



Université du Québec
à Rimouski

**ÉVOLUTION HISTORIQUE ET MORPHOSÉDIMENTAIRE
DE LA PLAGE À ÉPIS SITUÉE SUR LA FLÈCHE
LITTORALE DE HOPE TOWN, BAIE DES CHALEURS**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© **ZÉLIE SCHUHMACHER**

Avril 2022

Composition du jury :

David Didier, président du jury, Université du Québec à Rimouski

Urs Neumeier, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Jacob Stolle, examinateur externe, Institut national de la recherche scientifique

Dépôt initial le 20 décembre 2021

Dépôt final le 27 avril 2022

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 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.

« Le chercheur est un homme de
raison/Le poète un homme de terrain et
d'intuition/Et peut-être doué d'une
incurable imagination/Il ne fouille pas
dans les archives certes/il est là pour
rétablir l'imagination/Pour enchanter
aussi/Appelons cela les coulisses du
possible » – Éric Poindron

REMERCIEMENTS

Les premiers mots reviennent à mon directeur de recherche, Urs Neumeier, pour sa supervision, sa patience (surtout avec Matlab), ses conseils et son exigence qui m'a grandement motivée. Merci aussi à Sylvain Joly pour l'aide précieuse tout au long de ce projet. Je tiens également à adresser mes sincères remerciements à Bruno Cayouette, Christian Boutot et même mon vaillant conjoint, Michel April-Duchesne, dont l'assistance technique sur le terrain m'a été indispensable.

Je remercie tous les étudiants et employés que j'ai eu le plaisir de côtoyer pendant ces deux dernières années, de près ou de loin. Un merci à mes indéfectibles collègues géologues et *paléomagiciens* du O-132 (*La Grotte* pour les intimes, laboratoire mythique de géologie marine de l'ISMER) : Arthur, Quentin, Mériel, Kelsey, Juliette, Camille, Florian, Élodie et bien d'autres. Merci de m'avoir accueillie dans votre antre (votre joyeux sous-sol sans fenêtre) et d'avoir fait de mon passage à l'ISMER une expérience humaine inoubliable (que vivent les tarots et les belotes enflammées de fin de journée !). Une pensée aussi à tous ceux que j'ai côtoyés en coup de vent, à ceux que j'ai perdus de vue et que j'espère revoir un jour par les heureux hasards de la vie.

Je remercie aussi ma famille et mes quelques amis qui ont toujours été précieusement derrière moi dans ce projet, bien qu'il se poursuive loin d'eux. Même si mon sujet d'étude vous apparaissait à tous comme une vaste abstraction (« *Tu étudies des grains de sable, c'est financé ça ?* », « *C'est la métaphore de quoi ce sable que tu triturés avec science ?* »), vos encouragements m'ont toujours été d'un inconditionnel support.

Enfin, ce projet de maîtrise a été rendu possible grâce au financement du ministère des Transports du Québec (MTQ) dans le cadre du Fonds vert et du Plan d'action 2013-2020 sur les changements climatiques (PACC 2013-2020) du gouvernement du Québec.

AVANT-PROPOS

Parfois, l'ambition tient à bien peu de choses : il suffit d'une curiosité aiguisée, du goût de l'air salin et du doute scientifique, de l'appel du large et de l'élégance heureuse d'un nom de village (*Hope Town*) pour se lancer dans une maîtrise qui durera plus de deux ans.

Plus concrètement, un projet de maîtrise permet d'appivoiser le monde de la recherche scientifique. Il m'aura beaucoup appris sur la logistique et les contraintes de terrain, l'utilisation des systèmes d'information géographique (ArcGIS) et des logiciels de traitement de données numériques et de programmation (Matlab), la manipulation d'instruments océanographiques, la gestion et l'organisation de bases de données, l'optimisation du temps en laboratoire, enfin l'analyse et l'interprétation rigoureuse des résultats. Grâce aux nombreux encouragements de mon directeur à participer à des conférences scientifiques, ce projet m'aura également permis de développer des aptitudes en communications. Enfin, conduire un projet de recherche en télétravail en pleine crise épidémique mondiale, n'a pas été chose facile ; cela a demandé énormément d'adaptation et d'autodiscipline.

L'érosion côtière prend de l'ampleur vu la hausse du niveau marin et des changements climatiques. C'est un phénomène qui inquiète, notamment dans l'Est-du-Québec où le tiers de la population et près de 60 % des routes nationales se situent à moins de 500 m de la côte. La plage à épis de la flèche littorale de Hope Town est visée par ce projet depuis 2017 dans le cadre d'une recherche menée par Urs Neumeier pour le compte du MTQ, en tant qu'elle accuse des signes d'érosion menaçant la pérennité de la route 132 traversant la flèche. Mon projet de maîtrise s'inscrit donc dans un objectif global de suivi de cette flèche et de résilience des infrastructures de protection côtière dans un contexte de changements globaux.

Sur un bord de mer tout se rejoue. En même temps qu'elle efface toute évidence de passage, le mouvement que trace la mer sur la plage est celui d'un *éternel retour*.

RÉSUMÉ

Les flèches littorales sont des environnements naturellement dynamiques modelés par l'apport sédimentaire, les agents hydrodynamiques, les tempêtes et les crues. La plage de la flèche littorale fermant la lagune côtière de Hope Town (baie des Chaleurs, Golfe du St-Laurent) montre des signes d'érosion criants depuis le démantèlement d'une jetée à la fin des années 1960, menaçant l'intégrité de la route traversant la flèche. En 2012, après maints efforts pour stabiliser la flèche comprenant la construction et le prolongement d'un enrochement, une recharge de plage est effectuée et coordonnée à la construction d'un champ d'épis semi-perméables résistant aux conditions hivernales.

Ce mémoire explore les impacts d'un champ d'épis sur le comportement morphologique d'une flèche sableuse en climat froid, où les processus glaciels jouent un rôle essentiel sur la dynamique hydromorphologique. L'évolution à long terme de cette région côtière a été analysée de 1963 à 2018 par imagerie aérienne. Des données océanographiques, granulométriques et topographiques ont été relevées de 2017 à 2020 pour étudier les variations morphosédimentaires de la plage.

Les résultats montrent que la flèche accuse un taux de retrait moyen de $-0,65$ m/an, soit nettement supérieur aux secteurs côtiers adjacents. Les taux de recul les plus importants ont été observés durant les 15 ans suivant le démantèlement de la jetée ($-1,1$ m/an), puis ils ont diminué avant de remonter à $-1,07$ m/an pour la période 2007-2018 malgré la recharge de 2012. Les modèles d'élévation montrent l'adaptation morphologique saisonnière de la plage aux conditions hydrodynamiques et glacielles (profil d'accumulation l'été et d'érosion l'automne). Les mouvements sédimentaires l'hiver présentent de fortes variations interannuelles : l'impact des tempêtes hivernales est contrôlé par la couverture de glace de mer et la présence d'un pied de glace protégeant la plage, qui varient d'une année sur l'autre. Enfin, malgré la rétention partielle de la dérive littorale grâce aux épis, ces derniers peinent à mitiger l'apport sédimentaire restreint par l'enrochement situé en amont dans le sens de la dérive littorale, ne permettant pas de maintenir sur la plage le volume de recharge initial : les dernières photographies aériennes et les variations récentes de volumes de plage, montrent que la flèche continue à éroder. Ceci soulève l'importance des recharges de plage répétées dans le temps.

Mots clés : Morphodynamique de plage, trait de côte, érosion côtière, flèche littorale, épis, enrochement, recharge de plage, profil de plage

ABSTRACT

Littoral spits are naturally dynamic environments modeled by sediment supply, hydrodynamic agents, storm and flood events. The sand spit beach closing the Hope Town coastal lagoon (Chaleur Bay, Gulf of St. Lawrence) shows critical signs of erosion since the dismantlement of a jetty in the late 1960's, endangering the main coastal highway crossing the spit. After several efforts aiming to stabilize the spit including construction and extension of a riprap, a beach nourishment was carried in 2012 coordinated with the construction of a groin field resisting winter conditions.

This thesis explores the impact of a groin field on the morphological behavior of a sand spit beach under cold climate, where glacial processes play an essential role on beach morphology and hydrodynamics. Long-term evolution of this coastal region was analysed using aerial imagery from 1963 to 2018. Hydrodynamic, granulometric and RTK-DGPS topographic data were collected from 2017 to 2020 to assess the morphosedimentary variations of the post-nourished beach.

Results show the sand spit recorded a mean retreat rate of -0.65 m/year over the studied period, which is much higher than the neighbouring coast segments. Highest retreat rates were observed during the 15 years after the jetty dismantlement (-1.13 m/yr), then they decreased before increasing again to -1.07 m/yr during the 2007-2018 period, despite the 2012-beach nourishment. Elevation models show the seasonal morphological adaptation of the beach to hydrodynamic and glacial conditions (summer accretive profile and fall erosive profile). Sediment movements during winter exhibit important interannual variations as the impact of winter storms is controlled by sea-ice cover and presence of the ice-foot shielding the beach, varying from year to year. Moreover, despite partial longshore drift entrapment by the groins, the structures struggle to mitigate the sediment supply deficit induced by the riprap located updrift, and could not maintain on the beach the sediment volume added by the 2012-nourishment. The latest aerial photographs and recent beach volume variations indeed show the Hope Town sand spit is still eroding. These results highlight the importance of repeated beach feeding operations.

Keywords: Beach morphodynamics, coastline change, erosion, sand spit, groin, riprap, beach feeding, beach profile

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ix
AVANT-PROPOS.....	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
ABSTRACT.....	xv
TABLE DES MATIÈRES.....	xvii
LISTE DES TABLEAUX.....	xix
LISTE DES FIGURES.....	xxi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxv
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1. PROBLEMATIQUE.....	1
2. OBJECTIFS.....	17
3. TRAVAUX REALISES ET CONTRIBUTIONS.....	17
4. PRESENTATIONS OFFICIELLES LORS DE COLLOQUES.....	21
CHAPITRE 1 ÉVOLUTION HISTORIQUE ET MORPHODYNAMIQUE D'UNE PLAGE À ÉPIS SUR UNE FLÈCHE LITTORALE EXPOSÉE À LA GLACE DE MER (GOLFE DU ST-LAURENT, CANADA).....	23
1.1 RESUME.....	23
1.2 BEACH MORPHODYNAMICS AND HISTORICAL EVOLUTION OF A GROIN- ARMORED SAND SPIT EXPOSED TO WINTER SEA ICE (GULF OF ST. LAWRENCE, CANADA).....	25
1.3 ABSTRACT.....	25
1.4 INTRODUCTION.....	27
1.4.1 Study area.....	30

1.5	METHODS	35
1.5.1	Coastal change analysis using DSAS	35
1.5.2	Topographic measurements	37
1.5.3	Grain-size and mineralogy	40
1.5.4	Waves, currents and sea ice	41
1.6	RESULTS.....	44
1.6.1	Coastline change rates (1963-2018).....	44
1.6.2	Waves and sea ice	49
1.6.3	Elevation models and beach volume variations.....	53
1.6.4	Spatial and temporal grain-size variations.....	61
1.6.5	Sediment mineralogy	69
1.7	DISCUSSION.....	72
1.7.1	Historical coastline evolution (1963-2018)	72
1.7.2	Beach morphodynamics coupled with storm frequency.....	78
1.8	CONCLUSIONS	84
	CONCLUSION GÉNÉRALE.....	87
	RÉFÉRENCES.....	93
	ANNEXES	103

LISTE DES TABLEAUX

Table 1: Mean linear regression rate (LRR) \pm 95% confidence interval (LCI95) for each zone. The coastline proxy used for each zone and the number of transects classified erosional (Er.) and accretional (Ac.) according to the LRR are also indicated.	44
Table 2: List of the 15 strongest storm events recorded at site HOE about 2 km off the sand spit between November 2017 and July 2020.	50
Table 3: Beach volume variations between summer surveys.	57
Table 4: Mineralogical composition of rocks of the NE cliff near St-Godefroi, sand of the Hope Town spit, and sand of the SW beach. Composition in percentage as mean \pm standard deviation. For the adjusted data (adj.), mineralogical composition is calculated ignoring the phyllosilicate content, which is not a good tracer for sandy beaches.	71

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Dynamique littorale et transport sédimentaire en milieu côtier (adapté de Keller, 2007).....	2
Figure 2: Budget sédimentaire littoral. Les sources de sédiment sont indiquées en vert et les pertes (puits) en rouge (adapté de Wright et al., 1999).....	3
Figure 3: Variations saisonnières du profil de plage en fonction des conditions hydrodynamiques (adapté de Paskoff, 1998).	4
Figure 4: Diagramme schématique représentant les variations des niveaux d’eaux à la côte lors de tempêtes, pouvant générer des risques de submersion en milieu côtier (adapté de Mullan et al., 2005).....	5
Figure 5: Schéma du pied de glace de haut-estran (Zumberge et Wilson, 1953).	7
Figure 6: Dynamique morphosédimentaire d’un champ d’épis en milieu côtier (adapté de French, 2001).....	10
Figure 7: Adaptation du profil de plage suite à une recharge de sable.	12
Figure 8: Photographie aérienne de la plage de la flèche littorale de Hope Town en 1965. La jetée faisant autrefois office d’épi terminal, elle contribuait à interrompre la dérive littorale et ainsi à retenir sur la plage en amont le sédiment en transit vers l’ouest.	14
Figure 9 : Photographie montrant le type de structures de protection en épis construites sur la plage de la flèche littorale de Hope Town, baie des Chaleurs (©Zélie Schuhmacher).	15
Figure 10 : (A) Antenne de base (SP80) du DGPS au-dessus du point de référence local <i>HOP1</i> et (B) antenne mobile (SP80) montée sur une perche avec le carnet d’acquisition TSC3 (Trimble Access).	20
Figure 11 : Carte du secteur du barachois de Hope Town et de la flèche littorale avec la localisation des mouillages côtiers HOB, HOC, HOD et HOE au large de St-Godefroi. La bathymétrie est représentée par rapport au zéro des cartes marines avec les données fournies par le Service hydrographique canadien (Neumeier et al., 2021).....	21

Figure 12: Location maps of the Hope Town area on the north shore of Chaleur Bay, Gulf of St. Lawrence (A, B) with bathymetry, coast types and position of HOB, HOC, HOD and HOE moorings (C). Local bathymetry (C) is expressed according to the chart datums with the Canadian Hydrographic Service data and coordinates are in modified transverse Mercator MTM-5 (others are in latitude/longitude)..... 32

Figure 13: Example of coastline movements determined by DSAS for one transect: plot of successive coastline positions relative to time and linear regression to extract the linear regression rate (LRR) of change (m/year). 37

Figure 14 : (A) Position of beach profiles and polygons of the beach zonation used for the calculation of volume variations. (B) The third groin splits the North/South polygons (the western outgrowth of the surveyed backshore was ignored for the North/South beach volume calculation). Global extent of the polygons corresponds to the common area covered by the 10 seasonal DEM. 39

Figure 15: Map of the Hope Town/St-Godefroi region illustrating the Hope Town sand spit closing the Hope Town lagoon with the position of the HOB, HOC, HOD and HOE moorings. Local bathymetry is expressed according to the chart datums with the Canadian Hydrographic Service data. Coordinates are in modified transverse Mercator MTM-5..... 42

Figure 16: Schematic illustration of $d_{pressure}$ and d_{AST} , the two distance measurements used for the estimation of sea ice thickness (T_{ice})..... 43

Figure 17: Transects at 10 m spacing on (A) zones 1-3, (B) zone 4, and (C) zone 5. Coastline change rates computed using linear regression rate (LRR) are also shown for each transect (in m/yr). 47

Figure 18: Coastline change rates between 1963 and 2018 computed for each transect using linear regression rate (LRR, m/yr). The five zones are delineated on the graph. Positive rates indicate a progradation of the coast, while negative ones highlight coastal retreat. 48

Figure 19: Mean coastline change rates of the five zones determined for each interval between aerial photographs from 1963 to 2018. Very short-term rates are to be interpreted with precaution, as they are more influenced by the different sources of uncertainty associated to georeferencing, aerial imagery and coastline manual interpretation and digitalization. 49

Figure 20: Wave roses highlighting the direction of the highest waves in Hope Town at site HOE during winter (November to May). Probability of occurrence of the different significant wave height (H_{m0}) classes are indicated for each of the 16 direction sectors. The exponential radial scale (0.01/0.1/1/10 %)

highlights the less frequent events, <i>i.e.</i> , the largest waves. The length to the center of each sector indicates the percentage of time that waves come from this direction.	51
Figure 21: Ice cover in St-Godefroi at site HOE during the three winters of the study (mid-December to March.	52
Figure 22: Seasonal DDEM produced by subtracting DEM from the different beach elevation surveys (winter DDEM = May DEM – November DEM ; summer DDEM = August DEM – May DEM ; Fall DDEM = November DEM – August DEM).	55
Figure 23: Seasonal beach volume variations between 2017 and 2020 on the sand spit beach (Spit) and on the southwest beach (SW). Winter: November to May; Summer: May to August; Fall: August to November.	56
Figure 24: Summer beach volume variations for northern and southern parts of the Hope Town sand spit beach. Volumes are calculated based on the summer DDEM (August-May).	56
Figure 25: Biannual DDEM between the first and the last summer surveys (August 2020-August 2018). Beach profiles variations are also shown on the right-hand side for median transects 5, 8, 11, and 14 with accretion highlighted in blue and erosion in red.	58
Figure 26: Seasonal and pluriannual beach sediment volume variations of the SW beach and the Hope Town sand spit (2017-2020), and significant wave height (H_{m0}) recorded offshore at site HOE at 10 m water depth.	60
Figure 27: Cumulative beach volume variations between 2013 and 2019 calculated for the 4 beach zones (shoreface, lower foreshore, upper foreshore, and backshore) from the beach surveys of Lamontagne and Lefebvre (2014), Lamontagne (2014, 2017) and Lamontagne and Xhardé (2020). Total cumulative beach volumes variations are also reported (red).	61
Figure 28. For each survey, mean proportion of gravel (>2 mm), sand (0.05-2 mm) and silt (<0.05 mm) within the sediment samples.	62
Figure 29: Seasonal variations in beach sediment grain-size by median diameter (D_{50}).	63
Figure 30: D_{50} of the sediment samples collected in May, August and October 2018, 2019 and 2020 on the Hope Town sand spit beach.	64
Figure 31: D_{50} of the sediment samples collected along profiles 5, 8, 11 and 14 on the Hope Town sand spit beach during the 8 surveys. Beach zones (backshore,	

upper-foreshore (U-FS), lower-foreshore (L-FS), and shoreface) are delineated by the dashed lines.	65
Figure 32: D ₅₀ of the sediment samples collected in April 2018 on the Hope Town SW beach fronting the low-loose cliff.	66
Figure 33: Proportion of gravel (>2 mm), sand (0.05-2 mm) and silt (<0.05 mm) in the samples presented in the BPR surveys (Lamontagne and Lefebvre, 2014; Lamontagne, 2014; Lamontagne, 2017; Lamontagne and Xhardé, 2020).	68
Figure 34: Mineralogical composition of rocks of the NE rocky cliff near St-Godefroi (A) and the sediments of the Hope Town spit (B).	70
Figure 35: Simplified coastal processes model along the Hope Town coast protected by the riprap (Zone 4).	73
Figure 36: Aerial views from 1965, 1992 and 2016 of the ebb-tidal delta of the tidal inlet connecting the Hope Town coastal lagoon to the Chaleur bay. Some landforms associated to ebb-tidal delta, such as channel margin bars or sand banks, are delineated on the aerial photographs. These features can be remodelled by storms or spring floods.	76
Figure 37: Simplified coastal process model along the Hope Town southwest coast. The position of the old jetty is indicated by the dashed rectangle.	77
Figure 38: Typical groin-induced morphological imbalance from both sides of the structures relatively to the direction of the main longshore drift. Values in millimeters express the difference in height of the wooden piles (in blue) between the updrift (North) and the downdrift (South) sides of the groins, as a mean of the 3 May surveys. A measure was made every 20 wooden piles on each groin. Positive values (in green) indicate an accretion on the updrift side (North) and negative values (in red) indicate an erosion.	83

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

AST	<i>Acoustic Surface Tracking</i>
CGVD2013	<i>Canadian Geodetic Vertical Datum of 2013</i> (zéro moderne des cartes topographiques de 2013)
CSRS-PPP	<i>Precise Point Positioning of the Canadian Spatial Reference System</i>
DDEM	<i>Difference Digital Elevation Model</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i> (en français MNT)
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i>
DSAS	<i>Digital Shoreline Analysis System</i>
D₅₀	Diamètre médian des grains (en anglais <i>Median grain size</i>)
GLONASS	<i>Globalnaja Nawigazionnaja Sputnikowaja Sistema</i> (GNSS opéré par la Russie)
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
HHWLT	<i>Higher high-water large tide</i>
H_{m0}	<i>Significant wave height</i>
ISMER	Institut des sciences de la mer de Rimouski (UQAR)
L-FS	<i>Lower-foreshore</i>
LGIZC	Laboratoire de gestion intégrée des zones côtières (UQAR)

LRR	<i>Linear Regression Rate</i>
MNT	Modèle numérique de Terrain (en anglais <i>DEM</i>)
MNVE	Modèle numérique de Variation d'Élévation (en anglais <i>DDEM</i>)
MTM	<i>Modified Transverse Mercator</i> (système de coordonnées)
MTQ	Ministère des Transports du Québec
MWL	<i>Mean water level</i>
NMM	Niveau moyen des mers
PMSMM	Pleine mer supérieure de marée moyenne
RTK	<i>Real-Time Kinematic</i>
U-FS	<i>Upper-foreshore</i>
UQAR	Université du Québec à Rimouski
XRD	<i>X-Ray Diffraction</i>

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. PROBLEMATIQUE

Évolution de la zone côtière et morphodynamique littorale

La zone côtière est un environnement très dynamique soumis à des pressions naturelles et anthropiques qui s'expriment à diverses échelles spatio-temporelles et peuvent conduire, dans le temps, à des changements de position du trait de côte (Sesli et al., 2008 ; Jonah et al., 2016 ; Balaji et al., 2017 ; DaSilva et al., 2021). Or, ces mouvements de dynamisme naturel de la côte entrent en conflit avec les infrastructures statiques établies le long du littoral comme les propriétés et le réseau routier. Considérant que 44 % de la population mondiale vit aujourd'hui à moins de 150 km de la côte (Syvitski et al., 2005), ces mouvements peuvent avoir des répercussions sur l'habitat et l'établissement humain.

Le trait de côte, appelé aussi ligne de côte, se définit comme la limite d'influence des processus côtiers (Fraser et al., 2012), situé à la frontière entre les environnements terrestre et marin (Boak et Turner, 2005 ; Sesli et al, 2008 ; Kuleli et al., 2011 ; Oyedotun, 2014). Trois agents hydrodynamiques influencent la position du trait de côte : les vagues, les courants et les niveaux d'eau. Ces processus côtiers, qui dépendent des conditions météorologiques (vents et pression) et océanographiques (marées et courants marins), gouvernent l'énergie incidente reçue à la côte ainsi que sa morphologie.

La dérive littorale transporte les sédiments le long de la côte dans une direction privilégiée selon l'obliquité des vagues et les courants (Figure 1). Typiquement, la dérive littorale repose sur un mouvement en dents de scie des sédiments sur la plage : les vagues déplacent le sédiment par le jet de rive (*swash*) vers le haut de la plage selon l'angle d'incidence des vagues, avant d'être remobilisé vers le large par le retour de vague

(*backswash*), mais cette fois perpendiculairement au trait de côte (Figure 1). Ce volume de sédiments dépend des conditions de marée, de la pente de l'estran et de la perméabilité des sédiments (Davis et Fitzgerald, 2004). De plus, les courants parallèles à la côte peuvent aussi contribuer à la dérive littorale.

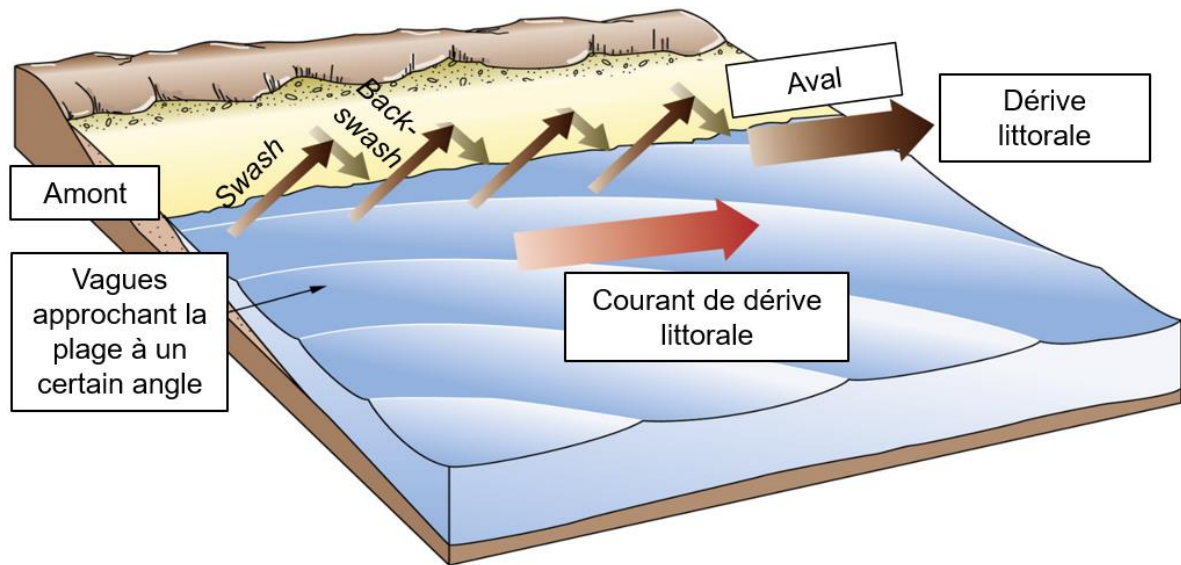


Figure 1 : Dynamique littorale et transport sédimentaire en milieu côtier (adapté de Keller, 2007).

La dérive littorale décrit le mouvement et la redistribution des sédiments le long de la côte à moyen et long terme. Si sa direction est généralement fixe pour un tronçon de côte, elle varie parfois avec les saisons selon la direction d'incidence des vagues dominantes. Sur le long terme, le budget sédimentaire en milieu côtier varie selon plusieurs facteurs. D'une part, les apports fluviaux, éoliens, l'érosion des falaises en amont, les apports du large et ceux de la dérive littorale, engraisent la plage et accroissent le budget sédimentaire (Figure 2), permettant la progradation de la côte. Les apports sédimentaires sont ainsi contrôlés par la fréquence des tempêtes et les crues des rivières qui suivent les saisons (Wright et al., 1999). En revanche, les pertes vers le large par le transport transversal, l'érosion éolienne et l'accélération de la dérive littorale diminuent le budget sédimentaire, participant au recul de la côte ; certaines activités anthropiques, comme le dragage ou l'urbanisation, influencent également le budget sédimentaire (Figure 2). L'érosion côtière décrit ce phénomène naturel

de recul du trait de côte vers l'intérieur des terres. Elle se produit en cas de perte de sédiments vers le large, une accélération de la dérive littorale ou une diminution de la source de sédiment, mais également sur le plus long terme sous l'effet de modifications d'origine anthropique (Davis et Fitzgerald, 2004 ; Fraser et al., 2012 ; Brown et al., 2016 ; Balaji et al., 2017).

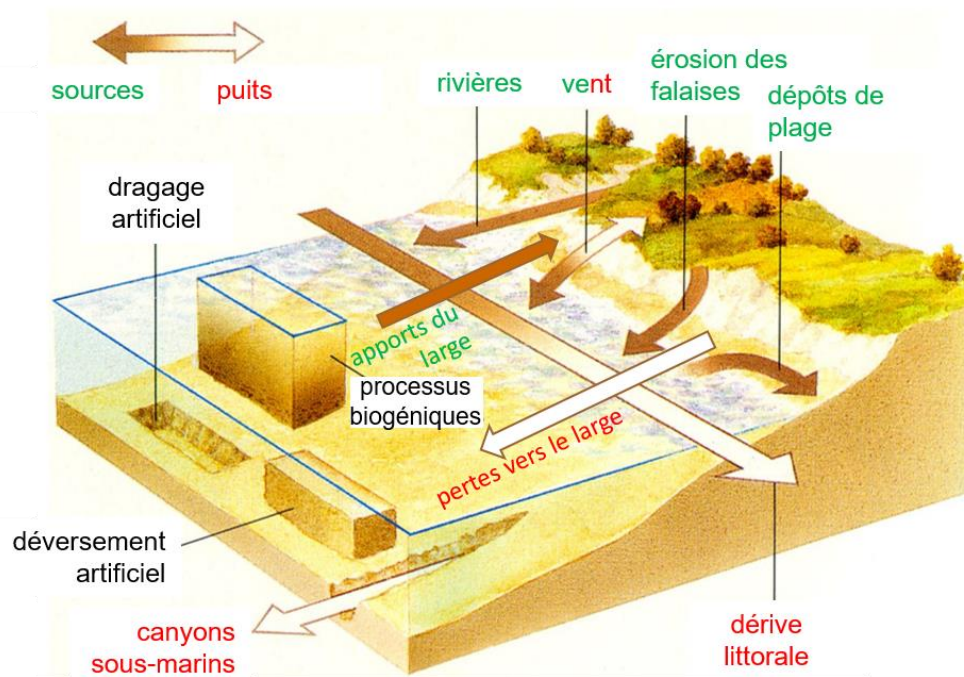


Figure 2: Budget sédimentaire littoral. Les sources de sédiment sont indiquées en vert et les pertes (puits) en rouge (adapté de Wright et al., 1999).

En milieu côtier, la plage désigne une accumulation littorale de sédiments sableux, graveleux, de blocs ou de galets. Les plages s'adaptent aux variations des conditions hydrodynamiques selon les saisons, ce qui se traduit par des ajustements saisonniers du profil de plage (Figure 3). Sur une base annuelle, une plage typiquement sableuse alterne entre un profil d'accrétion sédimentaire en été et un profil d'érosion ou de tempête en hiver (Wright et al. 1999; Masselink et Pattiaratchi, 2001) : l'été, l'énergie des vagues étant plus faible, le profil de plage présente une pente plus douce et un haut de plage développé où les sédiments s'accumulent pour former des bermes et des crêtes (Masselink et Pattiaratchi,

2001; Davis et Fitzgerald, 2004); en revanche l'hiver, la pente du profil est nettement plus raide et l'arrière-plage étroite voire inexistante, dû à la forte énergie des vagues qui déplacent temporairement des sédiments du haut de la plage vers le large ou sur l'avant-plage (Barnes et al., 1978; Wright et al., 1999; Davis et Fitzgerald, 2004; Mohanty et al., 2012b). Ce mouvement de sédiment occasionne la formation de barres d'accumulation parallèles à la côte appelées barres d'avant-plage (Paskoff, 1998).

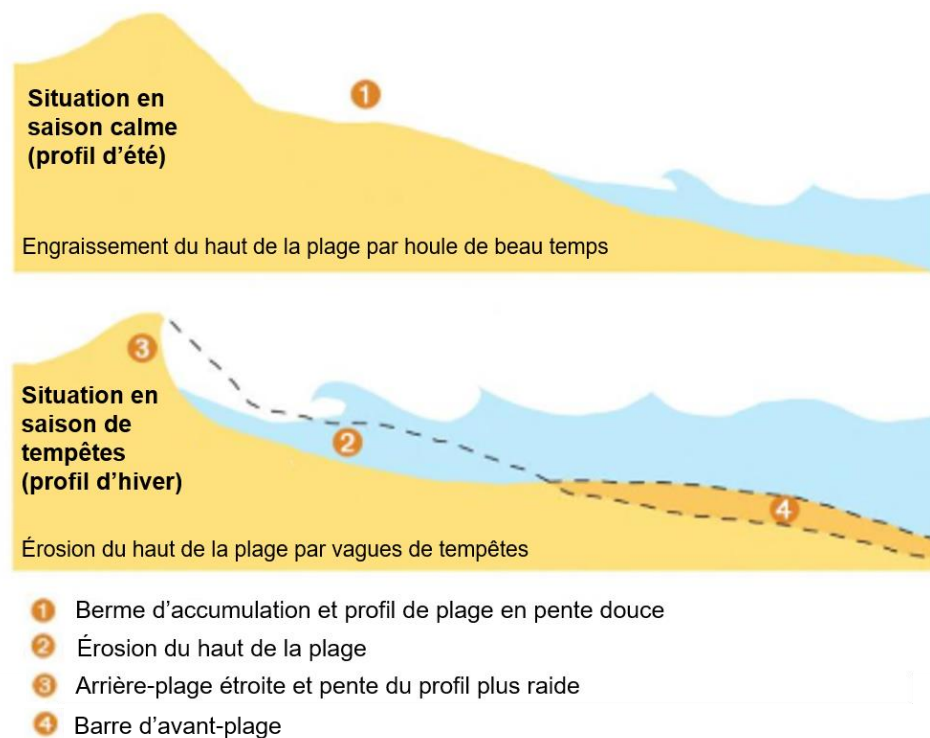


Figure 3: Variations saisonnières du profil de plage en fonction des conditions hydrodynamiques (adapté de Paskoff, 1998).

Les niveaux d'eau contrôlent l'étendue de la zone de plage retravaillée par les vagues. Ces niveaux d'eau sont à la fois déterminés par les marées (ils sont les plus élevés au maximum de marée haute), mais également par les vagues (Figure 4) : en période de tempêtes notamment, le niveau moyen de l'eau à la côte augmente (*wave setup*) dû à la formation de vagues déferlantes et le niveau maximal atteint par les vagues sur la côte augmente aussi (*wave runup*), et ce niveau est corrélé avec la hauteur des vagues au large

(Stockdon et al., 2006). Des conditions météorologiques extrêmes couplées à des niveaux de marée haute risquent également de générer des surcotes (*storm surges*), soient des niveaux d'eau observés supérieurs aux niveaux d'eau des prédictions de marée (Figure 4). Les surcotes constituent un risque côtier notamment lié aux vagues de tempêtes et susceptible de provoquer une submersion côtière, c'est-à-dire une inondation de la zone côtière et une exposition des enjeux côtiers à l'instar des routes et des bâtiments (Bernatchez et Dubois, 2004 ; Bernatchez, Fraser et Lefavre, 2008 ; Fraser et al., 2014).

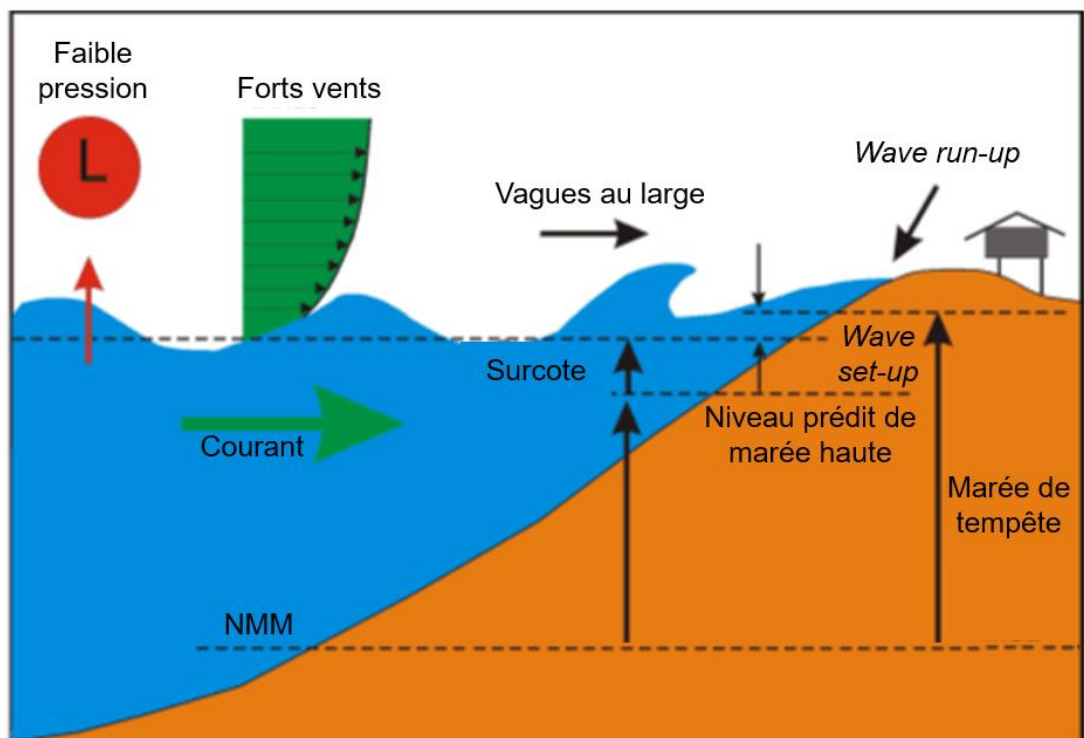


Figure 4: Diagramme schématisant les variations des niveaux d'eau à la côte lors de tempêtes, pouvant générer des risques de submersion en milieu côtier (adapté de Mullan et al., 2005).

En somme, l'évolution de la zone côtière repose sur plusieurs variables environnementales modulant la géomorphologie de la côte, à savoir l'énergie incidente des agents hydrodynamiques (vagues, courants, marées), l'approvisionnement sédimentaire et les variations du niveau de la mer.

Morphodynamique côtière en climat froid : l'influence de la dynamique glacielle

La situation s'avère bien plus complexe en climat froid, marqué par le développement d'un complexe glacielle côtier qui joue un rôle déterminant sur la morphologie côtière (Troude et Sérodes, 1987 ; Forbes et Taylor, 1994 ; Corriveau et al., 2018). Ce complexe est formé pendant plusieurs mois, de décembre à mars. La glace de mer se présente sous forme de banquise fixe, attachée à la côte, et de banquise dérivante (glace flottante) soumise aux vents et aux courants (Troude et Sérodes, 1987). Or, de façon générale, le complexe glacielle côtier atténue l'énergie des processus hydrodynamiques (vagues), particulièrement intenses durant l'hiver, et empêche les vagues de retravailler l'avant-plage et l'estran, assurant ainsi une protection partielle de la côte (Troude et Sérodes, 1987 ; Forbes et Taylor, 1994 ; Corriveau et al. 2016, 2018). Contrairement à la banquise, le pied de glace (Figure 5) ne flotte jamais mais il est gelé au sédiment dans la partie supérieure de la zone intertidale, limitant ainsi le contact entre de hauts niveaux d'eau et la côte (Corriveau et al., 2016). Cette protection durant la saison froide permet de réduire, sur une base annuelle, la période de transfert sédimentaire, durée au cours de laquelle la côte et les ouvrages de défense côtière sont exposés aux pressions hydrodynamiques (Corriveau et al., 2018). Néanmoins, il se produit aussi une réflexion des vagues sur le front du pied de glace, favorisant de l'affouillement (Zumberge et Wilson, 1953) : le complexe glacielle peut donc aussi induire de l'érosion. Au printemps lors du dégel, la côte se retrouve progressivement sans protection, facilitant l'érosion par les vagues (Troude et Sérodes, 1987). De plus, des sédiments peuvent être incorporés à la glace lors de l'englacement alors qu'au départ des glaces au printemps, ces sédiments sont déposés sur la plage ou remobilisés au large ou par la dérive littorale, dépendamment d'où fond le floe de glace (Troude et Sérodes, 1987 ; Barnes et al., 1993).

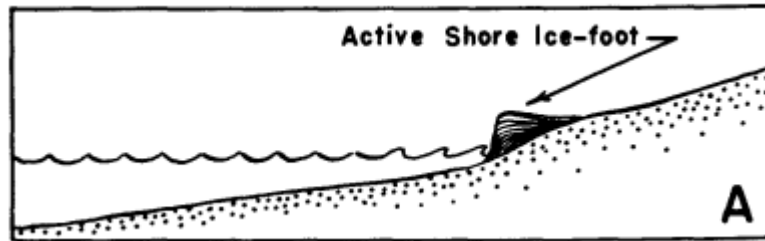


Figure 5: Schéma du pied de glace de haut-estran (Zumberge et Wilson, 1953).

Toutefois, très peu d'études relatent à ce jour l'impact des conditions d'englacement sur la morphodynamique côtière, en termes de dérive littorale, de transport transversal et d'évolution du profil de plage (Corriveau et al., 2018). Or, les changements climatiques anticipés menacent la formation et la pérennité du complexe glaciaire en milieu côtier : Senneville et al. (2014) estiment une baisse de l'englacement à l'échelle du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent d'ici à 2055, impliquant une diminution de 67 % de la couverture et 69 % du volume de glace de mer par rapport aux conditions du passé récent (1981-2010). Par conséquent, une saison des glaces plus tardive et écourtée, de même que des événements de redoux hivernaux provoquant des discontinuités dans la couverture de glace, risquent de générer des périodes d'eau libre et ainsi d'exposer la côte aux vagues de tempêtes (Corriveau et al., 2018). Enfin, la fragilisation du complexe glaciaire côtier risque, sur le long terme, d'engendrer des conséquences sur le bilan sédimentaire et l'évolution du trait de côte (Forbes et Taylor, 1994 ; Corriveau et al., 2018).

Érosion côtière : méthodes souples et rigides de défense côtière

Alors que le milieu littoral est par définition une zone d'accumulation, la tendance récente à l'érosion à travers le monde inquiète, d'autant que 60 % de la population mondiale est établie sur la zone côtière (Sesli et al., 2008). Les changements climatiques récents ont entraîné un accroissement et une multiplication des aléas côtiers (érosion, submersion...), de même qu'une hausse du niveau de la mer, modifiant la zone côtière (Bernatchez et Fraser, 2012). Ces conditions ont contribué à ce que de nombreuses plages sableuses adoptent sur le long terme un profil d'érosion (Davis et Fitzgerald, 2004). Ainsi,

face à l'accroissement récent de l'érosion côtière au Québec comme ailleurs, plusieurs ouvrages de protection ont été construits le long des côtes : c'est le cas des murs de protection, des enrochements, des jetées ou des épis. Toutefois, ces interventions humaines participent à l'artificialisation des côtes et ne sont pas sans conséquence sur l'évolution du trait de côte, la morphodynamique littorale, le transport sédimentaire et les communautés biologiques.

Plusieurs études à travers le monde ont examiné l'impact des murs et des enrochements sur la dynamique côtière, la morphologie de plage et les variations historiques de la ligne de côte, notamment Hall et Pilkey (1991) au New-Jersey, Kelletat (1992) sur la côte allemande de la mer du Nord, Charlier et De Meyer (1995) sur la côte belge, Fletcher et al. (1997) à Ooahu (Hawaii), Bull et al. (1998) à Llandudno en Galles du Nord, Ruggiero (2010) à Puget Sound (État de Washington, États-Unis) et Balaji et al. (2017) sur la côte ouest de l'Inde. S'érigeant comme une barrière infranchissable entre terre et mer, ces structures longitudinales s'appuient sur une approche traditionnelle dite « en dur » à la défense côtière, visant à protéger les infrastructures humaines (bâtiments, routes...) établies à proximité de la zone côtière (Hall et Pilkey, 1991 ; Kelletat, 1992 ; Plant et Griggs, 1992 ; Charlier et De Meyer, 1995 ; Komar et McDougal, 1998 ; French, 2011 ; Balaji et al., 2017). Or, ces structures rigides interfèrent avec les processus côtiers naturels et renvoient partiellement l'énergie des vagues vers le large, modifiant le régime hydrodynamique et morphosédimentaire des plages (Plant et Griggs, 1992 ; Bernatchez et al., 2008 ; Mohanty et al., 2012a ; Balaji et al., 2017). Par conséquent, les enrochements risquent de modifier le budget sédimentaire, le transport littoral, le profil de plage et l'approvisionnement de sédiments sur les plages situées en aval dans le sens de la dérive littorale, comme le soutiennent ces multiples études. Par opposition à l'érosion active due aux processus naturels, l'érosion passive est directement imputée à la présence d'une structure de protection fixant le trait de côte (Hall et Pilkey, 1991 ; Ruggiero, 2010 ; Balaji et al., 2017). Des problèmes d'affouillement et de surcreusement des plages au pied de ces structures peuvent se développer, participant à leur abaissement voire à leur disparition progressive (French, 2001 ; Davis et Fitzgerald, 2004 ; Bernatchez et al., 2008 ; Balaji et

al., 2017). De plus, les plages adjacentes non protégées, situées en aval, risquent aussi des déficits sédimentaires importants provoqués par un effet de bout (Bernatchez et al., 2008 ; Balaji et al., 2017). Enfin, ces structures rigides participent à l'amplification de l'effet des tempêtes : ainsi artificialisées, les systèmes côtiers n'absorbent plus aussi efficacement l'énergie des vagues (Bernatchez et al., 2008). De plus, ce type d'ouvrage réduit la côte à une position fixe (statique), contribuant à réduire leur capacité résiliente face à l'intensification des aléas côtiers, à la multiplication des tempêtes et aux variations environnementales, notamment à la hausse du niveau marin : les côtes auront effectivement de la difficulté à s'adapter et à retrouver leur équilibre naturel après une tempête majeure par exemple (Bernatchez et al., 2008).

Les épis représentent un autre type de structure qui ont fait l'objet d'études dans les dernières décennies notamment aux États-Unis (Komar et McDougal, 1988 ; Hall et Pilkey, 1991), en Allemagne (Kelletat, 1992), en Belgique (Charlier et De Meyer, 1995), au Portugal (Granja et de Carvalho, 1995), en Inde (Mohanty et al., 2012a) et sur les côtes iraniennes de la mer Caspienne (Neshaeia et Biria, 2013). Ces structures transversales, construites perpendiculairement à la côte, ont pour but de ralentir la dérive littorale et de retenir sur la plage une partie de la charge sédimentaire en transit le long des côtes (Figure 6), dans le but d'encourager l'accumulation locale de sédiments sur la plage et de construire des plages dites *dissipatives* et plus étendues (Mossa, 1986; Hall et Pilkey, 1991; Charlier et De Meyer, 1995; Ganja et de Carvalho, 1995; Fletcher et al., 1997; Basco et Pope, 2004; Mugica et al., 2008; Mohanty et al., 2012a; Basco, 2008). Les champs d'épis sont construits de sorte que chaque compartiment entre deux épis se remplisse de sédiments et qu'une partie déborde ensuite vers le prochain compartiment dans la direction de la dérive littorale (French, 2001). Toutefois, ces structures impactent aussi le budget sédimentaire (Brown et al., 2016). Plusieurs études révèlent un déséquilibre dans l'accumulation de sédiments de part et d'autre des épis : s'il y a effectivement une nette accumulation de sédiments en amont de la structure, cette dernière génère un risque de déficit sédimentaire en aval (Hall et Pilkey, 1991 ; Kelletat, 1992 ; Fletcher et al., 1997 ;

Basco, 2008 ; Bernatchez et al., 2008 ; Mohanty et al., 2012a ; Neshaeia et Biria, 2013 ; Brown et al., 2016).

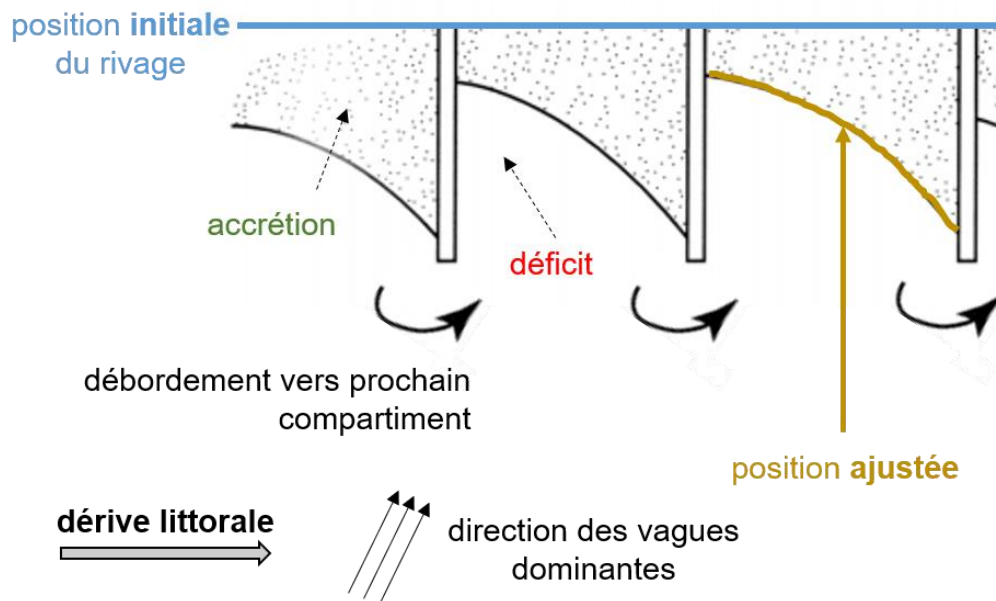


Figure 6: Dynamique morphosédimentaire d'un champ d'épis en milieu côtier (adapté de French, 2001).

L'étude de Kana et al. (2004) en Caroline du Sud a conclu que lorsque les taux d'érosion côtière sont relativement faibles, c'est-à-dire en-deçà de 2 m/an, il est préférable de privilégier aux approches rigides traditionnelles, des solutions non structurales comme les rechargements de plage (*beach nourishment*). Les recharges de plage sont une approche plus douce de génie côtier, qui a été mise en avant par plusieurs études comme celles de Møller (1990) au Danemark, Kelletat (1992) en Allemagne, Charlier et De Meyer (1995) en Belgique et Pan et al. (2017) en Chine, sans compter, plus près de chez nous, celles de Frandsen et al. (2016) à Sainte-Luce et de Bachand (2012) à Rivière-Ouelle, ainsi que celles de Bachand et Comtois (2016) et de Savoie-Ferron et al. (2020) sur plusieurs plages de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Cette technique accroît artificiellement la quantité de sédiment sur des plages en déficit sédimentaire et modifie significativement la pente du profil de plage (Figure 7). Dans de nombreux cas, les recharges sont entreprises

sur des plages en déficit sédimentaire à cause de structures rigides construites en amont. Plusieurs études montrent d'ailleurs que les épis ne constituent une alternative viable de défense côtière que si leur construction est accompagnée de recharges de plage répétées dans le temps (Kelletat, 1992 ; Basco et Pope, 2004 ; Basco, 2008 ; Neshaeia et Biria, 2013). En effet, alors que la recharge garantit un apport net de sédiments sur la plage afin de compenser les déficits dans l'approvisionnement sédimentaire, les épis quant à eux atténuent la perte de matériel liée à la dérive littorale. Toutefois, il est nécessaire d'entretenir la plage rechargée par des ajouts périodiques de sédiments afin de maintenir et de préserver une largeur minimale de plage et un certain volume de sédiments. L'objectif est de garantir la longévité de ces plages dans la mesure où les épis n'ont pas d'effet sur l'approvisionnement sédimentaire. Kemp et Brampton (2013) suggèrent notamment des recharges périodiques tous les dix ans dans leur étude réalisée à Pool Bay (Dorset, UK). Ganja et de Carvalho (1995) ont souligné l'importance de la recharge de la plage de Praia da Rocha (Portimão, Algarve) qui est venue mitiger l'érosion en aval du champ d'épi et induite par celui-ci (érosion passive). Ainsi, les solutions mixtes épis-recharge favorisent le maintien d'une morphologie côtière et d'un écosystème relativement naturel, tout en procurant une protection de la côte, laquelle pourra désormais mieux s'adapter et se réajuster après une tempête d'envergure grâce à un volume suffisant de sédiments (French, 2001).

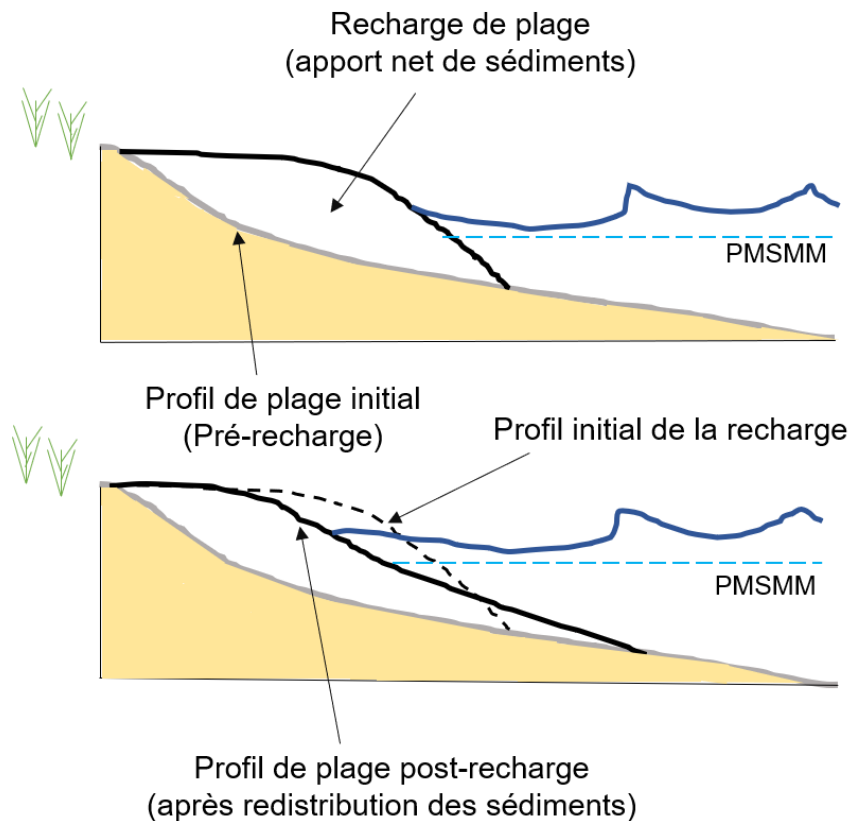


Figure 7: Adaptation du profil de plage suite à une recharge de sable.

Les recharges de plage en milieu côtier sont encore peu nombreuses au Québec, nécessitant une très bonne connaissance de la dynamique sédimentaire locale. Didier et al. (2018) rapportent néanmoins que cette approche a été privilégiée dans huit secteurs de l'Est du Québec. Hope Town constitue néanmoins un des rares sites au Québec où en plus d'une recharge de plage, des épis ont été construits - et plus encore des épis mixtes. Seules certaines études, comme celle de Leclerc (2010), rapportent la présence d'épis (de bois) sur des plages de flèches littorales à St-Siméon et Bonaventure. Ces formes d'accumulation littorale sont construites par le piégeage des sédiments transportés le long de la côte par la dérive littorale (Pradhan et al., 2015).

Historique du site de Hope Town

Les taux de recul moyens sur les côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent sont de l'ordre de 0,5 à 2 m/an (Bernatchez et Dubois, 2004). Les communautés côtières de la baie des Chaleurs sont particulièrement exposées à l'érosion et à la submersion étant donné que de nombreuses infrastructures routières, résidentielles et commerciales ont été établies sur des zones de faible altitude comme les terrasses de plage ou les flèches littorales (Bernatchez et al., 2008) : Fraser et al. (2012) estiment que 84 % des côtes de la MRC de Bonaventure seront en érosion d'ici à 2060. Malgré ce chiffre important, les taux de recul resteront relativement faibles puisque 43 % des côtes sont à falaises rocheuses, lesquelles sont moins sensibles à l'érosion que les falaises meubles par exemple. Or, dans la baie des Chaleurs comme ailleurs au Québec maritime, les infrastructures routières construites en bord de mer exercent une pression considérable sur les systèmes côtiers. En Gaspésie, 20,5 % du littoral est aujourd'hui protégé par divers ouvrages de défense côtière ; Hope Town présente d'ailleurs un lourd historique en la matière.

Dans le passé, une jetée a été construite à l'extrémité ouest de la flèche littorale de Hope Town. Cet ouvrage contribuait à interrompre la dérive littorale, retenant ainsi sur la plage en amont le sédiment en transit vers l'ouest (Figure 8). La jetée permettait aussi de stabiliser l'entrée du chenal de marée tout en le maintenant dégagé afin de garantir l'accès à un petit port de pêche (Poirier, 2003 ; Fraser et al. 2014 ; Lamontagne et Xhardé, 2020). En somme, cette jetée faisait office d'épi terminal et favorisait la progradation de la côte du côté est. Depuis son démantèlement à la fin des années 1960, la plage de la flèche littorale s'est érodée, menaçant l'intégrité de la route 132 (Poirier, 2003), seule voie d'accès à l'ensemble de la péninsule gaspésienne (Figure 8). La route sur la partie est de la flèche littorale est protégée par un imposant enrochement, qui a été allongé successivement depuis les vingt dernières années. La partie ouest de la flèche et son extrémité forment une plage appréciée par les touristes l'été mais menacée d'érosion. Différents ouvrages de stabilisation (murs, épis, enrochements, gabions) ont été installés sur cette plage depuis le retrait de la jetée, présentant toutefois des résultats mitigés.

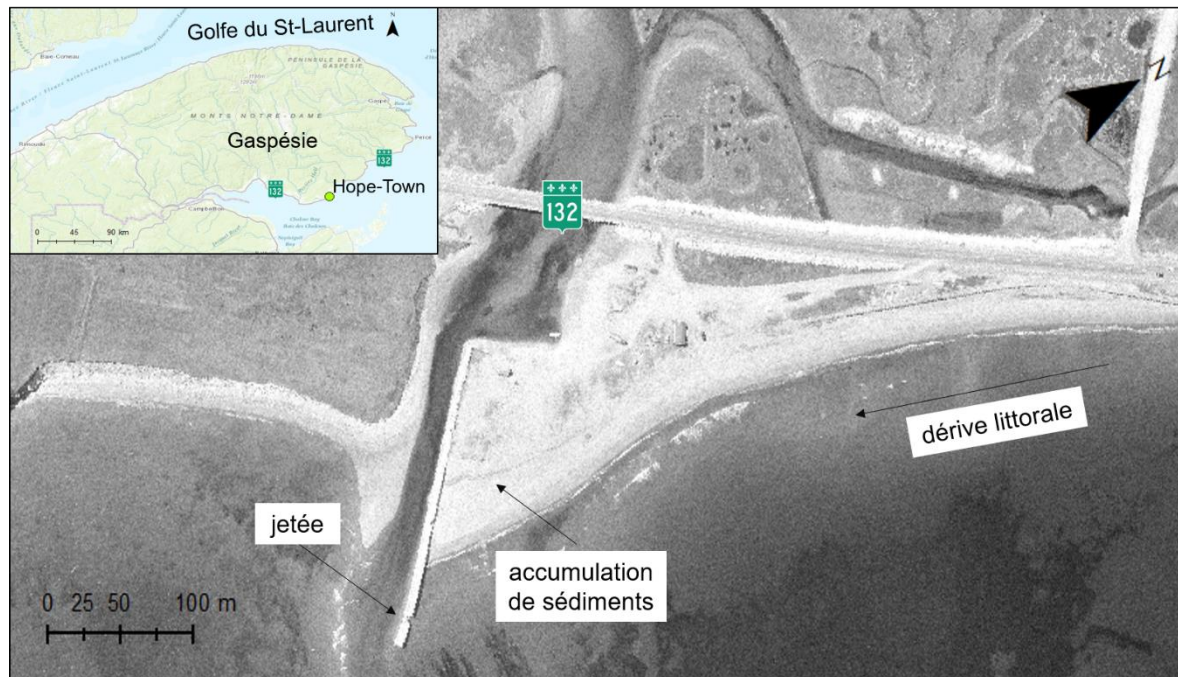


Figure 8: Photographie aérienne de la plage de la flèche littorale de Hope Town en 1965. La jetée faisant autrefois office d'épi terminal, elle contribuait à interrompre la dérive littorale et ainsi à retenir sur la plage en amont le sédiment en transit vers l'ouest.

En novembre 2012, le MTQ a procédé à une recharge de sable de 4500 m³ sur la plage de la flèche littorale et y a construit cinq épis (Figure 9) afin d'accroître une zone de frai pour le capelan et réduire l'amaigrissement de la plage, selon les recommandations de Poirier (2003). Ces épis mesurent entre 40 et 50 m de long et sont espacés de 50 m. Constitués dans leur partie supérieure d'une palissade de pieux de bois s'étendant sur 11-20 m, ils sont faits dans leur partie inférieure d'une double rangée de blocs de pierre semi-perméables s'étendant sur 20-30 m (Figure 9). Tel que discuté plus haut, leur objectif est d'interrompre la dérive littorale pour engraisser localement la plage. En revanche, en aval dans le sens de la dérive littorale, il y a un risque d'effet de bout (*terminal groin syndrome*) avec une érosion de la plage adjacente au sud-ouest (French, 2001 ; Basco, 2008).



Figure 9 : Photographie montrant le type de structures de protection en épis construites sur la plage de la flèche littorale de Hope Town, baie des Chaleurs (©Zélie Schuhmacher).

Le secteur à l'étude a déjà fait l'objet de plusieurs recherches durant les trente dernières années. En 1990, Jacquaz et al. ont caractérisé les propriétés physico-chimique, morphosédimentologique, biologique et courantologique de quatre barachois de la baie des Chaleurs, dont celui de Hope Town. Les résultats de cette étude ont notamment révélé des apports importants d'eau douce par les tributaires au printemps (rivières Paspébiac et St-Godefroi), la présence dominante de *Spartina alterniflora* dans le marais salé du barachois ainsi qu'une distribution granulométrique dominée par le sable et le gravier, fortement liée à l'intensité des courants. Poirier (2003) a mené une étude hydraulique complète pour le compte du MTQ incluant les niveaux d'eau et les conditions hydrodynamiques et proposant des solutions de protection adaptées à la dynamique locale : considérant le recul historique du trait de côte estimé par imagerie aérienne entre 12 et 14 m entre 1965 à 1992, l'insuffisance des méthodes rigides traditionnelles de défense côtière ainsi que le rehaussement anticipé du niveau de la mer, son étude prescrivait la construction d'épis aux caractéristiques techniques spécifiques (longueur, espacement, perméabilité...) afin d'en assurer l'efficacité et l'intégrité dans le temps. En 2009, le groupe Genivar a procédé à une caractérisation de l'habitat du poisson dans sept secteurs riverains en Gaspésie dont celui de

Saint-Godefroi, en décrivant les composantes géomorphologique, hydrodynamique, biologique et anthropique du milieu côtier. En plus de reprendre certains résultats de Jacquaz et al. (1990) quant à la composition du milieu biologique du secteur notamment, l'étude de Genviar (2009) a dressé un inventaire des ouvrages de protection présents sur la flèche de Hope Town et évalué que les infrastructures routières et les bâtiments privés le long de la côte étaient menacés d'érosion à court terme. Cette même année, Long et Xhardé ont regroupé les données Lidar des projets RES#LON (Tailored Geomatics for geohazard and georesources) et FUDOTERAM (Fusion des Données terrestres et marines) afin de décrire l'évolution du système côtier de la baie des Chaleurs de 2003 à 2006 et notamment entre Paspébiac et Saint-Godefroi. Grâce à un suivi du trait de côte et à l'analyse de modèles numériques de variations d'élévation (MNVE), cette étude a permis d'identifier des zones d'érosion et d'accrétion ainsi que les phénomènes géomorphologiques mis en cause. Les études de Fraser et al. (2012, 2014) pour le compte du ministère de la Sécurité publique du Québec, portant sur l'évolution historique et projetée du littoral de la MRC de Bonaventure, se sont également intéressées au secteur entre Hope Town et Saint-Godefroi et aux problématiques d'érosion de la flèche littorale depuis les années 1970. Enfin, plusieurs rapports de suivi ont été produits pour le MTQ en 2013, 2014, 2017 et 2020 en regard à l'efficacité de la recharge de plage et des épis sur la flèche littorale comme l'aménagement compensatoire à la perte d'habitat généré par le prolongement de l'enrochement le long de la 132 (Lamontagne, 2014 ; Lamontagne et Lefebvre, 2014 ; Lamontagne, 2017 ; Lamontagne, 2020).

Le site de Hope Town est l'un des rares sites d'étude à travers le monde qui présente des épis mixtes en climat froid. Les structures sont affectées par la glace de rive et les processus cryogéniques, et on peut s'attendre à ce qu'elles influencent en retour le pied de glace et la mobilité des floes. Dans un contexte de changements climatiques affectant la dynamique de la glace de mer, il s'avère donc nécessaire de comprendre les variations morphodynamiques et le comportement morphosédimentaire de la plage depuis leur implantation, afin de favoriser une adaptation à ces changements en zone côtière.

2. OBJECTIFS

Le but de la présente étude est de suivre l'évolution de la flèche littorale fermant le barachois de Hope Town depuis les premières photographies aériennes historiques et plus spécifiquement encore depuis la recharge de plage et la construction des épis en 2012 par le MTQ.

Les **objectifs** spécifiques sont :

- (1) *Reconstituer l'évolution historique passée et récente de la zone côtière de Hope Town de 1964 à 2018 à partir de photographies aériennes afin de quantifier les taux d'avancée ou de recul du trait de côte.*
- (2) *Évaluer la dynamique morpho-sédimentaire saisonnière et pluriannuelle de la plage de la flèche littorale et la réponse morpho-sédimentaire à la construction des épis à et la recharge de plage.*

Ce projet de maîtrise s'inscrit dans une étude plus large menée par Urs Neumeier et financée par le MTQ, qui inclut aussi les conditions de vagues, de courants, de niveaux d'eau et la glace de mer dans la région de Hope Town. Ces données sont utilisées pour peaufiner l'interprétation des résultats du présent projet.

L'analyse des profils de plage, des modèles d'élévation, des volumes de sédiments et de la granulométrie de plage, apporte les éléments nécessaires à la compréhension du comportement morphosédimentaire de la plage de la flèche littorale et ses variations saisonnières. Les variations saisonnières sont mises en relations avec les conditions de vagues, de niveaux d'eau et de glace mesurés en parallèle.

3. TRAVAUX REALISES ET CONTRIBUTIONS

Dans le cadre de ce projet de maîtrise, j'ai réalisé l'analyse historique des photographies aériennes dans le but de quantifier les mouvements de la côte de 1963 à 2018 en utilisant le *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS), qui est une extension d'ArcGIS.

Ensuite, j'ai participé à la majorité des campagnes de relevés topographiques au DGPS (Figure 10), effectués le long de transects prédéfinis sur la plage à épis et la plage adjacente au sud-ouest. J'ai effectué les campagnes de mai 2019 à novembre 2020, les précédentes ayant été menées par Urs Neumeier depuis novembre 2017, c'est-à-dire avant le début de mon projet de maîtrise. En somme, chaque année, trois campagnes saisonnières ont été complétées, aux mois de mai, août et novembre pour étudier les variations saisonnières du profil de plage. Lors de deux campagnes supplémentaires en octobre 2019 et en janvier 2020, seuls certains profils ont été relevés. J'ai effectué le traitement de ce jeu de données dans Matlab, me permettant de créer des modèles numériques de terrain (MNT) sur lesquels j'ai ensuite calculé les volumes saisonniers de sédiments de plage.

De plus, j'ai mené les campagnes d'échantillonnage granulométrique au cours desquelles une vingtaine d'échantillons de sédiments ont été récoltés chaque campagne, à l'occasion des campagnes topographiques de mai, d'août et de novembre. Toutefois, l'échantillonnage granulométrique automnal a parfois été réalisé en octobre quelques semaines avant les relevés topographiques de novembre pour éviter que le sédiment de plage ne soit déjà gelé. Cinq à sept échantillons ont été recueillis selon l'observation visuelle *in-situ* des variations granulométriques sur les quatre transects médians entre les épis (profils 5, 8, 11, 14). J'ai effectué les analyses par tamisage sec en laboratoire afin d'extraire les paramètres statistiques des grains dans le logiciel Gradistat. Dans le cadre du projet MTQ plus spécifiquement, j'ai également récolté des sédiments de falaise dans le secteur de St-Godefroi afin de procéder à des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (XRD) et ainsi de connaître la nature minéralogique des sédiments relevés sur la plage de la flèche littorale.

Enfin, j'ai eu l'occasion de participer à plusieurs mouillages dans le cadre du projet. Les mesures de vagues et de courants enregistrées au large et à la côte pendant la saison libre de glace ont apporté des informations importantes pour caractériser les conditions hydrodynamiques du site d'étude, identifier les tempêtes significatives et interpréter les données topographiques et volumétriques. Deux AWAC-AST 600 kHz ont été installés pour

toute la durée du projet de novembre 2017 à juillet 2020 (32 mois), le premier à 33 m de profond au large de Paspébiac (site F) et le second à 10 m de profond au large de St-Godefroi (site HOE, Figure 11). Les deux AWAC ont aussi permis la détection du passage de la glace afin de quantifier dans le temps la présence des *floes* de glace en surface et de produire des séries temporelles de couverture de glace, en pourcentage du temps occupé par la glace sur l'ensemble du *burst*. Les données de glace de mer couvrent les 32 mois du projet. De plus, un *Aquadopp Profiler 2 MHz* a également été placé devant la plage à épis à 4-5 m de profondeur (site HOD, Figure 11) pendant une durée totale de 15 mois répartis sur trois étés (2018, 2019 et 2020). Les instruments enregistrent un profil de courant toutes les 20 minutes et un *burst* de vagues de 17 minutes toutes les heures. En parallèle, deux houlographes non-directionnels de type *RBR duet T.D/wave16*, immergés de quelques décimètres sous la surface de l'eau, ont été installés en avant des épis 2 et 5 (sites HOB et HOC, Figure 11). Ces derniers ont enregistré les vagues de mai à novembre en 2018, 2019 et 2020. Ils mesurent un *burst* de vagues de 8,5 minutes à 4 Hz toutes les heures. Sylvain Joly a traité les données hydrodynamiques et de glace de mer dans Matlab afin que je puisse les utiliser pour peaufiner l'interprétation des données morphodynamiques et topographiques.

Les données topographiques brutes des rapports de suivi de 2013, 2014, 2017 et 2019 du MTQ, relevées par la firme BPR-Infrastructure, m'ont aussi été transmises, de même que les données Lidar des projets RES#LONG et FUDOTERAM datant d'avant la construction des épis (2003, 2004 et 2006). J'ai procédé aux mêmes traitements Matlab et ArcGis que nos propres relevés avec ces données, dans le but de comparer ces jeux de données avec les nôtres et pour étendre et préciser le suivi de l'évolution morphologique du secteur d'étude.

Finalement, j'ai contribué à la rédaction des rapports pour le MTQ aux côtés d'Urs Neumeier et Sylvain Joly.

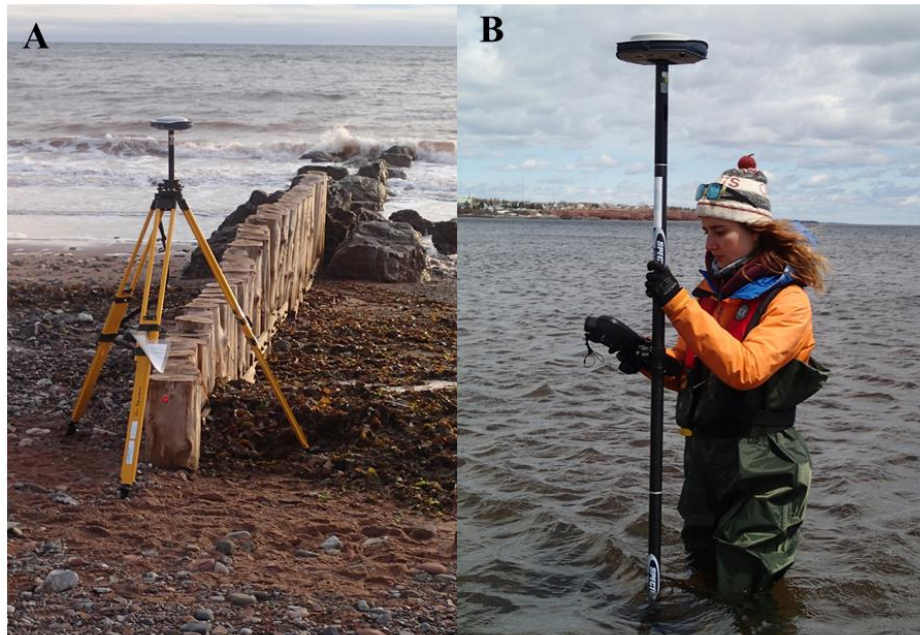


Figure 10 : (A) Antenne de base (SP80) du DGPS au-dessus du point de référence local *HOP1* et (B) antenne mobile (SP80) montée sur une perche avec le carnet d'acquisition TSC3 (Trimble Access).

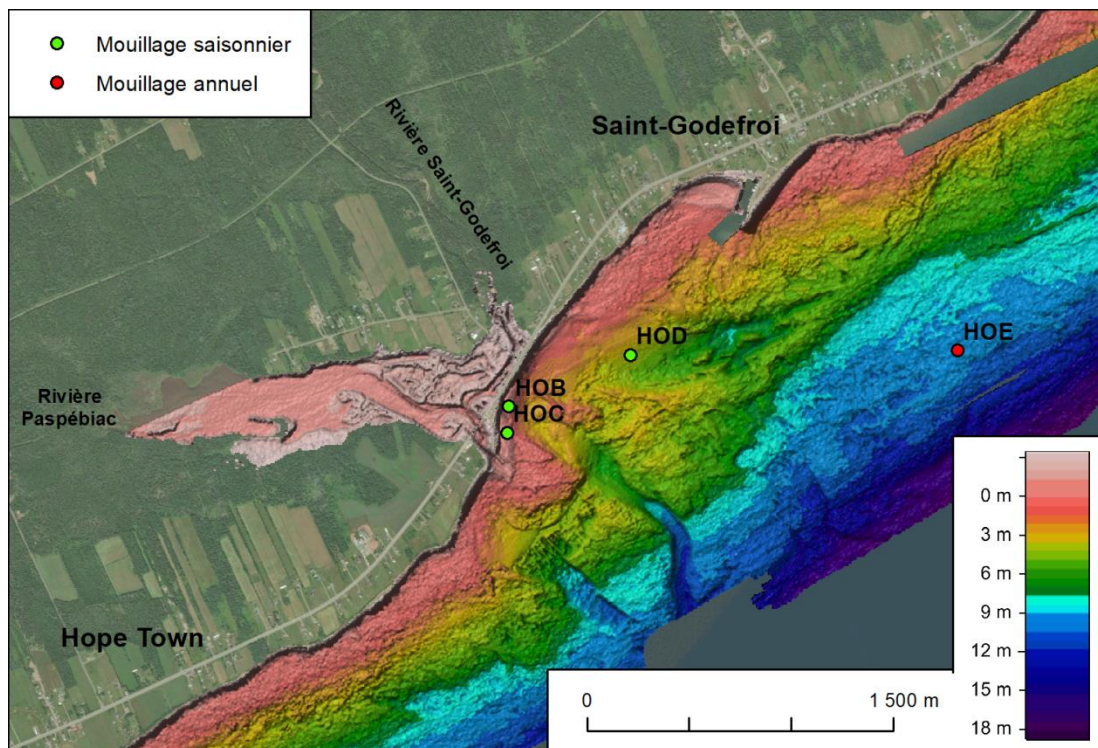


Figure 11 : Carte du secteur du barachois de Hope Town et de la flèche littorale avec la localisation des mouillages côtiers HOB, HOC, HOD et HOE au large de St-Godefroi. La bathymétrie est représentée par rapport au zéro des cartes marines avec les données fournies par le Service hydrographique canadien (Neumeier et al., 2021).

4. PRESENTATIONS OFFICIELLES LORS DE COLLOQUES

J'ai eu l'opportunité de participer à plusieurs congrès locaux ou de plus grande envergure durant ma maîtrise. J'y ai présenté ma recherche sous plusieurs perspectives différentes, par l'entremise d'affiches ou de présentations orales. Voici la liste de mes présentations :

Schuhmacher, Z., Neumeier, U., 2019. Reconstitution historique et évolution morphosédimentaire de la plage à épis de Hope Town (Baie des Chaleurs) : résultats préliminaires. Forum québécois en sciences de la mer, Rimouski, 11-13 novembre 2019.

Neumeier, U., **Schuhmacher, Z.**, 2020. Suivi morphosédimentaire et hydrodynamique du champ d'épis, barachois de Hope Town en Gaspésie. Journée transfert

de connaissances, Résilience des infrastructures et adaptation aux changements climatiques. Ministère des Transports du Québec. Colloque en ligne, 12 novembre 2020.

Schuhmacher, Z. 2020. Évolution historique et morphosédimentaire de la plage à épis située sur la flèche littorale de Hope Town, Baie des Chaleurs. Présentation des résultats de maîtrise (par visioconférence), 11 décembre 2020.

Schuhmacher, Z., Neumeier, U., 2020. Geomorphological evolution of a sand spit beach with groin field exposed to winter sea ice (Gulf of St. Lawrence, Canada). AGU Fall Meeting 2020, 1-17 décembre 2020.

Neumeier, U, **Schuhmacher, Z.,** Joly, S., 2021. Suivi morphosédimentaire et hydrodynamique du champ d'épis situé sur la flèche littorale fermant le barachois de Hope Town. Rapport final (version préliminaire) préparé pour le ministère des Transports du Québec. Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, mars 2021, xvi + 161 p.

Schuhmacher, Z., Neumeier, U., 2021. Beach morphodynamics and historical coastline evolution of a sand spit with groin field exposed to winter sea ice (Gulf of St. Lawrence, Canada). Coastal Dynamics 2021 (online conference), Delft (Pays-Bas), 28th June-2nd July 2021.

CHAPITRE 1
ÉVOLUTION HISTORIQUE ET MORPHODYNAMIQUE D'UNE PLAGE À
ÉPIS SUR UNE FLÈCHE LITTORALE EXPOSÉE À LA GLACE DE MER
(GOLFE DU ST-LAURENT, CANADA)

1.1 RESUME

Cet article, intitulé « *Beach morphodynamics and historical evolution of the Hope Town groin-armored sand spit exposed to winter sea ice (Gulf of St. Lawrence)* », sera soumis pour publication en 2022 aux éditeurs de la revue *Journal of Coastal Research*. En tant que premier auteur, j'ai contribué à la recherche bibliographique et j'ai effectué tout le travail de terrain à partir de mai 2019, le géoréférencement et le traitement des photographies aériennes historiques ainsi que l'analyse des données topographiques et granulométriques. Le professeur Urs Neumeier, second auteur, a fourni l'idée originale et contribué au développement de la méthode, à la programmation des routines Matlab ainsi qu'à la révision de l'article et au travail de terrain de 2017-2018 (avant le début de ma maîtrise). Enfin, les données hydrodynamiques ont été traitées par le professionnel de recherche, Sylvain Joly. Une version abrégée de l'article a été présentée en mode virtuel à la conférence internationale *Coastal Dynamics 2021* à Delft (Pays-Bas) en juin 2021.

Les flèches littorales sont des environnements très dynamiques soumis à des changements naturels et des pressions anthropiques qui s'expriment à diverses échelles ; des modifications de la dérive littorale peuvent gravement contraindre l'apport sédimentaire de telles flèches. Cette étude porte sur une plage à flèche littorale de la Baie des Chaleurs (Golfe du St-Laurent) couverte de glace de mer 2 à 3 mois chaque hiver et sur laquelle des épis ont récemment été aménagés. Cette flèche sableuse fermant une lagune côtière a montré des signes d'érosion criants depuis le démantèlement d'une jetée à la fin des années

1960, menaçant l'intégrité de la route principale traversant la flèche. Historiquement, les efforts passés visant à stabiliser la flèche, incluant la construction d'un enrochement protégeant la route, ont échoué ; si bien qu'en 2012, une recharge de plage a été effectuée et coordonnée à la construction de cinq épis semi-perméables résistant aux conditions hivernales.

L'évolution à long terme de cette région côtière a été analysée de 1963 à 2018 par imagerie aérienne. Le taux de variation du trait de côte a été calculé avec la boîte à outils *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) dans ArcGis. Des campagnes de relevés topographiques saisonniers au DGPS ainsi que des analyses granulométriques ont également été menées de 2017 à 2020 sur la plage de la flèche littorale, afin de suivre les variations morphosédimentaires de la plage engraisée.

Les résultats révèlent que la plage à flèche littorale a accusé un retrait moyen de -0,65 m/an entre 1963 et 2018. Les taux de recul les plus importants ont été relevés au cours des 15 ans suivant le démantèlement de la jetée (-1,13 m/an), puis ils ont décliné avant de remonter à -1,07 m/an pour la période 2007-2018 malgré la recharge de plage de 2012. Le suivi topographique saisonnier a révélé le mouvement attendu des sédiments de plage du bas-estran et de l'avant-plage vers le haut de la plage en été, de même que le mouvement contraire à l'automne lorsque les sédiments sont transférés à nouveau vers le bas de la plage. Le déplacement des sédiments sur la plage diffère d'un hiver à l'autre, considérant que l'impact des tempêtes hivernales est contrôlé par la couverture de glace de mer et la présence d'un pied de glace protégeant la plage, qui varient d'une année sur l'autre. Les analyses granulométriques ont révélé une diminution de la taille des particules depuis le NE jusqu'au SO dans la direction de la dérive littorale principale. Les analyses minéralogiques ont par ailleurs identifié les falaises rocheuses du NE comme une source probable aux sédiments de la flèche. Enfin, malgré la rétention partielle de la dérive littorale grâce aux épis, particulièrement en été, ces derniers peinent à mitiger l'apport sédimentaire déficitaire induit par l'enrochement situé en amont dans le sens de la dérive littorale, ne permettant pas de maintenir sur la plage le volume initial de la recharge de 2012. Au vu des dernières

photographies aériennes et des variations récentes des volumes de plage, la flèche littorale de Hope Town continue effectivement à éroder. Ces résultats révèlent donc l'importance des recharges de plage répétées dans le temps.

1.2 BEACH MORPHODYNAMICS AND HISTORICAL EVOLUTION OF A GROIN-ARMORED SAND SPIT EXPOSED TO WINTER SEA ICE (GULF OF ST. LAWRENCE, CANADA)

Zélie Schuhmacher¹, Urs Neumeier¹

¹ Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 310 allée des Ursulines, Rimouski, QC G5L 3A1, Canada

1.3 ABSTRACT

Sand spits are highly dynamic environments subject to natural change and anthropogenic pressures occurring over different scales; modifications of the longshore drift can critically starve sand spits. This case study focuses on a recently groin-armored sand spit in the Chaleur Bay (Gulf of St. Lawrence, Canada), which is covered by sea ice 2-3 months every winter. This sand spit, which closes a coastal lagoon, has shown critical signs of erosion since the dismantlement of a jetty in the late 1960's, endangering the main coastal highway crossing the spit. Past efforts aiming to stabilize the spit failed, including construction of a riprap protecting the highway, so that a beach nourishment was carried out in 2012 coordinated with the construction of five semipermeable groins resisting winter conditions.

Long-term evolution and coastal change rates were computed and analysed using aerial imagery from 1963 to 2018. Seasonal DGPS beach surveys and grain-size analyses were also conducted from 2017 to 2020 on the sand spit beach to monitor the morphosedimentary variations of the post-nourished beach.

Results revealed a mean retreat of -0.65 m/yr between 1963 and 2018. Highest retreat rates were detected during the 15 years after the jetty dismantlement (-1.13 m/yr), then decreased before reaching again -1.07 m/yr in the 2007-2018 period despite the 2012-beach nourishment. The seasonal beach monitoring revealed sediment movement from the lower foreshore and the shoreface towards the upper beach in summer, and the reversed movement back to the lower beach in fall. Beach sediment movements were however different from one winter to the next, as the impact of winter storms is controlled by sea-ice cover and presence of the ice-foot shielding the beach, varying from year to year. Grain-size analyzes revealed a fining trend from the NE to the SW in the direction of the main longshore drift, and mineralogical analyzes identified the northeastern rocky cliffs as a likely source for the spit sediments. At last, despite partial longshore drift entrapment by the groins - particularly in summer -, the structures struggle to mitigate the sediment supply deficit induced by the riprap located updrift, and could not maintain on the beach the volume added by the 2012 nourishment. Considering the latest aerial photographs and recent beach volume variations, the Hope Town sand spit is still eroding. These results highlight the importance of repeated beach feeding operations.

ADDITIONAL INDEX WORDS Coastline change, erosion, DSAS, longshore drift, groin, beach nourishment, beach survey, digital elevation models, seasonal variability.

1.4 INTRODUCTION

Coastlines are constantly moving due to natural processes and human influences. Coastal dynamics are the result of waves, tides, currents, sea level, storm surges and sediment transport interactions (Boak and Turner, 2005; DaSilva *et al.*, 2021). While coastal development projects continue to multiply despite a context of global warming and sea-level rise, it is important to develop efficient coastline monitoring programs and a better understanding of the dynamic processes modeling coastline change patterns. Sea-level rise, intense hydrodynamic conditions and storm during extreme weather events, modification of longshore transport due to human defense infrastructures interfering with natural coastal processes along the coast such as riprap or sea walls, count for major causes of recent coastline retreat around the world (Bray and Hooke, 1997; DaSilva *et al.*, 2021; Del Rio *et al.*, 2013; Jonah *et al.*, 2016; Oyedotun, 2014).

Sand spits are littoral depositional landforms built up by the entrapment of sediment transported alongshore by the littoral drift, with one end being attached to the land and the other one extending in open water (Evans, 1942; Pradhan *et al.*, 2015). Located near inlets, at the mouth of large rivers, they show high morphodynamic activity as they are both influenced by marine and fresh waters. As part of the coastal area, spit morphology is modeled primarily by long-term factors such as geomorphological background, tectonics, climatic forcing, variations of river discharge and sea-level rise (Del Rio *et al.*, 2013; French, 2001; Jonah *et al.*, 2016; Mujabar and Chandrasekar, 2011; Oyedotun, 2014). On a smaller time-scale, spit morphology is modeled by sediment supply, human interventions and hydrodynamic agents such as waves, currents, and tidal range (Jonah *et al.*, 2016; Pradhan *et al.*, 2015). The occurrence of major storm events can produce important morphological changes all over the coastal area. Besides, due to their low altitude, sand spits are particularly vulnerable to coastal submersion and erosion, yet they behave as buffer zones to protect the human assets in the hinterland (roads, properties...) from natural hazards such as storm surges (Pradhan *et al.*, 2015).

Coastal morphodynamics are however more complex under cold climates considering the presence of sea ice and the persistence of an ice-foot attached to the upper foreshore during several months in winter: sea ice can greatly affect nearshore dynamics, morphology and sedimentology (Barnes *et al.*, 1993; St-Hilaire-Gravel *et al.*, 2010; Zumberge and Wilson, 1953). Sea ice plays a protective role on the coast by limiting wave generation and thanks to the ice-foot shielding the upper foreshore, preventing waves from reworking the shore (Corriveau *et al.*, 2016, 2018; Forbes and Taylor, 1994; Neumeier *et al.*, 2021; Senneville *et al.*, 2014; Zumberge and Wilson, 1953). The ice-foot is described as the fast-ice attached to the upper foreshore which is not affected by the rise and fall of the tide (Zumberge and Wilson, 1953). Low-lying sandy coasts, loose and consolidated cliffs are particularly vulnerable to storms and coastal freeze-up conditions (Corriveau *et al.*, 2018; Senneville *et al.*, 2014). In addition, ice can carry or push sediments up the beach; these onshore movements of sediments represent beach nourishments and contribute to naturally feed the beach (St-Hilaire-Gravel *et al.*, 2010). However, the effects of sea ice may be erosive, resulting from ice ride-up and beach scour, melt-out (*e.g.* thawing events in the ice season or during early spring) or nearshore grounding and wallow (Forbes and Taylor, 1994; St-Hilaire-Gravel *et al.*, 2010; Troude and Sérodes, 1987). The presence of the ice-foot can affect the lower part of the beach profile, where the waves reflected on the ice-foot can scour and resuspend sediments, which are then moved by the longshore drift or transported offshore by currents (Zumberge and Wilson, 1953; Barnes *et al.*, 1993).

Traditionally, groins are used as hard coastal defense structures against erosion (French, 2001). These cross-shore structures interrupt longshore drift and trap sediments on the beach, to guarantee a minimal beach width (Basco, 2008; Basco and Pope, 2004; Charlier and De Meyer, 1995; Fletcher *et al.*, 1997; Ganja and de Carvalho, 1995; Hall and Pilkey, 1991; Mohanty *et al.*, 2012a; Mossa, 1986; Mugica *et al.*, 2008). Groins are designed to allow each compartment between the structures to fill with sediments from the longshore drift while ensuring a residual volume to overflow and spill towards the next one located downstream (French, 2001). Groins are however not intended to feed the beach but only to slow sediment losses. In addition, they may generate an erosion downdrift of the

structure, while sediments tend to accumulate updrift (Basco, 2008; Bernatchez *et al.*, 2008; Brown *et al.*, 2016; Fletcher *et al.*, 1997; Hall and Pilkey, 1991; Kelletat, 1992; Mohanty *et al.*, 2012a; Neshaeia and Biria, 2013). Multiple studies have then relativized groins efficiency, as they have no impact on sediment supply itself, which is why other non-structural measures such as beach nourishments are considered to mitigate the groin-induced erosion issues downdrift and to build a long-term dissipative beach (French, 2001; Ganja and de Carvalho, 1995; Kemp and Brampton, 2013). Beach feeding programs guarantee the artificial input of sediments directly on the beach and eventually between each groin compartments. However, repeated beach nourishments are necessary to maintain a minimal beach width and a certain beach volume (Basco, 2008; Basco and Pope, 2004; Kelletat, 1992; Neshaeia and Biria, 2013;).

Aerial photography, remote-sensing data and DGPS surveys are commonly used for monitoring mid- to long-term historical changes in coastal environments (Del Rio *et al.*, 2013; Jonah *et al.*, 2016; Kuleli *et al.*, 2011; Mahapatra *et al.*, 2014; Mujabar and Chandrasekar, 2011; Sesli *et al.*, 2008). Such studies can (1) map the historical configurations of coastline positions over time, based on morphodynamics; (2) evaluate rates of change; (3) identify critical areas along the studied coasts, based on accretive or erosive trends.

The aim of the paper is to describe and analyse the evolution of a St. Lawrence sand spit under cold climate, especially since the construction of a groin field in 2012. The presence of semi-permeable groins under specific winter conditions characterized by sea-ice offshore, an upper-foreshore ice-foot and land fast ice from January to March, make the specific interest of the study site, as glacial processes modify hydrodynamics and sediment transport. The seasonal variability in beach morphology is observed with seasonal topographic surveys over three years and sediment grain size data. The long-term historical coastline change and the rates-of-change are assessed from multi-temporal aerial photography data from 1963 to 2018.

This paper reveals the first detailed results regarding the impact of groins on beach morphology and its efficiency as coastal defence structures under cold climate, where the ice-foot (attached to the upper foreshore) and the winter sea ice considerably reduce wave energy for several months, affecting local morphodynamics.

1.4.1 Study area

The study site is located in the southern Gaspé Peninsula, on the north shore of Chaleur Bay, between the towns of Paspébiac and Saint-Godefroi (48° 3,7' N, 65° 7,8 ' W, Figure 12). The Hope Town sand spit is closing the mouth of the Paspébiac river and delimiting a coastal lagoon. The main highway (route 132) is following the sand spit and crossing the tidal inlet by means of a bridge. The beach at the southwestern extremity of the sand spit, the main study site, is eroding slowly. On the northeastern part of the spit, a riprap is protecting the highway on nearly 500 m. This structure is followed to the northeast by a loose coastal cliff made of non-consolidated deposits and protected by a concrete seawall for 165 m, partially collapsed on the intertidal zone. Further northeast are red sandstone rocky cliffs originating from the Bonaventure formation (Carboniferous), reaching between 8 to 30 m high (Genivar, 2009; Long and Xhardé, 2009; Renaud, 2000). These cliffs are highly susceptible to physical alteration processes such as frost weathering and landslide or collapse events, and they are a potential source for the sand spit sediment (Fraser *et al.*, 2014; Long and Xhardé, 2009). On the southwestern side of the tidal inlet, there is a 250-m coastal segment with a low-loose cliff and a narrow beach, and then a rocky cliff (Bonaventure formation).

The tides are semidiurnal with a spring tide range of 1.33 m (Canadian Hydrographic Service, 2020). Relative sea-level rise has been estimated to 1.09 mm/year from the Belledune tide gauge on the south shore of the Chaleur Bay (Koohzare *et al.*, 2006). The subsidence rate of the area due to post-glacial readjustment is between 1 and 2 mm/year (Koohzare *et al.*, 2008).

The wave climate of the Hope Town coast is dominated by eastern storms coming from the Gulf of St. Lawrence, whereas the sector is protected by Paspébiac Point from westerly storms, the dominant wind direction (Poirier, 2003). In addition, only waves from east or southeast reach the sand spit beach, because of the existence of shoals fronting the entrance of the tidal inlet (Neumeier *et al.*, 2021). Poirier (2003) estimated 50-year return period waves from ENE of 2.5 m at the shore by computing the offshore waves with the parametric wave-model GENER (Desjardins and Ouellet, 1984) and then applying a wave refraction model. In addition, 3-m significant wave heights were reached 2 km off Hope Town during several storms from September to January throughout the 32 months study carried out by Neumeier *et al.* (2021). During that study, waves as high as 2 m were also recorded 500 m off the beach and 1.5 m on the shoreface (Neumeier *et al.*, 2021).

Storm surges generated coastal flooding in the Chaleur Bay in the past. Didier *et al.* (2015, 2019) highlighted two major events in December 2005 and December 2010 at Maria, 60 km west of Hope Town, where high water levels have overwashed the beach crest and flooded the urbanized low-lying spit and surroundings. The maximum elevation of flooded areas resulted in a combination of astronomical tide, storm surge and wave runup (maximum elevation reached by the breaking waves on the beach, Didier *et al.*, 2015). However, in sheltered coastal environment like Chaleur Bay, tide and storm surge are the main drivers of coastal flooding (Didier *et al.*, 2015).

From December to March, sea ice covers partially the Gulf of St. Lawrence and the Chaleur Bay, limiting wave generation and attenuating existing waves (Ruest *et al.*, 2016). The ice-foot also protects the upper part of the beach for several months, preventing waves from reworking the shore, although it can generate wave reflection on the lower beach (Corriveau *et al.*, 2018; Forbes and Taylor, 1994; Neumeier *et al.*, 2021).

The local wave climate drives the littoral drift southwestward along the shore, bringing sediments eroded from the Saint-Godefroi cliffs to built up the Hope Town sand spit (Fraser *et al.*, 2012; Long and Xhardé, 2009; Poirier, 2003). The Hope Town sand spit beach is composed of a succession of sand and gravel deposits: while the backshore is

essentially made of coarse material (gravel, pebbles) with wooden debris carried by the sea, the intertidal area is composed of medium to coarse sand (Genivar, 2009; Lamontagne and Lefebvre, 2014). The beach slope is near 5° , typical of sandy-gravel beaches (Lamontagne and Xhardé, 2020).

An ebb-tidal delta is developing at the entrance of the inlet (Jacquaz *et al.*, 1990). The discharge of the channel is still unknown, yet currents up to 2 m/s were recorded flowing inside the lagoon and velocities up to 1.9 m/s out to the Chaleur Bay (Neumeier *et al.*, 2021). Currents also follow the semi-diurnal mixed tidal cycle of the Chaleur Bay (Neumeier *et al.*, 2021). The ebb-tidal current (entering the bay) is longer than the flood-tidal current (entering the inlet) because of slow drainage of the shallower areas of the lagoon during the ebb tide (Jacquaz *et al.*, 1990; Neumeier *et al.*, 2021).

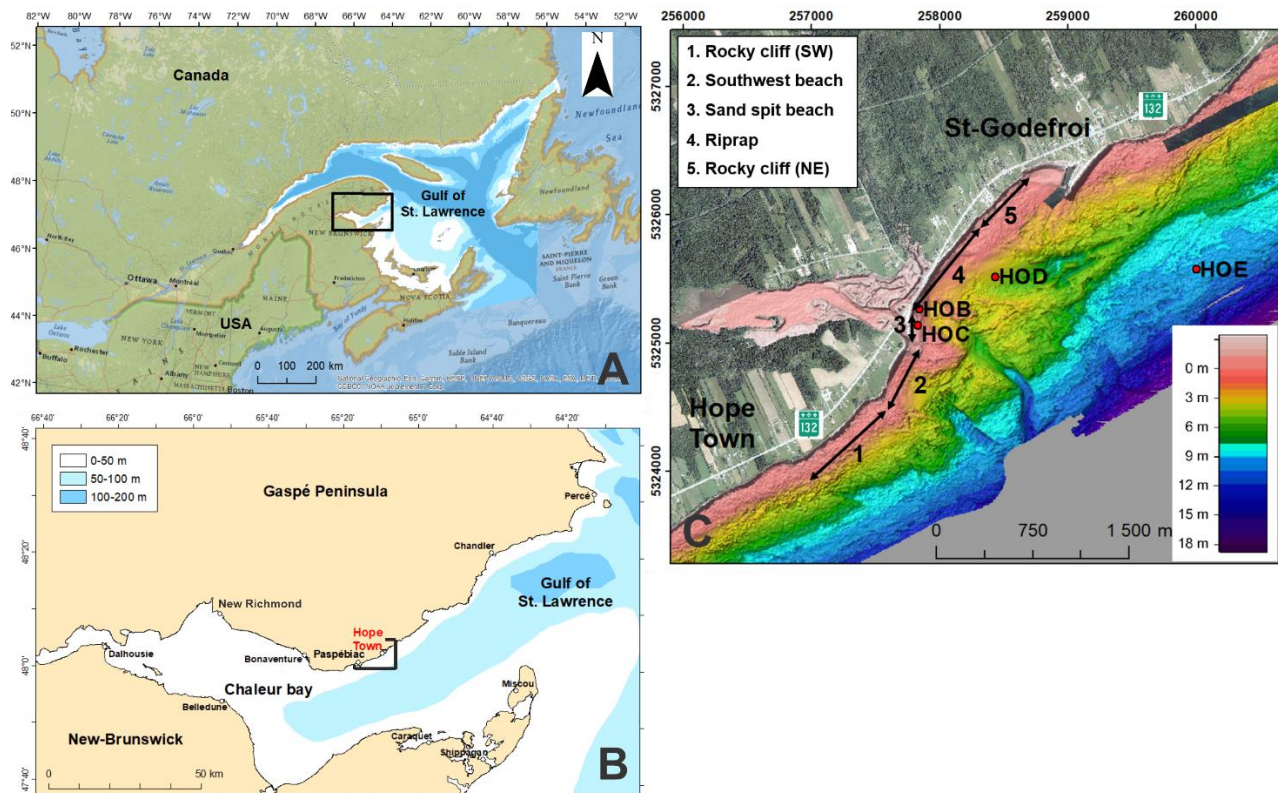


Figure 12: Location maps of the Hope Town area on the north shore of Chaleur Bay, Gulf of St. Lawrence (A, B) with bathymetry, coast types and position of HOB, HOC, HOD and HOE moorings (C). Local bathymetry (C) is expressed according to the chart datums with

the Canadian Hydrographic Service data and coordinates are in modified transverse Mercator MTM-5 (others are in latitude/longitude).

The Hope Town coast has a long history of coastal engineering structures, which influenced coastal morphodynamics. Until the 1960's, there was a small wharf in the tidal inlet used mainly by fishermen. A jetty located at the sand spit extremity (Figure 8), which was built to maintain permanent access to the wharf, interrupted littoral drift, stabilized the entrance of the channel and prevented its filling, while contributing to the beach accretion to the northeast, in drift upstream direction (Fraser *et al.*, 2014; Lamontagne and Xhardé, 2020; Poirier, 2003). Since this jetty has been dismantled in the late 1960's, the Hope Town spit beach is eroding, progressively endangering the main coastal highway crossing the spit. Poirier (2003) measured a net coastline retreat of 12 to 14 m between 1965 and 1992, representing an annual erosion rate of 0.5 m/year. To protect the highway, which is the only road providing access to the Gaspé Peninsula, a 300-m riprap defence was built on the northeastern part of the spit in the late 1980's, and then successively extended, reaching 530 m length in 2020.

As the drift sediment supply was insufficient to maintain the sand spit beach, Transports Quebec has undertaken a beach nourishment in 2012, allocating 4 500 m³ of sediments (20 % gravel, 75 % sand and 5 % silt) similar to the natural beach grain size distribution (Lamontagne and Lefebvre, 2014; Lamontagne and Xhardé, 2020). Lavallée (2011) recommended to repeat these beach feeding operations every 2 to 5 years in order to stabilize the spit, but this has not been done so far. This beach feeding operation was coordinated with the construction of five groins to trap the drift sediments and thus promote local beach accretion. Groins are 40-45 m long and spaced by 50 m. The landward segment of the groins is made of wood while the seaward part is composed of two parallel rows of large boulders (1.2-1.6 m) that form a semi-permeable barrier. This design was chosen to absorb storm waves energy while resisting winter sea ice, which is present from December to March. Their semi-permeability also allows sand bypassing, which prevents the offshore release of finer material (Basco and Pope, 2004; French, 2001; Kraus *et al.*, 1994). The remains of smaller wooden groins are still visible on the beach. A gabion jetty had also

been constructed in 2010 as the terminal groin in the extension of the tidal inlet, in order to create an artificial sand bank. In addition, a small riprap is visible on this southern spit extremity on the successive aerial photographs since 1986.

1.5 METHODS

1.5.1 Coastal change analysis using DSAS

The historical reconstruction of the Hope Town coast provides information on the morphological coastline trend prior to jetty dismantlement, and also following groin construction and beach nourishment operations undertaken in 2012. The analysis was performed using 15 aerial photographs from 1963 to 2018, obtained by the Energy and natural Resources ministry of Québec, Natural Resources Canada, Transports Quebec (MTQ), Fisheries and Oceans Canada (DFO) and the Coastal Zone Integrated Management lab (LDGIZC, UQAR). The technical specifications of the photographs are reported in Appendix 1. The aerial photographs were first imported in ArcMap 10.6, and then georeferenced from the 2001 orthophoto using at least 5 control points well distributed over the whole image, not aligned and most of them located near the coastal zone of interest. Different features served as control points such as buildings, road intersections, jetty extremity, yard or field corners, irrigation canals, etc. (Moore, 2000; Thieler and Danforth, 1994). A second-degree polynomial transformation was used for the georeferencing. The RMS error is the sum of the root mean squares of the distance between projected position and ideal positions of each control point. This RMS error was between 0.3 and 3.2 m for the different years (Appendix 1).

The historical analysis examined the movements of the coastline, which is the landward limit where marine processes dominate (Fraser *et al.*, 2012). Compared to the shoreline (position of last high water) sometimes used in other studies (DaSilva *et al.*, 2021; Del Rio *et al.*, 2013; Jonah *et al.*, 2016; Mahapatra *et al.*, 2014; Moore, 2000), this limit is less dependent on short-term fluctuations such as seasonal and post-storm variability or the tide cycle when the photograph was taken. Therefore, the use of the coastline is better suited for mid- to long-term variations. In addition, no correction of the tidal cycle was made on the photographs because of insufficient metadata regarding aerial imagery (the instantaneous water level was only estimated based on visual interpretation).

The coastline was digitized manually based on visual interpretation of each historical aerial photographs. Following robust geomorphological indicators were used for the coastline: top of erosion scarp or cliff top for steep coasts; top of the defense structure for artificialized coasts (ripraps or concrete walls); limit of continuous vegetation, storm debris or sea leashes for beaches and sand spits (Boak and Turner, 2005; Del Rio *et al.*, 2013; Moore, 2000). However, an uncertainty remains regarding the subjective interpretation of the manually-digitized coastline.

The rate of coastline movements over the 55-year period was measured with the ArcMap DSAS extension, version 5.0 (Himmelstoss *et al.*, 2018), which has been empirically proven as a reliable approach for assessing coastal changes (DaSilva *et al.*, 2021; Kuleli *et al.*, 2011; Mahapatra *et al.*, 2014; Oyedotun, 2014). The software computes rates-of-change statistics from a series of historical digitalized coastline positions (DaSilva *et al.*, 2021; Kuleli *et al.*, 2011; Mahapatra *et al.*, 2014; Mujabar and Chandrasekar, 2011; Oyedotun, 2014; Thieler and Danforth, 1994). A baseline was drawn parallel to the general coastline trend about 25 m offshore of the 1992 coastline. DSAS then casted transects perpendicular to this baseline every 10 m along the coast. A standard uncertainty of 5 m was determined for each coastline. For the long-term coastline movement, DSAS calculated a linear regression rate (LRR, m/year) for each transect (Figure 13). Positive rates indicate progradation of the coast while negative ones point out coastal retreat and erosion. For medium-term movements, the distance difference for two successive photographs were divided by the time interval in years. Finally, rates of change were averaged for coast segments with similar geomorphologic characteristics.

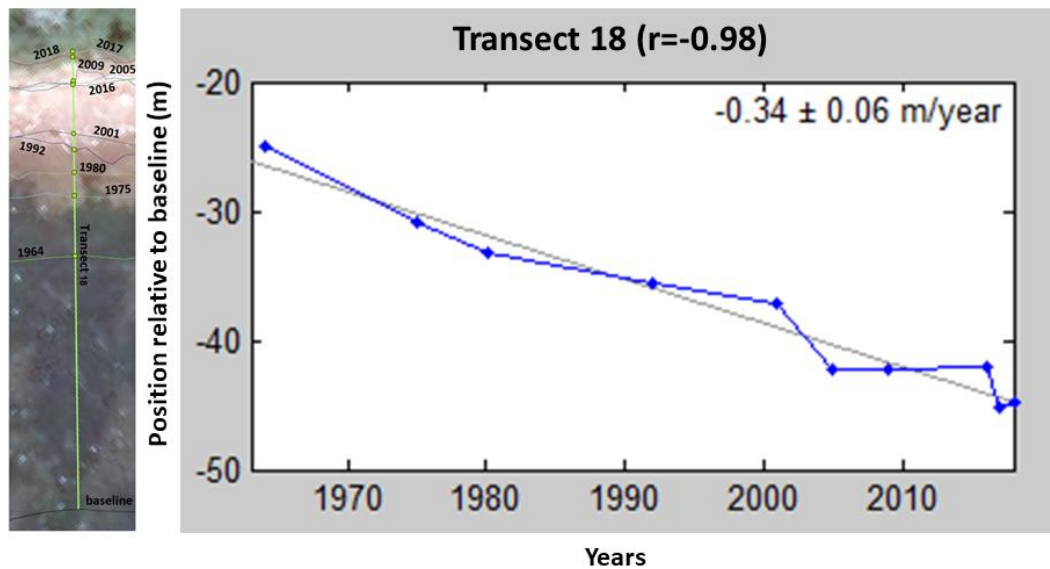


Figure 13: Example of coastline movements determined by DSAS for one transect: plot of successive coastline positions relative to time and linear regression to extract the linear regression rate (LRR) of change (m/year).

1.5.2 Topographic measurements

Cross-shore DGPS surveys along transects represent the common in-situ topographic surveying and monitoring method to quantify small-scale beach morphological changes (Casella *et al.*, 2020). Topographic surveys were conducted during the low spring tides from November 2017 to November 2020 three times per year (May, August, November) in order to study the seasonal variations of the beach profile (Appendix 2). Eighteen profiles on the beach of the sand spit and six profiles on the southwest adjacent beach (Figure 14) were surveyed using real-time kinematic (RTK) global navigation satellite system (GNSS) with a pair of Spectra Precision SP80 receivers and a Trimble TSC3 controller (Trimble Access), which received GPS and GLONASS signals. The surveys used the NAD83 (CSRS) reference frame, the modified transverse Mercator coordinate zone MTM-5, the Canadian Geodetic Vertical Datum 2013 (CGVD2013) and the CGG2013a geoid. The base SP80 receiver was located for all surveys on the same local reference point. Its elevation was determined by processing the GNSS data recorded by the base on three 10-hour time

series with the Precise Point Positioning of the Canadian Spatial Reference System (CSRS-PPP). The vertical precision of the surveyed point was generally ± 0.018 m, and rarely up to ± 0.035 m. The same half-buried 2-m boulder was surveyed 1-2 times on each survey day as control point. Backshore of the sand-spit beach could only partially be surveyed in 2018 and 2019 because the construction site of the replacement of the coastal highway bridge. Data was processed in Matlab and imported in ArcMap 10.6 for visual display.

For each profile, elevation points were projected on a perpendicular line to the coast, corresponding to the theoretical position of the profile. Elevation was then interpolated along the profile every 1 cm. Digital Elevation Models (DEM) were built for each survey by interpolating the 1-cm resolution profiles with the *TriScatteredInterp* function of Matlab using a Delaunay triangulation. DEM were compared between surveys by subtracting rasters, in order to determine positive (accretion) and negative (erosion) morphological changes for each season. Mean erosion or accretion of each transect was also calculated, using the first survey of November 2017 as reference (Appendix 3).

Beach volumes were calculated following a beach zonation (Figure 14, Appendix 4) delineating the backshore (2 709 m²), upper-foreshore (4 511 m²), lower-foreshore (6 826 m²) and shoreface (3 823 m²). For each zone, a polygon was cut from the common area covered by all surveys using following boundaries: the higher high-water large tide (HHWLT = 0.87 m CGVD2013) between backshore and upper-foreshore, the mean water level (MWL = -0.312 m CGVD2013) between upper and lower foreshore; and the seaward extent of the groins between lower-foreshore and shoreface (Figure 14). MWL was measured with a tide gauge in front of the sand spit beach in 2018 and 2019 (site HOB, Figure 15). HHWLT, which is the average annual highest high waters over a 19-years period, was calculated from Xtide predictions 2001-2019 for Saint-Godefroi (Flater, 2008). HHWLT and MWL elevations were digitized on a mean DEM representing all surveys from November 2017 to November 2020. Another division was established on the sand spit beach to distinguish the northern from the southern part of the beach, with the boundary at the third groin (Figure 14, Appendix 4).

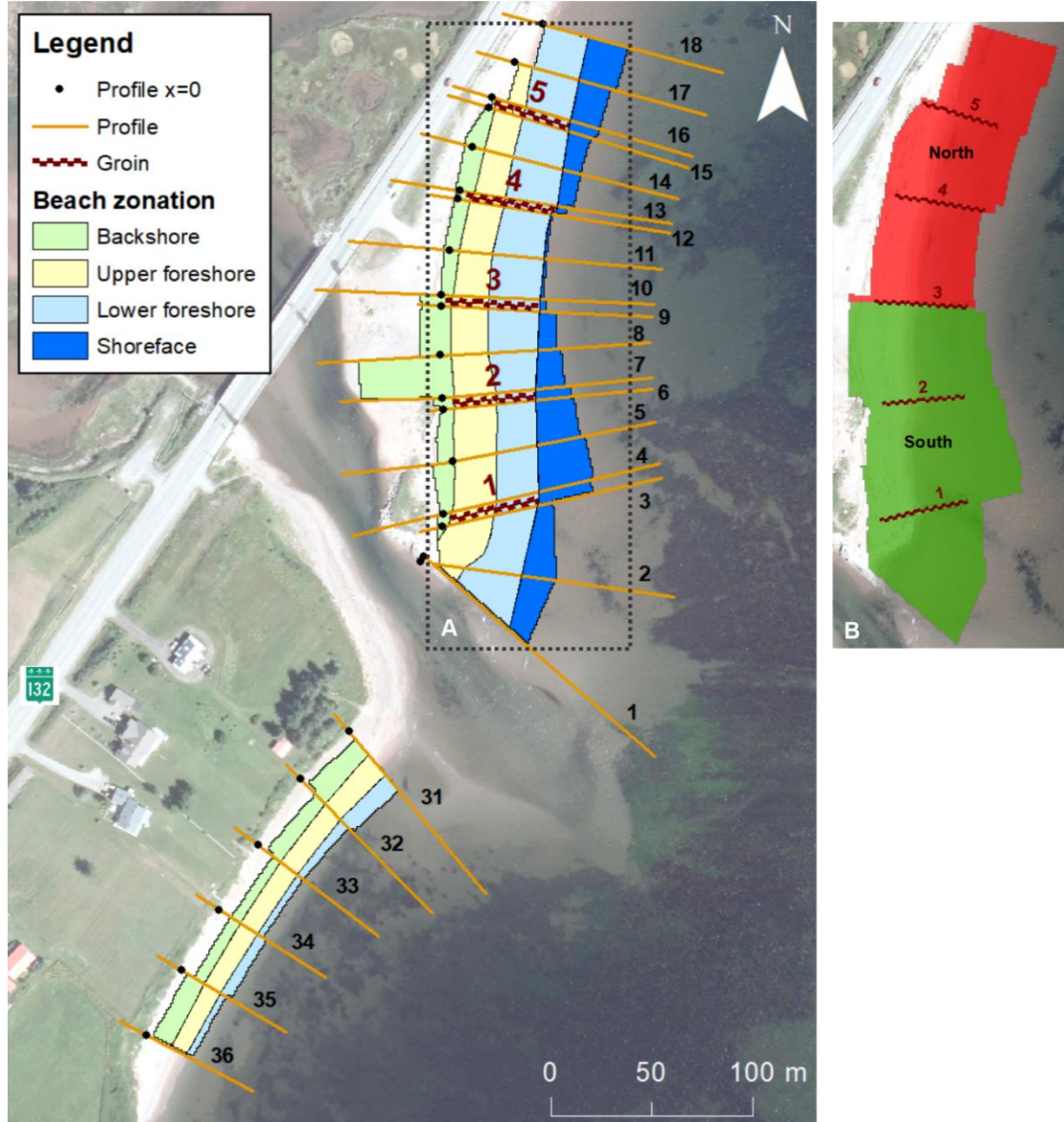


Figure 14 : (A) Position of beach profiles and polygons of the beach zonation used for the calculation of volume variations. (B) The third groin splits the North/South polygons (the western outgrowth of the surveyed backshore was ignored for the North/South beach volume calculation). Global extent of the polygons corresponds to the common area covered by the 10 seasonal DEM.

Finally, each 20 wooden piles of the five groins, a measurement was made between the base and the top of the pile, to evaluate sediment accumulation from either side (North/South) according to the southwestward direction of the main longshore drift.

1.5.3 Grain-size and mineralogy

Samples of surface sediments were collected for grain-size analyses during the seasonal topographic surveys (Appendix 5). Samples were collected along the 4 median transects between the groins of the sand spit beach (profiles 5, 8, 11 and 14) from the backshore to the shoreface. For each sample, 8 to 10 sub-samples were taken within 1 m radius. Sample locations were chosen to represent the spatial variability of the grain-size distribution.

Grain-size was analyzed with 36 sieves spaces by $\frac{1}{4}$ phi from 0.063 mm (4 phi) to 27 mm (-4.75 phi). Larger particles were processed separately by measuring the intermediate axe with a caliper. Grain-size parameters (D_{50} , percentage of gravel, sand and silt) were obtained with Gradistat (Blott and Pye, 2001). In order to compare D_{50} values over the different campaigns, the geometric mean of all D_{50} of each campaign was calculated.

Sediment samples for X-ray diffraction (XRD) analyzes were collected during different surveys on the sand spit beach (5 samples) and on the adjacent southwest beach (2 samples). Five rock samples were also collected in May 2020 from the rocky cliffs of St-Godefroi, northeast of the study site. About 1 g of dry sample was combined with 0.25 g of corundum (standard) and 5-10 ml of ethanol, and then grinded during 10 minutes in a McCrone micronization grinder to obtain a homogeneous mix. The mixture was left for 24 hours under a fume hood to let the Ethanol evaporates. The mix is then slightly homogenized and 0.5 ml of Miller-Stephenson Vertrel® XF MS-782 Cleaning Agent is added to avoid agglomeration of clays particles. The sample is sieved ($<500 \mu\text{m}$) and then analysed with the PANalytical X'Pert Powder diffractometer, using a copper tube (Cu K-alpha = 1.54178 \AA) operating at 45 kV and 40 mA and a post-diffraction graphite monochromator. Each sample was scanned from 5° to 65° 2θ by 0.02° steps with 2 s counting time per step.

For the quantification of the main mineralogical components, diffractograms were converted in weight percentage of minerals using the *powdR* program (Butler and Hillier, 2020). This program uses a fitting method with a mean absolute bias of 0,6% for non-clay minerals, 2% for clay minerals and 5% for amorphous materials (Butler and Hillier, 2020; Eberl, 2003; Omotoso *et al.*, 2006). Minerals with concentrations < 1 % are considered as traces and those < 0,1 % as undetected or not applicable (N/A).

1.5.4 Waves, currents and sea ice

Waves and currents offshore were recorded with two 600 kHz Acoustic Doppler Current Profilers (*AWAC-AST*, *Nortek*) during the whole project from November 2017 to July 2020 (32 months). The first one was deployed at a depth of 33 m, 2 km off Paspébiac at site F; the other one at a depth of 10 m, 1 km off St-Godefroi at site HOE (Figure 15, Appendix 6).

In addition, a 2-MHz Acoustic Doppler Current Profiler (*Aquadopp Profiler HR*, *Nortek*) was installed 400 m in front of the sand spit beach, at a depth of 5 m at site HOD (Figure 15) from May to October in 2018 and in 2019, and from July to October in 2020. The three instruments collected one 17-min wave burst every hour and one current profile every 20 min. Wave parameters were calculated with the software *QuickWave* (version 2.10) from *Nortek*. Quality control was performed with a graphic user interface programed in *Matlab*.

Nearshore waves were recorded with two pressure sensors (*TWR-2050*, *RBR Ltd.*) installed on the shoreface 20 m off the foreshore (sites HOB and HOC, Figure 15) and recording 8.5 min bursts at 4 Hz every hour between May and November in 2018 and 2019. Measured pressure was corrected with the atmospheric pressure recorded at New-Carlisle meteorological station and waves parameters were calculated in *Matlab* using a function correcting the pressure variation attenuation with depth (Tucker and Pitt, 2001).

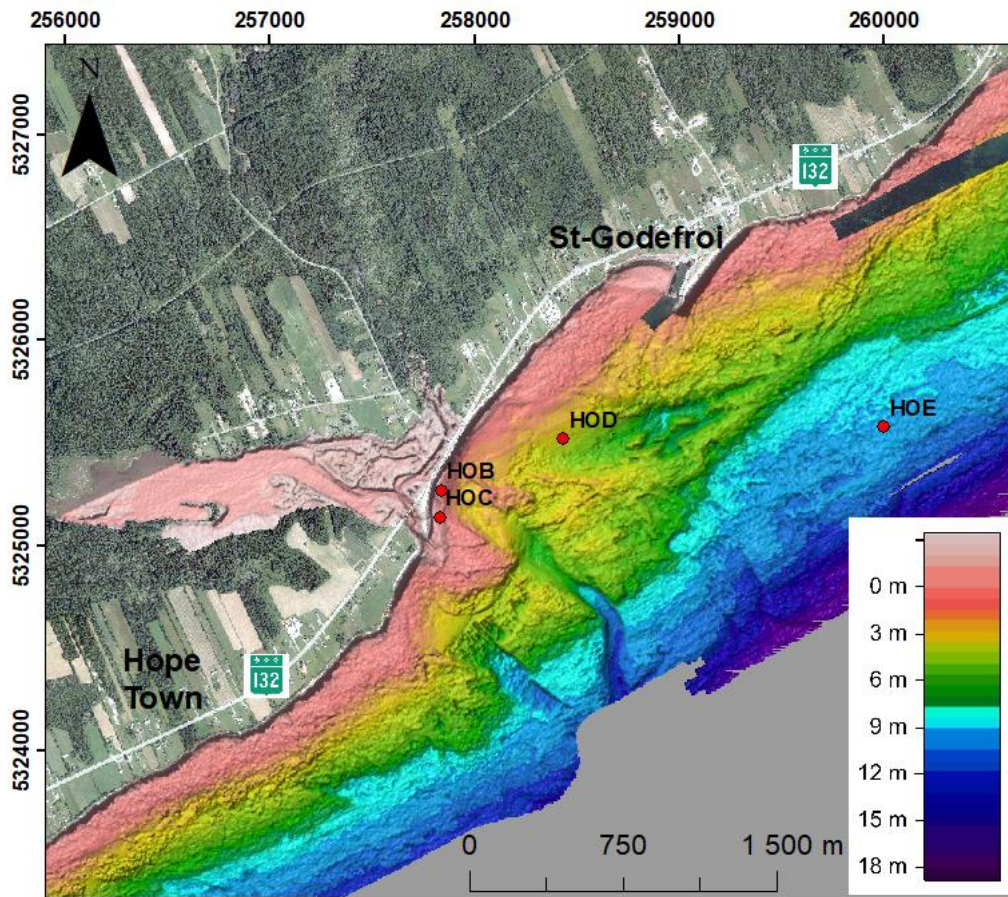


Figure 15: Map of the Hope Town/St-Godefroi region illustrating the Hope Town sand spit closing the Hope Town lagoon with the position of the HOB, HOC, HOD and HOE moorings. Local bathymetry is expressed according to the chart datums with the Canadian Hydrographic Service data. Coordinates are in modified transverse Mercator MTM-5.

At both sites offshore Paspébiac (F) and St-Godefroi (HOE), the AWAC-AST also recorded sea ice thickness. The instrument measured the distance to the water surface with the pressure sensor ($d_{pressure}$) and the distance to the ice base with the vertical acoustic beam (d_{AST}). An estimation of sea ice thickness was then calculated as the difference of these two distances multiplied by a 1.11 factor to consider that part of the ice is above the water surface (Eicken *et al.*, 2009) and thus quantified over time the presence of ice floes. Time series of ice cover, as a percentage of time occupied by ice over the whole burst, have been derived from these data. Figure 16 provides a schematic illustration of the two distances used in the equation for calculating sea ice thickness.

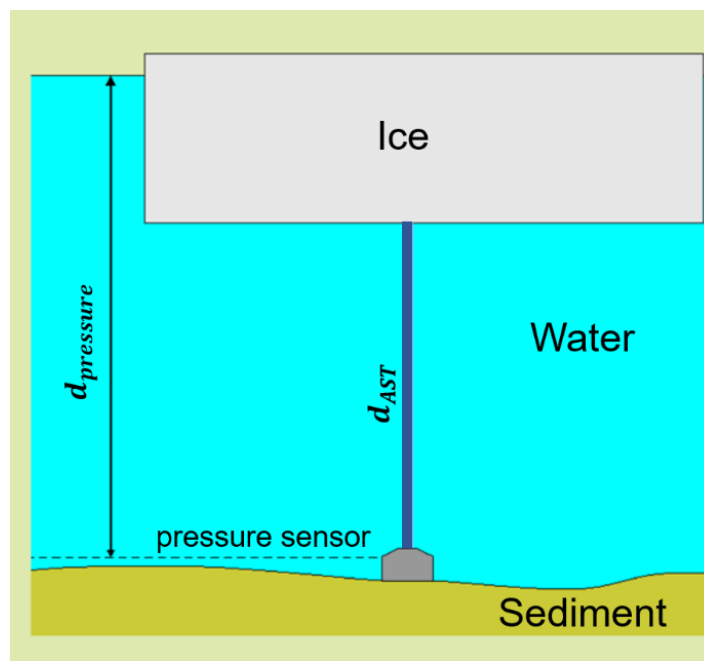


Figure 16: Schematic illustration of $d_{pressure}$ and d_{AST} , the two distance measurements used for the estimation of sea ice thickness (T_{ice}).

1.6 RESULTS

1.6.1 Coastline change rates (1963-2018)

Coastal evolution was analyzed at two hundred (200) cross-shore transects with a 10 m interval along the coast from both sides of the tidal inlet (Figures 17 and 18). Five zones were delineated according to the coast type (Figure 17, Table 1). The mean LRR (mean of LRR of each transect in a zone) was used to quantify the long-term rate of change for each zone (Table 1).

Table 1: Mean linear regression rate (LRR) $\pm 95\%$ confidence interval (LCI95) for each zone. The coastline proxy used for each zone and the number of transects classified erosional (Er.) and accretional (Ac.) according to the LRR are also indicated.

Zone	Coastline proxy	Mean LRR (m/yr)	Er.	Ac.
1 - SW rocky cliff	Cliff top	-0.01 \pm 0.15	13	11
2 - SW low-loose cliff	Cliff top	-0.07 \pm 0.11	25	2
3 - Sand spit	Limit of continuous vegetation, storm debris or sea leashes	-0.65 \pm 0.18	28	0
4 - Artificialized coast	Top of defense structure	-0.08 \pm 0.08	58	13
5 - NE rocky cliff	Cliff top	-0.33 \pm 0.09	50	0

The eastern rocky cliff (*Zone 1*, Transects 1-24) is relatively stable over the studied period. The statistical results indicate that 54 % of transects are erosional. The mean linear regression rate (LRR) is -0.01 \pm 0.15 m/yr between 1963 and 2018 (Table 1). The period 1965-1972 recorded a mean retreat of -1.4 m/yr (\sim -9.8 m in 7 years) and the period 2005-2007 recorded an even higher retreat (-1.7 m/yr), while positive rates of change occurred between 1986 and 1992 (0.2 m/yr) and between 2001 and 2005 (0.7 m/yr, Figure 17). However, short-term rates must be taken with precaution as they are more influenced by the different sources of error associated to georeferencing, aerial imagery and coastline manual interpretation and digitalization. Since 2007, the coastline retreat rate is -0.005 m/yr.

The low-loose cliff (*Zone 2*, Transects 25-51) recorded a LRR of -0.07 ± 11 m/yr between 1963 and 2018, and 93 % of transects are erosional. 1965-1972 also recorded a mean retreat of -1.3 m/yr (~ -8.4 m in 7 years), while a net progression of 6.3 m in 14 years occurred over the next period 1972-1986 (Figure 19). Just like *Zone 1*, 2005-2007 has been identified as the most erosive period with a coastline change rate -2.3 m/yr, although again the rate is recorded over a very short period, increasing the result's uncertainty. Since 2007, the retreat rate reaches -0.06 m/yr. Transects 49-51, located nearest to the mouth of the tidal inlet, recorded between 1963 and 2018 the highest retreat rates measured on the SW coast, between -0.42 and -0.18 m/yr.

The sand spit (*Zone 3*, Transects 52-79) showed the greatest variations of all zones and recorded the highest retreat rate with LRR of -0.65 ± 0.18 m/yr (35.8 m in total). All transects within zone 3 are classified as erosional, witnessing a retreat between -0.97 and -0.43 m/yr (Figures 17 and 18). Recently, the sand spit experienced a retreat of -0.87 m/year since 2016.

More than 700 m of the studied coast (*Zone 4*, Transects 80-150) is artificialized. On the western part of this zone, the riprap protects the highway and fixes the coastline. On the eastern sector, the cliff foot is protected by the low 165 m-long concrete seawall, which has now partially collapsed on the intertidal zone. This artificialized coast is relatively stable over time, with a mean annual erosion rate of -0.08 ± 0.08 m/yr between 1963-2018 (Table 1), although 82 % of transects within zone 4 witness negative values. Transects 80-85 located next to the sand spit beach (Figure 17) showed the highest retreat rates, ranging from -0.97 to -0.18 m/yr, because this section was not protected in the first years of the studied period and the riprap was extended to this section only once the erosion endangered the highway. This kind of protection structure naturally does not move, although each maintenance intervention (repeated every 10 years approximately) is likely to influence the linearity of the top of the structure as digitalized on aerial photographs; this bias can explain the slight incongruous variations observed in Figure 19 for this artificialized coast segment.

The rocky cliff located in the extreme northeast part of the study site (*Zone 5*, Transects 151-200) extends over nearly 800 m. Numerous abrasion notches and erosion scarps are visible along the coast and the narrow beaches in front of these cliffs are formed by boulders and debris originating from cliff collapse and erosion (Long and Xhardé, 2009). The transects showed a mean annual erosion rate of -0.33 ± 0.09 m/yr between 1963 and 2018 and all transects showed negative rates. The rocky cliff retreated at a rate of -0.49 m/yr between 1964 and 1986, while it has hardly moved between 1986 and 2001 (-0.022 m/yr, Figure 19). 2001-2007 recorded the highest retreat rates of the studied period (-1.2 m/yr). Since 2007, the retreat rate is lower, reaching an average of -0.27 m/yr.

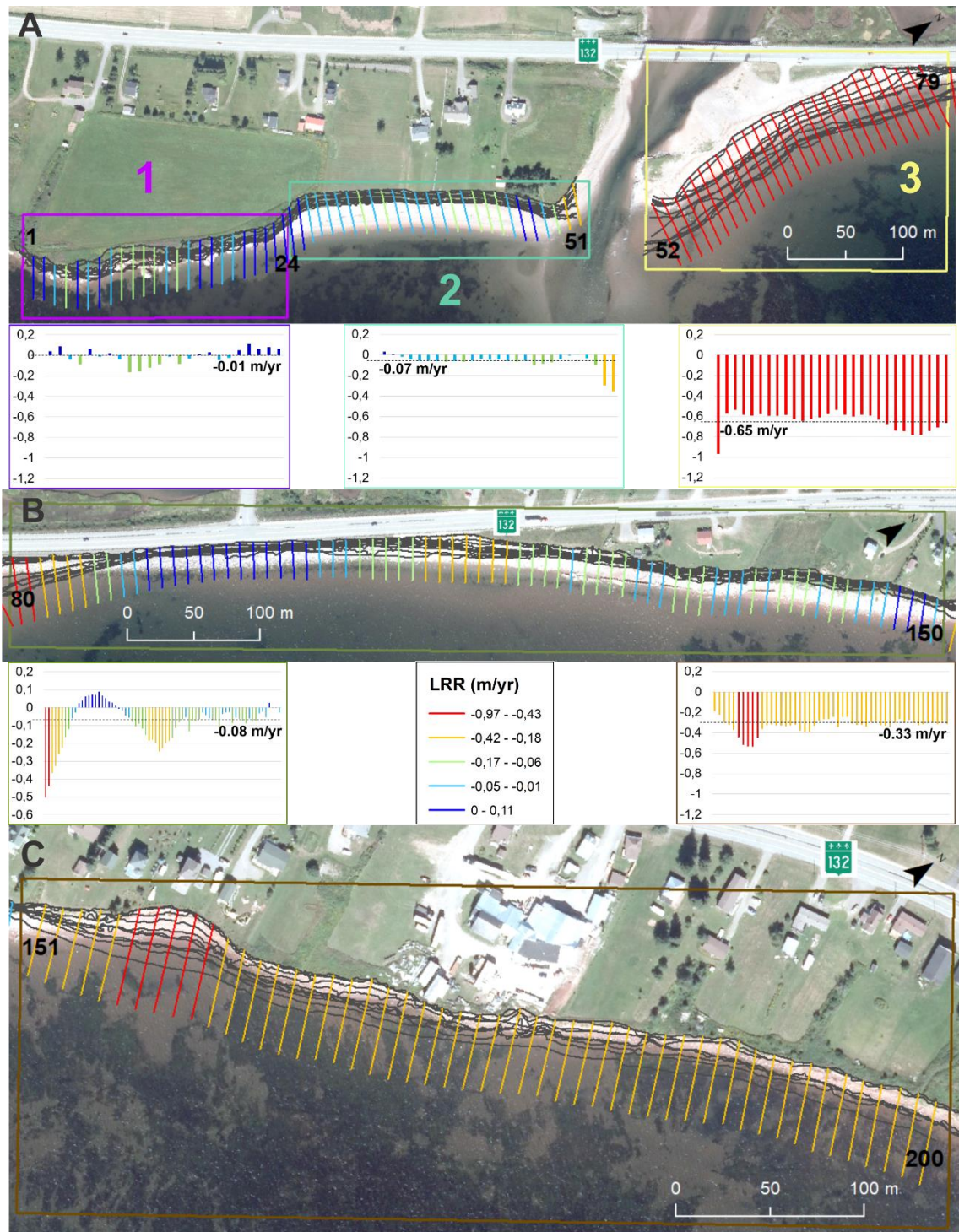


Figure 17: Transects at 10 m spacing on (A) zones 1-3, (B) zone 4, and (C) zone 5. Coastline change rates computed using linear regression rate (LRR) are also shown for each transect (in m/yr).

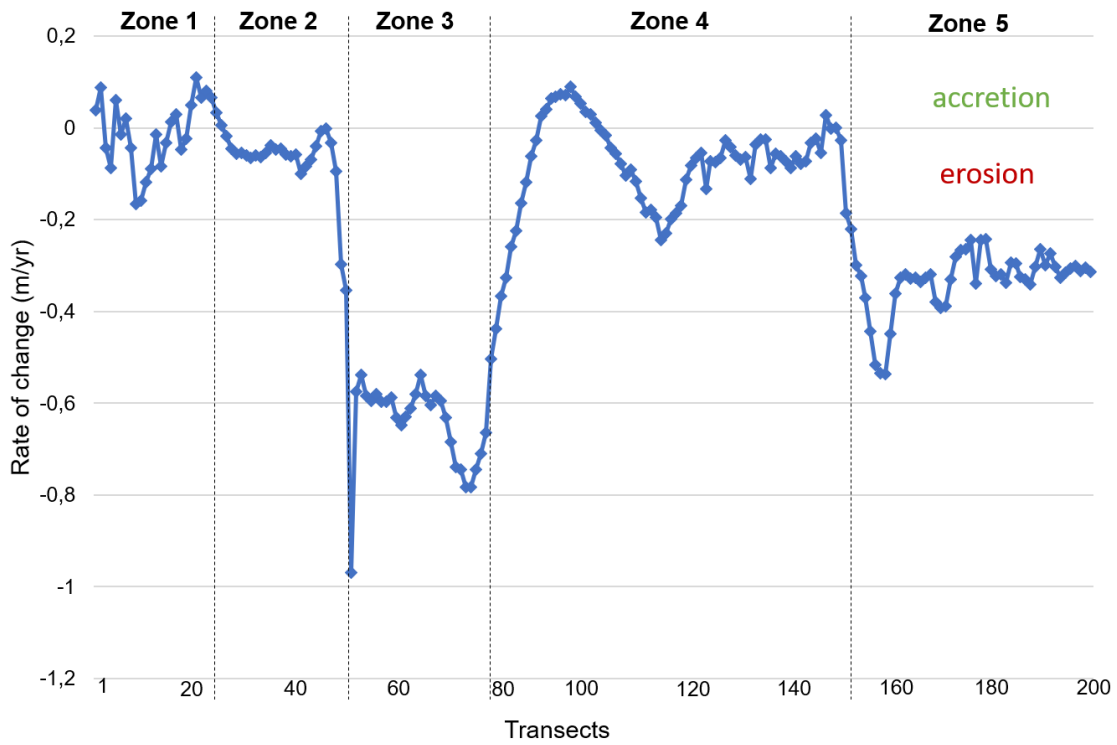


Figure 18: Coastline change rates between 1963 and 2018 computed for each transect using linear regression rate (LRR, m/yr). The five zones are delineated on the graph. Positive rates indicate a progradation of the coast, while negative ones highlight coastal retreat.

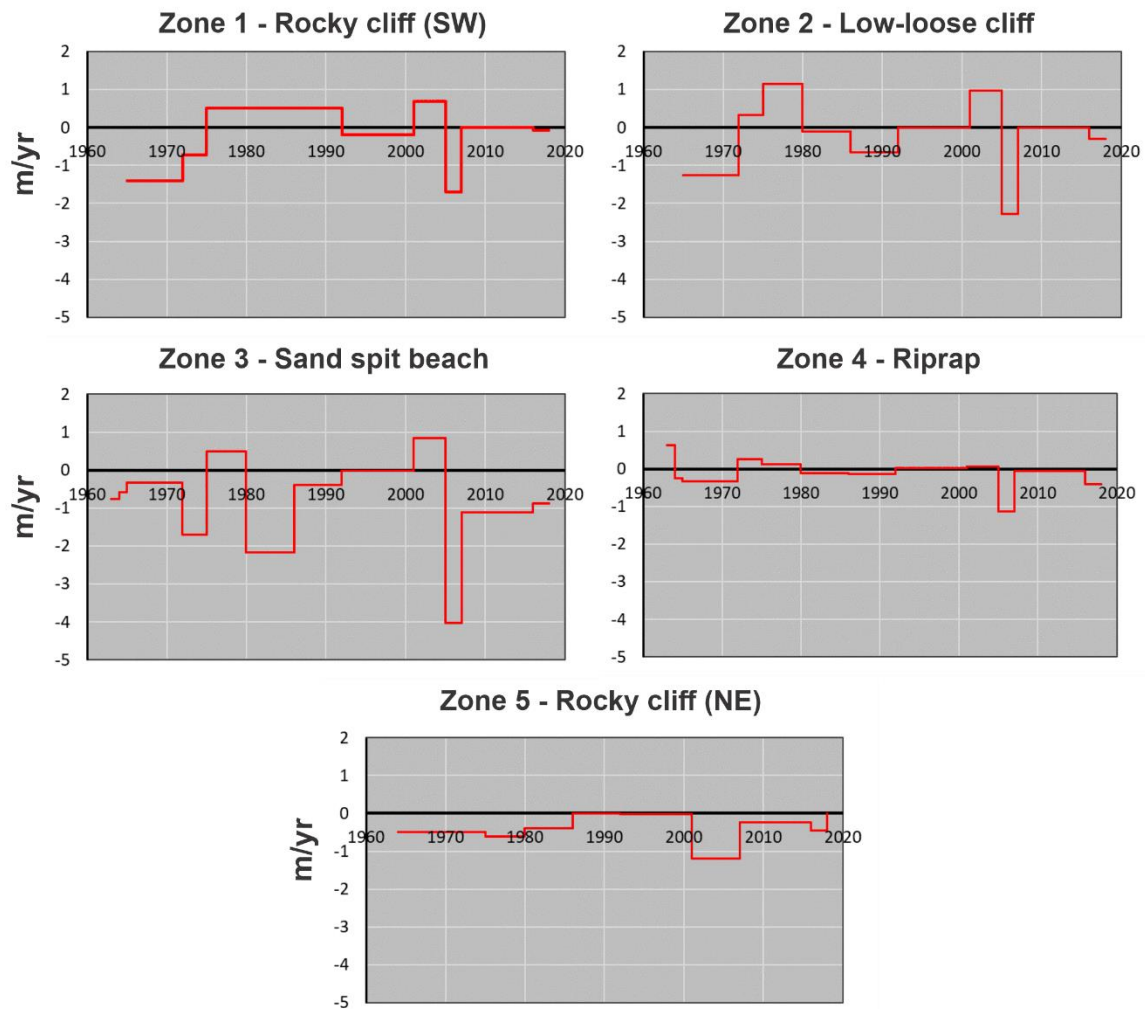


Figure 19: Mean coastline change rates of the five zones determined for each interval between aerial photographs from 1963 to 2018. Very short-term rates are to be interpreted with precaution, as they are more influenced by the different sources of uncertainty associated to georeferencing, aerial imagery and coastline manual interpretation and digitalization.

1.6.2 Waves and sea ice

Most storms recorded at the nearby site HOE were coming from east, including the 14 strongest storms with significant wave height H_{m0} between 1.91 and 2.92 m (direction between 136° and 67° , Table 2 and Figure 20), because the Hope Town coast is protected from westerly waves by the Pointe of New Carlisle near Paspébiac (Figure 12).

The first year (2017-2018) has recorded the highest number of storm events offshore at site HOE (Figure 20): 9 storm events with significant wave height (H_{m0}) exceeding 1.5 m were measured this winter, the strongest one recorded on January 5th 2018 with a H_{m0} reaching 2.90 m and the second one in March with a H_{m0} of 2.77 m (Table 2). Two storms were also recorded in April (H_{m0} of 1.52 m and 1.68 m), one month before the May 2018 survey. In addition, periods without sea ice cover were recorded in March 2018. During the second year (2018-2019), 7 storms with waves exceeding 1.5 m were detected (Table 2), the highest one on November 28th 2018 (H_{m0} =2.37 m) and the second on January 9th 2019 (H_{m0} =2.23 m). Finally, during the third year (2019-2020), only 4 major storms were recorded at site HOE and 3 of them came from the east (Table 2).

Table 2: List of the 15 strongest storm events recorded at site HOE about 2 km off the sand spit between November 2017 and July 2020.

Rank	Date/Time (UTC)	H_{m0} (m)	T_{02} (s)	Dir (°)
1	2019-10-17 21:00	2.92	5.42	95
2	2018-01-05 03:00	2.90	5.90	67
3	2018-03-14 18:00	2.77	6.15	93
4	2019-09-08 09:00	2.59	8.61	84
5	2018-11-28 11:00	2.37	5.27	99
6	2020-04-10 17:00	2.27	5.82	106
7	2019-01-10 00:00	2.23	5.74	95
8	2018-03-10 08:00	2.19	5.94	88
9	2018-10-28 18:00	2.19	5.54	101
10	2019-11-12 14:00	2.17	4.84	94
11	2017-12-13 05:00	2.07	4.85	95
12	2017-12-06 11:00	2.05	4.69	136
13	2017-11-17 17:00	1.92	5.34	102
14	2018-09-19 01:00	1.91	5.28	106
15	2019-11-01 22:00	1.90	4.60	215

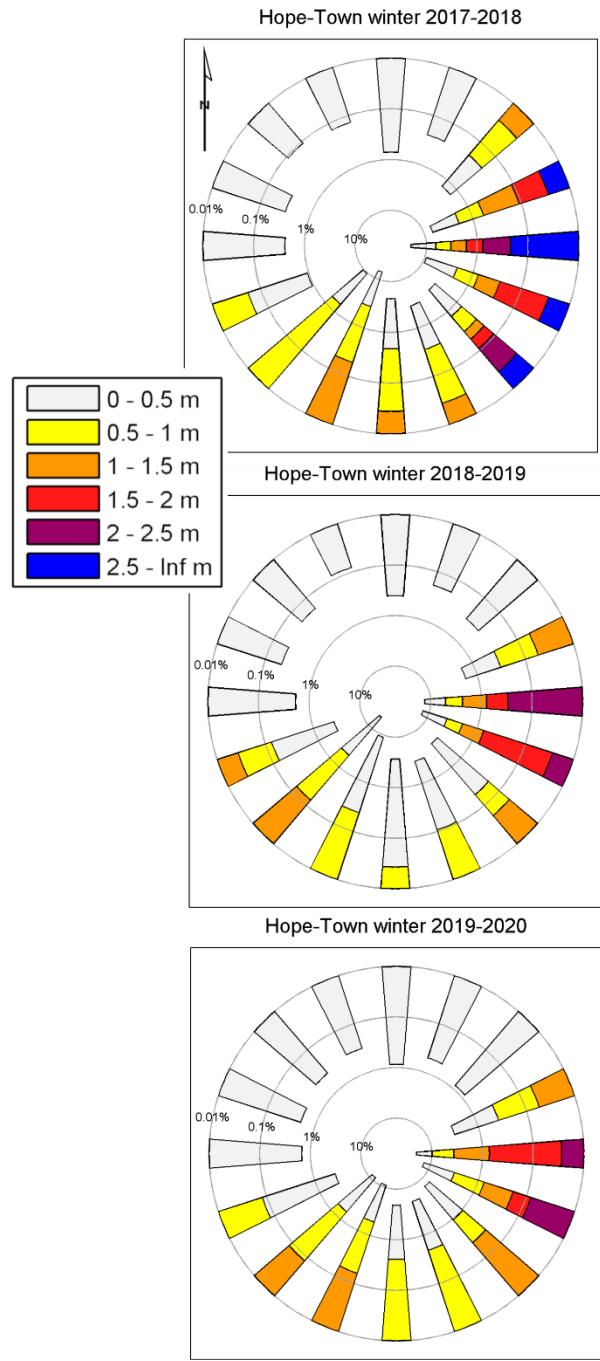


Figure 20: Wave roses highlighting the direction of the highest waves in Hope Town at site HOE during winter (November to May). Probability of occurrence of the different significant wave height (H_{m0}) classes are indicated for each of the 16 direction sectors. The exponential radial scale (0.01/0.1/1/10 %) highlights the less frequent events, *i.e.*, the largest waves. The length to the center of each sector indicates the percentage of time that waves come from this direction.

Figure 21 illustrates the offshore ice cover during three winters as percentage of time occupied by ice above the site HOE over each 17-minute burst. This data provides information on both the duration and the “severity” of the ice season, which is determined by the occurrence of discontinuities in ice cover, *i.e.* open-water periods. Multiple ice-free periods were detected during the ice season in St-Godefroi at site HOE during the 32 months covered by the study and particularly in March 2018 (Figure 21). The ice season was also particularly shortened by several weeks in 2020, suggesting the presence of open waters allowing wave development.

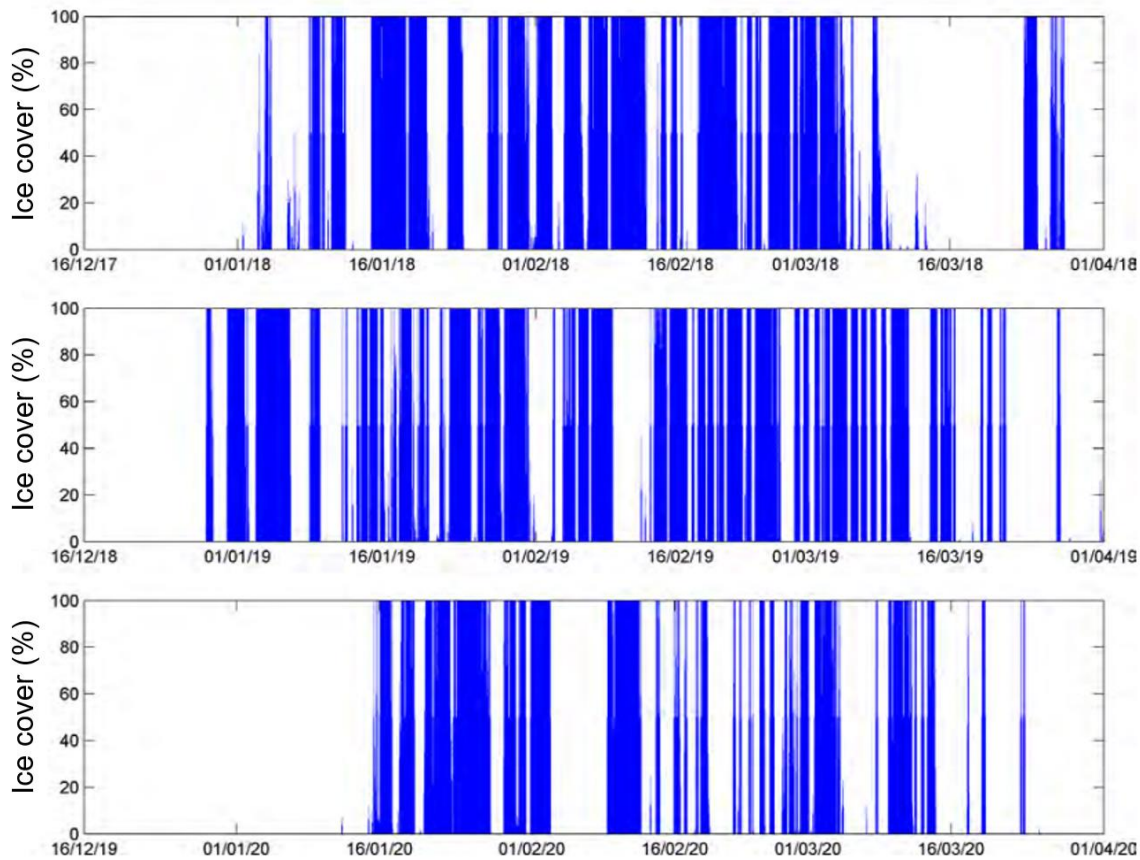


Figure 21: Ice cover in St-Godefroi at site HOE during the three winters of the study (mid-December to March).

1.6.3 Elevation models and beach volume variations

The repeated beach surveys revealed important morphological variations on the sand spit beach over the seasons, which are illustrated by the Difference DEM (DDEM) calculated as the differences between successive DEMs (Figure 22) and by the beach volume variations (Figure 23).

Winter DDEMs (May DEM minus November DEM) typically showed an erosive dynamic; however, results varied from year to year (Figure 22). The values from *the first winter (2017-2018)* revealed the highest range (Figure 23). The lower foreshore showed a significant beach volume deficit ($-1\,667\text{ m}^3$) with 85 % of the area eroding (Figure 23). The north beach extremity near the riprap, and the south beach extremity near the inlet, were also accusing deficits up to -0.7 m (Figure 22). On the other hand, the upper beach was accreting. *The second winter (2018-2019)* showed a large erosion zone on the south tip of the sand spit (Figure 22), more extended than the first winter ($6\,400\text{ m}^2$ compared to $1\,200\text{ m}^2$), yet with lower deficits (-0.4 m). Erosion in this zone was still visible on *the last winter (2019-2020)*, yet less extended again ($3\,400\text{ m}^2$). Moreover, while the shoreface reported sediment deficits over the two first winters, winter 2019-2020 however recorded significant sediment accretion (nearly 300 m^3 , Figure 23), with differential values reaching 0.4 m . In general, the backshore was in accretion over the three winters even if the gains are less important in 2018-2019 (Figure 23).

During summer, which is the beach building season, DDEMs and beach volume variations (August DEM minus May DEM) typically revealed an accretion of the upper beach (backshore and upper foreshore), while most of the lower beach (lower foreshore and shoreface) recorded erosion (Figures 22 and 23). Summer 2019 revealed the highest beach volume deficits on the lower part of the beach (Figure 23), with differential values reaching -0.35 m . Indeed, 85 % of the shoreface area and 64 % of the lower-foreshore area were eroding. On the other hand, beach volumes indicated all four zones were slightly gaining sediment during summer 2018 (Figure 23). The summer 2020 DDEM reported a small

accretion zone on the southern end of the spit, with positive differentials up to 0.3 m (Figure 22). The upper foreshore accretion in 2020 also reached the highest values (+ 697 m³, Figure 23).

A clear accumulation zone was visible for the three summer in the north beach extremity, between groins 4 and 5 and beyond the fifth groin (Figure 22). Although less extended in 2020 (~1 125 m²) compared to 2019 (1 520 m²) or 2018 (2 115 m²), DDEM on this zone yet reached the highest positive values (+ 0.58 m) in summer 2020 (Figure 22). When comparing northern and southern parts of the beach, results also indicated important beach volume accretion in the north over the three summers, especially in 2018 where it reached + 839 m³ (Figure 24). On the southern part of the beach however, gains were not as high in summer and severe deficits were even noted in 2019 (- 672 m³).

The fall beach adjustments (August to November) were typically demonstrating a rebalancing of the beach profile compared to the summer trend: both DDEM (November DEM minus August DEM) and beach volumes showed an accretion of the lower foreshore and the shoreface, while both the upper foreshore and the backshore were showing deficits (Figures 22 and 23). Sea leashes and wooden debris were noted on the backshore, as well as evidences of washover channels. While the accretion on the lower part of the beach was particularly extended in fall 2018 (+ 1 616 m³ on the lower foreshore), the upper foreshore however recorded the highest beach volume deficits (-1 060 m³). On fall 2020, results seemed inconsistent with the previous general trend: the shoreface showed important deficits (- 616 m³) with local erosion reaching -0.34 m (Figure 23) and with 97 % of the shoreface area eroding, while this percentage reached only 2 % in fall 2018 and 12 % in fall 2019. In addition, most of the foreshore recorded beach volume gains and accretion up to 0.55 m in fall 2020 (Figures 22 and 23).

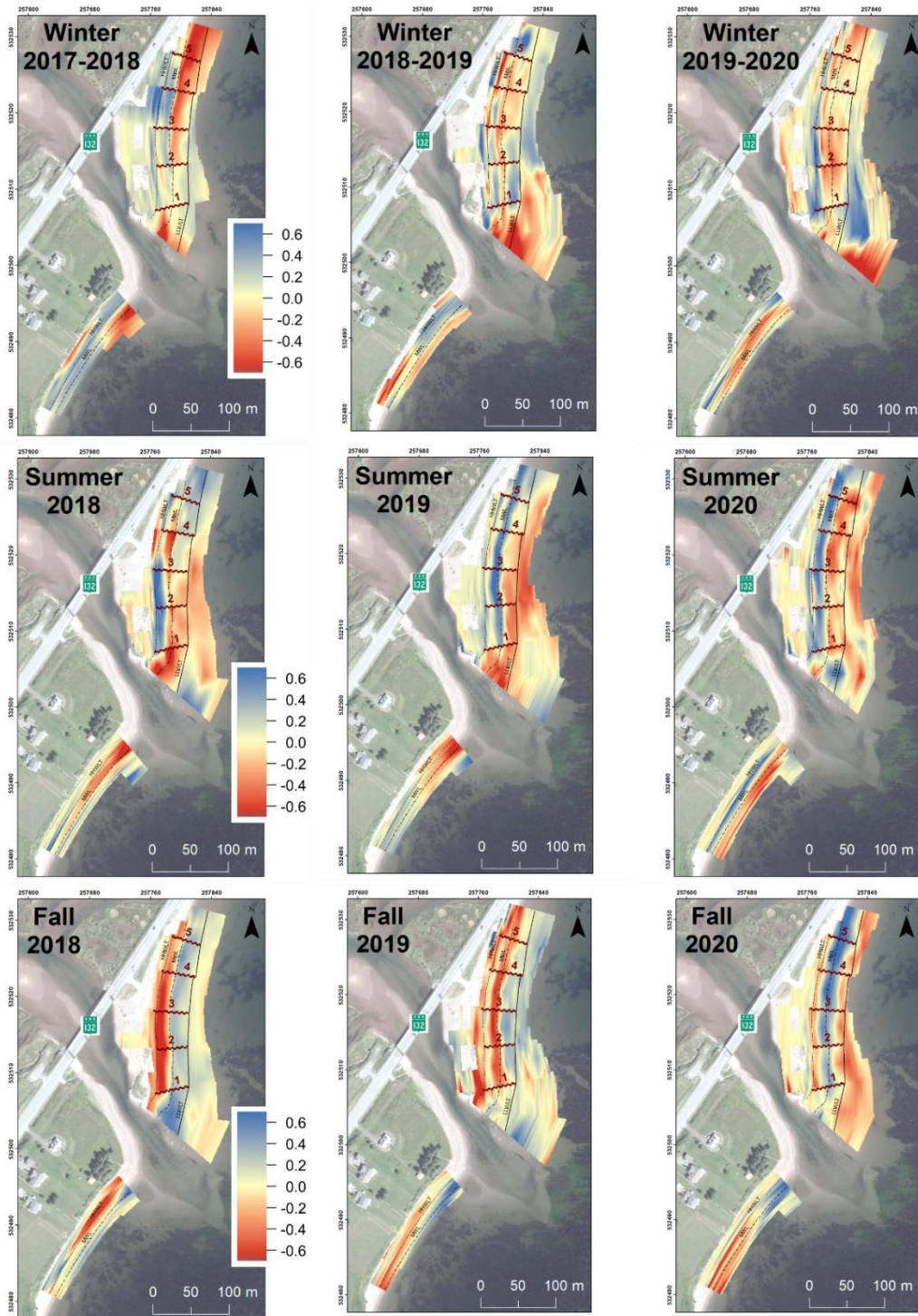


Figure 22: Seasonal DDEM produced by subtracting DEM from the different beach elevation surveys (winter DDEM = May DEM – November DEM ; summer DDEM = August DEM – May DEM ; Fall DDEM = November DEM – August DEM).

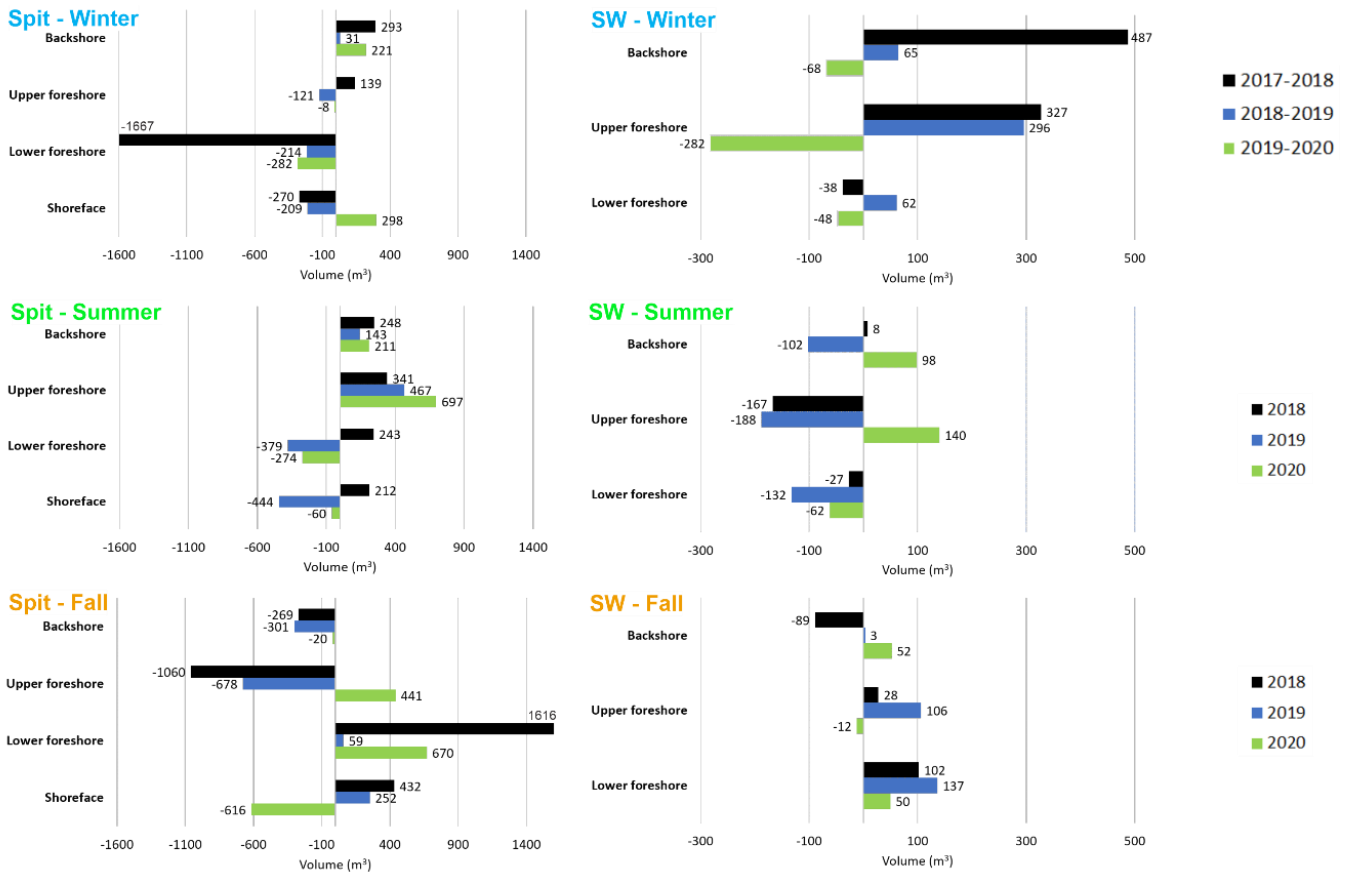


Figure 23: Seasonal beach volume variations between 2017 and 2020 on the sand spit beach (Spit) and on the southwest beach (SW). Winter: November to May; Summer: May to August; Fall: August to November.

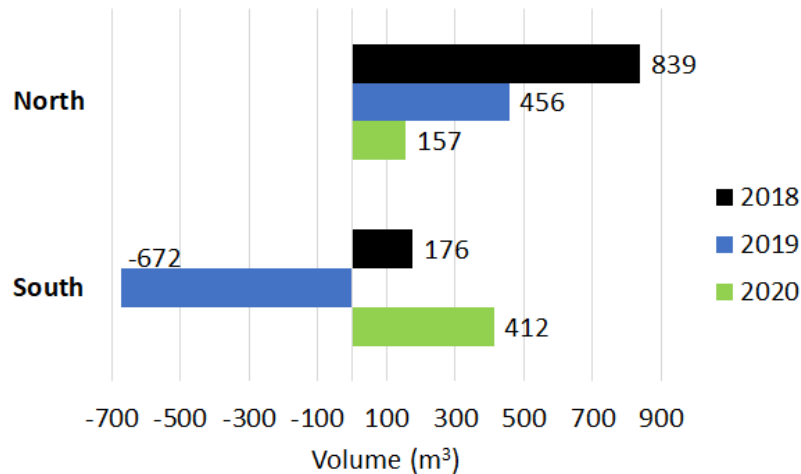


Figure 24: Summer beach volume variations for northern and southern parts of the Hope Town sand spit beach. Volumes are calculated based on the summer DDEM (August-May).

Between the first (August 2018) and the last (August 2020) summer surveys, the shoreface, the lower-foreshore and the backshore are all recording positive sediment budgets (Table 3, Figure 25). The central part of the shoreface between profiles 5 to 14 is nevertheless accusing deficits. Some local erosive hotspots are also visible north (*i.e.* updrift) of groin 3 and at the seaward end of groin 5, while the northeast accretive sector is clearly visible north of groin 5 (Figure 25). The highest accumulation was measured on the lower-foreshore, which recorded during the first year a significant gain of 1 025 m³, nevertheless followed by the loss of nearly half of this volume over the second year, with a cumulative 2-year gain of 526 m² (Table 3). On the other hand, both the shoreface and the backshore accused deficits on the first year and gains during the second. The backshore was nonetheless relatively stable, as the volume lost during the first year was gained again over the next one. The upper foreshore accused the most important beach volume deficits between August 2018 and August 2019 (- 716 m³) and revealed a negative budget of - 703 m³ over the biannual dataset (Table 3). The biannual DDEM indeed revealed local differential values reaching -0.4 m (Figure 25).

Table 3: Beach volume variations between summer surveys.

Polygon	YEAR 1 (Aug. 2019- Aug. 2018)	YEAR 2 (Aug. 2020- Aug. 2019)	Total 2 years (Aug. 2020- Aug. 2018)
<i>Shoreface</i>	-222	490	268
<i>Lower foreshore</i>	1025	-499	526
<i>Upper foreshore</i>	-716	13	-703
<i>Backshore</i>	-113	129	16

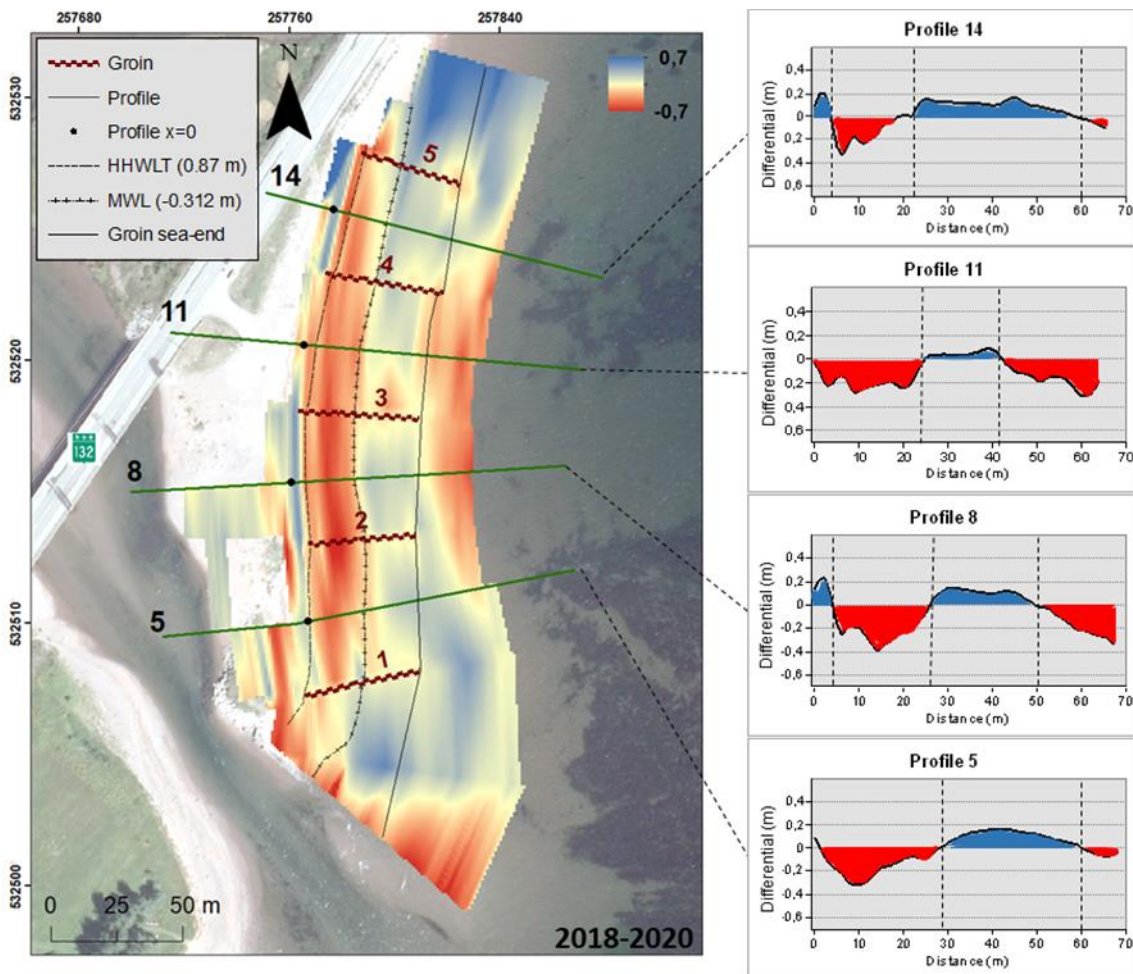


Figure 25: Biannual DDEM between the first and the last summer surveys (August 2020-August 2018). Beach profiles variations are also shown on the right-hand side for median transects 5, 8, 11, and 14 with accretion highlighted in blue and erosion in red.

The adjacent beach southwest of the inlet followed the same seasonal pattern as the sand spit beach. Important interannual variations were noted in winter and results are pretty heterogenous (Figure 22). Both the backshore and the upper foreshore were accreting in winter 2017-2018 and winter 2018-2019, while important beach volume deficits were calculated on the upper foreshore in 2019-2020 (-282 m^3 , Figure 23). During summer, the SW beach was relatively stable, although the foreshore witnessed slight erosion. Nevertheless, we note local positive differential values on the lower foreshore near the inlet

(Figure 22). The SW beach is also relatively stable during fall, results showing slight accretion especially on the foreshore (Figure 23).

When comparing storm activity recorded offshore at site HOE during the three consecutive years (Table 2, Figure 26), results show very few large waves during the months of November and December 2018 and 2019 compared to the same months in 2017. In addition, during the first winter, all major storm events (with $H_{m0} > 2.5$ m) came from E/SE, while during both winter 2018-2019 and 2019-2020, some also originated from SW to SSW (with significant wave heights between 1-1.5 m, Table 2), therefore partially attenuated before reaching the sand spit by shoals fronting the entrance of the tidal inlet. In parallel, the sediment volumes variations were the greatest during the first winter (2017-2018, Figure 23).

Figure 26 illustrates the cumulative beach volume variations and reveals that local seasonal deficits are compensated by the deposit of sediment on other portions of the beach, *e.g* when comparing lower foreshore and backshore volumes. The first year recorded important volume variations on the spit because of the important lower foreshore deficits measured on the lower foreshore in May 2018 at the end of winter. However, gains were recorded during the rest of the year. The second year recorded significant cumulative losses of more than 1000 m³, explained by a more intense stormy season; however, these losses were compensated during the third year, revealing obvious beach recovery processes. An insignificant cumulative gain of 8 mm was indeed calculated across the beach as of November 2020. The volume variations on the SW beach are not following the spit trend (Figure 26), as beach morphology is rather different from the spit (the lower foreshore is narrower, the slope of the beach profile is steeper) and influenced by river inputs from the tidal inlet. Both lower foreshore and backshore volumes are rather stable over the 3 years and even if the upper foreshore indicates wider variations, cumulative volumes are still all positive at the end of the third year (Figure 26).

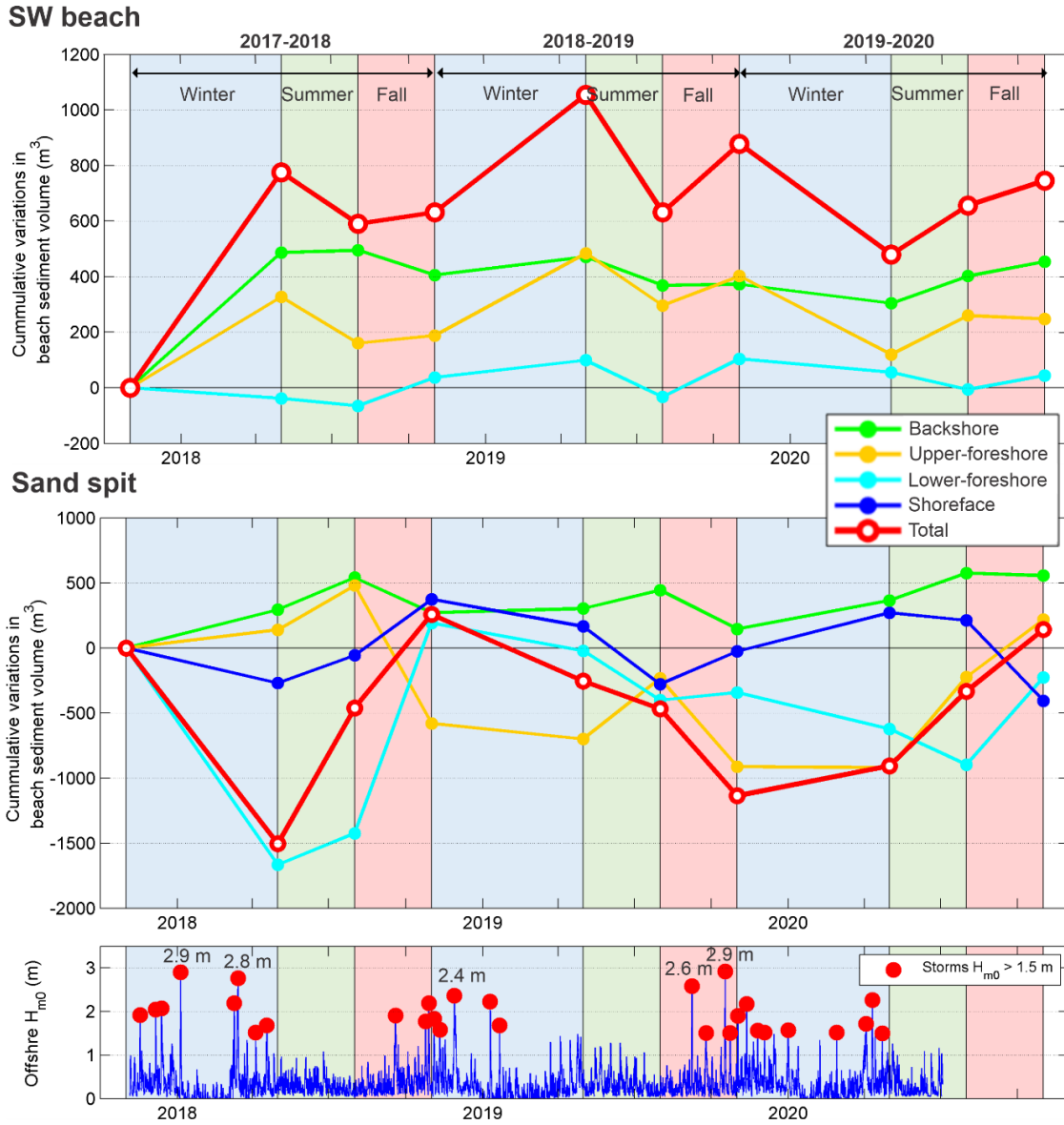


Figure 26: Seasonal and pluriannual beach sediment volume variations of the SW beach and the Hope Town sand spit (2017-2020), and significant wave height (H_{m0}) recorded offshore at site HOE at 10 m water depth.

In addition, beach surveys carried out by others in May 2013 (Lamontagne and Lefebvre, 2014), June 2014 (Lamontagne, 2014) and 2017 (Lamontagne, 2017), and July 2019 (Lamontagne and Xhardé, 2020), were used to calculate time-series of beach volume variations (Figure 27). Results show that after the 4500 m³ beach nourishment undertaken in November 2012, the sand spit lost progressively 4 375 m³ between 2013 and 2019, *i.e.*,

nearly the same volume. These losses were equally split between shoreface, lower foreshore, and upper foreshore, while the backshore remained relatively stable. There is a significant decrease in the total cumulative beach volume starting in 2013, *i.e.*, one year after the nourishment, although the volume lost since 2017 is rather stable.

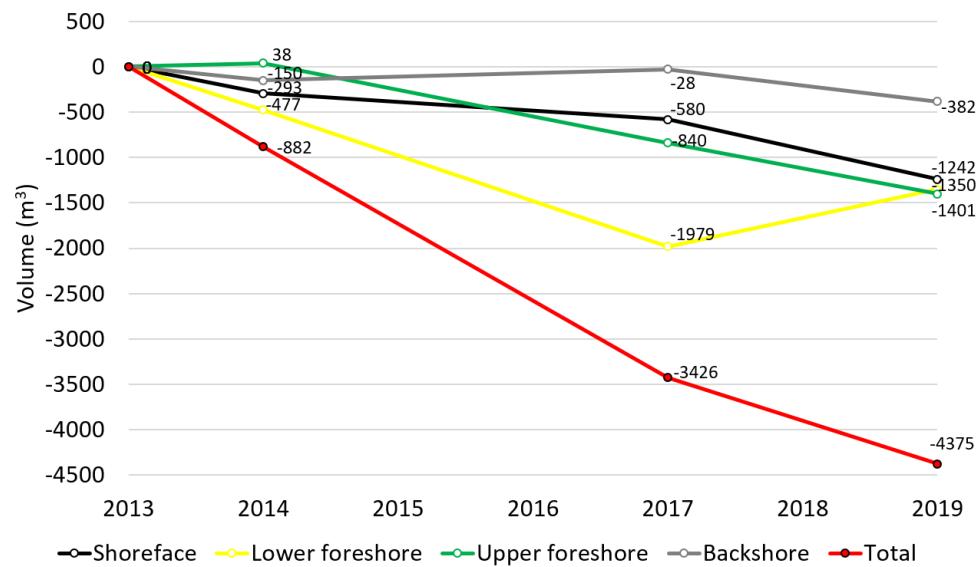


Figure 27: Cumulative beach volume variations between 2013 and 2019 calculated for the 4 beach zones (shoreface, lower foreshore, upper foreshore, and backshore) from the beach surveys of Lamontagne and Lefebvre (2014), Lamontagne (2014, 2017) and Lamontagne and Xhardé (2020). Total cumulative beach volumes variations are also reported (red).

1.6.4 Spatial and temporal grain-size variations

Grain size analyses reveal that the general distribution of all samples is dominated by sand and gravel while throughout the seasons the silty fraction is insignificant, representing less than 0.1 % (Figure 28). Sediments are coarser on the upper beach (Figures 30 and 31): the backshore is mainly composed of medium gravel (8-16 mm) and the upper foreshore of very fine gravel (2-4 mm), while the lower foreshore alternates between very fine gravel patches and medium to fine sand (0.125-0.5 mm). There are also coarser patches of 2-5 m dimension near the mid-tide line (elevation 0 m), approximately between lower and upper

foreshores. Sediments are fining from the NE to the SW, in the direction of the main longshore drift (Figure 30).

The seasonal sampling shows that the spit sediments are generally dominated by coarse sand during summer (0.5-1 mm, Figures 28 to 31). Highest proportions of sand (>70%) are noted in summer (Figure 28) and the mean D₅₀ also presents the lowest values in August, ranging from 0.52 mm in 2018 to 0.89 mm in 2020. During summer, fine sand (0.125-0.25 mm) tends to accumulate on the lower part of the beach (Figures 30 and 31). Coarser sediments, ranging 2 to 64 mm, are more common in May at the end of winter and in October during fall (Figure 29 to 31). In these two seasons, the backshore was generally dominated by gravel and pebbles while the lower beach was dominated by medium to fine sand. The exception is October 2020 when sediments were particularly fine with a mean proportion of sand of 87 % within the sediments (Figures 28 and 29). This survey also displays the lowest D₅₀ value of all campaigns combined (0.35 mm) while October 2019 presented the highest one (2.2 mm).

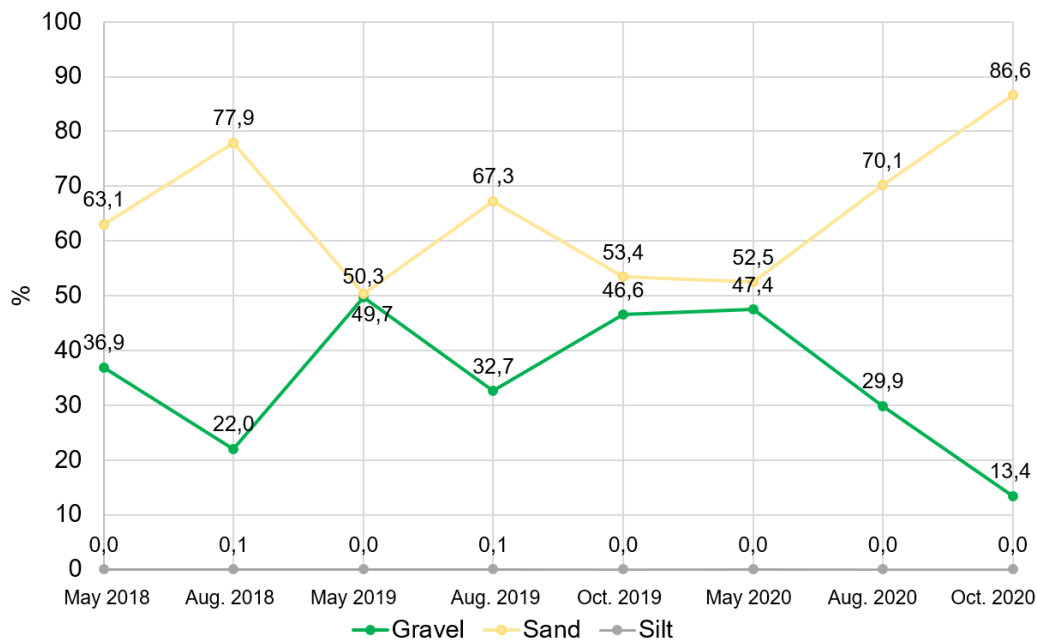


Figure 28. For each survey, mean proportion of gravel (>2 mm), sand (0.05-2 mm) and silt (<0.05 mm) within the sediment samples.

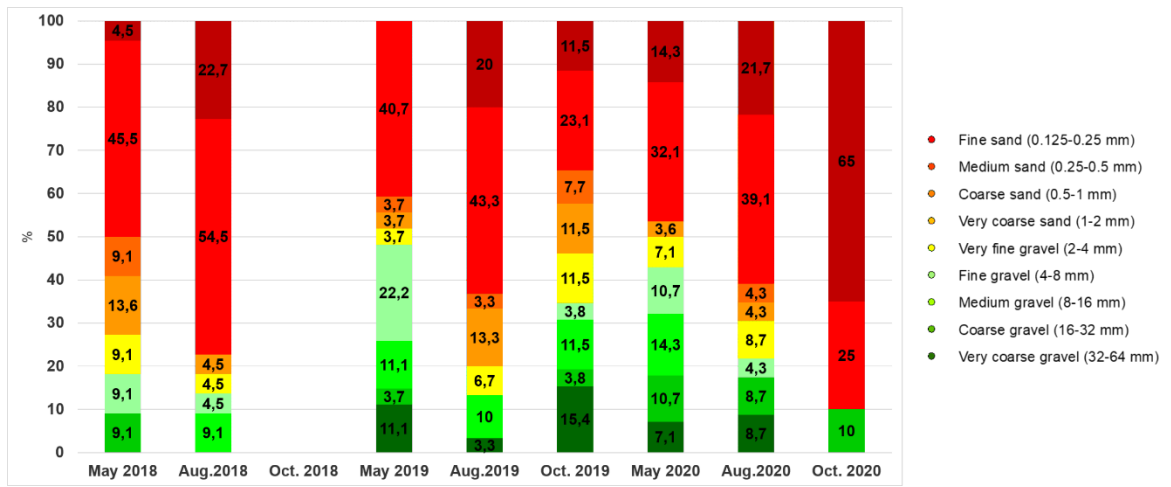


Figure 29: Seasonal variations in beach sediment grain-size by median diameter (D_{50}).

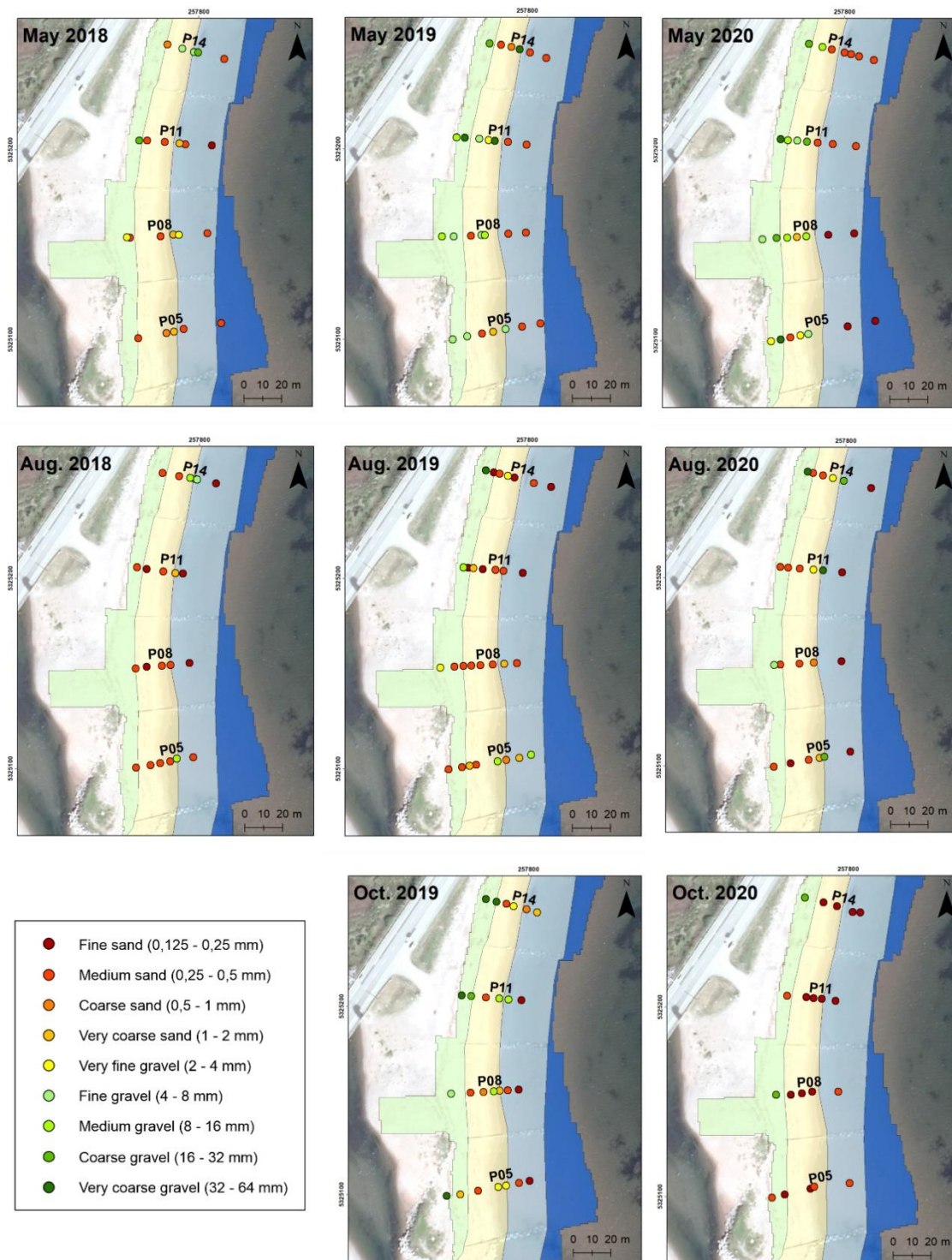


Figure 30: D₅₀ of the sediment samples collected in May, August and October 2018, 2019 and 2020 on the Hope Town sand spit beach.

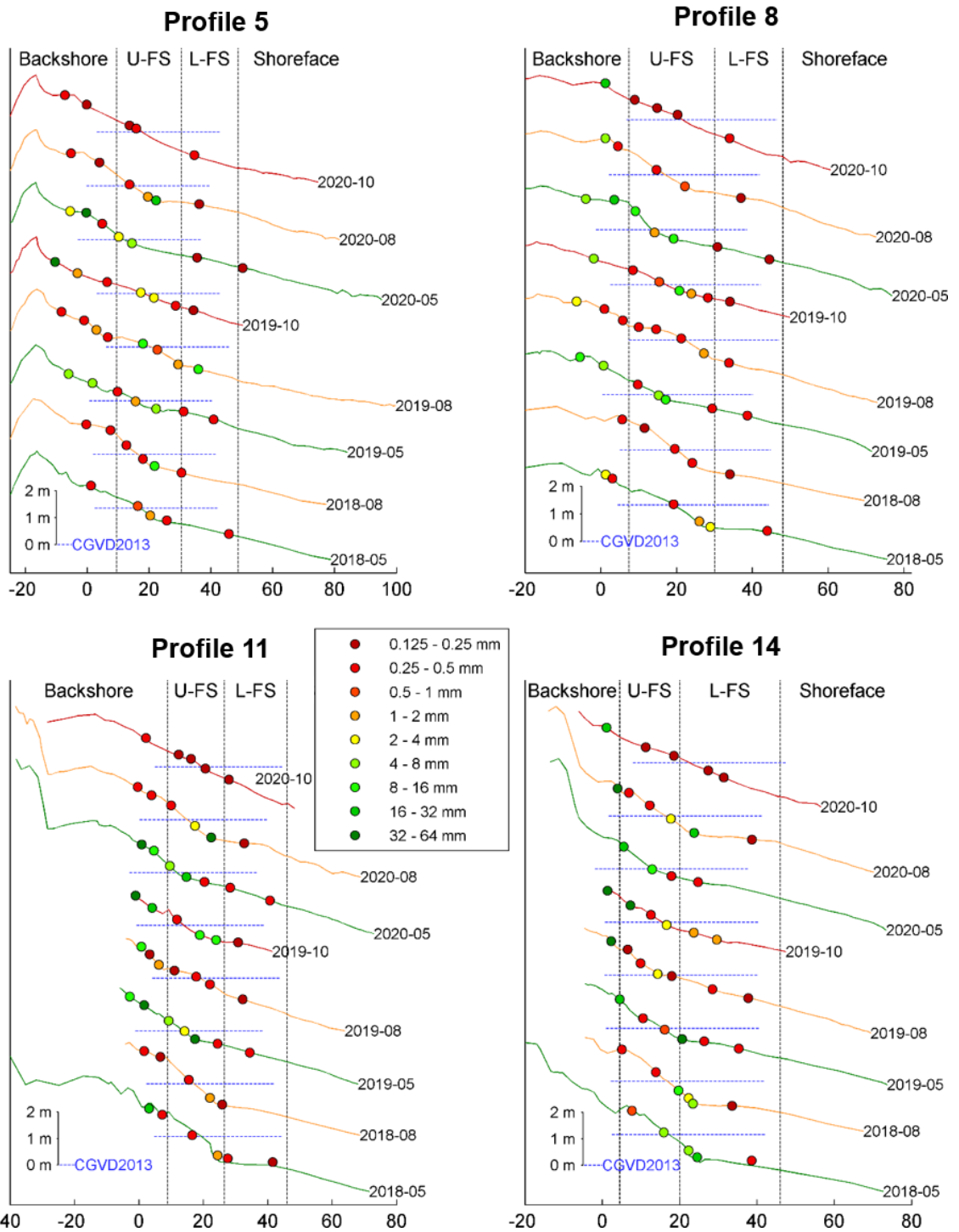


Figure 31: D_{50} of the sediment samples collected along profiles 5, 8, 11 and 14 on the Hope Town sand spit beach during the 8 surveys. Beach zones (backshore, upper-foreshore (U-FS), lower-foreshore (L-FS), and shoreface) are delineated by the dashed lines.

The southwest beach fronting the low-loose cliff also has a sandy gravel distribution: the upper beach is essentially dominated by medium to coarse sand (0.25-1 mm) while the lower foreshore has a coarser grain size ranging from gravel to pebbles (Figure 32). Coarse gravel to small cobbles were also noted on the backshore of the southwest half of this beach near the rocky cliff (Figure 32).

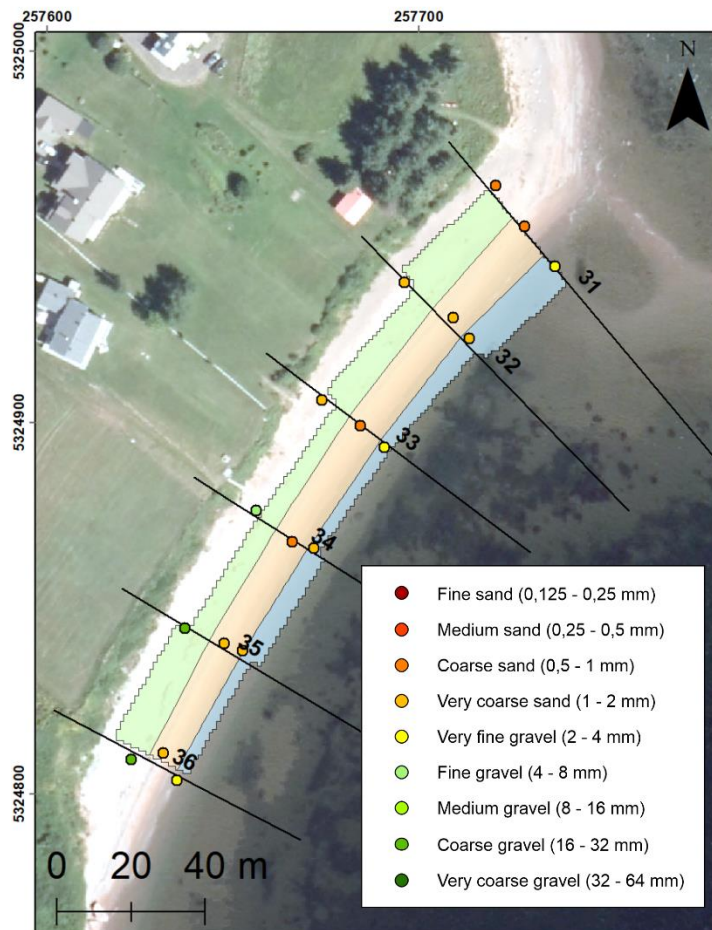


Figure 32: D_{50} of the sediment samples collected in April 2018 on the Hope Town SW beach fronting the low-loose cliff.

The BPR company performed four surveys (May 2013, June 2014, 2017, and July 2019) following the 2012-beach nourishment, including grain size analyses on six sites of the spit beach (Lamontagne and Lefebvre, 2014; Lamontagne, 2014; Lamontagne, 2017;

Lamontagne and Xhardé, 2020). These data are useful for assessing the pluriannual grain size evolution of the post-nourished beach, even if only three grain size classes were analysed (silt, sand, and gravel). At the end of the six years, silt proportion was still less than 1%, thus it can be ignored for the pluriannual evolution.

Results show that the gravel proportion of the samples collected on the upper-foreshore (sites 241, 256, and 258) decreased significantly from 2013 to 2014, then slightly increased afterward, yet still stayed below the 2013 level; on the other hand, the proportion of sand increased between 2013 and 2014 (Figure 33). This situation suggests a fining trend of the grain size on this beach zone. As for the lower-foreshore (site 257) and backshore (site 243), samples had a relatively low and constant gravel proportion from 2013 to 2017, which increased significantly in 2019, suggesting a coarsening of these sites. In addition, the sandy fraction decreased considerably on the backshore between groins 2 and 3 in 2019. The backshore site 239 had a very low gravel proportion (0-4%), and these low-resolution grain-size analyses did not allow to determine a fining or coarsening trend.

In summary, the upper foreshore became sandier since the nourishment, especially between 2013 and 2014. Gravel deposits were transferred on the lower part of the beach, as revealed by site 257, where sand has also been locally washed away (Lamontagne and Xhardé, 2020). The situation of the backshore is contrasted: while the SW extremity got coarser/gravellier (site 243), the NE part of the beach between groins 4 and 5 (site 239) was over 99% sand in 2019 (Figure 33).

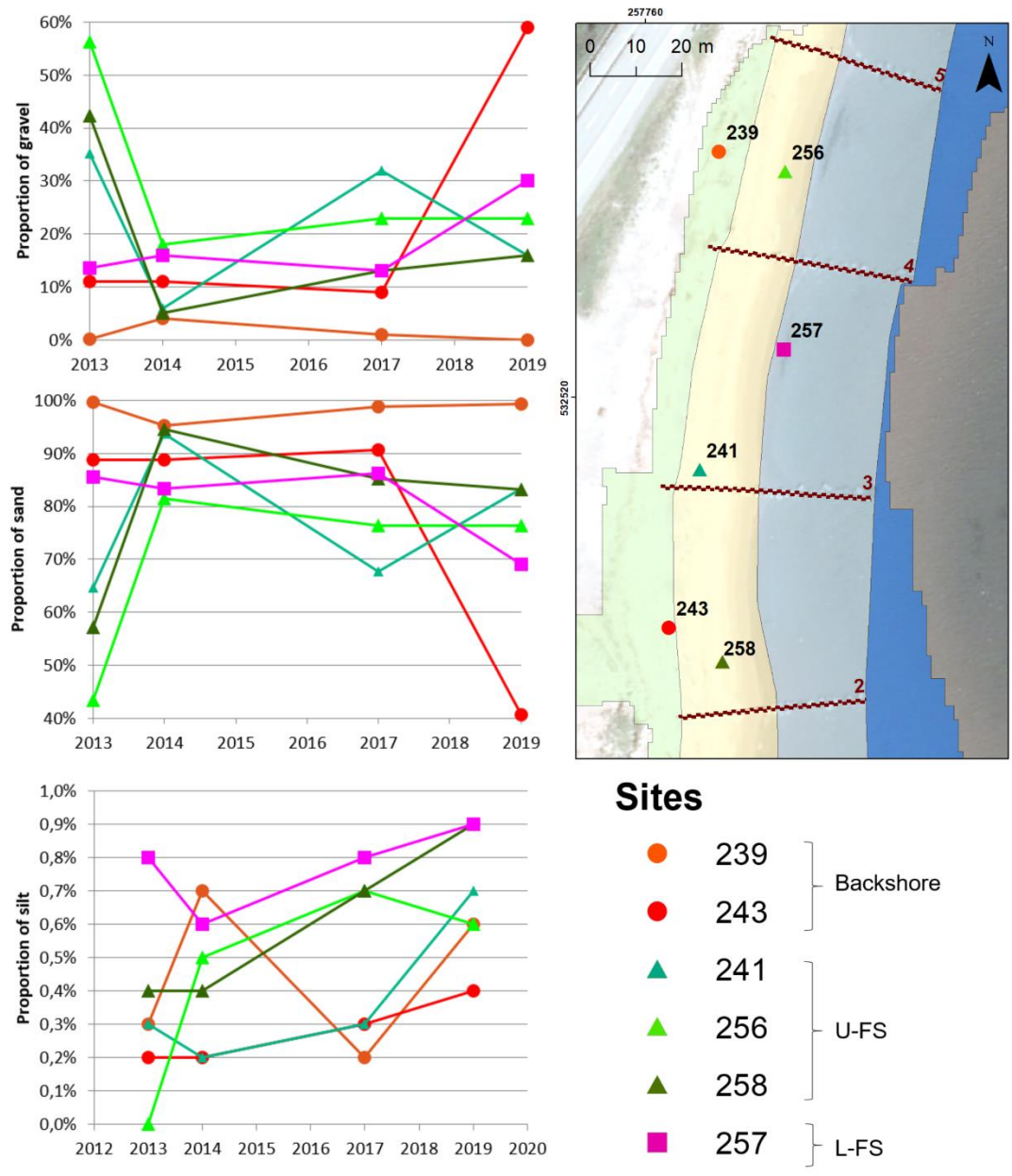


Figure 33: Proportion of gravel (>2 mm), sand (0.05-2 mm) and silt (<0.05 mm) in the samples presented in the BPR surveys (Lamontagne and Lefebvre, 2014; Lamontagne, 2014; Lamontagne, 2017; Lamontagne and Xhardé, 2020).

1.6.5 Sediment mineralogy

Fraser *et al.* (2012), Long and Xhardé (2009), and Poirier (2003) have suggested that sediments eroded from the rocky cliffs of Saint-Godefroi are likely to contribute to built up the Hope Town sand spit because the local wave climate is driving the littoral drift southwestward along the shore. To validate this hypothesis, X-ray diffraction analyzes were conducted for comparing the mineralogy of the spit beach sediments, the SW beach sediments and the rocky cliffs of St-Godefroi located between 900 and 2000 m northeast. The aim is to estimate if these cliffs can be considered as the principal source of sediments for the downdrift spit beach and SW beach.

The mineralogical composition of the St-Godefroi cliff samples is mainly quartz (46.5 %) but also calcite (8.7 %), ankerite (3.2 %), K-feldspar (3.2 %), hematite (1.6 %) or plagioclase (1.4 %), and a few other minerals (Figure 34, Table 4). In addition, there are 33 % clay minerals (mainly illites) and biotite. However, it is unlikely that these phyllosilicates are transported and deposited on the beaches because of their fragility and their small grain size. Therefore, an adjusted mineralogical composition was computed by excluding the phyllosilicates in order to better characterize the minerals that can serve as tracers for beaches (for example the adjusted quartz proportion is 70.5 %, Table 4).

The adjusted mineralogical composition of the spit beach sediments is also dominated by quartz (87.7 %, Figure 34, Table 4). However, all others minerals that were observed on the cliff samples, are less abundant (Table 4). Despite this, the St-Godefroi cliffs are still a probable source for the spit sediments, considering the quartz is the most stable common mineral and other minerals tend to be worn down, dissolved and sorted out during sediment transport (Ingersoll, 1978; Warriier *et al.*, 2016).

On the SW beach however, the adjusted quartz proportion (77.0 %) is less than on the sand spit beach (87.7 %) while the adjusted proportion of plagioclase (5.9 %) is clearly higher than both for the spit beach (1.3 %) and the cliffs (2.2 %, Table 4). This suggests

that a significant amount of the SW beach sediments is coming from the Paspébiac River and the Saint-Godefroi River through the tidal inlet.

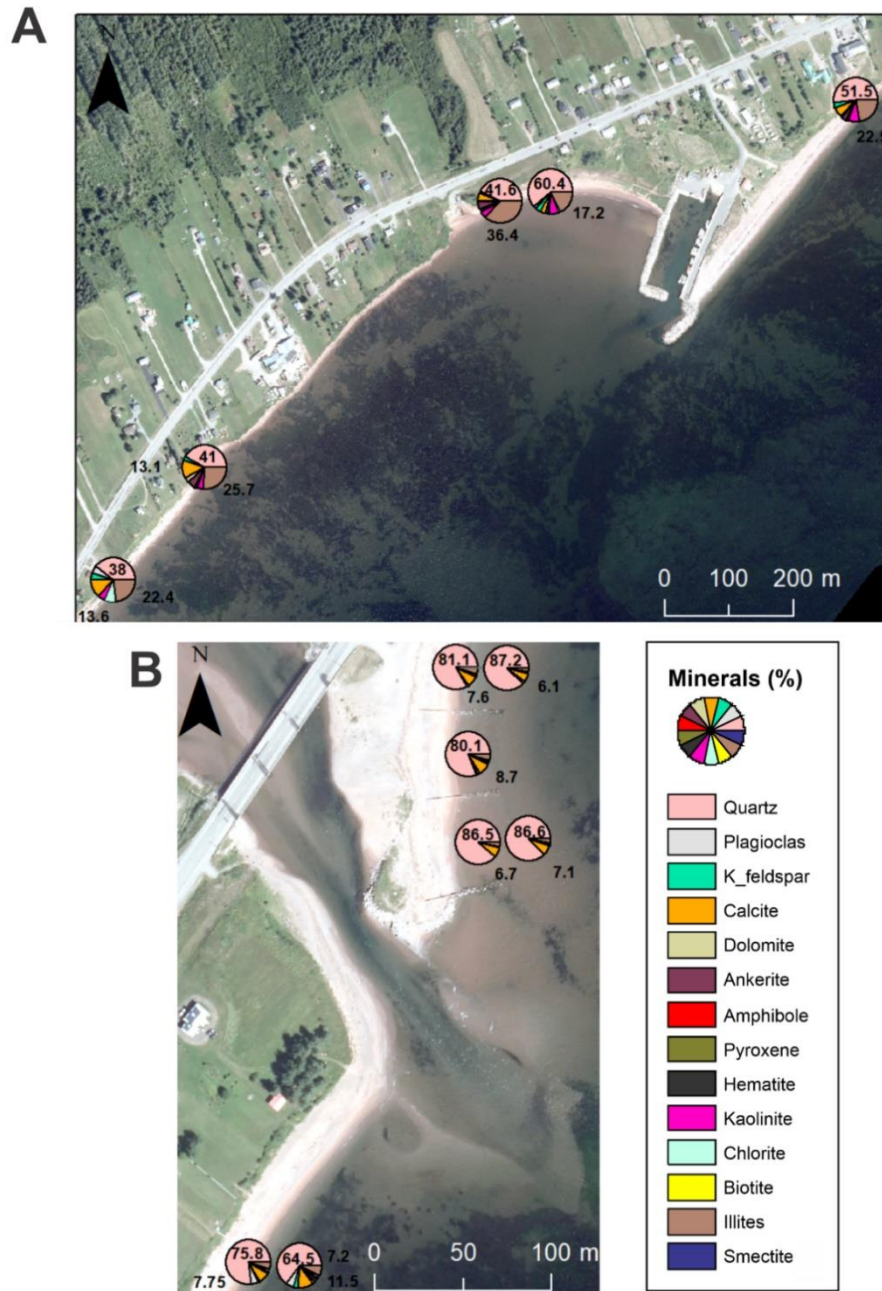


Figure 34: Mineralogical composition of rocks of the NE rocky cliff near St-Godefroi (A) and the sediments of the Hope Town spit (B).

Table 4: Mineralogical composition of rocks of the NE cliff near St-Godefroi, sand of the Hope Town spit, and sand of the SW beach. Composition in percentage as mean \pm standard deviation. For the adjusted data (adj.), mineralogical composition is calculated ignoring the phyllosilicate content, which is not a good tracer for sandy beaches.

	NE Cliff	Spit beach	SW beach	NE Cliff adj.	Spit beach adj.	SW beach adj.
Nb samples	5	5	2	5	5	2
Quartz	46.5 \pm 9.3	84.3 \pm 3.4	70.2 \pm 8.0	69.5 \pm 9.7	87.7 \pm 2.4	77.0 \pm 6.6
Plagioclase	1.4 \pm 2.2	1.2 \pm 0.6	5.4 \pm 0.8	2.2 \pm 3.4	1.3 \pm 0.6	5.9 \pm 1.1
K-feldspar	3.2 \pm 1.1	0.6 \pm 0.5	2.4 \pm 0.9	4.8 \pm 1.5	0.7 \pm 0.5	2.6 \pm 1.0
Calcite	8.7 \pm 4.4	7.2 \pm 1.0	9.6 \pm 2.7	13.1 \pm 6.8	7.5 \pm 1.2	10.6 \pm 3.2
Dolomite	1.5 \pm 1.4	0.9 \pm 0.1	0.9 \pm 0.6	2.2 \pm 2.1	0.9 \pm 0.1	1.0 \pm 0.7
Ankerite	3.2 \pm 2.2	1.5 \pm 0.6	2.1 \pm 0.5	4.9 \pm 3.6	1.6 \pm 0.6	2.3 \pm 0.6
Amphibole	0.3 \pm 0.2	0.0 \pm 0.0	0.0 \pm 0.0	0.4 \pm 0.3	0.0 \pm 0.0	0.0 \pm 0.0
Pyroxene	0.3 \pm 0.4	0.2 \pm 0.2	0.5 \pm 0.0	0.4 \pm 0.6	0.2 \pm 0.2	0.5 \pm 0.0
Hematite	1.6 \pm 0.5	0.1 \pm 0.2	0.0 \pm 0.0	2.4 \pm 1.0	0.1 \pm 0.2	0.0 \pm 0.0
Kaolinite	5.8 \pm 1.7	0.2 \pm 0.2	1.0 \pm 0.8			
Chlorite	1.9 \pm 3.3	0.2 \pm 0.2	1.8 \pm 0.2			
Biotite	0.6 \pm 0.4	0.0 \pm 0.0	0.0 \pm 0.0			
Illites	24.8 \pm 7.2	3.5 \pm 0.9	6.1 \pm 1.5			
Smectite	0.1 \pm 0.3	0.0 \pm 0.0	0.0 \pm 0.0			

1.7 DISCUSSION

1.7.1 Historical coastline evolution (1963-2018)

On the eastern coast, results have demonstrated that the artificialized zone 4 was nearly stable throughout the analyzed period. The central part of the riprap was very stable, the extremities were retreating more. Especially the extremity toward the sand spit beach (transects 80-85) shows the erosion of the initially unprotected coastline, which retreated until it endangered the highway and the riprap was extended. This initial erosion may have been exacerbated by an end-effect created by the riprap structure (French, 2001). In addition, despite the relatively low retreat rate, the irregularities observed over the 1963-2018 trend suggest that the riprap protection is not absolute as erosion can occur beyond and through the structure, and it needs regular maintenance; previous inspections monitoring the structure's maintenance have reported bad nesting between rock units, leaving gaps where sediment can settle. The northeast extremity of this segment is "protected" by a low seawall, which has now partially collapsed on the intertidal zone because of constant undermining processes and scour. The low-loose cliff behind this seawall probably recedes at a much higher rate. Fraser *et al.* (2014) estimated a retreat rate between -0.53 and -0.31 m/year.

By modifying coastal processes such as wave reflection and sediment transport, the riprap contributes to the progressive lowering of the beach in front of the structure (Davis and Fitzgerald, 2004; Fletcher *et al.*, 1997; French, 2001; Hall and Pilkey, 1991). During storms, backwash velocity and duration both increase (Plant and Griggs, 1992) so the finer material is transported offshore instead of feeding the littoral drift, contributing to the reduction of sediment availability on the downstream sand spit beach; on this coastal segment, the cross-shore sediment transport hence dominates over alongshore transport (Figure 35). This enhanced erosive dynamic is much likely to increase considering the expected sea-level rise and the higher occurrence of storm events with predicted climate changes (Davis and Fitzgerald, 2004; Fletcher *et al.*, 1997; Ruest *et al.*, 2016).



Figure 35: Simplified coastal processes model along the Hope Town coast protected by the riprap (Zone 4).

Rocky cliffs are characterised by irregular erosion with very sudden morphological changes, explaining the higher erosion rates of the NE rocky cliff (-0.33 m/yr) and the very stable SW rocky cliff (-0.01 m/yr). Indeed, the eastern rocky cliff have shown irregular drops in the coastline change trend, possibly associated to periods with stronger storms or more freeze-thaw processes. The highest retreat rates were calculated between 2001 and 2005 (-1.29 m/year), and Long and Xhardé (2009) effectively reported multiple cliff collapse events between 2003 and 2006 occurring on both western and eastern rocky cliffs. Such occasional events contribute not only to cliff retreat, but they represent also important

sediment inputs to local littoral drift, increasing the sediment available to feed the downdrift coast.

The sand spit experienced the highest retreat of all coast types over the 1963-2018 period and the coastal movements were of greater amplitude. The sandy sediment characterizing the spit is highly mobile, compared to the adjacent coast segments. Until the mid sixties approximately, a long jetty was present on the sand spit extremity to maintain open the access to a small wharf in the tidal inlet (Figure 36). This structure interrupted longshore drift, trapping the sediment on the upstream beach and stabilizing the inlet. The coastline change rate was indeed rather low between 1963 and 1972 (-0.39 m/yr). However, the erosive dynamic appeared since the dismantling of the jetty in the late 1960's, which created important morphosedimentary disturbances. Indeed, results have shown that the two decades following the dismantling of the jetty were the most erosive for the sand spit with retreat rates up to 2 m/year over certain periods. Considering this rate was still closed to -1 m/yr between 2007 and 2018, it appears that even the 2012-beach feeding program and groin construction, which were intended to restore the beach sediment budget, only slowed down the mid-term retreat rate, as it is still negative for the 2007-2018 period. In 2010, a shorter gabion jetty was also built at the position of the old long jetty in order to act as a terminal groin. Unfortunately, this jetty was destroyed by the excessive wave energy. Recently, the sand spit experienced a slight retreat since 2016; besides, according to the recent time-series of beach volume variations based on Lamontagne and Lefebvre (2014), Lamontagne (2014, 2017) and Lamontagne and Xhardé (2020) data, Figure 27 showed that since the 2012-nourishment, nearly 60 % of the final cumulative volume was already lost on the beach as of 2016.

Overall, the southwest low-loose cliff fronted by a beach was rather stable since 1963. This coast segment is influenced by the tidal inlet and the old jetty that was dismantled at the end of the 1960s, as it is located just downdrift. Tidal inlets are shore openings through which water penetrates inland, hence providing a connection between marine and lagoon environments (Davis and Fitzgerald, 2004). By interrupting the

longshore transport of sediments, they can affect the sediment supply to the downdrift beaches (Davis and Fitzgerald, 2004). On this matter, the most flagrant observation in coastline change on the SW coast is the shift in the coastline movement before and after jetty dismantling: zones 1 and 2 were clearly retreating between 1965 and 1972, while positive rates ranging from 0.3 to 1.2 m/yr were recorded between 1972 and 1980, once the sediments, which had been accumulated behind the old jetty, were redistributed downdrift. This trend highlights the morphosedimentary impacts of jetties in shoreline reconfiguration: as the jetty blocks or reduces longshore drift, the downdrift beach is left to sediment starvation because of insufficient sand supply (Davis and Fitzgerald, 2004). After the dismantling of the structure, the longshore sediment transport restarts, and even increases significantly for a few years while the accumulated sediments are redistributed, building up the adjacent downdrift beach. Periods of slight erosion have followed after 1980.

Transects on the SW beach closest to the inlet (transects 49-51) presented the highest erosion rate of the SW coast. They are highly influenced by the ebb-tidal delta of the inlet (Figure 36). Before southwest of the inlet, they are now located next to the channel margin bar because the inlet widened and migrated slightly to the SW after the jetty dismantling (Figure 36). The main channel has been maintained by the local tidal currents, which fill and drain the lagoon, and by the jetty until the end of the 1960s. Here, the duration of the ebb cycle is longer because of the sand bank located in front of the inlet and the time needed to drain the very shallow lagoon (Jacquaz *et al.*, 1990), promoting sediment deposition and formation of temporary sand banks (Figures 36 and 37). Greatest outflow from the inlet during spring freshet and spring tides, as well as strong storm waves can destroy or reshape these lateral channel bars and the fronting sand banks (Davis and Fitzgerald, 2004). It is therefore difficult to detect and explain morphological changes from aerial photographs taken every 2-5 years for such dynamic environments where sediment bodies vary from month to month. In addition, very short-term rates (*e.g.* 1963-1964, 1964-1965, 2005-2007) had to be interpreted with precaution, as they are more influenced by the different sources of uncertainty associated to georeferencing, aerial imagery and coastline manual interpretation and digitalization.

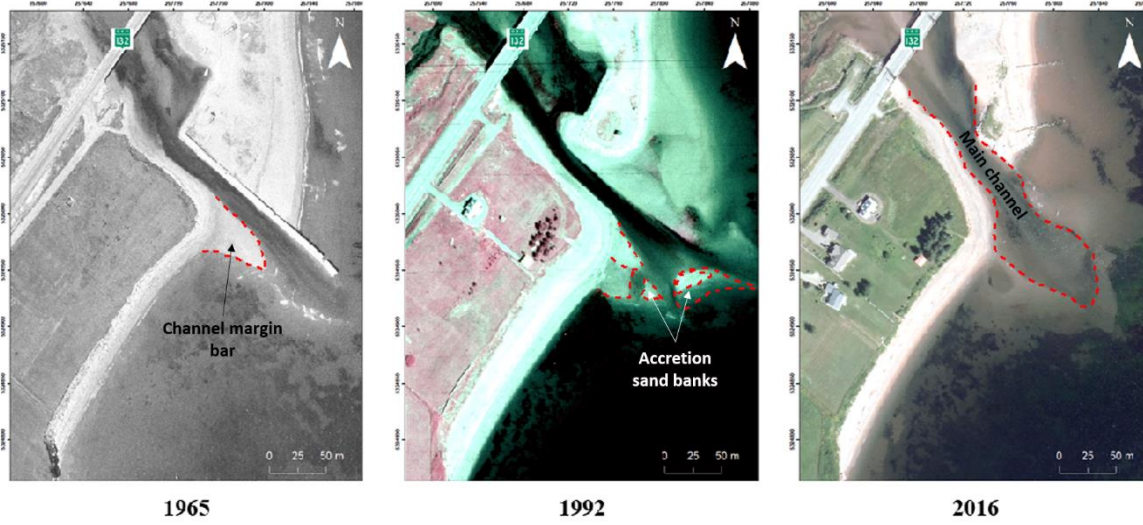


Figure 36: Aerial views from 1965, 1992 and 2016 of the ebb-tidal delta of the tidal inlet connecting the Hope Town coastal lagoon to the Chaleur bay. Some landforms associated to ebb-tidal delta, such as channel margin bars or sand banks, are delineated on the aerial photographs. These features can be remodelled by storms or spring floods.

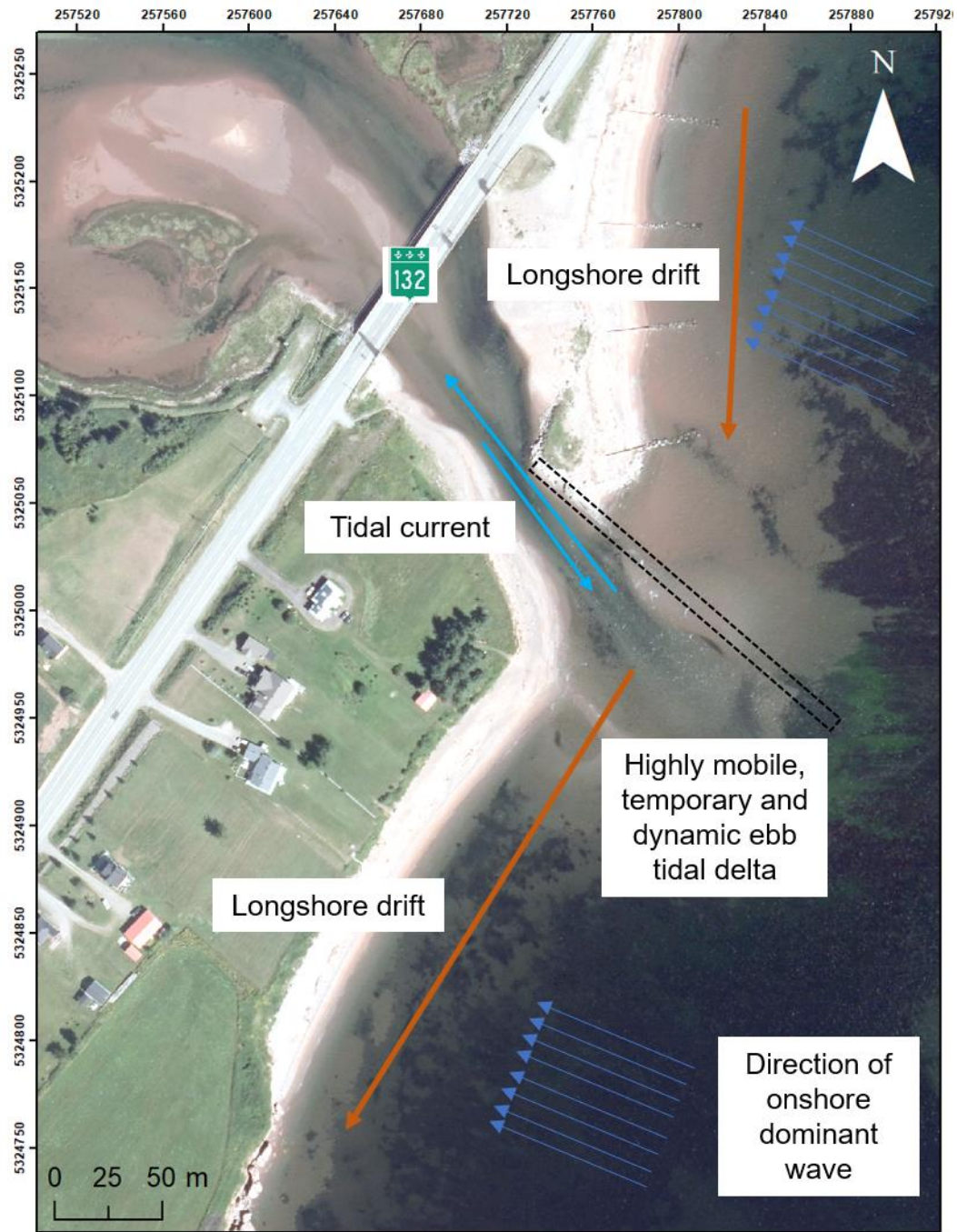


Figure 37: Simplified coastal process model along the Hope Town southwest coast. The position of the old jetty is indicated by the dashed rectangle.

1.7.2 Beach morphodynamics coupled with storm frequency

As expected, results show typical seasonal beach adjustments linked to the seasonal variations of the hydrodynamic regime. Beach conditions hence alternate between a calm summer season, when the beach is building up, and a tear-down season, when the beach is eroding (Davis and Fitzgerald, 2004). Results have also highlighted important interannual variations on the beach.

Topographic surveys have shown that *during summer*, sediments tend to accumulate on the upper beach (upper foreshore and backshore): a lower hydrodynamic regime (Figure 34) promotes sediment migration up the beach to form well-developed berms, as revealed by the summer DDEM. Summer DDEMs, beach volumes and grains size data all suggest that sediment (and finer sandy sediment) tends to accumulate in the northern part of the beach, especially between groins 4 and 5 and even beyond. This situation highlights the efficiency of the groins to intercept longshore drift from northeast under this hydrodynamic regime. The purpose of the groins is to allow each compartment between the groins to fill with sediments from the longshore drift while ensuring a residual volume to overflow and spill towards the next one located downstream (French, 2001).

Fall is on the other hand characterized by a rebalancing of the beach profile due to increasing frequency and intensity of storms with also stronger storm surges, which remobilise the sediments of the upper foreshore. Sediments accumulated on the upper beach are retransferred to the lower beach, so that both the upper foreshore and the backshore are eroding. This dynamic is particularly visible in 2018, when beach volumes are compensated between upper and lower foreshores. In addition, high waves and high-water levels occasionally also transfer sediments from the beach to the lagoon, as indicated by the position of wooden debris, tidewrack and preferential washover channels on the backshore. When the water level is particularly high, waves overtop the spit crest, spilling beach sediments to the lagoon inlet and contributing to the erosion of the upper beach, as revealed by the fall DDEMs. This dynamic also contributed to the degradation of the spit

crest vegetation (*Elymus arenarius*), as observed in 2019. Fall 2019 was besides particularly stormy: the highest storm of the three years was recorded on October 17 with a $H_{m0}=2.92$ m and another one occurred on September 8 with a $H_{m0}=2.6$ m (Table 2), which can explain the extended fall 2019 upper-beach volume deficits.

Grain size data are good proxies of the intensity of the hydrodynamic regime on a beach and the type of sediment susceptible to settle under these conditions (Wright *et al.*, 1999); a decrease in grain size suggests deposition processes while an increase indicates erosion (Mohanty *et al.*, 2012b). The grain size has shown that the sediments were fining from the NE to the SW, in the direction of longshore drift. If the sandy fraction has remained dominant throughout the seasons, the proportion of coarser sediment was relatively more important in May at the end of winter, during which the high hydrodynamic regime have established conditions impeding sand deposit. In August, at the end of summer, the calmer regime has permitted the finer material to settle.

During winter, the lower foreshore is clearly losing sediment. The sediment is typically dragged offshore due to backwash intensity, or deposited on the shoreface to form sandbars (Barnes *et al.*, 1978; Davis and Fitzgerald, 2004; Komar and McDougal, 1988; Masselink and Pattiaratchi, 2001; Mohanty *et al.*, 2012b; Wright *et al.*, 1999), as shown at Hope Town by shoreface accumulations on winter DDEMs. These accumulations could push the breaker zone further offshore, widening the surf zone, reducing swash efficiency and contributing to dissipate wave energy, therefore preventing sediment losses (Komar and McDougal, 1998). However, these accumulations are only seasonal landforms.

The situation is although much more complex in cold climate where sea ice is known to influence shore processes: the presence of an ice-foot on the upper foreshore and land fast ice from January to March can dissipate wave energy and protect the beach, especially during storms (Corriveau *et al.*, 2018; Senneville *et al.*, 2014). However, when there is no land fast ice, waves can be reflected by the ice-foot like by a sea wall, which will induce additional sediment remobilization in front of the ice-foot (Zumberge and Wilson, 1953).

The important differences of beach volume variations from one winter to another are probably linked to ice cover conditions and variability in the hydrodynamic regime.

Although ice cover data are insufficient to precisely quantify the ice processes that are likely to influence winter coastal processes, nor to conclude on ice-related processes susceptible to protect or erode the spit beach, it is nevertheless possible to determine which storm events could potentially impact the coastline by comparing storm activity and ice cover data. Results revealed several early storms in November and December 2017 and 2019, when no ice cover nor ice-foot is yet developed to protect the coast. In March 2018, *i.e.* at the end of the first winter, two major storms were identified on the 10th and the 14th (with respective H_{m0} of 2.19 and 2.77 m), when an obvious discontinuity in ice cover was visible on the time series, suggesting an ice-free period where waves could thus reach the coast and mobilize sediment of the foreshore. In 2020, results also indicated a shorter ice season: the ice cover was not consolidated until mid-January and an important storm was noted on April 10th 2020. Given these results, temporality of storm and ice season may provide a window for increased sediment transport from September to January (Neumeier *et al.*, 2021). Discontinuities in ice cover were also noted throughout the winter, potentially weakening the ice-foot and reducing its protective role on the upper foreshore. Despite a shorter ice season, no major storm event was yet recorded over the winter season, *i.e.*, from December to March. This is probably due to a partial ice cover in the Gulf of St. Lawrence, even when Chaleur Bay is ice-free, reducing the effective fetch (Neumeier *et al.*, 2021).

Topographic survey results however suggest that winter 2018-2019 had the most widespread erosion: important deficits were detected not only on the shoreface and the lower foreshore, but also on the upper foreshore, the backshore being the only accretive zone, but only with a small gain of 30.7 m³. The sediments collected in May 2019, which are supposed to be the mirror of beach hydrodynamics during the tear-down season (November to March), revealed a coarser grain size (51.8 % gravel; 48.2 % sand) compared to sediments from May 2018 (27.3 % gravel; 72.3 % sand). The mean D_{50} in May 2019 was also three times higher than in May 2018.

If the beach volume data of this study do not precisely reveal consistent variations with those of Lamontagne and Lefebvre (2014), Lamontagne (2014, 2017) and Lamontagne and Xhardé (2020), they nevertheless agree on a loss of nearly 500 m³ between 2017 and 2019. If the BPR data are less detailed considering only one survey was carried each year (in summer), the temporal coverage ensured by these data makes it possible to go back further in time. However, the data collected as part of the present study guaranteed precise measurement repeated multiple times annually, to cover precisely the seasonal variations over the 3 consecutive years. The cross-referencing of these datasets has thus shown a significant decrease in beach volume starting in 2013, *i.e.* one year after the nourishment, although the volume lost was stable for the last 3 years.

Therefore, even if it is expected that the beach is typically adjusting to seasonal wave climate (Davis and Fitzgerald, 2004; Ivamy and Kench, 2006; Taaouati *et al.*, 2011; Wright *et al.*, 1999), results did not show an exact correspondence between offshore storminess (waves measured at site HOE) and beach morphodynamics. The reasons are probably (1) the control that water levels (tides and storm surges) has on nearshore wave dissipation and the beach area affected by each storm, thus modulating significantly the storm action; (2) the protection of land fast ice and the ice-foot in winter, *i.e.*, not all waves measured at HOE in winter can move beach sediments.

Furthermore, over the few years following beach nourishment and groin construction in 2012, the sand spit has nevertheless recorded beach volume deficits. This situation was expected because (1) beach nourishments have generally only a temporary effect and need to be repeated, and (2) these groins are not meant to feed the beach but only to slow sediment losses.

These groins slow down longshore drift, especially in summer, as highlighted by a clear sediment deficit downdrift of multiple groins during summer surveys and especially on the terminal groin near the inlet, while the other side had an important sediment build-up: Figure 38 indeed shows a mean accretion of 10.2 cm at the updrift (North) base of the six sampled wooden piles of groin 1 compared to the downdrift (South) side. This

morphosedimentary imbalance concerning groin structures was observed by many studies before (Basco, 2008; Fletcher *et al.*, 1997; Granja and Carvalho, 1995; Hall and Pilkey, 1991; Kelletat, 1992; Mohanty *et al.*, 2012a; Neshaeia and Biria, 2013). Previous studies have therefore highlighted the importance to coordinate repetitive beach nourishments with groin construction in order to mitigate this downdrift starvation (Figure 38) and to support sediment supply (Basco, 2008; Basco and Pope, 2004; Kelletat, 1992; Ganja and Carvalho, 1995; Kemp and Brampton, 2013; Neshaeia and Biria, 2013). For the Hope Town site, Lavallée (2011) recommended such repeated beach nourishments every 2 to 5 years after the groin construction, in order to stabilize the spit.

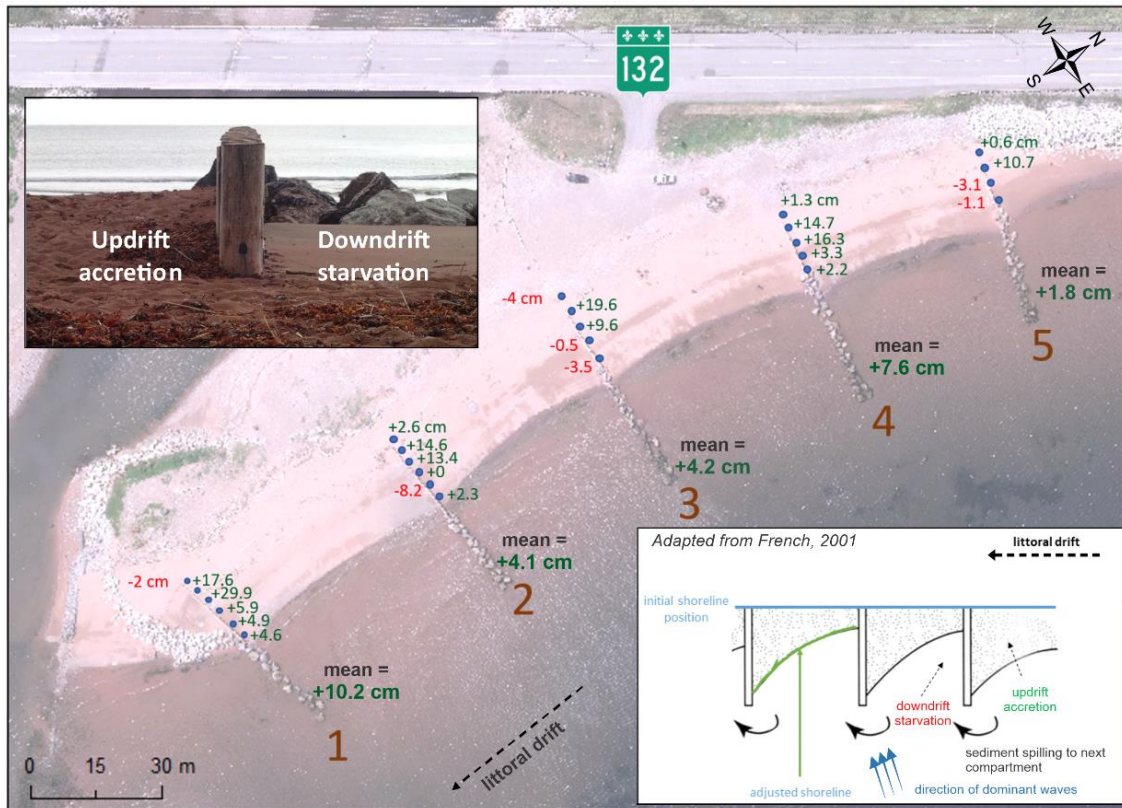


Figure 38: Typical groin-induced morphological imbalance from both sides of the structures relatively to the direction of the main longshore drift. Values in millimeters express the difference in height of the wooden piles (in blue) between the updrift (North) and the downdrift (South) sides of the groins, as a mean of the 3 May surveys. A measure was made every 20 wooden piles on each groin. Positive values (in green) indicate an accretion on the updrift side (North) and negative values (in red) indicate an erosion.

Finally, the biannual DDEM presented in Figure 25 highlighted the erosion of the south tip of the spit. One hypothesis is that the northern groins trap a large majority of the longshore drift, so that only a residual part of the sand reaches the southern portion of the beach. Nevertheless, Lamontagne and Xhardé (2020) claimed it may be possible that once the northern section of the beach near groins 4 and 5 reaches its full capacity, a more consistent volume of sediment would be available to progressively feed the southern part of the beach.

1.8 CONCLUSIONS

The seasonal RTK-GPS surveys repeated during three years show that *during summer* (May to August), sediments tend to erode on the lower foreshore and the shoreface and to accumulate on the upper beach. *During fall* (August to November), sediments are transferred back to the lower beach, highlighting a rebalancing of the beach profile. From the beginning of this high energetic season, waves sometime overtop the spit crest, eroding the upper beach and transferring sediments to the lagoon. Under cold climates like Chaleur Bay in Eastern Canada, *winter* (November to May) is characterized by major storms, important storms surges, but also sea ice from January to March, which attenuates waves and, as ice-foot, freezes and shields the upper beach. During this season, sediment movements vary significantly from year to year, possibly because how much the beach and the nearshore sea is frozen during major storms changes from year to year.

Fining from the NE to the SW in the direction of the main longshore drift, the spit sediments consist of a succession of sands and gravels. In summer, the sediments are dominated by medium to coarse sand (0.25-1 mm) and tend to accumulate on the lower part of the beach. The sediment is coarser in May at the end of winter and in October during fall, as sand cannot settle due to stronger beach hydrodynamics and is thus dragged offshore more easily. XRD analyzes revealed the St-Godefroi rocks cliffs are a potential source of the spit sediments, while a certain amount of the SW beach sediments is also coming from both the Paspébiac and the St-Godefroi rivers through the tidal inlet.

Digital elevation models (DEM) have also highlighted that the northeastern groins trap a significant amount of sediments, especially in summer, revealing the efficiency of these structures to intercept longshore drift coming from northeast. This dynamic could also explain the chronic erosion of the tip of the sand spit near the tidal inlet.

The time-series of variations of beach sediment volumes show a slight gain over the first year (2017-2018), an important loss over the second year (2018-2019) which was compensated by an important gain the third year (2019-2020). Over the three years of the

study, the beach had a little net gain, corresponding to a mean accretion of 8 mm. Considering the dynamic nature of littoral spits and the important seasonal and interannual variations in morphology of the Hope Town spit beach, it is difficult to predict the long-term beach evolution from our 3 years of seasonal beach surveys. Four surveys carried one, two, five and seven years after the 2012-beach nourishment, revealed that the 4500 m³ initial volume has been progressively lost during the seven years after the feeding operation.

The historical coastline analysis from aerial photographs has shown that the sand spit was the most dynamic coast type of the region, recording the highest erosion rates (-0.65 m/year) during the studied period (1963-2018). The years 1972-1975 and 1980-1986 were the most erosive periods on the sand spit, probably due to the dismantlement of the jetty at the end of the 60's, which disturbed the morphosedimentary regime. More recently, the beach nourishment and groin construction undertaken in 2012 has not produced a coast progradation visible in our dataset with photographs in 2007 and 2016. In addition, this historical coastline analysis has not shown negative effects of the groins on the southwest coast, which has been relatively stable since 2012: the groins do not seem to restrict sediment supply to the adjacent beach or that is compensate by the riverine sediment discharge coming from the inlet.

The coast of the northeastern rocky cliff and the artificialized segment along the coastal highway retreated at an averaged rate of 0.33 and 0.08 m/year, respectively. However, this cliff erosion is probably insufficient to feed the downdrift sand spit beach, as the riprap is disrupting the longshore drift due to wave reflection on the structure and the associated passive erosion. During storms, the finer material is therefore exported offshore instead of adding to the longshore drift, which probably contributes to the chronic sediment starvation on the downstream sand spit beach. This dynamic is much likely to increase considering the expected sea level rise and the higher occurrence of storm events with predicted climate changes (Davis and Fitzgerald, 2004; Fletcher *et al.*, 1997; Ruest *et al.*, 2016).

Despite the groins capacity to partially intercept longshore drift and promote beach feeding, the problematic regarding the sediment supply deficit is therefore still persistent. In addition, considering these semipermeable groins are not intended to feed the beach but only to slow sediment losses, it becomes crucial to repeat beach nourishment operations every 5 years in order to maintain the spit and mitigate these erosion issues.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce projet de maîtrise a permis de suivre l'évolution morpho-sédimentologique et hydrodynamique d'une flèche littorale en climat froid. Des signes criants d'érosion avaient été notés depuis le démantèlement à la fin des années 1960 d'une jetée. Cette jetée, qui était située à l'extrémité sud de la flèche littorale de Hope Town, stabilisait autrefois l'entrée du chenal de la lagune de Hope Town et elle maintenait un accès navigable à un petit quai de pêche, tout en faisant obstacle à la dérive littorale et entraînant ainsi l'accumulation du sédiment au niveau de la plage de la flèche littorale. Face à cette érosion continue, un champ d'épis a été construit en 2012 sur cette plage simultanément à une recharge de plage.

Les résultats de l'analyse historique avec DSAS ont révélé un retrait annuel moyen de la côte à flèche littorale de l'ordre de 0,65 m/an entre 1963 et 2018. Or, Poirier (2003) avait déjà estimé un recul de l'ordre de 12 à 14 m entre 1965 et 1992 (soit un taux de recul entre -0.52 et -0.44 m/an). Dans la présente étude, 1972-1975 et 1980-1986 ont été identifiées comme les périodes les plus érosives, s'inscrivant dans les deux décennies qui ont suivi le démantèlement de la jetée. Il est sans conteste que cette opération a occasionné des perturbations dans le régime morphosédimentaire de la flèche. Malgré les mesures de recharge de plage et la construction des épis entrepris par le MTQ en 2012, nos résultats ne révèlent pas que ces interventions ont effectivement permis la reconstruction de la plage à long terme : d'après les relevés effectués par Lamontagne et Lefebvre (2014), Lamontagne (2014, 2017) et Lamontagne et Xhardé (2020), le volume initial de la recharge de plage (4 500 m³) avait déjà été perdu à 60% en 2016, et presque entièrement en 2020. De plus, les plus récentes photographies aériennes ont montré un recul de la flèche de l'ordre de 0.87 m/an entre 2016 et 2018, ce qui indique que depuis les dernières années, la flèche littorale de Hope Town continue à éroder.

Parallèlement aux effets positifs directs de la recharge sur le budget sédimentaire de plage, le rôle des épis est de permettre à chaque compartiment entre les structures de se remplir de sédiments provenant de la dérive littorale, tout en assurant le débordement d'un certain volume vers le prochain compartiment situé en aval (French, 2001). Par conséquent, les épis n'ont pas d'effet sur l'approvisionnement sédimentaire en tant que tel ; néanmoins, ils ont pour objectif de ralentir localement la dérive littorale pour assurer une largeur de plage minimale (Mossa, 1986 ; Hall et Pilkey, 1991 ; Charlier et De Meyer, 1995 ; Ganja et de Carvalho, 1995 ; Fletcher et al., 1997 ; Basco et Pope, 2004 ; Basco, 2008 ; Mugica et al., 2008 ; Mohanty et al., 2012a).

Les résultats montrent que la présence d'un enrochement sur plus de 700 m situé au nord-est de la flèche, en amont dans le sens de la dérive littorale principale, génère de l'érosion passive : lors de tempêtes, la réflexion des vagues sur la structure verticale favorise le transport sédimentaire perpendiculaire à la côte au détriment de la dérive littorale, ce qui occasionne la perte de sédiment vers le large et contribue ainsi à la réduction de l'approvisionnement sédimentaire de la flèche (Hall et Pilkey, 1991; Plant et Griggs, 1992; Bernatchez et al., 2008; Ruggiero, 2010; Mohanty et al., 2012b; Balaji et al., 2017). De plus, en réfléchissant partiellement l'énergie des vagues, cet enrochement participe à l'abaissement progressif de la plage située au-devant (French, 2001 ; Davis et Fitzgerald, 2004 ; Bernatchez et al., 2008 ; Balaji et al., 2017), laquelle a presque disparu. Cette dynamique érosive exacerbée est par ailleurs susceptible de s'aggraver considérant la hausse anticipée du niveau de la mer et l'augmentation du nombre et de l'intensité des tempêtes dans un contexte de changements climatiques.

Les modèles numériques d'élévation obtenus montrent que les sédiments ont tendance à s'accumuler sur le haut de la plage en été lorsque le régime hydrodynamique est calme et favorable au dépôt des sédiments plus fins. En revanche, les pertes de sédiments sont plus importantes dès l'automne et en hiver, lorsque les conditions hydrodynamiques s'intensifient et les tempêtes se multiplient. Toutefois, la persistance du couvert de glace et la présence du pied de glace l'hiver, entre janvier et mars, assurent à la côte une certaine

protection contre les aléas côtiers, notamment lors de tempêtes (Troude et Sérodes, 1987 ; Forbes et Taylor, 1994 ; Senneville et al., 2014 ; Corriveau et al., 2016, 2018). Des discontinuités dans le complexe glaciaire côtier, observés notamment lors de redoux (ex : dégradation de la glace de rive), risquent de fragiliser le pied de glace et d'exposer la plage aux vagues les plus fortes (Senneville et al., 2014). Les différences de variation dans les volumes de plage observées d'un hiver à l'autre s'expliquent d'ailleurs par des conditions hivernales d'englacement et de tempêtes changeantes d'une année à l'autre.

Si les changements dans la morphologie et le volume de sédiments de plage ont typiquement révélé une adaptation du profil de plage aux variations hydrodynamiques saisonnières (Barnes et al., 1978 ; Paskoff, 1998 ; Wright et al., 1999 ; Masselink et Pattiaratchi, 2001 ; Davis et Fitzgerald, 2004 ; Mohanty et al., 2012b), la plage de la flèche littorale de Hope Town présente néanmoins certaines particularités. Tout d'abord, des transferts sédimentaires entre la plage et la lagune côtière lors de tempêtes automnales avec des surcotes importantes ont été révélés par la présence de dépôts de débordement localisés entre le haut-estran et la haute-plage. Ces évidences montrent que lorsque les conditions hydrodynamiques s'intensifient, les vagues peuvent dépasser le sommet de berme de haute-plage et transférer du sédiment vers la lagune, participant à l'érosion de la partie supérieure de la plage (Lamontagne et Xhardé, 2020).

Les résultats de l'étude ont également mis en évidence les modifications morpho-sédimentaire induites sur la plage par la présence des épis. La comparaison des distances entre le sommet des pieux en bois des épis, et la surface de la plage des deux côtés sud et nord des épis a révélé des déséquilibres significatifs dans le volume de sédiments de part et d'autre de l'aménagement : un volume plus important semble se déposer côté nord, alors qu'un surcreusement est observé côté sud. En effet, la présence des épis favorise le dépôt de sédiments en amont de la structure, alors qu'il se produit un déficit sédimentaire en aval (Hall et Pilkey, 1991 ; Kelletat, 1992 ; Fletcher et al., 1997 ; French, 2001 ; Basco, 2008 ; Bernatchez et al., 2008 ; Mohanty et al., 2012a ; Neshaeia et Biria, 2013 ; Brown et al., 2016). Enfin, la présence d'une zone d'accumulation au nord-est de la plage témoigne de

l'efficacité des épis à piéger le sédiment issu de la dérive littorale venant du nord-est; de plus, il semble que seul un petit volume de sédiment se rend jusqu'à la pointe sud de la flèche qui révèle une érosion chronique d'année en année.

Les épis restent des aménagements côtiers encore peu utilisés et peu étudiés au Québec. Le comportement de ces structures en présence de glace de mer l'hiver est d'ailleurs peu connu à ce jour. D'autres analyses pourraient être conduites en ce sens afin d'approfondir et de peaufiner les résultats de cette étude. Tout d'abord, la période hivernale et la saison des glaces à Hope Town pourraient faire l'objet de davantage de recherches. En effet, considérant que la glace de mer hivernale constitue l'une des caractéristiques qui fait de la flèche littorale aménagée de Hope Town un site d'intérêt particulier, la dynamique glacielle n'a été que très peu suivie et aucune donnée quantifiable n'a été proprement relevée. Or, la glace de mer protège la côte des agents hydrodynamiques particulièrement intenses au cours de la saison froide et participe à la réduction de la période de transfert sédimentaire pendant l'année (Corriveau et al., 2018).

Les conditions d'englacement de l'estran, incluant l'étendue et l'épaisseur du pied de glace par exemple, peuvent aujourd'hui être estimées grâce à des caméras de suivi. Le suivi de novembre à mars des conditions de formation du pied de glace sur le haut-estran et de la présence de banquise sur le bas de la plage et plus au large, parallèlement à l'étude des facteurs hydrodynamiques et atmosphériques (vagues, niveaux d'eau, température, vents) ainsi que des relevés topographiques additionnels à intervalle régulier durant l'hiver, permettraient de mieux quantifier les changements morphologiques de la glace côtière et de comprendre les processus glaciels qui affectent la morphologie de plage l'hiver et au début du printemps. Ainsi, une étude plus approfondie du couvert de glace et de la dynamique glacielle locale préciserait l'interprétation des données morphodynamiques recueillies et des fortes variations saisonnières et interannuelles.

En outre, Senneville et al. (2014) ont estimé une baisse de 67 % de la couverture et de 69 % du volume de glace de mer d'ici à 2055 à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Cette nouvelle « donne climatique » offrira des conditions qui risquent de menacer

l'intégrité du complexe glaciaire côtier et son rôle protecteur pour les côtes, plus particulièrement les côtes basses sablonneuses ainsi que les côtes à falaises meubles et consolidées comme on en retrouve à Hope Town, qui sont sensibles aux variations des facteurs hydrodynamiques et à l'état d'englacement du littoral (Corriveau et al., 2018). Ce type de côte enregistre effectivement des taux de recul parmi les plus élevés et elles sont particulièrement affectées par les vagues de tempêtes et les modifications du bilan sédimentaire des plages, notamment en ce qui concerne les côtes basses sableuses (Corriveau et al., 2018). Les présents résultats ont déjà révélé un raccourcissement de la saison hivernale des glaces (plus tardive et écourtée par des tempêtes printanières hâtives) au cours des dernières années et des discontinuités plus fréquentes observées dans le couvert de glace. On anticipe également que le haut-estran sera libre de glace sur une plus longue période durant l'année, suggérant un accroissement de la vulnérabilité des côtes aux vagues de tempêtes et conséquemment, une possible réduction du budget sédimentaire et un recul du trait de côte.

Enfin, considérant la subsidence du secteur (Koohzare et al., 2008) et le récent contexte de changements climatiques, la mise en œuvre d'un modèle numérique reproduisant les vagues, les courants, la glace et le transport sédimentaire, permettrait d'évaluer le comportement morphologique de la flèche sous divers scénarios de hausse du niveau marin. Une évaluation du budget sédimentaire, de la dérive littorale, de la décharge de la rivière et des patrons de transport sédimentaire seraient préalablement nécessaires pour construire un tel modèle.

RÉFÉRENCES

- Almar, R., Ranasinghe, R., Sénéchal, N., Bonneton, P., Roelvink, D., Bryan, K.R., Marieu, V., Parisot, J.P. (2012). Video-based detection of shorelines at complex meso-macro tidal beaches. *Journal of Coastal Research*, 28, 1040-1048.
- Bachand, É. (2012). Restauration de la plage des Jésuites, Rivière-Ouelle. Rapport de caractérisation réalisé par le Comité ZIP du Sud-de-l'estuaire, 23 p. et annexes.
- Bachand, É. et Comtois, S. (2016). Recharge en sable et revégétalisation de deux plages de l'estuaire du St-Laurent, Québec. *Le Naturaliste canadien*, 140 (2), 105-112.
- Balaji, R., Kumar, S., Misra, A. (2017). Understanding the effects of seawall construction using a combination of analytical modelling and remote sensing techniques: case study of Fansa, Gujarat, India. *The International Journal of Ocean and Climate Systems*, 8 (3), 153-160.
- Barnes, R.S.K., Cushing, D.H., Elderfield, H., Fleet, A.J., Funnell, B.M., Graham J.D., Liss, P.S., McCave, I.N., Pearce, J.A., Smith, P.J., Smith, S.G., Vincent, C.E. (1978). Oceanography – Sediments. Oceanography S334 Units 11-12, The Open University Press, Walton Hall, Milton Keynes, 50 p.
- Barnes, P.W., Kempema, E.W., Reimnitz, E., McCormick, M., Weber, W.S., Hayden, E.C. (1993). Beach profile modification and sediment transport by ice: an overlooked process on Lake Michigan. *Journal of Coastal Research*, 9 (1), 65-86.
- Basco, D.R. (2008). Shore protection projects. Dans Coastal Engineering Manual, US Army Corps of Engineers, 116 p.
- Basco, D.R. et Pope, J. (2004). Groin functional design guidance from the coastal engineering manual. *Journal of Coastal Research*, 33, 121-130.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. (2004). Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire*, 58 (1), 45-71.
- Bernatchez, P. et Fraser, C. (2012). Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 28 (6), 1550-1566.

- Bernatchez, P., Fraser, C., Lefaiivre, D. (2008). Effets des structures rigides de protection sur la dynamique des risques naturels côtiers : érosion et submersion. Dans J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers, S. Leroueil, *Comptes rendus de la 4^e conférence canadienne sur les géorisques : des causes à la gestion*. Presse de l'Université Laval, Québec, 594 p.
- Blott, S.J. et Pye, K. (2001). Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Boak, E.H. et Turner, I.L. (2005). Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*, 21 (4), 688-703.
- Bray, M.J. et Hooke, J.M. (1997). Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 13 (2), 453-467.
- Brown, S., Barton, M., Nicholls, R.J. (2016). The influence of groyne fields and other hard defences on the shoreline configuration of soft cliff coastlines. *Shore and Beach*, 84 (2), 13-24.
- Bull, C.F.J., Davis, A.M., Jones, R. (1998). The influence of fish-tail groynes (or breakwaters) on the characteristics of the adjacent beach at Llandudno, North Wales. *Journal of Coastal Research*, 14 (1), 93-105.
- Butler, B. et Hillier, S. (2020). powdR: an R package for quantitative mineralogy using full pattern summation of X-ray powder diffraction data. *Computers & Geosciences* 147, 104662.
- Canadian Hydrographic Service (2020). Canadian Tide and Current Tables, Vol. 2 Gulf of St. Lawrence. <https://charts.gc.ca/publications/tables-eng.html>
- Casella, E., Drechsel, J., Winter, C., Benninghoff, M., Rovere, A. (2020). Accuracy of sand beach topography surveying by drones and photogrammetry. *Geo-Marine Letters*, 40, 255-268.
- Charlier, R.H. et De Meyer, C.P. (1995). New developments on coastal protection along the Belgian coast. *Journal of Coastal Research*, 11 (4), 1287-1293.
- Corriveau, M., Bernatchez, P., Belzile, M., Senneville, S. (2018). Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'Est du Québec dans un contexte de changements climatiques (CC04.1) : Rapport final. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport final remis au ministère des Transports du Québec, avril 2019, 457 p. et annexes.

- Corriveau, M., Fraser, C., Caron, T., Bernatchez, P., Buffin-Bélanger, T., Van-Wiersts, S. (2016). Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques : Rapport final. Projet X016.1. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère des Transports du Québec, mars 2016, 421 p. et annexes.
- DaSilva, M., da Silva, G.M., Hesp, P.A., Bruce, D., Keane, R., Moore, C. (2021). Assessing shoreline change using historical aerial and RapidEye satellite imagery (Cape Jaffa, South Australia). *Journal of Coastal Research*, 37 (3), 468-483.
- Davis, R.A. Jr. et Fitzgerald, D.M. (2004). *Beaches and coasts*. Blackwell Publishing, Malden (MA/USA) et Oxford (UK), 419 p.
- Del Rio, L., Gracia, F.J., Benavente, J. (2013). Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, 196, 252-266.
- Desjardins, L., Ouellet, Y. (1984). Modèles numériques utilisés pour la conception des ouvrages maritimes. Comptes rendus du Colloque sur la simulation numérique appliquée au domaine de la ressource hydrique, dans le cadre du 52e congrès annuel de l'ACFAS. Centre de recherches sur l'eau, Université Laval, Sainte-Foy, Québec, p. 187-224.+.
- Didier, D., Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Lambert, A., Fraser, C., Barnett, R.L., Van-Wiersts, S. (2015). Coastal flood assessment based on field debris measurements and wave runup empirical model. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3, 560-590.
- Didier, D., Bernatchez, P., Marion, N., Dresjza, S. (2018). Suivi environnemental de travaux de rechargement de plage dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et suivi de la re-naturalisation d'une plage comme solution d'adaptation aux aléas côtiers. Rapport intermédiaire 1 : analyse pré- et post-démantèlement de 2016 et du suivi annuel de 2017 de la plage de Cap-des-Rosiers, Parc Forillon. 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 2018, 37 p.
- Didier, D., Bandet, M., Bernatchez, P., Dumont, D. (2019). Modelling coastal flood propagation under sea level rise: a case study in Maria, Eastern Canada. *Geosciences*, 9 (2), 76.
- Dornbusch, U. (2010). Ground survey methods for mixed sand and gravel beaches in intertidal environments: a comparison. *Journal of Coastal Research*, 26, 451-464.

- Eberl, D.D. (2003). User guide to RockJock – A program for determining quantitative mineralogy from X-ray diffraction data. USGS Open File Report, OF 03-78, 40 p.
- Eicken, H., Gradinger, R., Salganek, M., Shirasawa, K., Perovich, D., Leppäranta, M. (2009). Field techniques for sea ice research. University of Alaska Press, Fairbanks, 566 p.
- Evans, O.F. (1942). The origin of spits, bars and related structures. *Journal of Geology*, 50, 846-865.
- Flater, D. (2008). Xtide version 2.10. <https://flaterco.com/xtide/> [consulté le 15 décembre 2021]
- Fletcher, C.H., Mullane, R.A., Richmond, B.M. (1997). Beach loss along armored shorelines in 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.
- Frandsen, J.B., St-Hilaire-Gravel, D., Xhardé, R. Gauvin-Tremblay, O., Bourgault-Brunelle, C. (2016). Évolution du profil d'une recharge de gravier sous des conditions de vagues de tempête : une expérience à grande échelle réalisée en canal hydraulique. Rapport No. R1671, INRS-ÉTÉ, Québec, 98 p. et annexes.
- Fraser, C., Bernatchez, P., Dugas, S. (2014). Exposition des bâtiments et des infrastructures à l'érosion côtière : développement d'un outil de planification de l'aménagement côtier – Municipalités régionales de comté d'Avignon et de Bonaventure. 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, juin 2014, 108 p. et annexes.
- Fraser, C., Bernatchez, P., Dugas, S., Dresjza, S. (2012). Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral de la MRC de Bonaventure. 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, août 2012, 50 p. et annexes.
- French, P.W. (2001). Coastal defences: processes, problems and solutions. Routledge, London, 366 p.

- Genivar. (2009). Caractérisation de l'habitat du poisson dans sept secteurs riverains de la Gaspésie, Secteur de Saint-Godefroi (12), Site No. A0401. Rapport présenté au ministère des Transports du Québec, Direction du Bas-Saint-Laurent-Gaspésie-Îles-de-la-Madeleine, Service des inventaires et du Plan, 29 p. et annexes.
- Granja, H.M. et de Carvalho, G.S. (1995). Is the coastline protection of Portugal by hard engineering structures effective? *Journal of Coastal Research*, 11 (4), 1229-1241.
- Hall, M.J. et Pilkey, O.H. (1991). Effects of hard stabilization on dry beach width for New Jersey. *Journal of Coastal Research*, 7 (3), 771-785.
- Himmelstoss, E.A., Henderson, R.E., Kratzmann, M.G., Farris, A.S. (2018). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0 user guide: U.S Geological Survey Open-File Report 2018-1179, 110 p.
- Holman, R.A., Sallenger, A.H., Lippmann, T.C., Haines, J.W. (1993). The application of video image processing to the study of nearshore processes. *Oceanography*, 6, 78-85.
- Ingersoll, R.V. (1978). Maturity: textural and compositional. In: Middleton, G.V., Church, M.J., Coniglio, M., Hardie, L.A., Longstaffe, F.J. (eds) *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5_133.
- Ivamy, M.C. et Kench, P.S. (2006). Hydrodynamics and morphological adjustment of a mixed sand and gravel beach, Torere, Bay of Plenty, New Zealand. *Marine Geology*, 228, 137-152.
- Jacquaz, B., Couillard, L., Pelletier, M., Sarrazin, M., Walsh, G. (1990). Étude biophysique de l'habitat du poisson de quatre barachois de la baie des Chaleurs. Rapport manuscrit canadien des sciences halieutiques et aquatiques 2089. Direction des sciences biologiques, Ministère des Pêches et des Océans Canada, 130 p.
- Jonah, F.E., Boateng, I., Osman, A., Shimba, M.J., Mensah, E.A., Adu-Boahen, K., Chuku, E.O., Effah, E. (2016). Shoreline change analysis using end point rate and net shoreline movement statistics: an application to Elmina, Cape Coast and Moree section of Ghana's coast. *Regional Studies in Marine Science*, 7, 19-31.
- Kana, T.W., White, T.E., McKee, P.A. (2004). Management and engineering guidelines for groin rehabilitation. *Journal of Coastal Research*, 33, 57-82.
- Keller, E.A. (2007). *Introduction to Environmental Geology*. 4th ed. Pearson Prentice Hall, USA. 743 p.

- Kelletat, D. (1992). Coastal erosion and protection measures at the German North Sea coast. *Journal of Coastal Research*, 8 (3), 699-711.
- Kemp, J. et Brampton, A. (2013). Planning and modelling of a beach improvement scheme, Poole, UK. *Marine Engineering*, 167 (1), 1-20.
- Komar, P.D. et McDougal, W.G. (1988). Coastal erosion and engineering structures: the Oregon experience. *Journal of Coastal Research*, 4, 77-92.
- Koohzare, A., Vanícek, P., Santos, M. (2006). Compilation of the map of recent vertical crustal movements in eastern Canada using GIS. *Journal of Surveying Engineering*, 132 (4), 160-167.
- Koohzare, A., Vanícek, P., Santos, M. (2008). Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45 (2-3), 133-145.
- Kraus, N.C., Hanson, H., Blomgren, S.H. (1994). Modern functional design of groin systems. *Coastal Engineering*, 24, 1327-1342.
- Kuleli, T. (2010). Quantitative analysis of shoreline changes at the Mediterranean coast in Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 167, 387-397.
- Kuleli, T., Gunerogly, A., Karseli, F., Dihkan, M. (2011). Automatic detection of shoreline change on coastal Ramsar wetlands of Turkey. *Ocean Engineering*, 38, 1141-1149.
- Lamontagne, H. et Lefebvre, A. (2014). Aménagement d'une frayère pour le capelan. Rapport 2013 – Programme de suivi de l'efficacité de l'aménagement compensatoire. Ministère des Transports du Québec, février 2014, 21 p. et annexes.
- Lamontagne, H. (2014). Aménagement d'une frayère pour le capelan. Rapport 2014 – Programme de suivi de l'efficacité de l'aménagement compensatoire. Ministère des Transports du Québec, décembre 2014, 39 p. et annexes.
- Lamontagne, H. (2017). Aménagement d'une frayère pour le capelan en compensation à la perte d'habitat engendrée par la mise en place d'un enrochement à Hope Town – Rapport 2014 du programme de suivi d'efficacité de l'aménagement compensatoire. Rapport présenté au ministère des Transports du Québec, BPR-Infrastructures inc.
- Lamontagne, H. et Xhardé, R. (2020). Aménagement d'une frayère pour le capelan. Rapport 2019 – Programme de suivi de l'efficacité de l'aménagement compensatoire. Ministère des Transports du Québec, février 2020, 64 p. et annexes.

- Lavallée, D. (2011). Complément d'étude hydraulique : protection de la route 132 et de la plage de Hope Town (P-80123). Direction des structures, ministère des Transports du Québec. 10 p. et annexes.
- 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, 141 p.
- Long, B. et Xhardé, R. (2009). Fusion des données aéroportées obtenues par LiDAR topographique et bathymétrique lors des projets RES2LON et FUDOTERAM. Rapport final remis au ministère des Transports du Québec, INRS-ÉTÉ, 144 p. et annexes.
- Mahapatra, M., Ratheesh, R., Rajawat, A.S. (2014). Shoreline change analysis along the coast of South Gujarat, India, using Digital Shoreline Analysis System. *Journal of Indian Society of Remote Sensing*, 42 (4), 869-876.
- Masselink, G., Pattiaratchi, C.B. (2001). Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172, 243-263.
- Mohanty, P.K., Patra, S.K., Bramha, S., Seth, B., Pradhan, U., Behera, B., Mishra, P., Panda, U.S. (2012a). Impact of groins on beach morphology: a case study near Gopalpur Port, East Coast of India. *Journal of Coastal Research*, 28 (1), 132-142.
- Mohanty, P.K., Seth, B., Barik, S.K., Kar, P.K., Behera, B., Pradhan, U.K., Bramha, S., Patra, S.K., Mishra, P., Panda, U.S. (2012b). Beach morphology and sediment characteristics along Orissa coast, East coast of India. *Proceedings of the Eighth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (Madras, India)*, pp. 536-545.
- Møller, J.T. (1990). Artificial beach nourishment on the Danish North Sea coast. *Journal of Coastal Research*, 6, 1-9.
- Moore, L.J. (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16 (1), 111-124.
- Mossa, J. (1986). Human modification of the shoreline of Japan. *Physical Geography*, 7 (2), 116-139.
- Mugica, J. et Mallet, C., avec la collaboration de Hennequin, V. (2008). Étude de l'évolution géomorphologique récente de la côte sableuse aquitaine. BRGM/RP-56874-FR, 29 ill., 9 ann., 165 p.

- Mujabar, S. et Chandrasekar, N. (2011). A shoreline change analysis along the coast between Kanyakumari and Tuticorin, India, using Digital Shoreline Analysis System. *Geo-spatial Information Science*, 14 (4), 282-293.
- Mullan, B., Salinger, J., Thompson, C., Ramsay, D., Wild, Michelle. (2005). Chatham Islands Climate Change. NIWA Report WLG2005-35 prepared for Ministry for the Environment, National Institute of Water and Atmospheric Research Ltd, 37 p.
- Neshaeia, M.A.L. et Biria, H.A. (2013). Impact of groyne construction on beach: case study Anzali & Astara coasts. Dans 7th National Conference on Civil Engineering 7-8 May 2013, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 7 p.
- Neumeier, U., Schuhmacher, Z., Joly, S. (2021). Suivi morphosédimentaire et hydrodynamique du champ d'épis situé sur la flèche littorale fermant le barchois de Hope Town. Rapport final (version préliminaire) préparé pour le ministère des Transports du Québec. Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, mars 2021, xvi + 161 p.
- Omotoso, O., McCarty, D.K., Hillier, S., Kleeberg, R. (2006). Some successful approaches to quantitative mineral analysis as revealed by the 3rd Reynolds Cup contest. *Clays and Clay Minerals*, 54 (6), 748-760.
- Oyedotun, T.D.T. (2014). Shore geometry: DSAS as a tool for historical trend analysis. Dans Clarke, L.E. & Nielf, J.M. (Eds.) *Geomorphological Techniques (Online Edition)*, Chapitre 3, Section 2.2, British society for geomorphology; London, UK. ISSN: 2047-0371, 12 p.
- Pan, Y., Kuang, C., Zhang, J., Chen, Y., Mao, X., Ma, Y., Zhang, Y., Yang, Y., Qiu, R. (2017). Postnourishment evolution of beach profiles in a low-energy sandy beach with a submerged berm. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 143 (4), 05017001.
- Paskoff, R. (1998). Les littoraux: impact des aménagements sur leur évolution (3^e éd.). Armand Collins, Paris, 260 p.
- Plant, N.G. et Griggs, G.B. (1992). Interactions between nearshore processes and beach morphology near a seawall. *Journal of Coastal Research*, 8 (1), 183-200.
- Poirier, C. (2003). Étude hydraulique : érosion de la rive de la Baie des Chaleurs le long de la route 132, Municipalité de Saint-Godefroi, MRC de Bonaventure. Rapport présenté au ministère des Transports du Québec, Direction des structures, Service de la conception, 26 p. et annexes.

- Pradhan, U., Mishra, P., Mohanty, P.K., Behera, B. (2015). Formation, growth and variability of sand spit at Rushikulya River mouth, South Odisha coast, India. *Procedia Engineering*, 116, 963-970.
- Renaud, L. (2000). Évolution et dégradation du barachois de Paspébiac. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 121 p. et annexes.
- Ruest, B., Neumeier, N., Dumont, D., Bismuth, E., Senneville, S., Caveen, J. (2016). Recent wave climate and expected future changes in the seasonally ice-infested waters of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Climate Dynamics*, 46, 449-466.
- Ruggiero, P. (2010). Impacts of shoreline armoring on sediment dynamics. Dans H. Shipman, M.N. Dethier, G. Gelfenbaum, K.L. Fresh, R.S. Dinicola (eds.), *Puget Sound shorelines and the impacts of armoring – proceedings of a state of the science workshop* (p. 179-186). U.S Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5254, May 2009.
- Savoie-Ferron, F., Goudreault, M.O., Autret, R., Bernatchez, P., Bandet, M. (2020). Suivi environnemental de travaux de rechargement de plage et de la renaturalisation d'une plage comme solution d'adaptation aux aléas côtiers dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. Rapport final. Chaire de recherche en géoscience côtière, LDGIZC, UQAR. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, août 2020, 139 p. et annexes.
- Senneville, S., St-Onge Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, A.-C., Belemaalem, Z., Corriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S., Villeneuve, R. (2014). Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques. Collection Études et recherches en transport, Ministère des Transports du Québec, 383 p.
- Sesli, F.A., Karsli, F., Colkesen, I., Akyol, N. (2008). Monitoring the changing position of coastlines using aerial and satellite image data: an example from the eastern coast of Trabzon, Turkey. *Environment Monitoring and Assessment*, 153 (1-4), 391-304.
- Song, D.S., Kim, I.H., Lee, H.S. (2013). Preliminary study of 3D assessment of coastal erosion by data Integration between airborne LiDAR and DGPS field observations. *Journal of Coastal Research*, 65, 1445-1450.
- St-Hilaire-Gravel, D., Bell, T.J., Forbes, D.L. (2010). Raised gravel beaches as proxy indicators of past sea-ice and wave conditions, Lowther Island, Canadian Arctic Archipelago. *Arctic*, 63 (2), 213-226.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash and runoff. *Coastal Engineering*, 53 (7), 573-588.

- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308 (5720), 376-380.
- Taaouati, M., Nachite, D., Benavente, J., Elmrini, A. (2011). Seasonal changes and morphodynamic behavior of a high-energy mesotidal beach: case study of Charf el Akab beach on the North Atlantic coast of Morocco. *Environmental Earth Sciences*, 64, 1225-1236.
- Thieler, E.R. et Danforth, W.W. (1994). Historical shoreline mapping (II): Application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, 10 (3), 600-620.
- Troude, J.P. et Sérodes, J.B. (1987). Le rôle des glaces dans le régime morpho-sédimentologique d'un estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 15, 348-354.
- Tucker, M.J. et Pitt, E.G. (2001). *Waves in ocean engineering*. Elsevier, Amsterdam, 521 p.
- Warrier, A.K., Pednekar, H., Mahesh, B.S., Mohan, R., Gazi, S. (2016). Sediment grain size and surface textural observations of quartz grains in late quaternary lacustrine sediments from Schirmacher Oasis, East Antarctica: Paleoenvironmental significance. *Polar Science*, 10 (1), 89-100.
- Wright, J., Colling, A., Park, D. (1999). *Waves, tides and shallow-water processes*. Butterworth-Heinemann, en association avec The Open University, Oxford, Boston (2e éd.), 227 p.
- Zumberge, J.H. et Wilson, J.T. (1953). Effect of ice on shore development. *Coastal Engineering Proceedings*, 1 (4), 13.

ANNEXES

ANNEXE I : Spécifications techniques des photographies aériennes utilisées dans le calcul de l'évolution du trait de côte

Année	# photo	Date	Échelle	Taille de pixel (m)	Couleur	RMS (m)	Transformation	Niveau marée estimé
1963	Q63117_066	1963-08-13	1:15'840	0,56	NB	3,2	Poly 1	Bas
1964	Q64188_101	1964-09-13	1:31'680	0,48	NB	2,8	Poly 1	Bas
1965	Q65235_208	1965-08-16	1:9'600	0,18	NB	2,2	Poly 2	Bas
1972	Q72868_041	1972-07-09	1:10'000	0,15	NB	0,7	Poly 2	Bas
1975	Q75323_142	1975-07-01	1:15'000	0,51	NB	1,08	Poly 2	Bas
1980	Q80851_028	1980-10-11	1:15'000	0,23	NB	2,09	Poly 2	Bas
1986	Q86400_059	1986-07-03	1:15'000	0,22	IR	1,42	Poly 2	Bas
1992	Q92116_182	1992-08-15	1:15'000	0,23	IR	1,18	Poly 2	Bas
2001	Q01809_257 Q01809_275	2001-09-07	1:40'000	1	NB	-	-	Bas
2005	Q05105_217	2005-07-03	1:15'000	0,50	NB	1,8	Poly 2	Moyen
2007	Idv122b_2007 Idv123_2007 Idv124_2007 Idv125_2007	-	-	0,16	IR	-	-	Haut
2009	BPR_2575_532_55_2009 BPR_2575_532_60_2009 BPR_2580_532_60_2009 BPR_2580_532_65_2009	2009-08-02	-	0,10	VC	0,3 0,45	Poly 1	Bas
2016	mos_16_22a03_se_30cm_f05_Pro	-	-	0,30	VC	-	-	Moyen
2017	Site-erosion_79	2017-07-12	-	0,05	VC	-	-	Moyen
2018	c214_259C21_86_100_2018	-	-	0,30	VC	-	-	Moyen

Notes

Couleur : NB pour photographie en noir et blanc, IR pour photographie fausses couleurs infra-rouge et VC pour photographie en vraies couleurs.

RMS : le total de la racine de l'erreur quadratique moyenne, une valeur indiquant la précision de la transformation utilisée lors du géoréférencement.

Transformation : la transformation utilisée pour le géoréférencement, soit une transformation polynomiale de premier ordre (poly 1), soit une transformation polynomiale de deuxième ordre (poly 2).

Niveau marée estimé : l'heure exacte de chaque photographie aérienne n'étant pas connue, le niveau de marée n'est donc qu'une estimation visuelle.

Les photographies de 2001, 2016, 2017 et 2018 étaient déjà géoréférencées.

ANNEXE II : Campagnes topographiques saisonnières réalisées à Hope Town de novembre 2017 à novembre 2020

Campagne	Mois	Date
1	2017-11	28-29 nov. 2017
2	2018-05	15-16 mai 2018
3	2018-08	8-9 août 2018
4	2018-11	23-24 nov. 2018
5	2019-05	7-8 mai 2019
6	2019-08	2-4 août 2019
7	2019-10	28 oct. 2019
8	2019-11	27-28 nov. 2019
9	2020-01	26 janv. 2020
10	2020-05	7-8 mai 2020
11	2020-08	19-20 août 2020
12	2020-11	16-17 nov. 2020

ANNEXE III : Accrétion ou érosion moyenne en millimètre pour les différents profils par rapport au levé de novembre 2017. La position des cinq épis est marquée par un traitillé dans le tableau

Profil	2017 11	2018 05	2018 08	2018 11	2019 05	2019 08	2019 10	2019 11	2020 05	2020 08	2020 11	Distance considérée
1	0	-284	-172	30	-169	-352		-251	-475	-440	-490	7,47 à 102,51 m
2	0	-154	-312	-64	-167	-372		-340	-326	-222	-297	7,14 à 67,77 m
3	0	0	-49	46	21	-50		-141	-4	0	-13	-3,55 à 77,13 m
4	0	3	19	39	35	-1		-110	7	48	7	-3,24 à 80,39 m
5	0	19	69	16	31	25	-27	-47	-16	42	-3	-10 à 50,26 m
6	0	28	59	16	16	-51		-30	-60	-39	-65	-2,23 à 65,26 m
7	0	-1	54	-5	12	-26		-60	-34	-12	-10	-10 à 63,42 m
8	0	-10	59	-10	17	35	-14	-21	-27	24	67	-10 à 49,87 m
9	0	-26	62	15	-19	-20		-29	-39	1	20	-10 à 56,89 m
10	0	-74	55	-8	-40	5		-52	-53	-30	19	-10 à 52,30 m
11	0	39	29	-19	-61	-6	-71	-77	-69	-66	87	-2,48 à 41,44 m
12	0	15	-5	6	-63	-51		-67	-62	-52	-12	-2,39 à 53,98 m
13	0	-78	11	29	10	10		-55	-33	-26	34	-3,21 à 59,97 m
14	0	-165	-59	49	-29	22	-30	-40	-54	-35	109	0,81 à 47,51 m
15	0	-253	-75	11	-24	36		-10	-40	-32	58	-1,19 à 58,89 m
16	0	-257	-59	2	20	61		-6	-21	-50	101	0,30 à 56,38 m
17	0	-350	-127	-85	-10	128		66	25	113	193	1,49 à 52,97 m
18	0	-480	-214	-9	-41	137		105	27	130	198	1,46 à 47,14 m
31	0	-142	-246	-160	-40	-280		-215	-226	-176	-39	1,71 à 52,92 m
32	0	66	0	-67	60	-144		33	-71	-90	28	2,59 à 37,25 m
33	0	239	176	84	324	217		250	98	130	135	5,13 à 30,07 m
34	0	353	348	390	379	458		463	301	393	336	6,44 à 29,06 m
35	0	319	332	470	395	451		446	386	414	356	2,64 à 29,82 m
36	0	255	305	342	390	482		363	400	447	390	2,39 à 26,37 m

Note

L'accrétion ou l'érosion moyenne de chaque profil a été calculée sur le tronçon du profil qui est commun aux dix levés saisonniers, et qui ne s'étend direction terre pas au-delà de la limite $x = -10$ m. Le calcul a été effectué pour les dix levés saisonniers comme la moyenne des différences entre le levé saisonnier considéré et le premier levé de novembre 2017, après avoir interpolé les profils selon l'axe horizontal à intervalle de 0,01 m.

ANNEXE IV : Variations volumétriques saisonnières

Table 1 : Variations volumétriques saisonnières de la plage à épis par secteurs de plage

Variable	Polygone ID	Hiver 2017-2018	Été 2018	Au-tomme 2018	Hiver 2018-2019	Été 2019	Au-tomme 2019	Hiver 2019-2020	Été 2020	Au-tomme 2020
Érosion /Accrétion moyenne (m)	1	-0,071	0,056	0,113	-0,055	-0,116	0,066	0,078	-0,016	-0,161
	2	-0,244	0,036	0,237	-0,031	-0,056	0,009	-0,041	-0,040	0,098
	3	0,031	0,076	-0,235	-0,027	0,104	-0,150	-0,002	0,155	0,098
	4	0,108	0,092	-0,102	0,012	0,053	-0,111	0,082	0,078	-0,007
Volume (m ³)	1	-270	212	432	-209	-444	252	298	-60	-616
	2	-1667	243	1616	-214	-379	59	-282	-274	670
	3	139	341	-1060	-121	467	-678	-8	697	441
	4	293	248	-269	31	143	-301	221	211	-20
% aire en érosion	1	51,3	43,2	2,1	67,9	84,8	11,6	22,9	56,3	96,4
	2	85,2	44,4	0,8	66,0	63,4	37,2	72,1	69,0	37,3
	3	42,2	37,3	80,9	59,3	28,2	85,4	59,5	13,8	34,7
	4	24,9	21,3	68,7	49,9	17,0	81,9	19,2	17,8	48,4

Notes

Polygones :

1 : Avant-plage (aire 3 823 m²)

2 : Bas-estran (aire 6 826 m²)

3 : Haut-estran (aire 4 511 m²)

4 : Haute-plage (aire 2 709 m²)

Voir la Figure 14A pour la position et l'étendue des polygones.

Table 2 : Variations volumétriques saisonnières de la plage à épis par secteurs nord/sud

Variable	Polygone	Hiver 2017- 2018	Été 2018	Au- tomne 2018	Hiver 2018- 2019	Été 2019	Au- tomne 2019	Hiver 2019- 2020	Été 2020	Au- tomne 2020
Érosion /Accrétion moyenne (m)	1	-0,030	0,019	0,037	-0,031	-0,063	-0,026	0,032	0,039	-0,019
	2	-0,163	0,115	0,054	-0,026	0,063	-0,054	-0,015	0,022	0,093
Volume (m ³)	1	-311	176	372	-315	-672	-311	357	412	-196
	2	-1187	839	328	-190	456	-389	-111	157	673
% aire en érosion	1	50,5	53,1	31,0	57,7	62,4	47,8	42,3	45,6	55,8
	2	68,8	18,1	32,1	69,0	37,1	54,8	62,1	47,5	43,9

Notes

Polygones :

1 : Sud (aire 10 008 m²)

2 : Nord (aire 7 282 m²)

Voir la Figure 14B pour la position et l'étendue des polygones.

Table 3 : Variations volumétriques saisonnières de la plage sud-ouest par secteurs de plage

Variable	Polygone	Hiver 2017- 2018	Été 2018	Au- tomne 2018	Hiver 2018- 2019	Été 2019	Au- tomne 2019	Hiver 2019- 2020	Été 2020	Au- tomne 2020
Érosion /Accrétion moyenne (m)	1	-0,044	-0,030	0,117	0,070	-0,151	0,156	-0,054	-0,071	0,057
	2	0,184	-0,094	0,016	0,166	-0,105	0,060	-0,158	0,079	-0,007
	3	0,339	0,005	-0,062	0,045	-0,071	0,002	-0,047	0,068	0,036
Volume (m ³)	1	-38	-27	102	62	-132	137	-48	-62	50
	2	327	-167	28	296	-188	106	-282	140	-12
	3	487	8	-89	65	-102	3	-68	98	52
% aire en érosion	1	44,9	67,0	2,3	21,5	66,3	16,6	83,7	78,0	49,1
	2	18,5	91,4	36,1	5,4	55,3	41,1	99,4	27,0	59,9
	3	0,4	50,4	63,4	46,3	64,9	56,0	63,5	14,2	27,2

Notes

Polygones :

1 : Bas-estran (aire 876 m²)

2 : Haut-estran (aire 1 785 m²)

3 : Haute-plage (aire 1 440 m²)

Voir la Figure 14 pour la position et l'étendue des polygones.

ANNEXE V : Campagnes granulométriques saisonnières menées à Hope Town de novembre 2017 à novembre 2020

Campagne	Mois	Date	Nombre d'échantillons récoltés
1	Nov. 2017	2017-11-30	7
2*	Avril 2018	2018-04-20	18
2	Mai 2018	2018-05-16	22
3	Août 2018	2018-08-08	22
4	Mai 2019	2019-05-08	26
5	Août 2019	2019-08-04	29
6	Oct. 2019	2019-10-28	25
7	Mai 2020	2020-05-08	28
8	Août 2020	2020-08-19	23
9	Oct. 2020	2020-10-30	20

* Cette campagne concerne uniquement l'échantillonnage de la plage sud-ouest, qui n'a pas été échantillonnée lors des autres campagnes.

ANNEXE VI : Localisation, profondeur et durée d'enregistrement des appareils déployés

	Site	Début	Fin	Latitude / Longitude	Coordonnées MTM-5 Est / Nord	Prof.*
Hiver 2017-18	F, Paspébiac	2017-11-05	2018-04-10	47° 58,897' N / 65° 20,211' W	242334 / 5316191	33,0 m
	HOE, St-Godefroi	2017-11-05	2018-04-10	48° 04,050' N / 65° 06,070' W	260001 / 5325575	9,4 m
Été 2018	F, Paspébiac	2018-04-10	2018-10-15	47° 58,892' N / 65° 20,215' W	242329 / 5316182	33,0 m
	HOE, St-Godefroi	2018-04-10	2018-10-15	48° 04,030' N / 65° 06,040' W	260038 / 5325538	9,4 m
	HOD, Hope Town	2018-05-01	2018-10-23	48° 04,012' N / 65° 07,330' W	258435 / 5325517	3,5 m
	HOB, Hope Town	2018-05-18	2018-11-24	48° 03,873' N / 65° 07,809' W	257839 / 5325264	0,2 m
	HOC, Hope Town	2018-05-18	2018-11-24	48° 03,803' N / 65° 07,815' W	257830 / 5325136	0,1 m
Hiver 2018-19	F, Paspébiac	2018-10-15	2019-05-10	47° 58,898' N / 65° 20,185' W	242366 / 5316192	33,0 m
	HOE, St-Godefroi	2018-10-15	2019-05-11	48° 04,033' N / 65° 06,041' W	260037 / 5325543	9,6 m
Été 2019	F, Paspébiac	2019-05-10	2019-10-16	47° 58,917' N / 65° 20,295' W	242230 / 5316229	32,3 m
	HOE, St-Godefroi	2019-05-11	2019-10-16	48° 04,019' N / 65° 06,045' W	260031 / 5325518	9,8 m
	HOD, Hope Town	2019-05-07	2019-10-09	48° 04,009' N / 65° 07,335' W	258429 / 5325512	4,1 m
	HOC, Hope Town	2019-05-08	2019-11-28	48° 03,803' N / 65° 07,815' W	257830 / 5325136	0,1 m
Hiver 2019-20	F, Paspébiac	2019-10-16	2020-06-21	47° 58,889' N / 65° 20,211' W	242334 / 5316176	33,4 m
	HOE, St-Godefroi	2019-10-16	2020-07-03	48° 04,034' N / 65° 06,007' W	260079 / 5325545	9,2 m
Été 2020	HOD, Hope Town	2020-06-21	2020-10-22	48° 04,002' N / 65° 07,370' W	258386 / 5325499	4,0 m

*Profondeur sous le zéro des cartes marines d'après les relevés bathymétriques du SHC (pour les sites F, HOD et HOE) ou les relevés au DGPS (sites HOB et HOC).