dissipation plus progressive de l'énergie des vagues de tempête en provenance du sud-est par rapport au site d'étude (figure 21), tout en favorisant également la réfraction des houles provenant du nord-ouest (figure 38). Une énergie moindre

permet, entre autres, à des sédiments plus fins de s'accumuler sur la plage du site d'étude, ce qui entraîne une pente légèrement moins abrupte sur le site d'étude (figure 66).

Le bilan sédimentaire est proportionnel à la largeur de plage. Dans la période précédant le démantèlement, la moyenne du bilan du site d'étude ($29,3 \text{ m}^3/\text{m}$ linéaire) est inférieure à celle du site témoin ($97,5 \text{ m}^3/\text{m}$ linéaire). Suivant le démantèlement, la moyenne du bilan du site d'étude ($117,3 \text{ m}^3/\text{m}$ linéaire) devient supérieure à celle du site témoin ($93,5 \text{ m}^3/\text{m}$ linéaire) (figure 65). Des photographies illustrant le site d'étude et le site témoin dans la période après le démantèlement sont présentées à la figure 71.



Figure 71. Photos de la plage de site d'étude à gauche et du site témoin à droite prises le 28 septembre 2019.

5.4 FACTEURS AYANT EU DES IMPACTS NÉGATIFS À LA RENATURALISATION DE LA PLAGE

Le suivi des travaux et de l'évolution de la plage a mis en lumière plusieurs pratiques ayant potentiellement nui au processus de renaturalisation de la plage de Cap-des-Rosiers.

Premièrement, lors de la phase de conception, un reprofilage de la plage a été effectué selon une pente rectiligne de $\tan\beta = 0,11$ (9:1) sur la majorité de l'estran et de $\tan\beta = 0,33$ (3:1) en haut de plage en fonction de l'emplacement et de l'élévation du profil (figure 44). Or, ces pentes ne correspondent pas à la pente d'environ $\tan\beta = 0,11$ calculée sur le site témoin (figure 66), ni à celles estimées sur le site d'étude (WSP, 2015). Lorsqu'un reprofilage

de plage est nécessaire, la pente peut être modélisée en fonction du régime de houle et de la granulométrie des sédiments. Cette approche vise à reproduire une morphologie de plage proche de l'état naturel, tout en limitant les réajustements hydromorphosédimentaires post-intervention. Dans le cas de Cap-des-Rosiers, la pente s'est stabilisée à environ $\tan \beta = 0,11$ à la suite des travaux de démantèlement (figure 66). Plusieurs équations et méthodologies ont d'ailleurs été développées pour modéliser une pente d'équilibre dynamique (Dean, 1991 ; Dean et al., 2002 ; Holman et al., 2014 ; López et al., 2018). Il demeure toutefois essentiel de s'assurer que ces formules soient appliquées dans des environnements pour lesquels elles ont été conçues. De plus, des modèles morphodynamiques comme Xbeach sont également utilisés pour modéliser le comportement d'une plage suite à une tempête. Les résultats de ces modèles et équations peuvent être calibrés et validés sur des sites témoins adjacents. Une revue des différentes méthodes de modélisation a été réalisé par Hunt et al. (2023).

Deuxièmement, les travaux de démantèlement de 2016, de reprofilage de 2017 et de recharge de 2018 ont tous été réalisés à l'automne, ce qui les a immédiatement exposés aux effets des tempêtes automnales. La planification de ces interventions au printemps aurait favorisé la consolidation des sédiments pendant l'été.

Troisièmement, les matériaux de remblai utilisés pour l'assise de l'ancienne route ont été laissés en place en haut de la plage. Ces matériaux posent un problème, car leur compaction réduit la mobilité du sédiment et contraint la morphodynamique de la plage. De plus, leur exposition entraîne la détérioration de l'aspect naturel de la plage, car ces matériaux sont souvent disgracieux (figure 67). Nos données montrent qu'il est donc important d'assurer le retrait et la déconsolidation des matériaux servant à la fondation du segment routier.

Quatrièmement, le réajustement du profil de plage a été réalisé à plusieurs reprises à l'aide de machineries lourdes. Le réajustement mécanique du profil de plage, freine le rétablissement naturel du profil par les agents hydrodynamiques. De plus, l'utilisation répété de machineries lourdes compacte le sédiment, réduit sa mobilité et par le fait même, freine

le réajustement naturel du profil. Il est donc important de réduire au minimum la compaction du substrat de la plage par le passage des machineries lourdes.

5.5 ÉVALUATION DES MÉTHODES DE RENATURALISATION D'UNE PLAGE COMME SOLUTION D'ADAPTATION AUX ALÉAS CÔTIERS.

À Cap-des-Rosiers, les travaux de renaturalisation de la plage qui ont duré d'août 2016 à décembre 2018 ont été bénéfiques d'un point de vue socioéconomique et environnemental. À partir d'une analyse sommaire des données provenant des caméras, nous avons observé que la plage, ayant retrouvé un aspect naturel, est devenue beaucoup plus attrayante pour les communautés locales et les touristes. Cette évolution a conduit à une augmentation de 27,4 % du nombre d'utilisateurs après le démantèlement, par rapport à la fréquentation antérieure. (annexe 8). De plus, Sigouin (2018) a observé que la restauration de la dynamique naturelle de la plage a accru et améliorée l'habitat de frai du capelan dans ce secteur.

En raison des nombreuses interventions anthropiques réalisées durant la période d'étude, qui ont perturbé la dynamique hydrosédimentaire naturelle de la plage, il est difficile d'en faire ressortir des tendances d'évolution de plage. Néanmoins, d'un point de vue géomorphologique, plusieurs éléments témoignent de la restauration d'une dynamique naturelle, connue pour augmenter la résilience du système côtier face aux tempêtes, à savoir :

- L'augmentation de la largeur de plage (Bernatchez et Fraser, 2012; Itzkin et al., 2021);
- La formation et la migration de bermes (Poate et al., 2013);
- L'augmentation et la stabilisation du bilan sédimentaire (Cooper et Pethick, 2005; Malvares et al, 2022);
- La stabilisation des pentes de plages (Cooper et Pethick, 2005).

Premièrement, la largeur de plage du site, qui était en diminution depuis les années 1960, a triplé à la suite de la renaturalisation. En 2019, la largeur de plage du site d'étude a atteint une valeur légèrement supérieure aux valeurs moyennes du site témoin (figure 32). En raison d'une pente moyenne plus douce sur le site d'étude, en comparaison au site témoin, une plage plus large est néanmoins attendue. La largeur de plage est un bon indicateur de son

bilan sédimentaire et découle de l'équilibre hydrodynamique et hydrosédimentaire de la région (Bernatchez & Fraser, 2012).

Deuxièmement, dans la période précédant le démantèlement, les bermes surtout présentes au sud du secteur d'étude étaient petites. Suivant le démantèlement, les bermes sont devenues plus volumineuses et présentes sur l'ensemble de la plage. Dans les plages de gravier, les bermes constituent une forme dynamique atténuant l'énergie des vagues et limitant les événements de franchissement ainsi que l'érosion du haut de plage (Buscombe & Masselink, 2006). Elles permettent également la redistribution de leur matériel vers le haut de plage lors des événements de tempête. Ce phénomène est observable dans les migrations des bermes montrées aux figures 58, 61 et 64.

Troisièmement, le bilan sédimentaire, qui était relativement faible avant le démantèlement, a considérablement augmenté et est demeuré relativement stable jusqu'à la fin de la période d'étude (figure 51 et 65). Par exemple, les bilans sédimentaires de 2018 sont constamment positifs (figure 61). Bien que deux recharges ont été effectuées dans cette période, elles n'expliquent pas la totalité de l'accrétion survenue en 2018. De plus, le bilan sédimentaire de 2019 témoigne de la capacité du système côtier à retrouver un certain équilibre. Le bilan sédimentaire du site d'étude demeure stable bien que le total de sédiments mobilisés par l'ouragan rétrogradé en tempête extratropicale Dorian est d'environ 9000 m³ (figure 63). Une stabilité dans le bilan sédimentaire témoigne de la capacité de la plage à retrouver un état d'équilibre suivant les périodes d'érosion.

Finalement, les pentes de plages, qui étaient très variables dans la période suivant le démantèlement et jusqu'à la fin 2017, semblent devenir plus stables en 2018 et 2019 (figure 66). On observe également qu'à partir de 2018, les variations de pente du site d'étude correspondent davantage à celles du site témoin, ce qui illustre la capacité des plages à retrouver une pente d'équilibre à la suite d'épisodes de tempête.

La stabilisation du bilan sédimentaire et des pentes de plage peut être expliquée par une diminution du régime de vague de 2017 à 2019 (figure 39), mais aussi par la fin des travaux

de renaturalisation qui a permis à la plage de retrouver une dynamique côtière naturelle. Bien qu'aucune analyse n'ait été réalisée depuis 2019, les visites régulières de l'équipe du LDGIZC sur la plage de Cap-des-Rosiers au cours des années suivantes permettent de confirmer qualitativement la poursuite d'une dynamique côtière naturelle.

CONCLUSION

Les travaux de renaturalisation de la plage de Cap-des-Rosiers ont apporté des améliorations notables, tant sur le plan géomorphologique qu'écologique, bien qu'ils aient été marqués par plusieurs défis et interventions anthropiques. Depuis le démantèlement des infrastructures en 2016, la plage a progressivement retrouvé une dynamique naturelle, notamment par l'augmentation de sa largeur, la stabilisation des pentes et la formation de berms dynamiques. Ce retour à une dynamique côtière plus naturelle a permis à la plage d'atteindre des bilans sédimentaires similaires à ceux des plages adjacentes, renforçant ainsi la résilience du système face aux tempêtes. Par ailleurs, d'un point de vue paysager, la plage a retrouvé son caractère « naturel », réduisant progressivement l'impact des modifications anthropiques et permettant à la population de se réapproprier cet espace côtier. Le démantèlement a aussi permis de préserver l'héritage historique du site en déplaçant respectueusement le monument du Carricks et en inhumant les vestiges humains découverts près de son nouvel emplacement lors de la commémoration de 2019, intégrant ainsi la mémoire historique au nouveau paysage naturel.

Afin d'approfondir la compréhension des effets de ces travaux de renaturalisation, plusieurs avenues de recherche pourraient être explorées. Une première piste serait de réévaluer la dynamique géomorphologique de la plage dix ans après la fin des travaux. Une analyse à long terme permettrait de mieux cerner l'évolution naturelle du site face aux changements climatiques et aux phénomènes extrêmes. Il serait également pertinent d'adopter une approche de géographie sociale pour étudier l'impact de la renaturalisation sur l'utilisation et la perception du territoire. La transformation de la plage de Cap-des-Rosiers offre une occasion unique d'analyser comment les populations locales et les usagers du littoral s'approprient ce nouvel espace côtier.

Finalement, les résultats démontrent que la renaturalisation constitue une solution efficace pour restaurer les nombreux bénéfices géomorphologiques des plages, tout en renforçant leur rôle écologique, socioéconomique, ainsi que le maintien et la restauration des

services écosystémiques. Cette méthode douce de protection du littoral peut donc s'avérer une excellente alternative aux structures de protection rigides. La plage de Cap-des-Rosiers, désormais mieux adaptée aux aléas côtiers, est un modèle de restauration réussie qui souligne l'importance d'une gestion intégrée et sensible des environnements côtiers.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Austin, M. J. et Masselink, G. (2006a). Swash–groundwater interaction on a steep gravel beach. *Continental Shelf Research*, 26(20), 2503-2519. doi:10.1016/j.csr.2006.07.031

Austin, M. J. et Masselink, G. (2006b). Observations of morphological change and sediment transport on a steep gravel beach. *Marine Geology*, 229(1-2), 59-77. doi:10.1016/j.margeo.2006.02.003

Bandet, M., Caulet, C., Baudry, J., Didier, D., Dubuc, D., Marion, N., McKinnon, R., Paul-Hus, C., Caveen, J., Sévigny, C., Senneville, S., Dumont, D., Bernatchez P. (2020). Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MoDESCo). UQAR, Rimouski (2020). Url : [https://ldgizc.uqar.ca/Web/docs/default-source/default-document-library/bandet_etal_2020_modesco_iii_uqar_rapport_final_pacc_17-18-02-\(1\).pdf?sfvrsn=5bdd26bc_0](https://ldgizc.uqar.ca/Web/docs/default-source/default-document-library/bandet_etal_2020_modesco_iii_uqar_rapport_final_pacc_17-18-02-(1).pdf?sfvrsn=5bdd26bc_0)

Benassai, G. (2006). Introduction to coastal dynamics and shoreline protection. Southampton, UK: WIT Press. 272 p.

Bernatchez, P., Arsenault, E., Lambert, A., Bismuth, E., Didier, D., Senneville, S., & Dumont, D. (2017). Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MODESCO). In Phase II: Rapport Final. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la sécurité publique du Québec, mars 2017, 172 p. + annexe.

Bernatchez, P., Bandet, M., & Didier, D. (2019). Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire

et le golfe du Saint-Laurent (MODESCO), Phase III : cartographie des types de morphodynamiques de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. In Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, mars 2019, 24 p.

Bernatchez, P. et Fraser, C. (2012). Evolution of Coastal Defence Structures and Consequences for Beach Width Trends, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 285, 1550-1566. doi:10.2112/jcoastres-d-10-00189.1

Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D. (2008). Effets des structures rigides de protection sur la dynamique des risques. Papier présenté à la 4e Conférence canadienne sur les géorisques, Université Laval, Québec, Canada.

Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D., Dugas, S. (2011). Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. *Ocean & Coastal Management*, 54(8), 621-632. doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.06.001

Bernatchez, P., Sauvé, P., Dugas, S., Arsenault, E., Friesinger, S., Drejza, S., Roy, M.-A et Blain, M. (2020). Cartographie et analyse de l'évolution de l'artificialité du littoral de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (2010-2017). Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport intermédiaire #2 remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, novembre 2020, 52 p. +annexes.

Bhattacharya, A., Sarkar, S. K. et Bhattacharya, A. (2003). An assessment of coastal modification in the low-lying tropical coast of northeast India and role of natural and artificial forcings. *International Conference on Estuaries and Coasts*, 158-165.

Billson, O., Russell, P., Davidson, M., Poate, T., Amoudry, L. (2020). *In-situ* Observations of Infragravity Response during Extreme Storms on Sand and Gravel Beaches. *Journal of Coastal Research*, 36, 382-386. doi:10.2112/SI95-074.1

Boak, E. H., & Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 214, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>

Bullerie, F. et Chapman, M. G. (2010). The Introduction of Coastal Infrastructure as a Driver of Change in Marine Environments. *British Ecological Society*, 47(1), 26-35.

Buscombe, D. et Masselink, G. (2006). Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2), 33-52. doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.00

California Coastal Commission. (2006). Staff Report and Recommendation Regarding Appeal NO. A-4-sbv-06e037. Surfer's Point, Ventura. Ventura, California. <http://documents.coastal.ca.gov/reports/2006/11/Th17c-s-11-2006.pdf>

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.

Chadwick, A. J. (1989). Field measurements and validation of a numerical model of coastal pebble transport. Dans M. H. Palmer (Ed.), *Advances in Water Modelling and Measurement* (p. 381–402). BHRA.

Charlier, R. H., Chaineux, M. C. P., Morocs, S. (2005). Panorama of the History of Coastal Protection. *Journal of Coastal Research*, 21(1), 19-111.

Conley, D. C., & Griffin, J. G. Jr. (2004). Direct measurements of bed stress under swash in the field. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C3), C03050. <https://doi.org/10.1029/2003JC001899>

Cooper, N. J., & Pethick, J. S. (2005). Sediment Budget Approach to Addressing Coastal Erosion Problems in St. Ouen's Bay, Jersey, Channel Islands. *Journal of Coastal Research*, 21(1), 112–122. DOI: <http://dx.doi.org/10.2112/01036.1>

Cooper, J. A. G. et Pilkey, O. H. (2012). *Pitfalls of Shoreline Stabilization* (Vol. 3): Springer.

Cox, D. T., Hobensack, W., & Sukumaran, A. (2000). Bottom stress in the inner surf and swash zone. Dans B. L. Edge (Éd.), *Coastal Engineering 2000: Proceedings of the 27th International Conference on Coastal Engineering* (p. 1–14). American Society of Civil Engineers..

Dean, R. G., Kriebel, D. et Walton, T. (2002). Chapter III-3: Cross-shore sediment transport processes. EM 1110-2-1100, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer.

Dean, R. G. (1991). Equilibrium Beach Profiles: Principles and Applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1), 53–84.

Deltares/Delft Hydraulics. (1989). Scale effects in stability of gravel and stone slopes under wave attack in Deltaflume (in Dutch) (Report No. M1983 Part IV). Delft, The Netherlands: Deltares/Delft Hydraulics.

Dethier, M. N., Raymond, W. W., McBride, A. N., Toft, J. D., Ogston, A. S., Heerhartz, S. M., & Fresh, K. L. (2016). Multiscale impacts of armoring on Salish Sea shorelines: Evidence for cumulative and threshold effects. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 175, 106-117. doi:10.1016/j.ecss.2016.03.033

Dolan, R., Hayden, B. P., May, P. et May, S. (1980). The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*, 48(4), 22–29.

Didier, D., Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Lambert, A., Fraser, C., Barnett, R. et VanWierst, S. (2015). Coastal Flood Assessment Based on Field Debris Measurements

and Wave Runup Empirical Model. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 560-590. <https://doi.org/10.3390/jmse3030560>

Didier, D., Caulet, C., Bandet, M., Bernatchez, P., Dumont, D., Augereau, E., Floc'h, F., & Delacourt, C. (2020). Wave jet de rive parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system. *Continental Shelf Research*, 192, 104024.

Didier, D., Lalanne, P.-A., Cormier, L. et Bernatchez, P. (2017). Suivi environnemental des côtes du Québec maritime (2016- 2019) : rapport de gestion des instruments. In Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec.

Dugan J. E., Emery K. A., Alber M., Alexander C. R., Byers J. E., Gehman A. M. (2018). Generalizing ecological effects of shoreline armoring across soft sediment environments. *Estuaries Coasts* 41, 180–196. doi: 10.1007/s12237-017-0254-x

Esteves, L. S. (2014). *Managed realignment : A viable long-term coastal management strategy?* : Springer Netherlands.

Esteves, L. S. et Williams, J. J. (2015). Changes in Coastal Sediment Dynamics due to managed Realignment. In D. M. Bilkovic, M. M. Mitchell, M. K. La Peyre et J. D. Toft (Eds.), *Coastal Sediments (Vol. Living Shorelines : The science and management of nature-based Coastal Protection, p. 14)*: CRC Press.

Fletcher, C. H. et Mullane, R. A. (1997). Beach Loss Along Armored Shorelines on Oahu, Hawaiian Islands. *Journal of Coastal Research*, 13(1), 209-215.

Forbes, D. L. et Taylor, R. B. (1994). Ice in the Shore zone and the geomorphology of cold coasts. *Progress in Physical Geography*, 18(1), 59-89.

French, P. (2001). *Coastal defences : processes, problems and solutions*. Routledge, New-York, 366 p.

Friesinger, S. et Bernatchez, P. (2010). Perceptions of Gulf of St. Lawrence coastal communities confronting environmental change: Hazards and adaptation, Québec, Canada. *Ocean and Coastal Management*, 53(11), 669-678. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2010.09.001>

Goeldner-Gianella, L. (2007). Dépoldérider en Europe Occidentale. *Annales de géographie*(656), 339-360.

Griggs, G. (2009). The effects of armoring shorelines—The California experience. Puget Sound shorelines and the impacts of armoring - Proceedings of a State of the Science Workshop, May 2009, 77-84.

Griggs, G. (2005a). The impacts of coastal armoring. *Shore and Beach*, 73(1), 13-22.

Heerhartz, S.M., Toft, J. (2015). Movement patterns and feeding behavior of juvenile salmon (*Oncorhynchus* spp.) along armored and unarmored estuarine shorelines. *Environmental Biology of Fishes*, 98(6). DOI:10.1007/s10641-015-0377-5

Hill, H. W., Kelley, J. T., Belknap, D. F., Dickson, S. M., & Borns, H. W. (2004). The effects of storms and storm-generated currents on sand beaches in Southern Maine, USA. *Marine Geology*, 210(1-4), 149-168. doi:10.1016/j.margeo.2004.05.008

Himmelstoss, E. A., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G., & Farris, A. S. (2018). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0 user guide. US Geological Survey.

Holman, R. A., Lalejini, D. M., Edwards, K. et Veeramony, J. (2014). A parametric model for barred equilibrium beach profiles. *Coastal Engineering*, 90, 85–94.

Hunt, E., Davidson, M., Steele, E.C.C., Amies, J.D., Scott, T. et Russell, P. (2023). Shoreline modelling on timescales of days to decades. *Cambridge Prisms Coastal Futures*, 1,1-26. doi: 10.1017/cft.2023.5

Jennings, R. et Shulmeister, J. (2002). A field bases classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186(211-228).

Knight, J. et Burningham, H. (2014). A paraglacial coastal gravel structure: Connell's Bank, NW Ireland. *Journal of Coastal Research*(Special Issue 70 - ICS2014 (Proceedings)), 121-126.

Komar, P. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*, 2ième édition. New Jersey: Prentice-Hall.

Kraus, N. C. (1988). The Effects of Seawalls on the Beach: An Extended Literature Review. *Journal of Coastal Research*(Special Issue 4 - The Effects of Seawalls on the Beach), 1-28.

Kraus, N. C. et Mcdougal, W. G. (1996). The Effects of Seawalls on the Beach: Part1. An Updated Literature Review. *Journal of Coastal Research*, 12(3), 691-701.

Itzkin, M., Moore, L. J., Ruggiero, P., Hacker, S. D., and Biel, R. G. (2021) The relative influence of dune aspect ratio and beach width on dune erosion as a function of storm duration and surge level, *Earth Surf. Dynam.*, 9, 1223–1237, <https://doi.org/10.5194/esurf-9-1223-2021>

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. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.01.002>

Lambert, A., Bernatchez, P., Didier, D., Arsenault, E., Dumont, D., Senneville, S., & Bismuth, E. (2015). Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint Laurent (Modesco) Phase I: rapport final. Chaire En Géoscience Côtière, Laboratoire de Dynamique et de Gestion Intégrée Des Zones Côtières. Université Du Québec à Rimouski. Rapport Remis Au Ministère de La Sécurité Publique Du Québec. Novembre 2017, 122p + annexe.

Leclerc, A.-M. (2010). *Ouvrages de protection du littoral : Effets sur la morphologie des plages et sur les communautés benthiques intertidales, région de Saint-Siméon et de*

Bonaventure, Baie des Chaleurs (Québec, Canada). (Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 164 p.).

Liu, G., Cai, F., Qi, H., Liu, J., Lei, G., Zhu, J., Cao, H., Zheng, J., Zhao, S., Yu, F. (2020). A summary of beach nourishment in China: The past decade of practices. *Access Shore and Beach* 88(3). DOI:10.34237/1008836

López, I., Aragonés, L., Villacampa, Y. et Navarro-González, F. J. (2018). Gravel beaches nourishment: Modelling the equilibrium beach profile. *Science of the Total Environment*, 619–620, 772–783. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.156>

López de San Román-Blanco, B., Van der Meer, J. W., Van der Werf, J. J. (2006). Large scale experiments on gravel and mixed beaches: Experimental procedure, data documentation and initial results. *Coastal Engineering*, 53(1), 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.001>

Malvares, G., Navas, F., del Rio, J.L. (2022). Assessment and projections of sediment budget resilience in Marbella, Spain. *Sec. Coastal Ocean Processes* (9). <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.933994>

Manno, G., Losada, M. A., & Cáceres, I. (2016). Decadal evolution of coastline armouring along the Mediterranean Andalusia littoral (south of Spain). *Ocean Coast Manage*, 124, 84-99.

Masselink, G., Austin, M. J., Tinker, J. P., O'Hare, T. J., & Russell, P. E. (2010). Swash zone sediment transport, step dynamics and morphological response on a gravel beach. *Marine Geology*, 274(1-4), 50-68. doi:10.1016/j.margeo.2010.03.005

Mason, T., & Coates, T. T. (2001). Sediment transport processes on mixed beaches: A review for shoreline management. *Journal of Coastal Research*, 17(3), 645–657. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2001\)17\[645:STPOMB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2001)17[645:STPOMB]2.0.CO;2)

McDougal, W. G., Sturtevant, M. A., & Komar, P. D. (1987). Laboratory and field investigations of the impact of shoreline stabilisation structures on adjacent properties. Communication présentée au colloque Coastal Sediments, New Orleans, Lousiane.

McLean, R. F. et 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. doi:10.1080/00288306.1969.10420231

Miles, J. R., Russell, P. E., & Huntley, D. A. (2001). Field Measurements of Sediment Dynamics in Front of a Seawall. *Journal of Coastal Research*, 17(1), 195-206.

Moses, C.A., Williams, R.B.G., 2008. Artificial beach recharge: the south-east England experience. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52 (Suppl. 3), 107–124.

Napier City Council. (2007). Westshore erosion: Full report. Napier City Council. 74 p. <https://www.napier.govt.nz/assets/Documents/westshore-erosion-full-07-2.pdf>

Nicholls, R. J., & Wright, P. (1991). Longshore transport of pebbles: Experimental estimates of K. In N. C. Kraus, K. J. Gingerich, & D. L. Kriebel (Eds.), *Coastal Sediments '91* (p. 920–933). American Society of Civil Engineers.

Nordstrom, K. F. et Jackson, N. L. (2013) Removing shore protection structures to facilitate migration of landforms and habitats on the bayside of a barrier spit. *Geomorphology*, 199, 179-191

Nordstrom, K. F. (2014). Living with shore protection structures: A review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150, 11-23. doi:10.1016/j.ecss.2013.11.003

Nordstrom, K. F., Armaroli, C., Jackson, N. L., Ciavola P. (2015). Opportunities and constraints for managed retreat on exposed sandy shores: Examples from Emilia Romagna, Italy, *Ocean & Coastal Management*, 104, 11-21, ISSN 0964-5691. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2014.11.010>.

Nordstrom, K. F., Jackson, N. L., Roman, C. (2016). Facilitating landform migration by removing shore protection structures: Opportunities and constraints. *Environmental Science & Policy*, 66, 217-226. doi:10.1016/j.envsci.2016.07.012

Parc national du Canada Forillon. (2010). Plan directeur. Dans *Parcs Canada*. 126 p.

Parcs Canada (2013). Restauration de la dynamique naturelle de la plage et du secteur de Cap-des-Rosiers. Mise en contexte et historique [Diaporama PowerPoint].

Paskoff, R. (2004). *Côtes en danger* (éd. rééd., 208 p.). Paris : L'Harmattan.

Perron, M. 2019. Résumé des principaux éléments reliés à la découverte des restes humains de cap-des-Rosiers (site 2007g, parc national Forillon) et synthèse des analyses spécialisées réalisées sur les corps par le laboratoire de bioarchéologie de l'Université de Montréal.

Pilkey, O. H. et Wright, H. L. (1988). Seawalls Versus Beaches. *Journal of Coastal Research*, 41-64.

Plant, N. G. et Griggs, G. (1992). Interactions between Nearshore Processes and Beach Morphology near a Seawall. *Journal of Coastal Research*, 8(1), 183-200.

Poate, T., Masselink, G., Davidson, M., McCall, R., Russell, P., Turner, I. (2013). High frequency in-situ field measurements of morphological response on a fine gravel beach during energetic wave conditions. *Marine Geology*, 342, 1-13. doi:10.1016/j.margeo.2013.05.009

Pontee, N. I., Pye, K., & Blott, S. J. (2004). Comportement morphodynamique et variations sédimentaires des plages mixtes de sable et de gravier, Suffolk, Royaume-Uni. *Journal of Coastal Research*, 20(1), 256–276. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[256:MBASVO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[256:MBASVO]2.0.CO;2)

Pontee, N. (2013). Defining coastal squeeze: A discussion. *Ocean & Coastal Management*, 84, 204-207. doi:10.1016/j.ocecoaman.2013.07.010

Romine, B. M. et Fletcher, C. H. (2012a). Hardening on eroding coasts leads to beach narrowing and loss on Oahu, Hawaii. In J. A. G. Cooper et O. H. Pilkey (Eds.), *Pitfalls of Shoreline : Stabilization: Selected Case Studies*. Dordrecht, Netherlands: Springer Science and Business Media.

Sadeghi, K., Abdullahi, I. S. et Albab, H. F. (2018). Classification of seawalls and their failure. *Academic Research International*, 9(1), 12-19.

Salaudiddin, M., Pearson, J.M. (2019). Experimental Study on Toe Scouring at Sloping Walls with Gravel Foreshores. *J. Mar. Sci. Eng.* 2019, 7(7), 198; <https://doi.org/10.3390/jmse7070198>

Samat, O. (2007). Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône. (thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 1, 331 p.).

Sauvé, P. (2022). Identification et développement d'ouvrages de protection côtière pour augmenter la résilience des communautés côtières dans un contexte de changements climatiques. (thèse de doctorat, Université du Québec à Rimouski). 332 p. Semaphore. https://semaphore.uqar.ca/id/eprint/2134/1/Philippe_Sauve_octobre_2022.pdf

Sauvé, P., Bernatchez, P., Glaus, M. (2020). The role of the decision-making process on shoreline armoring : A case study in Quebec, Canada. *Ocean and Coastal Management* 198. DOI:10.1016/j.ocecoaman.2020.105358

Serafin, K. A. et Ruggiero, P. (2014). Simulating extreme total water levels using a time-dependent, extreme value approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(9), 6305–6329.

Shipman, H., Dethier, M. N., Gelfenbaum, G., Fresh, K. L., & Dinicola, R. S. (2010). Puget Sound Shorelines and the Impacts of Armoring—Proceedings of a State of the Science Workshop, May 2009. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2010–5254

Short, A. D. (1999). Wave-dominated beaches. In A. D. Short (Ed.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics* (p. 173–203). John Wiley & Sons.

Sigouin, D. (2018). Restauration de la dynamique naturelle de la plage du secteur de Cap-des-Rosiers. 4^{ième} rapport de suivi de projet de compensation réalisé dans le cadre de la réfection du havre de Cap-des-Rosiers. Programme de restauration. Parc national Forillon. 10 p.

Tadić, A., Ružić, I., Krvavica, N., & Ilić, S. (2022). Post-nourishment changes of an artificial gravel pocket beach using UAV imagery. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(3), 358. <https://doi.org/10.3390/jmse10030358>

Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L. et Miller, T. L. (2005). Digital shoreline analysis system (DSAS) version 3.0. An ArcGIS© Extension for Calculating Shoreline Change: US Geological Survey Open-File Report, 1304.

Toft, J. D., Ogston, A.S., Heerhartz, S. M., Cordell, J. R., & Flemer, E. E. (2013). Ecological response and physical stability of habitat enhancements along an urban armored shoreline. *Ecological Engineering*, 57, 97–108. doi:10.1016/j.ecoleng.2013.04.022

Toft, J. D., Cordell, J. R., Armbrust, E.A. (2014). Shoreline Armoring Impacts and Beach Restoration Effectiveness Vary with Elevation. *Northwest Science*, 88(4), 367-375. doi:10.3955/046.088.0410

Toft, T. S., Cordell, J. D., Dethier, M. N., & Adams, J. W. (2018). Quantifying the effectiveness of shoreline armoring removal on coastal biota of Puget Sound. *PeerJ*, 6, e4275. <https://doi.org/10.7717/peerj.4275>

Torre, M.P. et Targett, T.E. (2016). Nekton assemblages along riprap-altered shorelines in Delaware Bay, USA: Comparisons with adjacent beach. *Marine Ecology Progress Series*, 548, 209-218. <https://doi.org/10.3354/meps11685>

Tsai, C. P., Chen, H. Bin et You, S. S. (2009). Toe scour of seawall on a steep seabed by breaking waves. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 135(2), 61-68. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(2009\)135:2\(61\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2009)135:2(61))

Torre, M. P. (2014). Shore zone habitat use by fishes and crabs in Delaware Bay: Beach vs riprap shorelines. (Master of Science in Marine Studies), University of Delaware.

Tucker, M. J., & Pitt, E. G. (2001). In R. Bhattacharyya & M. E. McCormick (Eds.), *Waves in ocean engineering* (1st ed., pp. 35–36). Oxford: Elsevier. ISBN 978-0080435664.

Van Der Werf, I., Van Gent, M.R.A. (2010). Gravel beaches with seawalls. 32nd International Conference on Coastal Engineering, ICCE 2010. Shanghai, China

van Rijn, L. C. (2013). Erosion of gravel/shingle beaches and barriers. *Conscience*.

Vaselli, S., Bulleri, F. et Benedetti-Cecchi, L. (2008). Hard coastal-defence structures as habitats for native and exotic rocky-bottom species. *Marine Environmental Research*, 395-403. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2008.06.002>

Walker, S. J., Schlacher, T. A. et Thompson, L. M. C. (2008). Habitat modification in a dynamic environment: The influence of a small artificial groyne on macrofaunal assemblages of a sandy beach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79(1), 24-34. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.03.011>

Wang, J. et Sherman, D. J. (2016). Cusp Development on a Gravel Beach. *Journal of Coastal Research*, 75(2), 937-941.

Weggel, R. J. (1988). Seawalls: The Need for Research, Dimensional Considerations and a Suggested Classification. *Journal of Coastal Research*(Special Issue 4 - The Effects of Seawalls on the Beach), 29-39.

Weir, F. M., Hughes, M. G., & Davidson, M. A. (2006). Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. *Geomorphology*, 82(3–4), 331–346. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.05.015>

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>

Wright, L. D. et Short, A. D. (1984). Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches : A Synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

WSP. (2015). Étude hydrodynamique du littoral dans l'anse du Cap-des-Rosiers - Rapport d'étape 1. Dans *WSP Canada*. 131 p.

Xhardé, Régis; Frandsen, Jannette et Gauvin-Tremblay, Olivier (2015). Scour of Sand-Gravel Beaches in Front of Seawalls. 68th Annual Meeting of the APS Division of Fluid Dynamics, 22-24 novembre 2015, Boston, États-Unis.

Zarini, S., Abdoli, A. et Kiabi, B. H. (2019). The effects of riprap in enhancing the abundance and coexistence of Gobiidae along the southern Caspian Sea coast. *Journal of Great Lakes Research*, 45(2), 317-323. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2018.12.001>

Zhu, X., Matthew, M., Nicholls, R.J. (2010). Technologies for Climate Change Adaptation - Coastal Erosion and Flooding. Roskilde, Denmark: UNEP Risø Centre on Energy, Climate and Sustainable Development. 216 p.

Zyserman, J. A. et Johnson, H. K. (2002). Modelling morphological processes in the vicinity of shore-parallel breakwaters. *Coastal Engineering*, 45(3-4), 261-284. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00037-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00037-6)

ANNEXES

Annexe 1. Données marégraphiques.

NM = Niveau moyen de l'eau ; PMSGM = Pleine mer supérieure de grande marée ; BMIGM = Basse mer inférieure de grande marée ; PMSMM = Pleine mer supérieure de marée moyenne ; BMIMM = Basse mer inférieure de marée moyenne.

Station	Niveaux d'eau (CGVD28)				
	NM	PMSGM	BMIGM	PMSMM	BMIMM
Rivière-au-Renard (n° 2330)	0,01 m	1,3 m	-0,8 m	0,8 m	- 0,6 m

Annexe 2. Informations relatives aux levés de profils de plage

Site	Date	Heure	Hauteur d'eau (m, zéro des cartes)
Cap-des-Rosiers (2011)	19 avril 2011	9:00	0,27
	6 juillet 2011	11:00	0,50
	6 octobre 2011	8:00	?
Cap-des-Rosiers (2013)	10 mai 2013	8:00	0,51
	24 juillet 2013	9:00	0,39
	21 août 2013	20:00	0,24
	20 septembre 2013	8:00	0,62
	3 novembre 2013	20:00	0,23
Cap-des-Rosiers (2014)	28 avril 2014	7:00	0,2
	17 juin 2014	11:00	0,34
	14 juillet 2014	21:00	0,31
Cap-des-Rosiers (2016)	12 décembre 2016	19:00	0,52
Cap-des-Rosiers (2017)	19 avril 2017	14:00	0,41
	8 juin 2017	8:00	0,5
	11 juillet 2017	10:00	0,52
	22 octobre 2017	22:00	0,33
	20 novembre 2017	22:00	0,47
Cap-des-Rosiers (2018)	19 juin 2018	13:00	0,55
	10 août 2018	18:00	0,53

	8 octobre 2018	19:00	0,08
	25 novembre 2018	22:00	0,26
Cap-des-Rosiers (2019)	6 mars 2019	8:00	0,84
	14 avril 2019	16:00	0,63
	4 mai 2019	7:00	0,51
	7 juillet 2019	12:00	0,45
	3 août 2019	10:00	0,33
	28 septembre 2019	7:00	0,25
	27 octobre 2019	7:00	0,3

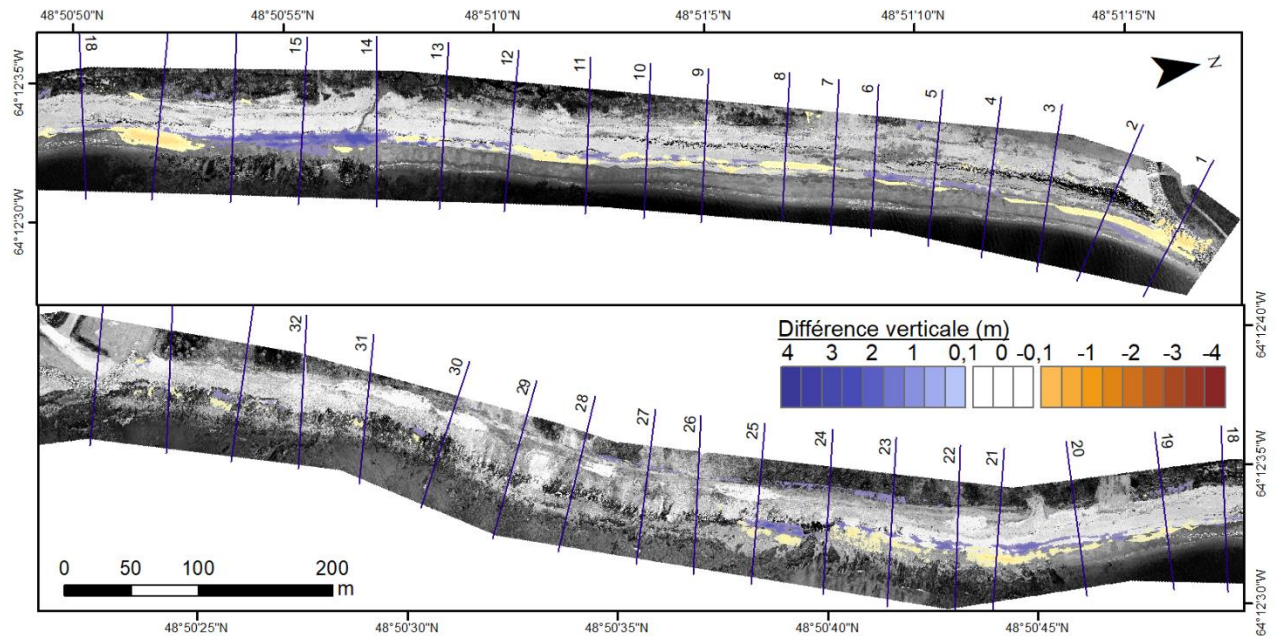
Annexe 3. Informations relatives aux levés topographiques SMLT

Site	Date	Heure	Hauteur d'eau (m, zéro des cartes)
Cap-des-Rosiers	8 juillet 2016	11:00	0,34
	12 décembre 2016	19:00	0,52
	8 juin 2017	8:00	0,5
	11 juillet 2017	10:00	0,52
	22 octobre 2017	10:00	0,55
	20 novembre 2017	9:00	0,7
	8 octobre 2018	10:00	0,98

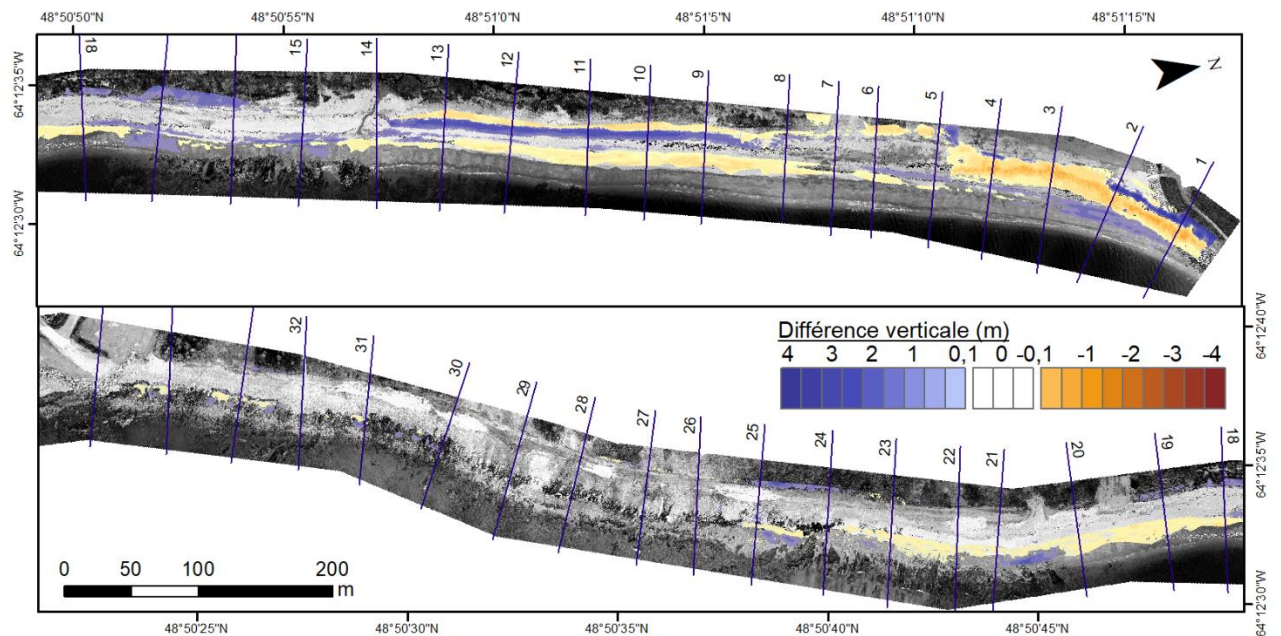
Annexe 4. Informations relatives aux levés photogrammétriques SfM

Site	Date	Heure	Hauteur d'eau
Cap-des-Rosiers	11 août 2018	8:00	0,39
	26 novembre 2018	9:00	0,65
	3 mai 2019	7:00	0,51
	7 juin 2019	11:00	0,48
	5 juillet 2019	10:00	0,39
	28 septembre 2019	7:00	0,25

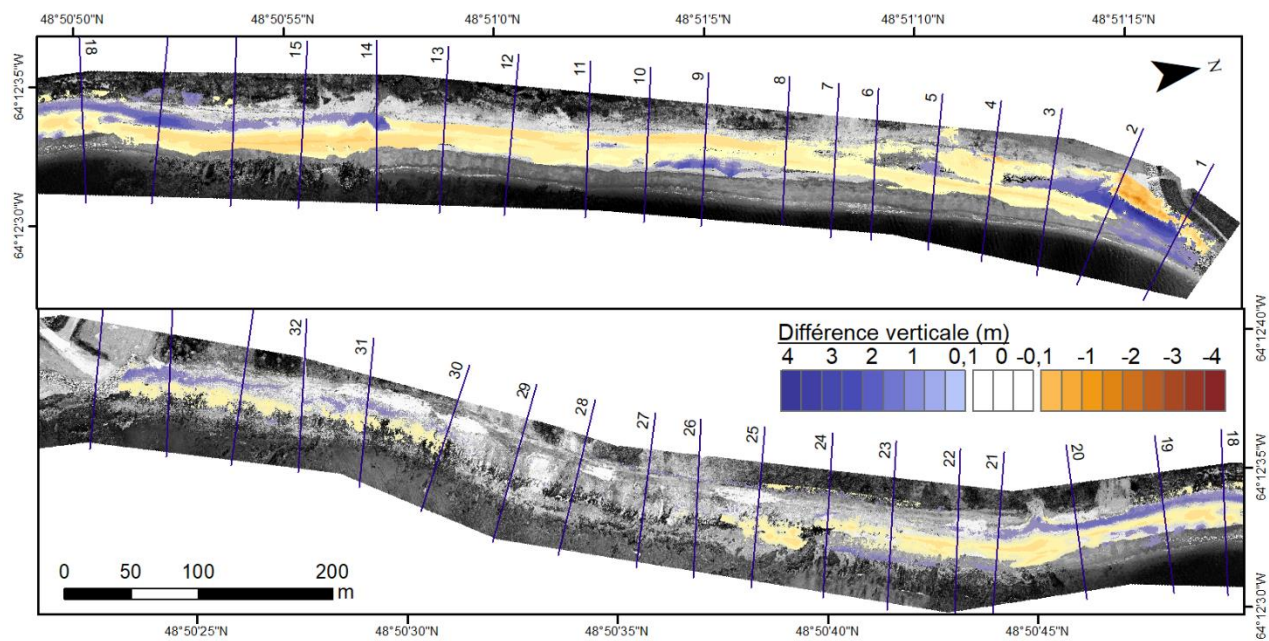
Annexe 5. Différentiels d'élévation représentant le suivi de 2017.



Annexe 5.1. Différentiels d'élévation créé à partir des MNT du 8 juin et du 11 juillet 2017

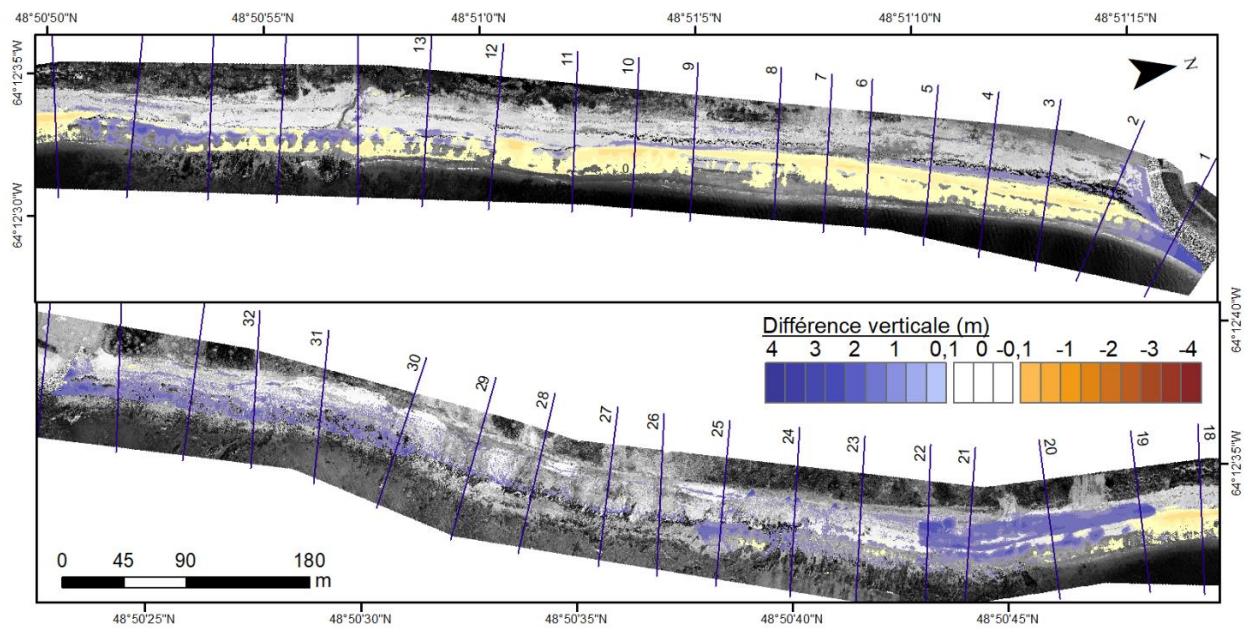


Annexe 5.2. Différentiels d'élévation créé à partir des MNT du 11 juillet et 22 octobre 2017

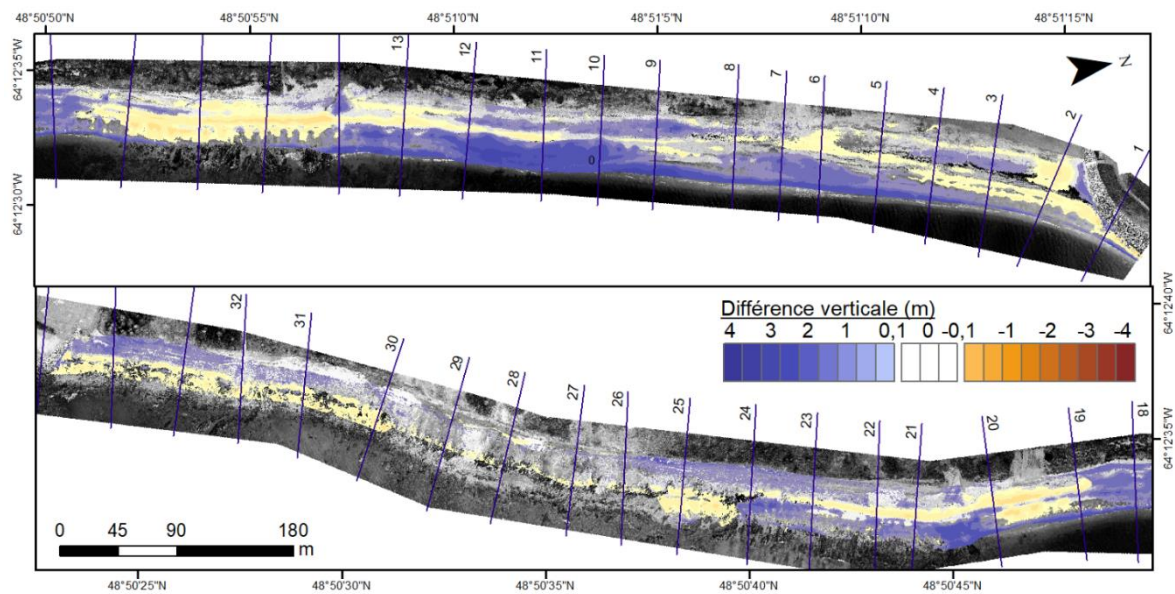


Annexe 5.3. Différentiels d'élévation créé à partir des MNT du 22 octobre et 20 novembre 2017

Annexe 6. Différentiel d'élévation représentant le suivi de 2018.

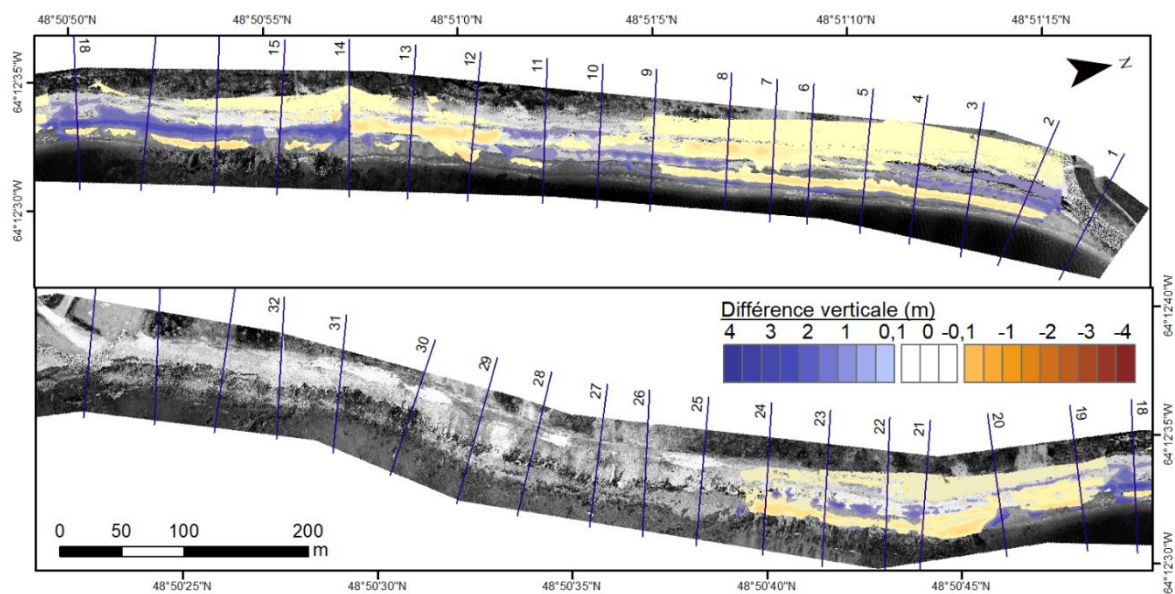


Annexe 6.1. Différentiel d'élévation créé à partir des MNT du 11 août et 8 octobre 2018.

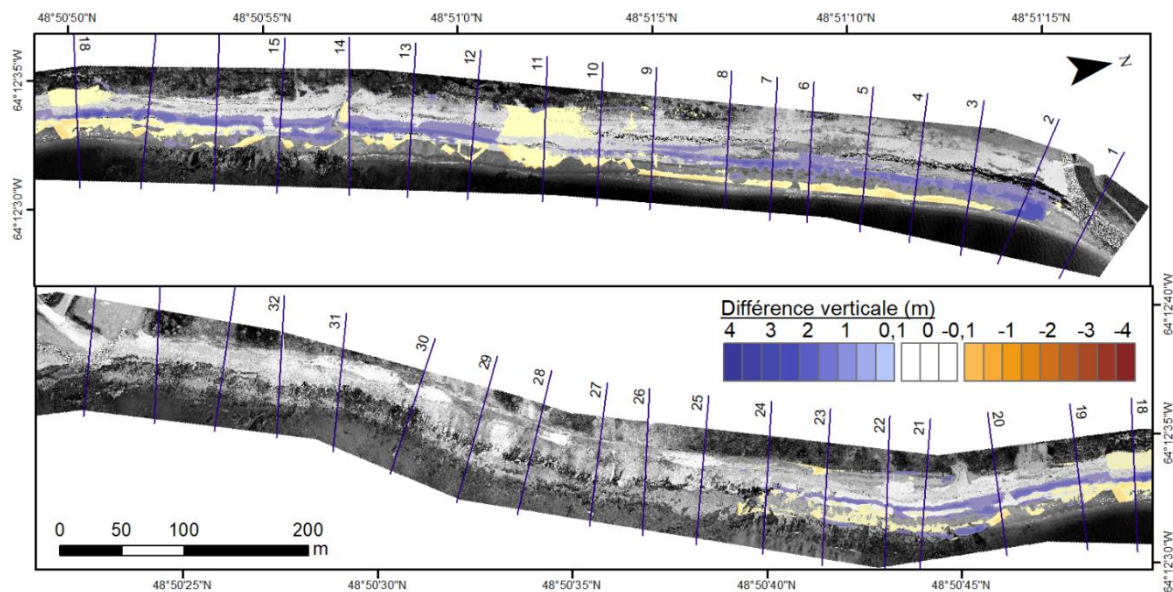


Annexe 6.2. Différentiel d'élévation créé à partir des MNT du 8 octobre et 26 novembre 2018.

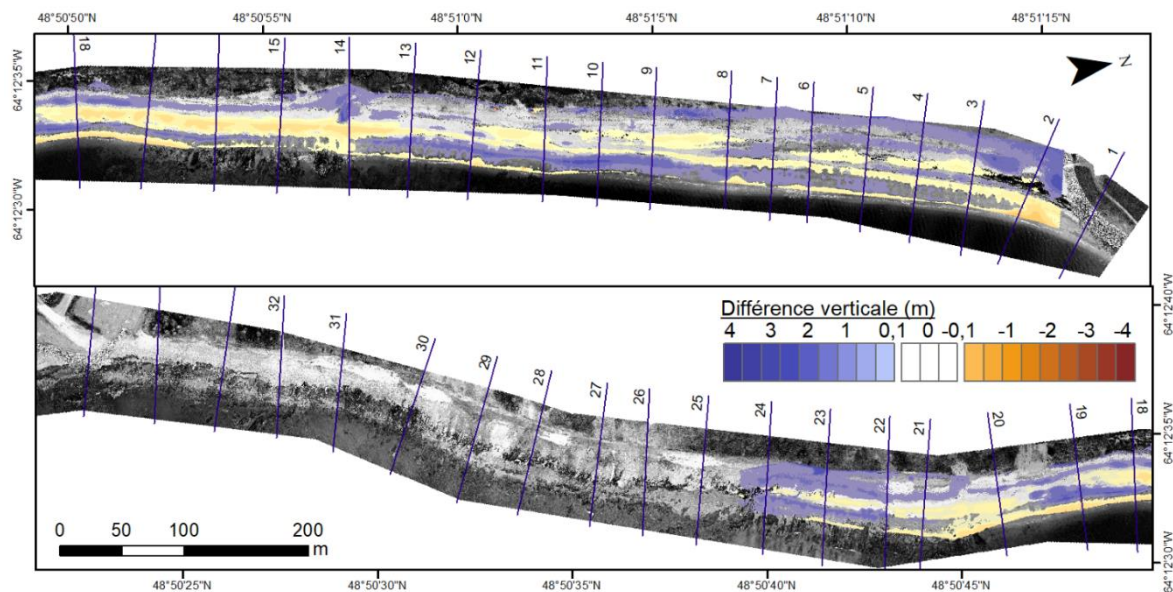
Annexe 7. Différentiels d'élévation représentant le suivi de 2019.



Annexe 7.1. Différentiel d'élévation créé à partir des MNT du 3 mai et 7 juin 2019.



Annexe 7.2. Différentiel d'élévation créé à partir des MNT du 7 juin et 5 juillet 2019.



Annexe 7.3. Différentiel d'élévation créé à partir des MNT du 5 juillet et 28 septembre 2019.

Annexe 8. Nombre d'utilisateurs fréquentant la plage de Cap-des-Rosiers entre le 11 juillet et le 11 août en 2011 et 2018. Les données ont été récoltées à l'aide de photos prises toutes les 15 minutes par des caméras de suivi de plage orientées vers le sud et positionnées à 350 mètres du plus proche accès à la plage.

Année	Nombre total d'utilisateurs	Écart type
2011 (pré-démantèlement)	525	10,3
2018 (post-démantèlement)	669	9,29